

А. А. ОБОЛЕНСКИЙ

ГЕНЕЗИС
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
РТУТНОЙ РУДНОЙ
ФОРМАЦИИ

А. А. ОБОЛЕНСКИЙ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

В ы п у с к 627

Серия «Эндогенные рудные формации Сибири»

А. А. ОБОЛЕНСКИЙ

ГЕНЕЗИС
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
РТУТНОЙ РУДНОЙ
ФОРМАЦИИ

на примере Южно-Сибирской
металлогенической провинции
и Монголии

Ответственный редактор акад. *В. А. Кузнецов*



НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

1985

Оболенский А. А. Генезис месторождений ртутной рудной формации (на примере Южно-Сибирской металлогенической провинции и Монголии). — Новосибирск: Наука, 1985.

В монографии на основе последовательного применения принципов и методов рудноформационного анализа рассмотрен генезис месторождений ртутной и сопряженной с ней ртутно-сурьмяно-вольфрамовой рудных формаций и показаны основные закономерности их размещения в областях мезозойской тектономагматической активизации (дейтероорогенеза) Центрально-Азиатского металлогенического пояса. Выделены и описаны генетические ряды рудных формаций дейтероорогенных структур, показано их значение для целей металлогенического анализа и прогнозирования. В качестве основы металлогенических построений предложена генетическая модель формирования низкотемпературных гидротермальных месторождений в парагенетической связи со щелочно-базальтоидным магматизмом структур активизации.

Книга представляет интерес для специалистов в области эндогенного рудообразования, геохимии и металлогении, а также преподавателей и студентов вузов.

Рецензенты *О. П. Иванов, Ю. Г. Щербанов*

Александр Александрович Оболенский

**ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ
РТУТНОЙ РУДНОЙ ФОРМАЦИИ
на примере Южно-Сибирской
металлогенической провинции и Монголии**

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства *Е. С. Иванова*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Технический редактор *Н. М. Остроумова*
Корректоры *В. В. Борисова, И. А. Абрамова*

ИБ № 23751

Сдано в набор 04.09.84. Подписано к печати 18.02.85. МН-01523. Формат 70×108⁴/₁₆. Бумага типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 16,8. Усл. кр.-отт. 17,1. Уч.-изд. л. 19,5. Тираж 1600 экз. Заказ № 370. Цена 3 р. 30 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука», Сибирское отделение.
630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

ВВЕДЕНИЕ

Последнее десятилетие изучения ртутных месторождений ознаменовалось выявлением важной закономерности их размещения — выделением трансконтинентального Центрально-Азиатского ртутного пояса, формирование которого связано с процессами мезозойской тектономагматической активизации (дейтероорогенеза) палеозойских структур одноименного складчатого пояса [В. А. Кузнецов, 1973, 1974 и др.]. Протягиваясь от Тянь-Шаня на западе до Джугджура на востоке, Центрально-Азиатский пояс в металлогеническом отношении равнозначен Средиземноморскому и Тихоокеанскому ртутным поясам, так как в его пределах размещаются такие важнейшие ртутные провинции и области СССР, как Средне-Азиатская, Алтае-Саянская, Забайкальская, ртутная область Монголии, несколько перспективных рудных районов в Южном Казахстане и на Сибирской платформе. Чрезвычайно актуальна проблема обеспечения минеральным сырьем действующих предприятий Средней Азии, Горного Алтая, Тувы и Забайкалья, а также дальнейшего расширения рудной базы за счет поисков и разведки новых месторождений. Эта задача успешно может быть решена на основе современных научных представлений о закономерностях размещения и условиях образования ртутных и ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений, из которых вытекают критерии прогнозирования, поисков и оценки этих месторождений. Именно этой цели были подчинены исследования, выполненные автором в Алтае-Саянской складчатой области, в Забайкалье и Монголии. В работе последовательно применялись принципы и методы рудноформационного анализа, конечной целью и итогом которого являются познание генезиса месторождений различных рудных формаций и создание их генетических моделей как теоретической основы прогнозирования и поисков [В. А. Кузнецов и др., 1983]. Изучение ртутных месторождений было начато автором в Горном Алтае, где с 1955 по 1960 г. он принимал участие в геолого-разведочных работах на Акташском, Чаганузунском, Курайском, Чуйском и других ртутных месторождениях, в поисках и съемках в пределах Курайской ртутной зоны. С 1963 г. эти исследования были продолжены им в лаборатории эндогенных рудных формаций ИГиГ СО АН СССР, возглавляемой академиком В. А. Кузнецовым. Помимо ртутных месторождений Горного Алтая исследованиями были охвачены месторождения в Кузнецком Алатау, Туве и в Восточном Забайкалье. В 1970—1975 гг. автор участвовал в работах Ртутного отряда Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР, результатом которых явилась оценка общих перспектив Монголии на ртутные руды [Кузнецов и др., 1977, 1978].

С целью сравнительного изучения и проверки полученных результатов автор в разные годы посещал ртутные месторождения Тянь-Шаня (Хайдарканское, Чаувайское, Чонкойское), Донбасса (Никитовское), Карпат (Боркут, Большой Шаян, Грендеш и др.), Якутии (Гал-Хая, Нальчан, Калычан и др.), Чукотки (Палянское, Пламенное), а также крупнейшее ртутное месторождение Альмаден в Испании и известные месторождения провинции Тоскана в Италии.

В своих исследованиях автор уделял особое внимание выявлению общих закономерностей размещения и локализации ртутных месторождений, опираясь на предшествующие обобщающие работы академика В. А. Кузнецова по Алтае-Саянской складчатой области и Центрально-Азиатскому поясу в целом [В. А. Кузнецов, 1958, 1975а; б; Геология и генезис..., 1978], академика С. С. Смирнова по Восточному Забайкалью [Смирнов, 1944], члена-корреспондента АН СССР А. Д. Щеглова — по Западному Забайкалью и областям тектономагматической активизации [Щеглов, 1966 и др.], а также на работы по сурьмяным и ртутным месторождениям Прибайкалья и Забайкалья, выполненные З. В. Сидоренко, В. И. Бергером, В. М. Кандером, А. И. Котовой и другими геологами.

Решению многих спорных вопросов генезиса способствовали детальные исследования минерального состава ртутных руд, выполненные для месторождений Алтае-Саянской области В. И. Васильевым, процессов гидротермального метаморфизма вмещающих пород — И. П. Щербанем, Э. М. Хакимовым, Г. С. Симкиным, А. С. Борисенко, базальтоидных и щелочно-базальтоидных мезозойских дайковых комплексов самостоятельных малых интрузий, изученных в Алтае-Саянской области Р. В. Оболенской, а в Забайкалье — А. Д. Щегловым, М. И. Розиновым, М. Н. Захаровым, Л. Д. Зориной и др. Структуры отдельных месторождений и рудных полей, условия локализации ртутного оруденения детально изучены Л. П. Зеликовским, П. М. Бондаренко, З. С. Росихиной, О. Г. и В. Н. Гречищевыми, О. Г. Епифанцевым и многими другими геологами, с которыми сотрудничал автор.

При проведении исследований, обобщенных в монографии, наряду с традиционными широко применялись методы абсолютной геохронологии (Рb и К-Аг метод), анализы были выполнены в лаборатории ИГиГ СО АН СССР доктором геол.-мин. наук Л. В. Фирсовым. Решение проблемы источников рудного вещества потребовало не только методов количественной геохимии, т. е. выявления распределения главных элементов руд в различных типах пород, но и изучения изотопного состава серы, ртути, свинца, которое выполнено соответственно в лаборатории ГИН АН СССР В. И. Виноградовым и Н. А. Озеровой и в лаборатории изотопных методов ИГиГ СО АН СССР Е. Ф. Доильницыным. Для выяснения природы рудообразующих гидротерм совместно с А. С. Борисенко проведены исследования состава растворов и газовой фазы включений в минералах, определен изотопный состав кислорода и углерода в воде и углекислоте из газожидких включений и заключающих их минералов. Эти прецизионные исследования выполнены в лаборатории изотопных методов Института литосферы АН СССР Ю. А. Борщевским. Плодотворным было сотрудничество с В. И. Белеванцевым (Институт неорганической химии СО АН СССР), оказавшим автору методическую помощь в выполнении термодинамического анализа поведения ртути в гидротермальном процессе, и Л. В. Гущиной (Институт геологии и геофизики СО АН СССР), осуществившей необходимые расчеты на ЭВМ, а также выполнившей многочисленные аналитические определения ртути по методу Н. Х. Айдиньян, анализы водных вытяжек и др.

В результате исследований в монографии на основе последовательного применения принципов и методов рудноформационного анализа рассмотрен генезис ртутных и ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений и выявлены основные закономерности их размещения в структурах мезозойской тектономагматической активизации Южно-Сибирской металлогенической провинции и Монголии, входящих в состав трансконтинентального Центрально-Азиатского ртутного пояса. Установлены генетические ряды рудных формаций этапа позднемезозойской тектономагматической активизации и положение в этих рядах ртутной и сопряженной с ней ртутно-сурьмяно-вольфрамовой рудных формаций. Показано значение генетических рядов рудных формаций для целей металлогенического анализа и прогноза низкотемпературных гидротермальных месторождений ртути, сурьмы, вольфрама, никеля, кобальта, свинца, цинка,

золота, серебра и фтора. В основу этих построений положена качественная геолого-генетическая модель формирования эпitherмальных месторождений в парагенетической связи со щелочно-базальтоидным магматизмом мезозойских дейтероорогенных структур.

Автор искренне признателен всем, кто проявил интерес к выполняемым исследованиям и поддержал их проведение своим непосредственным участием или критически обсуждал с ним результаты.

Незаменимой была помощь, которую автору оказали при знакомстве с месторождениями и геологическими материалами С. А. Айрапетян, М. Н. Бутолин, М. А. Галкин, В. Н. Зайцева, В. А. Ласьков, Н. Я. Ольховский, С. И. Кирикилица, Э. В. Путято, Я. М. Грицюк, И. И. Никонов, П. В. Ершов, Л. Д. Староверов, Н. И. Уразлин, В. В. Куницын, Ю. Н. Кошелев, В. Н. и О. Г. Гречищевы, И. Н. Фомиц, А. И. Котова, Д. Н. Алексеев и многие другие. Особо необходимо отметить постоянное внимание к работе заведующего эндогенным отделением и рудным отделом ИГиГ СО АН СССР академика В. А. Кузнецова, со стороны которого автор получал поддержку на всех этапах выполнения исследований. Автор глубоко благодарен сотрудникам, непосредственно вместе с ним участвовавшим в полевых работах и лабораторных исследованиях, — А. С. Борисенко, Р. В. Оболенской, В. И. Васпльеву, И. Н. Широких, Б. Н. Лапину, В. И. Белеванцеву, Л. В. Гущиной, В. И. Лебедеву, А. А. Боровикову, Н. К. Морцеву, И. Н. Максиму, И. И. Раевскому, а также Ф. Ф. Плечкову и Л. И. Свириденко, оказавшим помощь в оформлении монографии.

При подготовке работы к печати автор с признательностью учел замечания и пожелания чл.-кор. АН СССР А. Д. Щеглова, докторов геол.-мин. наук И. Л. Никольского и А. С. Лапухова, взявших на себя труд ознакомиться с рукописью монографии.

1. РТУТНАЯ ПРОВИНЦИЯ ЮГА СИБИРИ И МОНГОЛИИ

Расположенные в складчатых структурах, симметрично обрамляющих южный выступ Сибирской платформы, Алтае-Саянская и Забайкальская ртутные области и примыкающие к ним с юга ртутные зоны Монголии образуют восточное звено Центрально-Азиатского трансконтинентального ртутного пояса, впервые выделенного и охарактеризованного В. А. Кузнецовым [Кузнецов, 1974 и др.]. Ртутные месторождения этого пояса относятся к двум рудным формациям — наиболее важной в промышленном отношении ртутной и ртутно-сурьмяно-вольфрамовой.

Размещение ртутных месторождений в пределах этого пояса определяется их четкой приуроченностью к зонам глубинных разломов, системы которых образуют линейные ртутные пояса и зоны. В тектонических структурах мезозойской активизации Алтае-Саянской складчатой области выделяются три таких пояса — Кузнецко-Алтайский, Восточно-Саянский и Саяно-Тувинский, в Забайкалье два — Байкальский и Монголо-Охотский. На территории Монголии прослеживаются в ее западной части Кузнецко-Алтайский, а в восточной Монголо-Охотский пояса. В герцинидах юга Монголии выделяются Манлайская и Южно-Готошаньская ртутные зоны. Каждый из выделенных рудных поясов и зон занимает определенное положение в тектонических структурах, имеет сложное внутреннее строение и может быть отнесен к числу крупных региональных металлогенических структур. В целом ртутные пояса образуют две гигантские дуги, симметрично обрамляющие с юга выступ Сибирской платформы (см. рис. 38).

Структуры, расположенные к западу и юго-западу от Сибирской платформы, входят в состав Алтае-Саянской складчатой области, которая рассматривается как самостоятельная рудная или металлогеническая область. В нее входят складчатые сооружения Восточного и Западного Саяна, Танну-Ола, Кузнецкого Алатау, Салаира и Горного Алтая.

Структуры, расположенные к востоку и юго-востоку от Сибирской платформы, относятся к Забайкальской рудной и металлогенической области. В ее пределах различают Западное и Восточное Забайкалье.

Ртутная область Монголии располагается к югу, на стыке структур Алтае-Саянской и Забайкальской металлогенических областей.

АЛТАЕ-САЯНСКАЯ РТУТНАЯ ОБЛАСТЬ

Одна из наиболее значительных на юге Сибири, Алтае-Саянская рудная область в качестве ртутной впервые выделена и описана В. А. Кузнецовым [Кузнецов, 1958 и др.]. В последние годы с участием автора выполнен и опубликован ряд обобщающих работ по принципам и методам рудно-формационного анализа металлогении этой сложной рудной области [Кузнецов, Дистанов и др., 1966], по геологии и генезису месторождений ртутной рудной формации [Металлогения ртути, 1976; Геология и генезис..., 1978], в связи с чем характеристика области дается кратко.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ, РТУТНЫЕ ПОЯСА И ЗОНЫ

Главными факторами, определяющими размещение ртутного оруденения в Алтае-Саянской области, являются структурные факторы, причем ведущее значение имеет контроль разрывных структур. Особо важную роль в размещении ртутного оруденения играют зоны региональных разломов (которые относятся к категории глубинных), т. е. крупные разрывные структуры длительного развития, формирующиеся в зонах максимальной неоднородности земной коры на границах между главными геотектоническими структурными элементами и проникающие в мантию Земли. Как уже было отмечено, к числу таких важнейших рудоконтролирующих структур относятся зоны глубинных разломов, вдоль которых на раннепалеозойском этапе развиваются эвгеосинклинальные трогги с характерными офиолитовыми комплексами пород, включающими и гипербазитовые массивы, а на поздних этапах (верхний палеозой, мезозой и кайнозой) в связи с глыбовыми движениями вследствие тектонической активизации они становятся зонами повышенной проницаемости для магматических расплавов и мантийных флюидов. Глубинные разломы чаще всего служат рудоподводящими структурами, а роль рудовмещающих выполняют сопряженные с ними разломы второго и последующих порядков. Таким образом, региональные глубинные разломы являются металлогеническими зонами линейного типа, вдоль которых размещаются ртутные месторождения и рудопроявления.

В Алтае-Саянской ртутной области выделяются следующие важнейшие ртутные зоны (рис. 1):

Кузнецкая — вдоль одноименной зоны разломов, отделяющих герцинско-мезозойский унаследованный прогиб Кузбасса от каледонид Кузнецкого Алатау; с ней связаны Белоосиповское, Пезасское, Куприяновское месторождения и другие рудопроявления;

Салаирская — по западному обрамлению прогиба Кузбасса, с Орлиногорским, Мавринским и другими рудопроявлениями;

Ташелгино-Кондомская — на южном продолжении этих зон в Горной Шории, с Сайзакским и другими рудопроявлениями;

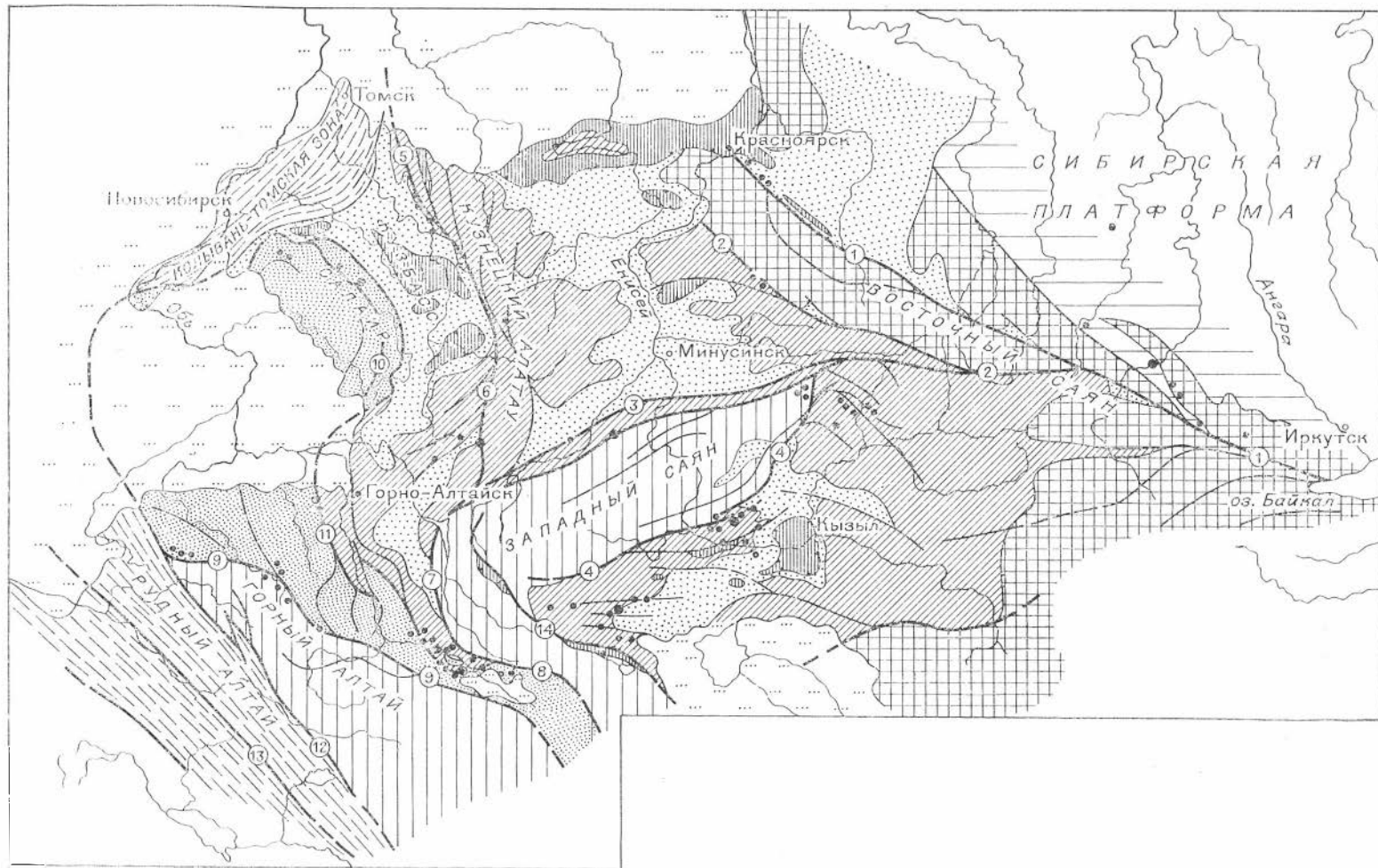
Сарасинская — в северной части Горного Алтая, с одноименным месторождением и несколькими рудопроявлениями;

Курайская — далее к югу кулисно по отношению к Сарасинской зоне, с Акташским, Чаганузунским и другими месторождениями;

Чарышско-Теректинская — к западу от Курайской, с рядом рудопроявлений сурьмы и ртути.

Все эти зоны образуют Кузнецко-Алтайский ртутный пояс, прослеживающийся на территории СССР на протяжении более 1000 км и продолжающийся на территорию Монголии. Прямыми структурными продолжениями Курайской и Чарышско-Теректинской зон являются соответственно Кобдинский и Толбонурский региональные разломы в Западной Монголии, вдоль которых также установлено ртутное оруденение [В. А. Кузнецов и др., 1977, 1978].

Кроме того, в центральной и восточной частях Алтае-Саянской металлогенической области выделяются следующие ртутные пояса и зоны. Саяно-Тувинская зона расположена вдоль системы разломов, отделяющих позднепалеозойско-мезозойский Тувинский прогиб от каледонид Западного Саяна. С этой зоной связаны Терлигхайское, Чазадырское и ряд других месторождений и рудопроявлений. Западно-Саянская зона протягивается вдоль границы каледонид Западного Саяна и позднепалеозойского Минусинского прогиба (Бабаковское месторождение и ряд рудопроявлений). В структурах Восточного Саяна выделяется несколько зон ртутной минерализации — Главная Восточно-Саянская, Сисимо-Казырская, Ийско-Урикская и Ильчирская, образующие Восточно-Саянский ртутный пояс.



Анализ размещения оруденения показывает, что ртутно-рудными зонами оказываются главным образом те зоны глубинных разломов, которые ограничивают позднепалеозойско-мезозойские унаследованные и наложенные прогибы на каледонском и салапрско-каледонском складчатом основании. Оруденение локализуется чаще в тех разломах, которые испытали не только позднепалеозойские, но и интенсивные глыбовые движения, связанные с проявлением тектономагматической активизации в мезозое и кайнозое, в связи с чем эти разломы хорошо геоморфологически выделяются как зоны проявления неотектоники и современных глыбовых поднятий, вдоль которых размещаются современные межгорные впадины. Ртутное оруденение в пределах рудных зон распределено крайне неравномерно. Наряду с участками интенсивного проявления оруденения имеются практически безрудные интервалы. Для концентрации оруденения необходимо сочетание многих локальных геологических факторов.

По геологическим условиям залегания и форме рудных тел среди ртутных месторождений Алтае-Саянской области выделены следующие структурные типы: а) линейные крутопадающие рудные залежи непосредственно в зонах рудоподводящих разломов (Чаганузунское и Красногорское месторождения в Горном Алтае, Чазадырское в Туве); б) поднадвиговые субпластовые месторождения (Акташское и Сарасинское в Горном Алтае); в) месторождения, представляющие собой минерализованные трещинные зоны или серии таких зон (Терлигхайское месторождение в Туве, Белоосиповское в Кузнецком Алатау); г) гнездовые месторождения и жилы (Чуйское и Курайское в Горном Алтае, Горхонское в Восточном Саяне и др.).

Все известные ртутные месторождения в Алтае-Саянской области принадлежат к одному генетическому типу — это низкотемпературные гидротермальные месторождения, сформированные на умеренных глубинах или в приповерхностных условиях. Объединяет их и сходство минерального состава руд: практически все месторождения и рудопроявления относятся к собственно ртутным, монометальным месторождениям и являются представителями ртутной рудной формации. Только некоторые мелкие рудопроявления в Горном Алтае могут быть отнесены к сурьмянортутной и мышьяково-ртутной субформациям. В Алтае-Саянской провинции практически отсутствуют сурьмяные месторождения, известны лишь несколько незначительных по масштабу сурьмяных (кварц-антимонитовых) рудопроявлений.

Месторождения ртутной формации Алтае-Саянской области по особенностям минерального состава руд, главным образом по составу нерудных минералов, который отражает специфику среды рудообразования (в частности, литологический состав рудовмещающих пород и характер их окolorудных изменений), разделяются на следующие минеральные типы: магнезиально-карбонатно-киноварный (лиственитовый); карбонатно-киноварный; кварц-диккит-киноварный; кварц-серпидит-киноварный; кварц-барит-киноварный; кварц-барит-блеклорудный; флюорит-киноварный.

Следует отметить, что ртуть, а также киноварь в крайне незначительных количествах встречаются в Алтае-Саянской рудной провинции в виде примеси в рудах месторождений и рудопроявлений другого минерального состава, принадлежащих к другим рудным формациям. Киноварь и антимонит обнаружены в шеелитовых рудах Кундатского месторождения в

Рис. 1. Схема размещения ртутных зон в Алтае-Саянской складчатой области [по В. А. Кузнецову, 1973].

1 — байкаллыды — позднепротерозойские складчато-глыбовые структуры южного обрамления Сибирской платформы; 2 — ранние каледониды; 3 — каледонские складчатые структуры Западного Саяна и Горного Алтая; 4 — каледонско-герцинские складчатые структуры Горного Алтая и Салапра; 5 — герцинские складчатые структуры Рудного Алтая и Кользьян-Томской зоны; 6 — герцинские прогибы; 7 — мезозойские (юрские) прогибы; 8 — кайнозойские прогибы; 9 — разломы главные и второстепенные; 10 — ртутные месторождения и рудопроявления. Разломы: 1 — Главный Восточно-Саянский, 2 — Сисимо-Казырский, 3 — Саяно-Минусинский, 4 — Саяно-Тувинский, 5 — Кузнецкий, 6 — Ташелгино-Кондомский, 7 — Чокракский, 8 — Курайский, 9 — Чарышско-Теректинский, 10 — Салапрский, 11 — Сарасинский, 12 — Северо-Восточная зона смятия, 13 — Иртышская зона смятия, 14 — Шапшальский.

Кузнецком Алатау. Примесь ртути отмечается в рудах Урского колчеданно-полуметаллического месторождения на Салаире. Перечисленные месторождения не ртутные, и появление повышенных концентраций ртути связано, по-видимому, в одних случаях с наложением сурьмяно-ртутной минерализации на ранее образованные руды, как это имеет место на Кундатском месторождении, в других — с определенной геохимической спецификой процесса рудообразования. Вероятным «носителем» ртути в колчеданных месторождениях Салаира являются ртутьсодержащие сфалериты [Ковалев, 1972].

Наиболее важными в промышленном отношении в Алтае-Саянской ртутной области являются карбонатно-киноварные, лиственитовые и барит-киноварные месторождения. Данное обстоятельство позволяет рассматривать эти три минеральных типа ртутных месторождений как наиболее важные промышленно-генетические типы [Федорчук, 1969, 1974]. В Алтае-Саянской ртутной области известны лишь мелкие рудопроявления важных в промышленном отношении кварц-диккитовых и флюорит-киноварных (джаспероидных) ртутных месторождений, типичных для других ртутных провинций СССР [Металлогения ртути, 1976].

МИНЕРАЛЬНЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения магнезиально-карбонатно-киноварного (лиственитового) типа. К этому минеральному и промышленному типу относятся ртутные месторождения, связанные с зонами глубинных разломов, сопровождаемыми офиолитовыми поясами с гипербазитами. Оруденение нередко локализуется в зонах лиственитов и лиственитизированных пород и четко контролируется разломами. Это определяет структурный тип месторождений — линзовидные рудные залежи, расположенные в зонах региональных разломов, нередко под экранами.

Месторождения этого типа относятся к ртутной субформации. В минеральном составе руд кроме обычных минералов — киновари, антимонита, шрита, реальгара и т. п. — присутствуют бравонит, полидимит, миллерит, линнеит, герсдорфит и другие минералы, никель и кобальт которых заимствуются из вмещающих серпентинитов. В числе нерудных минералов преобладают железо-магнезиальные карбонаты: брейнерит, доломит, анкерит, в чем также сказывается влияние состава вмещающих пород. Наряду с карбонатами постоянно присутствуют кварц, кальцит и диккиит. Рудами являются минерализованные листвениты, известняки, песчаники, эффузивы. Гидротермальные изменения вмещающих пород: лиственитизация, аргиллизация, карбонатизация. Форма рудных тел — неправильные и линзовидные залежи, гнезда, жилы. Характерны большая протяженность рудных зон по простиранию и падению и наличие рудных столбов.

Ртутные месторождения и рудопроявления этого типа широко распространены в различных рудных районах Алтае-Саянской области: в Горном Алтае — Чаганузунское, Красногорское, Кысхыштубекское и др., в Кузнецком Алатау — Кучумандинское, в Туве — Чазадырское, Верхне-Барлыкское, в Западном Саяне — Бабаковское.

Наиболее типичным и детальнее других изученным является Чаганузунское месторождение. Оно расположено в юго-восточной части Горного Алтая в Курайской рудной зоне — в северных отрогах хр. Северо-Чуйские белки на высоте 2900 м. Восточный фланг рудной зоны с одностипными Чуйским и Красногорским месторождениями, входящими в Чаганузунское рудное поле, располагается на окраине Чуйской высокогорной степи на высоте 1700 м.

Месторождение открыто в 1931 г. геологом В. А. Пышкиным. С 1934 г. в его изучении участвовали В. А. Кузнецов, А. А. Сауков, А. А. Месяников, Л. Д. Староверов, Н. Х. Белоус, С. Д. Яковенко, Л. П. Зеликовский, А. А. Оболенский, З. С. Россихина, В. И. Васильев, И. П. Щербань,

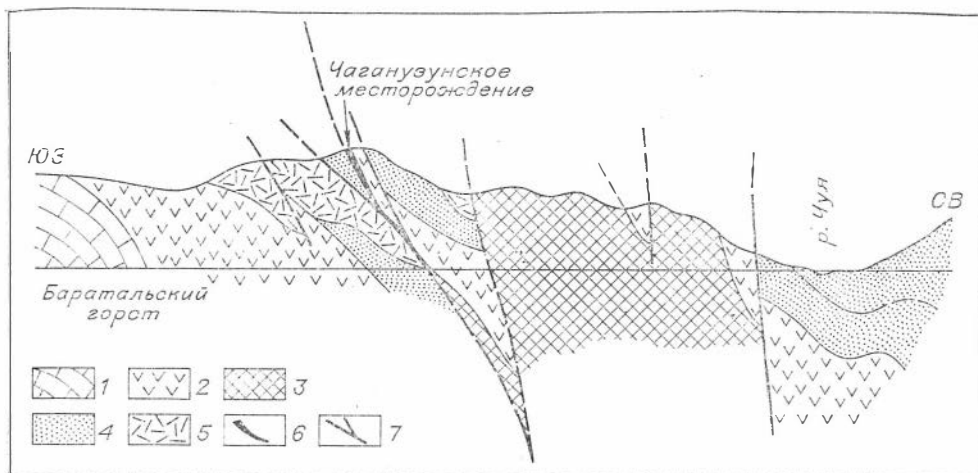


Рис. 2. Геологическая позиция Чуганузунского месторождения в Курайской зоне региональных разломов [по В. А. Кузнецову, 1978].

1 — карбонатная (баратальская) толща рифея; 2 — вулканогенно-осадочная (арыджанская) толща и южного кембрия (?); 3 — Чуганузунский гипербазитовый массив; 4 — известняково-граувакковая (курайская) толща кембрия — ордовика; 5 — эффузивно-осадочные толщи среднего — верхнего девона; 6 — рудная зона; 7 — разломы первого и второго порядка.

О. Г. Елифанцев, А. С. Борисенко и другие исследователи. Геология и минеральный состав месторождения подробно описаны в ряде работ [В. А. Кузнецов, 1978; Геология и генезис..., 1978].

Чуганузунское месторождение размещается в зоне глыбового крутопадающего надвига, по которому нижнепалеозойские толщи Курайского хребта взброшены и надвинуты с севера на окраину Баратальского горста, сложенного рифейскими карбонатными толщами, и на перекрывающие эти толщи девонские вулканогенно-осадочные образования. Чуганузунский глыбовый надвиг является звеном одной из кулис Курайской зоны регионального разлома. Геологическая позиция Чуганузунского месторождения наглядно иллюстрируется разрезом на рис. 2.

В приподнятом северном крыле глыбового надвига находятся блоки зеленокаменных вулканогенных пород арыджанской свиты нижнего кембрия и массив гипербазитов, который сопровождается мелкими линзами серпентинитов и габбро, зажатыми, как и сам массив, в виде тектонических блоков. В относительно опущенном крыле — песчаники кембро-ордовика, мергели верхнего девона, эффузивы и туфы среднего девона и подстилающие последние карбонатные толщи рифея (баратальская серия).

Чуганузунское месторождение приурочено непосредственно к одному из сместителей описанного глыбового надвига. Это, по-видимому, главный сместитель надвига, поскольку на его восточном продолжении, на участке Красногорского месторождения, с ним сопрягаются другие сместители, и надвиг приобретает более простое строение, причем зеленокаменная толща нижнего кембрия с затертыми в ней линзами серпентинитов непосредственно контактирует по крутопадающему разлому с пестроцветными песчаниками среднего девона.

К главному сместителю надвига приурочены Чуганузунское, Чуйское и Красногорское месторождения. В данном случае рудоподводящий разлом является и рудовмещающей структурой. В пределах рудного поля выделяются два тектонических блока, разделенных Чуганузунским надвигом, северное взброшенное крыло которого сложено зеленокаменными метаморфизованными эффузивами и сланцами арыджанской свиты нижнего кембрия с несколькими линзами окрепших известняков. Всяячее крыло надвига слагает также пластина рассланцованных серпентинитов с заключенными в ней более мелкими блоками габброидных пород, представляющими собой, по-видимому, разорванные и растянутые дайки, а также тектонические блоки амфиболитизированных эффузивов и оквар-

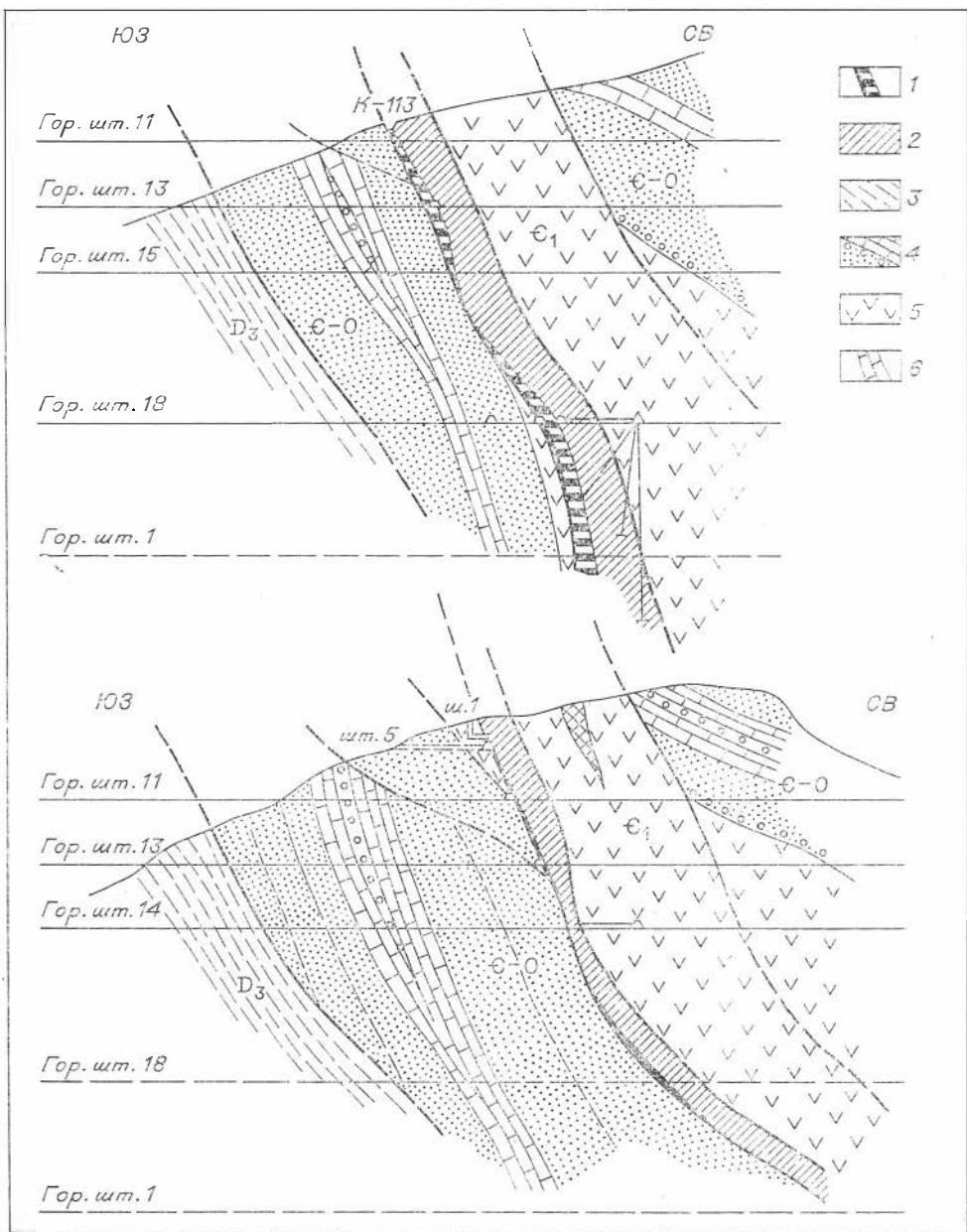


Рис. 3. Чаганузунское месторождение. Разрезы через рудную зону.

1 — рудные тела (минерализованные листвениты и известняки); 2 — серпентиниты; 3 — аргиллиты и глинистые сланцы девона; 4 — граувакки, песчаники и известняки курайской свиты кембрия — ордовика; 5 — зеленокаменные эффузивы и сланцы нижнего кембрия; 6 — окварцованные известняки нижнего кембрия.

цованных известняков, затертых в пластину серпентинитов в процессе формирования надвига. Сравнительно тонкая, не превышающая 40—50 м по мощности пластинка серпентинитов прослеживается на несколько километров по простиранию. Видимо, ее следует рассматривать как своеобразный серпентинитовый тектонит. Далее к северу залегают конгломераты, граувакки и известняки (калькаренины) курайской свиты кембрия — ордовика.

Южное относительно опущенное крыло сложено серыми песчаниками, граувакками и известняками курайской свиты. В прослоях внутрiformационных конгломератов встречаются гальки археоциатовых известняков. Весь блок пород курайской свиты взброшен и надвинут, в свою очередь,

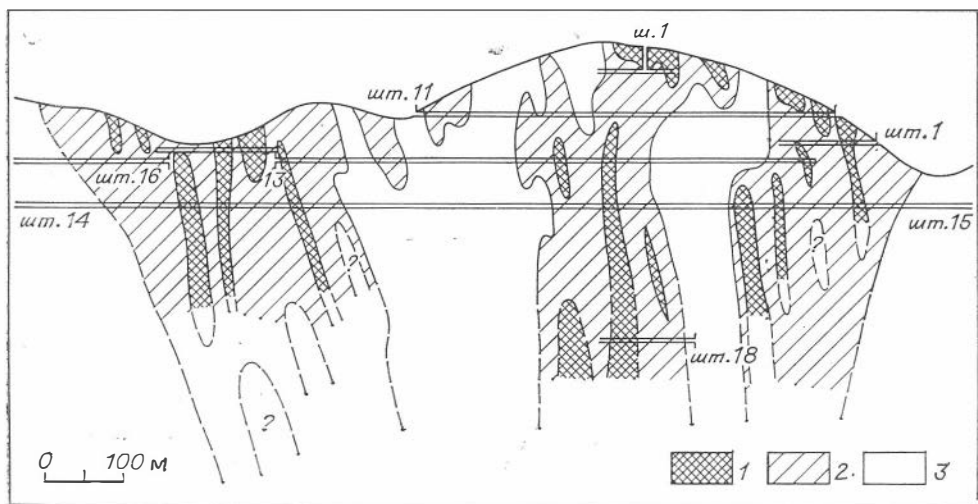


Рис. 4. Положение рудных столбов в зоне надвига в центре Чаганузунского месторождения.

1 — контуры рудных столбов; 2 — относительно концентрированное оруденение; 3 — слабо минерализованные участки.

на пачку серо-зеленых глинистых сланцев, мергелей и алевролитов верхнего девона, а последняя еще далее к югу по разлому контактирует с толщей эффузивов и пестроцветных песчаников среднего девона (рис. 3).

В рудном поле месторождения установлены дайки, стносящиеся к трем интрузивным комплексам мезозойской тектономагматической активизации. Наиболее ранние из них — долериты и диабазы курайского комплекса (реки Талды-Дюргун и Арыджан). Здесь же отмечаются дайки щелочных базальтоидов (керсантитов) чуйского комплекса. Самыми поздними, по-видимому, являются так называемые дайки «габбро-гортитов», которые секут породы верхнего девона. Они принадлежат комплексу эдельвейс, более широко проявленному в междуречье Юге — Дая — Кызыкнор [Оболенский, Оболенская, 1982]. Поверхность главного сместителя осложнена флексурными или волнообразными перегибами как по простиранию, так и по падению. Флексурные изгибы поверхности сместителя надвига обусловили столбообразный характер оруденения. Именно к этим участкам приурочены все основные рудные тела месторождения. Общее падение плоскости сместителя сравнительно крутое (60°), но отмечаются участки выполаживания до 40° , что также способствует концентрации оруденения (рис. 4). Нарушения второго порядка представляют собой диагональные зоны дробления, отходящие от главного сместителя в сторону пород лежащего бока. Такие нарушения установлены в центральной части месторождения и на Нижне-Талдыдюрğunском участке в известняках и песчаниках курайской свиты. К нарушениям третьего порядка относятся дизъюнктивы, пересекающие главную рудную зону. Они обычно имеют субмеридиональное простирание и крутое западное или восточное падение. По направлению перемещения сопряженных блоков среди них различаются взбросы и взбросо-сдвиги, сбросы и сбросо-сдвиги. Нарушения третьего порядка играют существенную роль в локализации оруденения, с ними связаны многочисленные кварцево-доломитовые жилы и рудные прожилки, нередко испытывавшие постминерализационные подвижки.

Формирование указанных систем дизъюнктивных нарушений обусловило интенсивную трещиноватость и высокую проницаемость пород в зоне главного сместителя надвига, что имело важное значение для развития процессов гидротермального метаморфизма, распределения и концентрации ртутного оруденения. Ртутное оруденение на Чаганузунском месторождении локализуется в основном в зоне главного сместителя,

непосредственно под пластиной серпентинитов, которая, очевидно, выполняет роль структурно-литологического экрана.

Оруденению предшествовал гидротермальный метаморфизм пород вдоль зоны надвига. Серпентиниты испытали оталькование и лиственитизацию. Вдоль главного сместителя сформировалась узкая, но выдержанная зона осветленных карбонатизированных серпентинитов, переходящих в оталькованные серпентиниты, тальково-карбонатные породы и листвениты. Последние сложены кварцем, железо-магнезиальными карбонатами, хромсодержащей гидрослюдой, иногда — хлоритом, глинистыми смешанно-слоистыми минералами и альбитом, образующими тонкие жилки. Известняки лежащего крыла испытали доломитизацию и окварцевание, песчаники — карбонатизацию и аргиллизацию. Ртутное оруденение наложено на брекчированные листвениты, доломитизированные и окварцованные известняки и песчаники.

В главной рудной зоне Чаганузунского месторождения выделяются три рудных столба: Центральный, Западный и Восточный. Положение рудных столбов обусловлено изгибами надвиговой поверхности по простиранию, причем установлена их приуроченность к положительным «антиклинальным» перегибам плоскости сместителя. Рудные столбы прослеживаются с поверхности до глубины более 600 м, в целом не проявляя признаков сокращения оруденения с глубиной, хотя интенсивность его по падению неравномерна. Это, возможно, связано с чередованием участков крутого (75—80°) и даже обратного падения плоскости сместителя, с участками ее выполаживания (до 40—55°), эшелонным расположением зон повышенной трещиноватости и сочетанием других локальных факторов концентрации оруденения (развитие крутопадающих секущих нарушений, зон брекчий, наличие в лежащем боку рудовмещающей зоны известняков и т. д.).

Рудными телами Чаганузунского месторождения являются: а) линзообразные тектонические блоки доломитизированных, окремненных и оруденелых известняков кембрийской толщи всячего крыла надвига; б) зоны минерализованных известняков кембро-ордовика в лежащем крыле; в) оруденелые апосерпентинитовые листвениты и г) минерализованные брекчии в зоне надвига. По структурному положению, морфологии и размерам рудные тела месторождения могут быть разделены на две группы: к первой относятся рудные тела в основной рудной зоне; вторая связана с трещинами оперения главного разлома в лежащем боку. Подавляющая масса руд сосредоточена в рудных телах первой группы. Неравномерным и прерывистым распределением оруденения в рудной зоне обусловлена линзообразная форма рудных тел, выдержанных по падению на десятки и сотни метров.

Главным рудным минералом является киноварь, реже встречаются пирит, антимонит, реальгар, аурипигмент. Среди нерудных минералов преобладают доломит, анкерит, кварц, кальцит, диккит. В виде примесей в рудах установлены миллерит, герсдорфит, бравоит, сфалерит, галенит, халькопирит, пирротин, самородный мышьяк и Hg-теннантит. Для руд характерны прожилково-вкрапленная, брекчиевидная, штокверковая, крустификационная текстуры.

Гидротермальные изменения вмещающих пород выражаются в лиственитизации серпентинитов, доломитизации и окварцевании известняков, аргиллизации и карбонатизации песчаников.

Лиственитизация серпентинитов в зонах разломов (особенно в тектонических контактах серпентинитов с известняками и доломитами нижнего кембрия) широко развита в Чаганузунском районе и вне зоны надвига обычно не сопровождается ртутным оруденением. Детальные исследования лиственитов показали, что они являются гетерогенными разновозрастными образованиями. Наряду с безрудными лиственитами, содержащими слюду (фуксит), имеются листвениты, содержащие глинистые минералы, гидрослюды, образование которых связано с деятель-

ностью рудоносных низкотемпературных гидротермальных растворов [Борисенко, Оболенский, 1976; Оболенский, Борисенко, 1978].

Необходимо отметить, что в пределах Чаганузунского рудного поля к рудной зоне, контролирующей ртутное оруденение, приурочены незначительные проявления минерализации другого состава. К востоку от Чаганузунского месторождения на Талдыдюргунском участке известна жила арсенопирита. Там же в лежачем крыле надвига среди песчаников и известняков кембryo-ордовика имеются проявления минерализации в виде кальцит-баритовых прожилков с галенитом и тетраэдритом. Судя по минеральным ассоциациям, проявления этой минерализации являются более ранними, также низкотемпературными, но предшествовавшими ртутной минерализации.

Формирование месторождения можно представить в виде длительного многоэтапного процесса. После формирования разломов проявилась лиственизация. К раннему этапу относится проявление арсенопиритовой и галенитовой низкотемпературной минерализации. Формирование ртутных руд начинается прерудной аргиллизацией и образованием низкотемпературных гидрослюдистых лиственитов. Затем следуют три стадии минерализации: магнезиально-карбонатно-кварцевая с ранними сульфидами никеля, железа, меди, цинка, сурьмы и ртути; основная рудная — доломит-антимонит-киноварная; карбонатно-диккитовая. Позже проявились послерудные разрывы с относительно небольшими смещениями.

Процесс рудообразования сопровождался формированием интенсивных первичных ореолов рассеяния ртути и других рудных элементов [Епифанцев, Оболенский, 1974].

О температурах минералообразования (в основной рудной стадии) можно судить по гомогенизации газово-жидких включений в нерудных минералах и киновари. Они определяются для кварца в 190—150°C и для киновари в 180—120°C [Васильев и др., 1973]. Начальные температуры ранней стадии минералообразования, по-видимому, незначительно превышали 200°C. Устанавливается направленная эволюция состава гидротерм от ранних стадий к поздним: сульфидно-углекислые растворы (CO_2 — 8—10, H_2S — 0,4 мас. %) сменяются сульфидно-хлоридно-бикарбонатными (NaCl — 3,0, NaHCO_3 — 6,8 мас. %) и затем углекислыми (CO_2 — 5,0 мас. %). Содержания углекислоты и сероводорода с глубиной возрастают [Борисенко и др., 1974]. Величины давления при минералообразовании достигали $1,05 \cdot 10^6$ гПа [Оболенский, Борисенко, 1979].

На восточном продолжении Чаганузунского разлома располагаются однотипные Красногорское и Чуйское месторождения, которые входят в Чаганузунское рудное поле. Красногорское месторождение так же, как и Чуйское, размещается непосредственно в зоне разлома, которая здесь имеет более простое строение, чем в западной части рудного поля. Рудными телами являются минерализованные листвениты, известняки и сланцы кембрийской толщи. Минеральный состав и тип руд аналогичны рудам Чаганузунского месторождения. Рудная зона прослежена на несколько сот метров по поверхности и на глубину до 300 м. Восточный фланг Красногорского месторождения перекрывается третичными угленосными отложениями Чуйской степи.

Открытое в 1954 г. геологом А. Н. Чистяковым Ч а з а д ы р с к о е месторождение находится в юго-западной части Тувы в бассейне р. Барлык, приурочено к одноименному широтному разлому — одной из кулис Саяно-Тувинского глубинного разлома. По нему соприкасаются метаморфические сланцы нижнего кембрия, а также зеленокаменные порфириды, известняки и тела серпентинитов с пестроцветными песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами силура и красноцветными конгломератами и песчаниками нижнего девона.

Оруденение локализуется непосредственно в зоне разлома, которая является как рудопроводящей, так и рудовмещающей структурой. Наиболее концентрированное оруденение наблюдается в участках резких перегибов поверхности сместителя разлома. Особенно благоприятны для

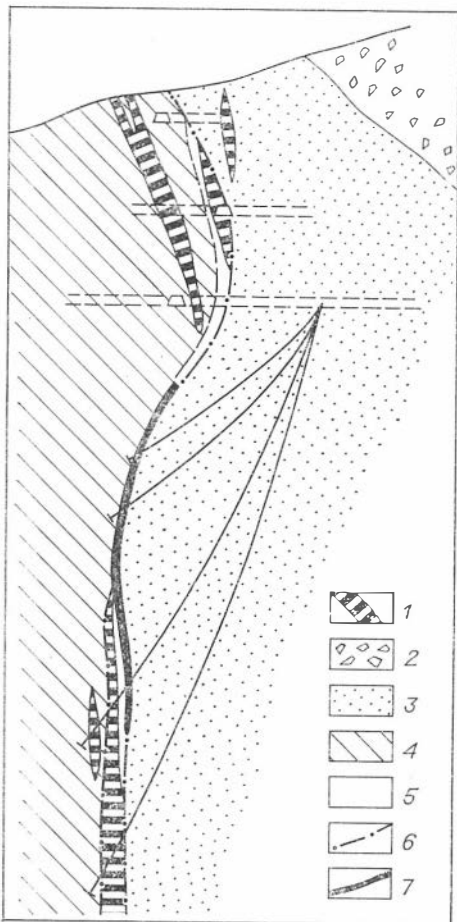


Рис. 5. Стросние Чазадырского месторождения (по материалам Б. М. Штримло, В. И. Бондаренко и др.).

1 — дайки диабазов; 2 — конгломераты и песчаники девона; 3 — алевролиты и глинистые сланцы силура; 4 — метаморфические сланцы; 5 — кварциты и кварц-карбонатные породы; 6 — разломы; 7 — рудные тела.

концентрации оруденения тела зажатых в зоне разлома брекчированных кварц-карбонатных пород — лиственитов и метасоматических кварцитов (рис. 5). В некоторых случаях оруденение локализуется в брекчированных хлоритизированных породах, образованных за счет основных эффузивов. Диабазы и диабазовые порфириды даек подверглись аргиллизации, связанной с кварц-карбонат-киноварной минерализацией.

На Чазадырском месторождении наиболее тесно связаны со ртутным оруденением процессы аргиллизации, окварцевания, карбонатизации и баритизации вмещающих пород. Главные минералы руд — киноварь, кварц, кальцит. Реже и в меньших количествах встречаются железистый кальцит, барит, серицит, пирит, халькопирит, блеклые руды. К редким минералам относятся доломит, анкерит, альбит, хлорит, гематит, реальгар, галенит,

швацит, метациннабарит. [Гипергенные минералы — лимонит, гидрогетит, псиломелан, малахит, азурит, халькозин, опал, гипс и др. Текстуры руд — штокверковые, вкрапленные, брекчевые.

Выделяются четыре стадии минерализации: 1) кварцевая, 2) кварц-серицит-киноварная, 3) карбонат-сульфидная и 4) кальцитовая. Температуры минералообразования (метод гомогенизации) по кварцу 180—120°C, по анкериту 145—125, по бариту 140—130, по киновари 155—90, по кальциту 70°C. Во включениях в кварце и киновари установлены высококонцентрированные (до 36,9 мас.%) хлоридные растворы, в газовой фазе включений содержится углекислота — 52,5, кислые газы — 14, азот и редкие газы — 33,5 об.%. Завершающая стадия минерализации характеризуется аналогичными по составу, но сильно разбавленными растворами. Давление выражается величиной $2,5 \cdot 10^5$ — $5,5 \cdot 10^5$ гПа [Геология и генезис..., 1978].

Месторождения карбонатно-киноварного типа. Характерной особенностью, отличающей месторождения этого минерального типа от других, является локализация руд среди известняков или известковистых пород. К этому типу относится ряд месторождений и рудопроявлений в Горном Алтае — Акташское, Черемшанское, Сухонькое, Дженишке-Терек, Баратальское и др. Наиболее типичное из них — А к т а ш к о е, хотя в нем имеются признаки, сближающие его с месторождениями лиственитового типа. Открытое в 1935 г. В. А. Кузнецовым и А. С. Мухиным, это месторождение позднее изучалось и описано многими исследователями — В. А. Кузнецовым, А. С. Мухиным, А. А. Сауковым, Л. Д. Староверовым, Н. Х. Белоус, Ю. В. Рождественским, Ю. Н. Шумиловым, В. Е. Бурлакиным, А. Б. Русановым, Н. И. Бородаевским, П. М. Бонда-

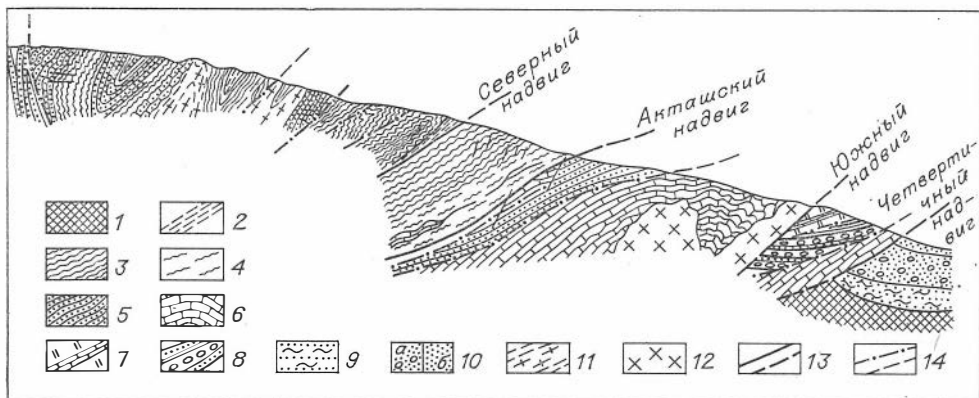


Рис. 6. Геологические разрезы Акташского тектонического узла [по Бондаренко, 1976].

1 — рифейские известняки баратаевской свиты; 2—4 — акташская свита нижнего — среднего кембрия (2 — хлорито-серицитовые сланцы, 3 — известково-глинистые филлитовидные сланцы, углистые песчаники и известняки, 4 — хлорито-серицитовые сланцы, углистые алевролиты и рассланцованные эффузивы); 5, 6 — курайская свита кембро-ордовика (5 — аркозовые и туфопесчаники, 6 — мраморизованные известняки); 7 — девонские алевролиты и известняки; 8 — каменноугольные отложения; 9 — третичные пески и суглинки; 10 — четвертичные моренные (а) и флювиогляциальные (б) отложения; 11 — гранитоиды кубадринского комплекса; 12 — диориты таджикинского комплекса; 13 — разрывные нарушения (надвиги); 14 — мелкие разрывы.

ренко, А. А. Оболенским, В. И. Васильевым, И. П. Щербанем, О. Г. Епифанцевым, Э. В. Путято, А. С. Борисенко и др. [Кузнецов, 1978; Геология и генезис..., 1978].

Месторождение, как и Чаганузунское, связано с Курайской зоной разломов и приурочено к зоне Акташского надвига, расположенного кулисообразно к северо-западу по отношению к Чаганузунскому надвику. Акташский надвиг — это региональная структура, прослеженная на десятки километров, имеющая достаточно сложное геологическое строение. Северное приподнятое и взброшенное крыло надвига сложено интенсивно дислоцированными и метаморфизованными толщами нижнего кембрия — хлоритовыми и амфибол-хлоритовыми сланцами, хлоритизированными песчаниками и алевролитами с подчиненными им горизонтами черных углеродистых известняков и глинистых сланцев, а также линзами хлоритизированных пироксеновых и плагиоклазовых порфиритов. Среди порфиритов и сланцев встречаются вытянутые вдоль поверхности сместителя надвига и тектонически вовлеченные в зону надвига узкие линзы рассланцованных серпентинитов. На участке месторождения эта толща, слагающая северное крыло надвига и выполняющая роль экранирующей структуры, залегает моноклинально, с падением на северо-северо-восток под углами 20—40°, согласно с падением поверхности сместителя надвига.

В лежачем крыле надвига залегает толща песчаников и известняков курайской свиты кембрия — ордовика, образующая антиклинальную складку, северное крыло которой, сложенное горизонтом серо-зеленых песчаников и лежащих над ними известняков, падает на север согласно с поверхностью надвига, но под несколько более крутым углом (~40°). Пачка известняков северного крыла антиклинали, перекрытая поверхностью надвига, является основным рудовмещающим горизонтом месторождения. Южнее с Акташским надвигом сопряжен второй крупный разлом. По относительно крутому и более прямолинейному сместителю этого нарушения, падающему также на север, известняки курайской свиты надвинуты на закатые между этими разломами пачки пестроцветных пород: порфиритов и песчаников среднего девона, серых и табачно-зеленых алевролитов, черных углистых сланцев и серых известняков нижнего карбона (рис. 6).

Наконец, южнее наблюдается еще один пологий глыбовый надвиг, по которому все палеозойские образования надвинуты на окраину Баратальского горста, сложенного рифейскими карбонатными толщами. Этот на-

двиг испытал значительные подновления в четвертичное время. По нему палеозойские породы надвинуты на третичные озерные и четвертичные отложения, причем амплитуда перемещения превышает 200 м. Следует добавить, что рудовмещающая толща известняков и песчаников курайской свиты прорвана мелкими интрузивными телами диоритов, принадлежащих к каледонскому таджикинскому интрузивному комплексу [Скуридин, 1964]. В рудном поле месторождения и западно-северо-западнее от него обнаружены дайковые серпы и отдельные дайки щелочных базальтов чуйского комплекса [Оболенская, 1971].

Рудное оруденение локализуется главным образом в горизонте известняков курайской свиты непосредственно под перекрывающими их метаморфическими сланцами всячего крыла Акташского надвига. Наиболее благоприятны для локализации оруденения структурные узлы, в которых поверхность надвига образует флексурные перегибы и осложняется системами диагональных крутопадающих разрывных нарушений типа сбросо-сдвигов. Эти диагональные нарушения и сопряженные с ними сколовые трещины оперения, связанные, очевидно, с подвижками вдоль поверхности надвига, разбивают горизонт рудовмещающих известняков на систему блоков, последовательно погружающихся по направлению к востоку. Диагональные нарушения и связанные с ними трещины четко проявляются в рудовмещающих известняках, но затухают в более пластичных метаморфических сланцах всячего крыла надвига. Диагональные сбросо-сдвиги и сопряженные с ними трещинные зоны служили основными рудораспределяющими и рудовмещающими структурами. Наибольшая концентрация оруденения наблюдается в участках повышенной трещиноватости известняков, в зонах дробления под сводовыми перегибами поверхности надвига, служившей структурно-литологическим экраном.

Так как оруденение локализуется преимущественно в одном горизонте известняков под экранирующей поверхностью надвига, Акташское месторождение может рассматриваться как субпластовое поднадвиговое месторождение. Оруденение в известняках ядра антиклинали, связанное с южным ответвлением Главного надвига, имеет подчиненное значение.

Рудными телами Акташского месторождения являются участки сближенных минерализованных трещин и брекчированных известняков, локализующиеся около диагональных сбросо-сдвиговых нарушений, обычно в участках флексурных изгибов поверхности надвига. Форма рудных тел неправильная, линзовидная в плане. Рудные тела представляют собой столбообразные залежки (рис. 7.)

Рудовмещающие известняки испытали, по-видимому, неоднократное дробление, дорудную доломитизацию, затем окварцевание и особенно интенсивную кальцитизацию. Метаморфические сланцы экранирующей толщи аргиллизированы. За счет редких линз серпентинитов, затертых в зоне надвига, возникли мелкие зоны лиственитов.

Текстуры руд вкрапленные, массивные (сливные), брекчиевые, брекчиевидные, штокверковые, полосчатые. Их минеральный состав [Геология и генезис..., 1978] достаточно сложен. Главные рудные минералы — киноварь и пирит, второстепенные — антимонит, гвадалкацарит, ртуть-содержащие блеклые руды (в том числе швацит), марказит, реальгар, аурипигмент, редкие — сфалерит, халькопирит, халькостибит, энаргит, люцит, акташит и др. Различаются три генерации киновари — кристаллическая мелкозернистая, тесно ассоциирующая с сульфидами и сульфосолями других элементов, содержащая примеси сурьмы, мышьяка, меди, свинца, таллия, следы ванадия и никеля; кристаллическая крупнозернистая, с меньшим количеством элементов-примесей, ассоциирующая с антимонитом, гвадалкацаритом, кварцем, кальцитом и диккитом; метаколлоидная (губчатая, дендритная и тонкодисперсная), наблюдаемая в гнездах и жилах кальцита.

Гипергенные рудные минералы: ртуть самородная, иногда присутствующая в значительных количествах, сера самородная, обычно ассоциирующая с металлической ртутью, киноварь порошковатая и растертая,

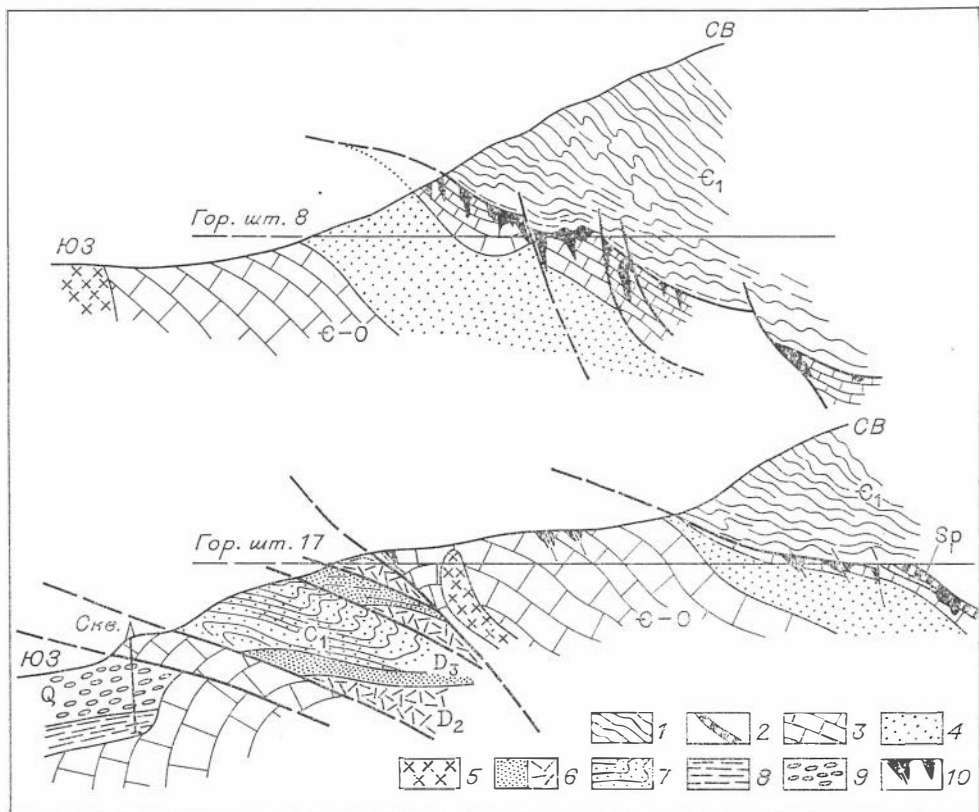


Рис. 7. Геологические разрезы Акташского месторождения [по В. А. Кузнецову, 1978].

1 — метаморфизованные сланцы; 2 — серпентиниты; 3 — известняки курайской свиты; 4 — песчаники курайской свиты; 5 — диориты; 6 — порфириды и мергели среднего и верхнего девона; 7 — глинистые сланцы карбона; 8 — третичные отложения; 9 — моренные отложения; 10 — рудные тела.

причем иногда эта киноварь под влиянием давления на зеркалах скольжения вдоль трещин превращается в метациннабарит. Кроме того, встречаются халькозин, ковеллин, азурит, малахит, гематит, гетит, сурьмяные охры и др. Нерудные гипогенные минералы: главные — кальцит, кварц; второстепенные — доломит, серицит, хлорит, диксит, графит. Гипергенные — арагонит, гипс.

В процессе рудообразования различаются три стадии: полисульфидная, кварц-карбонатно-киноварная и кальцитовая. В первую стадию кристаллизовалась большая часть сульфидов и сульфосолей относительно высокотемпературного парагенезиса (не выше 250°C в начале и не ниже 125°C в конце стадии). Во второй стадии по включениям (часто с жидкой углекислотой) в кальцитах температура растворов изменялась от 135 до 70°C . В третьей стадии температура гидротерм не превышала 100°C . На глубоких горизонтах в кварце из кварц-реальгар-киноварных прожилков газовой фазы включения содержали 3—4 мас. % углекислоты и раствор с концентрацией солей до 10 мас. % (в NaCl эквиваленте). В реальгаре установлены углекислотные включения, образовавшиеся при гетерогенизации растворов вследствие падения давления. В таких включениях в газовой фазе обнаружены также кислые газы (HCl , HF , H_2S и CO_2) и азот. Давление при вскипании растворов не превышало $2,0 \cdot 10^5$ — $2,5 \times 10^5$ гПа. В крупных зонарных кристаллах кальцита (из верхних горизонтов месторождения), содержащих по зонам роста пленки метакolloидной киновари и гематита, установлены включения с разбавленными растворами (концентрация солей 0,5—2,0 мас. %) и газовой фазой кислородно-

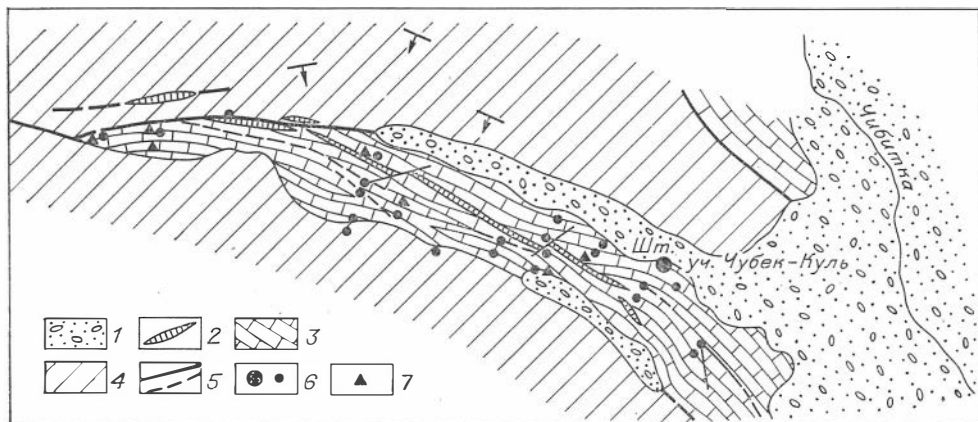


Рис. 8. Схема геологического строения Чубеккульского участка [по Оболенской, 1971].

1 — аллювий; 2 — дайки слюдяных лампрофиров; 3, 4 — мраморизованные известняки и песчаники курайской свиты кембры-ордовика; 5 — разрывные нарушения; 6 — ртутная минерализация; 7 — медная минерализация.

углекислотного состава. Такой же состав имели растворы во включениях в кальците поздних генераций [Борисенко и др., 1974].

На северо-западном продолжении Акташского надвига известны еще два совершенно однотипных мелких месторождения: Красноворотское и Чубеккульское (рис. 8).

С а р а с и н с к а я группа месторождений и рудопроявлений карбонатно-киноварного минерального типа расположена в Сарасинской ртутно-рудной зоне (северная часть Горного Алтая). Ртутные месторождения и рудопроявления (Черемшанское, Сухонькое, Ночной лог, участки Волчий лог, Новый и др.) сосредоточены здесь в пределах Сарасинского рудного узла. Все они приурочены к разломам, причем как к главному Сарасинскому разлому (Сухонькое), так и к сопряженным поперечным к нему разрывным нарушениям второго и третьего порядка (Ночной лог, Новый, Черемшанское). Для Сарасинского рудного узла характерно развитие блоковой тектоники и надвиговых структур, которые служат структурно-литологическими экранами и обуславливают концентрированное отложение оруденения. Помимо ртутного оруденения на некоторых участках проявлены сурьмяно-ртутная (Парамонов лог) и флюоритовая минерализация (Сарасинский флюоритовый участок) и баритовые жилы небольшой мощности. Особенность минерального состава руд этих месторождений — широкое распространение реальгара и аурипигмента.

Месторождения кварц-диккит-киноварного типа. Формируются в породах алюмосиликатного состава — алевролитах, песчаниках, глинистых сланцах, конгломератах и др. В рудах преобладает киноварь, а антимонит присутствует в незначительном количестве. Среди рудных минералов отмечаются халькостибит, цинкенин, а также другие сульфиды и сульфосоли, обычные для руд ртутной формации. Из нерудных минералов преобладают кварц, железистые карбонаты и особенно диккит. Околорудные изменения вмещающих пород выражены в окварцевании и аргиллизации (диккитизации). Рудные тела этих месторождений представлены минерализованными зонами дробления, жилами, гнездами, телами пластового типа, штокверками. В Алтае-Саянской провинции к кварц-диккит-киноварному типу относятся Белоосиповское месторождение в Кузнецкой зоне, Таджилинское, Курайское и Курумдуайринское месторождения в Курайской зоне Горного Алтая и ряд рудопроявлений в Туве.

Б е л о о с и п о в с к о е месторождение находится на восточной окраине Кузбасса у подножия хр. Кузнецкий Алатау, в бассейне рч. Белая Осиповка (приток р. Тайдон), на правом берегу р. Томь. Оно открыто в 1961 г. геологом Б. И. Кондратенко. В его изучении участвовали Л. Г. Ко-

чуров, Л. В. Шепетова, Я. М. Грицюк, А. А. Оболенский, Р. В. Оболенская, В. И. Васильев, И. П. Щербань, Э. М. Хакимов, Н. И. Уразлин и др. [Оболенский и др., 1968].

Месторождение связано с системой разрывов, оперяющих Белоосиповский разлом — одну из основных структурных линий в переходной зоне от складчатых сооружений Кузнецкого Алатау к структурам впадины Кузбасса. Характерно размещение рудного поля в брахиантиклинальной структуре, сложенной осадочно-эффузивными отложениями среднего девона. В пределах рудного поля месторождения развит белоосиповский дайковый комплекс щелочных базальтоидов, возраст которых не древнее 200 млн. лет. Они содержат ксенолиты трапповых пород Кузбасса [Оболенский и др., 1968]. Рудные тела Белоосиповского месторождения располагаются как в трещине оперения, сопряженной с крупным разломом, ограничивающим с северо-востока Белоосиповскую брахиантиклиналь (главная рудная зона), так и непосредственно в самом разломе (участок Брекчия), разграничивающем блоки разнородных и разновозрастных пород — осадочно-эффузивных отложений девона и метаморфизованных пород кембро-ордовика. Судя по направлению перемещений сопряженных блоков, этот разлом может быть охарактеризован как взбросо-сдвиг. Положение рудной зоны месторождения подчеркивается ее приуроченностью к лежащему боку дайки аргиллизированных андезито-базальтовых порфиритов, которая маркирует эту зону. Вмещающими породами служат переслаивающиеся конгломерато-брекчии, песчаники, алевролиты девона, пологозалегающие на метаморфизованных породах кембро-ордовика, обнаженных на поверхности в прилегающем тектоническом блоке. Падение дайки андезито-базальтовых порфиритов и рудной зоны — на северо-восток под углами 75—80° при северо-западном простирании. Оруденелыми оказываются гидротермально измененные породы дайки, участки брекчий и пород с повышенной трещиноватостью в ее лежащем боку. Протяженность минерализованной зоны составляет более 800 м.

Оруденение в рудной зоне распределяется крайне неравномерно, участки концентрированного оруденения сменяются практически безрудными интервалами. Рудная зона в значительной степени осложнена пострудной тектоникой. В рудах преобладают прожилковые, прожилково-вкрапленные текстуры, реже в участках открытых полостей встречаются руды брекчиевой текстуры. По составу это практически мономинеральные киноварные руды. В числе главных минералов могут быть названы киноварь, кварц, марказит. Довольно широко распространен каолинит-диксит, ассоциирующий в некоторых прожилках с киноварью. Второстепенное значение имеют кальцит, доломит, пирит. В отличие от других месторождений Алтае-Саянской области в рудах Белоосиповского полностью отсутствует антимонит и крайне незначительно развиты жильные минералы вообще.

Минерализация участка Брекчия по своему характеру почти не отличается от руд основной рудной зоны. Разница состоит лишь во вмещающих породах, которые представлены здесь конгломерато-брекчиями основанная тельбесской серии девона и метаморфическими породами кембро-ордовика.

Вмещающие породы на месторождении претерпели гидротермальные изменения, выразившиеся в аргиллизации и марказитизации. Особенно интенсивно аргиллизированы андезито-базальтовые порфириты. Формирование рудных тел сопровождалось образованием положительных первичных ореолов рассеяния ртути, которые здесь очень четко проявлены [Оболенский и др., 1968]. Изучение газово-жидких включений показало, что гидротермальный процесс протекал на фоне снижения температур от 130—110 (кварц) до 45—40°C (кальцит).

К тому же типу относится Куприяновское рудопроявление, расположенное к северо-западу от Белоосиповского месторождения в той же зоне Кузнецкого глубинного разлома.

Курайтское месторождение находится в Курайской ртутной зоне в Горном Алтае и приурочено к Акташскому надвигу. Оруденение локализуется под экранирующей поверхностью надвига в песчаниках курайской свиты кембро-ордовика и в роговиках, возникших за счет песчаников в экзоконтактах интрузивного массива гранодиоритов таджилинского комплекса, прорывающих песчаники кембро-ордовика. Оруденение сосредоточено в нескольких маломощных трещинных зонах северо-западного простирания, относящихся к структурам оперения надвига. В рудах преобладают прожилково-вкрапленная и брекчиевая текстуры. Главными минералами руд являются киноварь, кварц, диккит, кальцит, анкерит, реже встречаются антимонит, швацит, халькопирит, пирит, марказит, сфалерит. Околорудные изменения выразились в окварцевании и аргиллизации вмещающих руды песчаников. В газово-жидких включениях в кварце установлены хлоридно-карбонатные растворы с общей концентрацией 10 мас.%, температуры гомогенизации этих включений 145—170°C.

К северу от линии Акташского надвига, в водораздельной части Курайского хребта, известны Курумдинское, Кысхыштубекское и Кубадринское рудопроявления. Они располагаются среди метаморфических толщ, слагающих висячее крыло надвига. Во всех указанных участках ртутная минерализация локализуется в трещинных зонах, особенно в пологопадающих, среди метаморфических сланцев и гранитоидов, в связи с крупными разломами, которые являются северными ветвями Акташского надвига. Рудные тела относятся к жильному типу.

Месторождения кварц-серицит-киноварного типа. Формируются в аналогичной с месторождениями кварц-диккит-киноварного типа геологоструктурной обстановке, главным образом в породах силикатного и алюмосиликатного состава: кварцитах, песчаниках, алевролитах, метаморфических сланцах. В рудах этих месторождений главным минералом является киноварь, второстепенные и редкие минералы представлены пиритом, марказитом, халькопиритом, ртутьсодержащей блеклой рудой. Отмечаются скопления онофрита и тиманнита. Ведущие нерудные минералы — кварц и серицит. В меньших количествах распространены доломит, барит, кальцит и хлорит. Гидротермальные околорудные изменения вмещающих пород — окварцевание, аргиллизация (серицитизация), доломитизация. Распределение оруденения в месторождениях этого типа обычно неравномерное. Рудные тела — минерализованные зоны брекчий, гнезда, штокверки. Для концентрации оруденения благоприятно наличие мощных зон дробления и экранирующих структур. К этому минеральному типу принадлежат Горхонское месторождение в Восточном Саяне, рудопроявление Тютё в Горном Алтае и др.

Горхонское месторождение находится у северного подножия Восточного Саяна на правом склоне долины р. Левый Горхон, притока р. Ия в бассейне Ангары. Открыто оно в 1961 г. и изучалось В. М. Кандером, З. М. Эдельманом, И. И. Щегловым, Б. Н. Лапиным и др. Горхонское месторождение связано с Ерминско-Горхонской зоной разлома, ограничивающей Ийско-Урикский грабен. К этой же зоне приурочены еще несколько рудопроявлений и серии даек щелочных базальтоидов ингашинского комплекса [Абрамович и др., 1979].

Рудное поле Горхонского месторождения размещается на осложненном разломами юго-западном крыле антиклинали, сложенной карбонатно-сланцевыми отложениями аршанской свиты, на которых с резким угловым несогласием полого залегают терригенные породы горхонской свиты верхнего протерозоя. Горизонт так называемых «ирсыньских» доломитов аршанской свиты контактирует по одному из разломов с конглобрекчиями и служит основным рудовмещающим горизонтом.

Разломы, осложняющие крыло антиклинали, имеют сложную морфологию, крутое падение 80—90, реже 60—65° на северо-восток. По характеру перемещений — это взбросы и взбросо-сдвиги. Они сопровождаются

ся значительным количеством опережающих нарушений. Вдоль наиболее крупных разломов прослеживаются зоны интенсивного дробления и милонитизации пород с глинками трения, достигающие мощности 5—10 м. Процессы гидротермального метаморфизма пород на участке месторождения проявлены локально и выразились в окварцевании, доломитизации, серицитизации и незначительной кальцитизации. Гидротермально измененные породы образуют линейно вытянутые тела вдоль рудоконтролирующих разломов. Сильному окварцеванию в равной мере подверглись как «прсымские» доломиты, так и соприкасающиеся с ними по разлому песчаники. Гидротермальная доломитизация — основной вид изменений в терригенных отложениях горхонской свиты. В «прсымских» доломитах она проявлена новообразованиями тонких жилок доломита повышенной железистости. Серицитизация по объему заметно уступает окварцеванию и доломитизации и проявилась после этих процессов, сопровождая рудообразование.

Рудные тела месторождения имеют неправильную гнездообразную форму и локализируются непосредственно в зоне разлома. Вкрапленность киновари повсеместно отмечается в песчаниках и конглоблекциях горхонской свиты, отличающихся высокой пористостью. Более заметные концентрации ее обнаруживаются либо под тектонической глиной, либо под прослоями глинистых алевролитов. В кварцитах наблюдаются рудные тела, образовавшиеся в результате замещения дробленного материала киноварью. Все это позволяет отнести Горхонское месторождение к структурному типу минерализованных линейных зон. Основные текстуры руд — вкрапленная, брекчиевидная, массивная и штокверковая. Руды, наследовавшие текстуру слоистых пород (песчаников горхонской свиты), характеризуются линзовидно-полосчатым текстурным рисунком.

Главные минералы руд — кварц, серицит, доломит и киноварь. К второстепенным и редким относятся анкерит, марказит, полностью превращенный в пирит, халькопирит и сфалерит. Исключительно интересно присутствие в рудах таких экзотических минералов, как онофрит и тиманнит. Необычна и киноварь этого месторождения. Как установлено, в ее состав входит до 2% селена [Васильев, Лаврентьев, 1968, 1975]. Процесс рудообразования на месторождении разделяется на три стадии: карбонатную (доломит, железистые карбонаты, пирит I, халькопирит I); серицит-сульфидно-кварцевую (кварц I, серицит I, гидрослюда, марказит, пирит II, халькопирит II, киноварь I); кварц-серицит-киноварную (кварц II, пирит III, халькопирит III, серицит II, гидрослюда и глинистые минералы, киноварь II). Онофрит и тиманнит кристаллизовались позже киновари II и иногда обособлены от ее скоплений. Оба этих минерала относятся к заключительной стадии минерализации [Геология и генезис..., 1978].

Температурный интервал гомогенизации газовой-жидких включений в кварце и киновари 130—185°C. Во включениях законсервированы высококонцентрированные (19,3 мас. %) хлоридные растворы, в которых существенная роль принадлежит $MgCl_2$ (до 8,9 мас. %).

Месторождения кварц-барит-киноварного типа. В этот минеральный тип объединяются месторождения, в рудах которых кроме обычных минералов присутствует в значительных количествах барит, а околорудные изменения вмещающих пород выражаются не только в аргиллизации, но и в баритизации. Для минерального состава руд характерны киноварь, пирит, ртутьсодержащие блеклые руды, в том числе смешанного состава, халькопирит, иногда сауковит, и показательно отсутствие простых сульфидов мышьяка — реальгара и аурипигмента. Из жильных минералов наиболее распространены кварц, барит, диккит и реже кальцит.

К месторождениям этого типа относятся Терлигхайское в Туве, Орлиногорское и Мавринское на Салаире, а также Коксаирское, Уландинское и другие рудопроявления в Горном Алтае.

Терлигхайское месторождение находится в центральной части Тувинской АССР в долине рч. Терлигхая, притока р. Баингол,

впадающей в р. Енисей. Месторождение открыто в 1950 г. Основные черты геологии и структуры месторождения были установлены в процессе его разведки С. Н. Кондаковым, Г. Д. Трухиным, В. И. Бондаренко, А. Н. Павловым и др. Позднее детальные геохимические, минералогические и структурные исследования были выполнены группой сотрудников ИМГРЭ — Л. Н. Морозовым, В. А. Каменщиковым, В. С. Груздевым, Г. С. Симкиным [Симкин, 1972; Ростов и др., 1973]. Геологию месторождения изучали сотрудники СНИИГГИМСа И. С. Туркин и др. Детальные исследования структуры месторождения, петрографии рудовмещающей толщи, гидротермально измененных пород и минералогии руд были выполнены сотрудниками ИГиГ СО АН СССР — В. И. Васильевым, Б. Н. Лапиным, Л. А. Михалевой, А. С. Борисенко, А. А. Оболенским и И. Н. Широких с участием геологов Тувинской ГРЭ — В. Н. Гречищевой, О. К. Гречищева, А. С. Анастасиева и А. С. Хрипунова под руководством академика В. А. Кузнецова [Борисенко, Оболенский, 1977; Геология и генезис..., 1978; Рудные формации Тувы, 1981].

Терлигхайское месторождение с сопровождающей его группой месторождений и рудопроявлений (Акбельдырским, Арзакским, Узунсаирским, Эжимским и др.) образует Терлигхайский рудный узел. Все эти месторождения приурочены к системе субширотных и востоко-северо-восточных дизъюнктивов, оперяющих с юга зону Саяно-Тувинского (Хемчикско-Куртушибинского) глубинного разлома, выделяемого в качестве важнейшей ртутно-рудной зоны Тувы [Геология и генезис..., 1978].

Терлигхайское месторождение структурно связано с Северо-Пельорукским разломом, который ограничивает с севера Кызылхашскую грабен-синклиналь, выполненную вулканогенно-осадочными толщами нижнего и среднего девона и осадочными толщами верхнего девона — нижнего карбона и зажатую 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. Детальные исследования, выполненные Б. Н. Лапиным [Лапин, 1977], показали, что эффузивно-осадочная толща, вмещающая месторождение, слагает самостоятельную ортохемскую свиту, которая является возрастным аналогом кендейской свиты соседних районов Тувы. Она отличается преобладанием средних по составу эффузивов и имеет мощность около 2000 м. Породы рудовмещающей свиты довольно интенсивно дислоцированы. Северное крыло Кызылхашской грабен-синклинали залегает моноклиналино с падением на юго-восток под углами 50—60°. Субпараллельно Северо-Пельорукскому разлому и несколько южнее отложения ортохемской свиты разорваны Магистральным разломом северо-восточного простирания. Он является главной рудоконтролирующей структурой месторождения. Сопряженными с ним поперечными нарушениями северо-западного и субширотного простирания рудовмещающая толща разбита на ряд блоков, приподнятых один относительно другого.

Рудовмещающая толща прорвана рядом силлов и даек интрузивных пород основного состава. По данным Л. А. Михалевой [1977], изучившей эти породы, среди них преобладают оливин-пироксеновые и диабазовые порфириды. Абсолютный геологический возраст диабазов — 300—370 млн. лет. Силлы и дайки диабазов Терлигхайского месторождения относятся к торгалыкскому интрузивному верхнедевонско-нижнекарбонному комплексу Тувы.

Важнейшее значение для структуры рудного поля имеет Магистральный разлом с северо-восточным простиранием и крутым падением на юго-восток. По нему произошли значительные взбросовые и сдвиговые перемещения блоков, в связи с которыми возникли сопряженные оперяющие сколовые трещинные зоны северо-западного и субширотного простирания, сопровождающиеся интенсивными гидротермально-метасоматическими изменениями пород. Таким образом, Магистральный разлом послужил ос-

новой рудоподводящей, а сопряженные с ним зоны дробления — рудовмещающими структурами (рис. 9, 10).

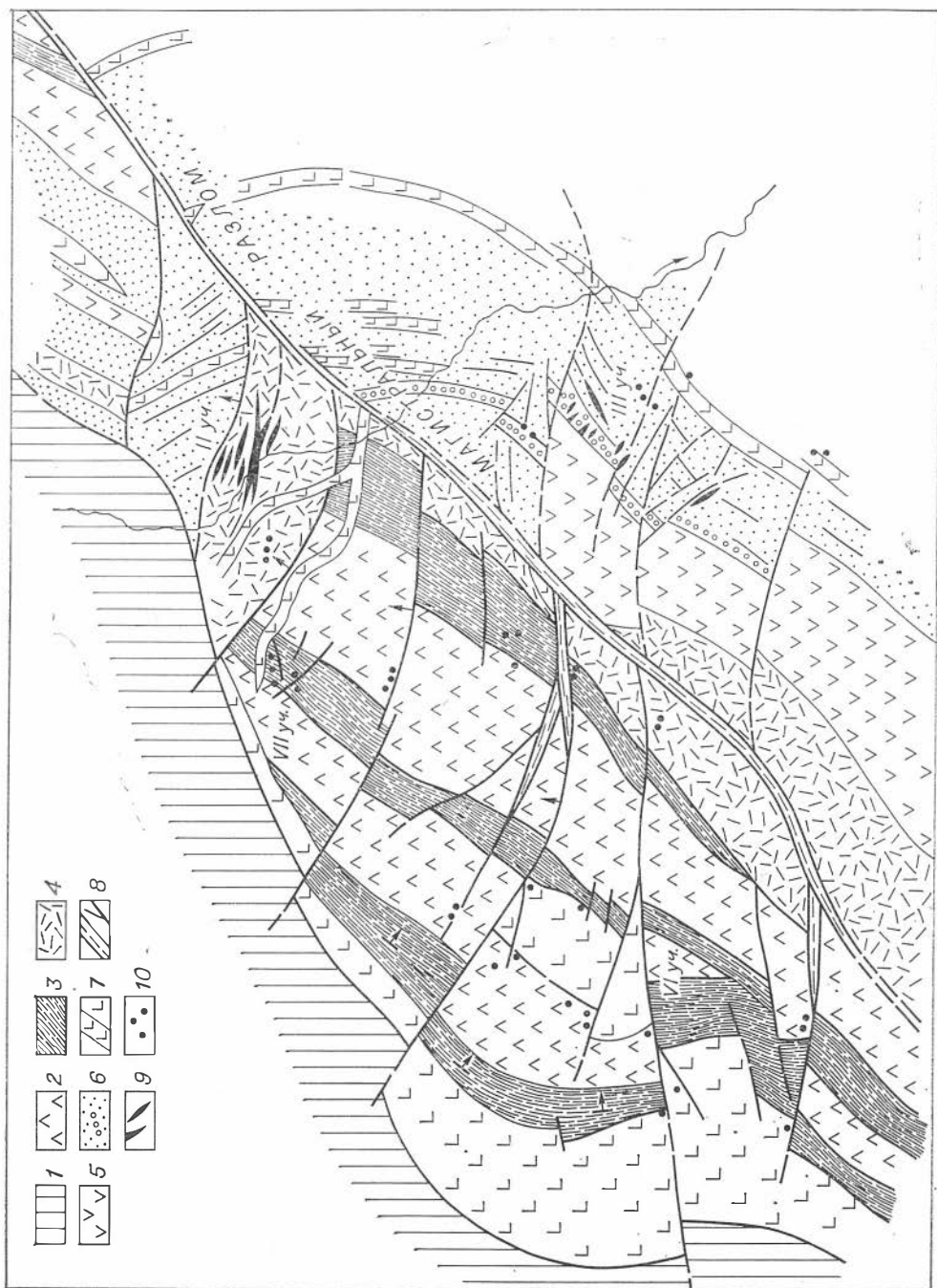
Представления о формационном типе метасоматитов Терлигхайского месторождения долгое время оставались дискуссионными. Так, А. Н. Павловым они были отнесены к пропилитам и вторичным кварцитам, Г. С. Симкин показал, что процесс минералообразования на месторождении многостадийный, и выделил несколько минеральных ассоциаций, последовательно сменяющих друг друга в ходе развития этого процесса. В частности, им выделены каолинит-гидрослюдистая, пирит-кварцевая, халькопирит-баритовая, кварцево-киноварная и кварц-кальцитовая минеральные ассоциации, характерные для метасоматитов формации аргиллизитов. К этому же выводу пришли И. П. Щербань [1975, 1978], а также И. Н. Широких, А. С. Борисенко и автор, выполнившие детальные исследования аргиллизированных пород Терлигхайского месторождения [Борисенко, Оболенский, 1977, 1978; Борисенко, Гречищева, 1982]. В последовательности образования метасоматитов различаются стадии предрудного и рудосопровождающего метасоматоза с формированием соответственно типичных колоннок кварц-каолинитовой и кварц-гидрослюдистой фаций, а при последовательном наложении этих фаций — метасоматических колоннок сложного строения, наиболее характерных для большинства других месторождений в аргиллизированных породах [Волостных, 1972; и др.].

Минеральный состав руд детально изучен В. И. Сотниковым, позже — В. С. Груздевым и В. И. Васильевым [Геология и генезис..., 1978]. Главные минералы — киноварь, пирит, кварц, халцедон, марганцовистый кальцит, диккит, серицит; второстепенные — блеклая руда, халькопирит, барит, хлорит, опал; редкие — галенит, сфалерит, онофрит, метациннабарит, антимонит, плагионит и др. Среди гипергенных минералов отмечены самородная ртуть, халькозин, ковеллин, азурит, малахит, гипс, алюминит, ярозит, каолинит и др.

Процесс формирования Терлигхайского месторождения был многостадийным. Выделяется ранняя, дорудная стадия — формирование кварц-каолинитовых метасоматитов вдоль ослабленных зон, параллельных Магистральному разлому. Затем — стадия формирования кварц-гидрослюдистых метасоматитов, с которыми связано отложение рудных минералов (преимущественно пирита, киноваря). Третья стадия — кварц-карбонат-баритовая. Температура гомогенизации включений в минералах этой стадии 145—90°C. Далее следует основная рудная стадия — кварц-кальцит-диккит-сульфидная. Киноварь отлагается позднее других сульфидов. Отмечается несколько ее генераций. Процесс рудообразования завершается образованием кварц-карбонат-диккитовых и карбонатно-хлоритовых прожилков, иногда содержащих киноварь. Первичные эндогенные ореолы рассеяния ртути и других сопутствующих ей рудных элементов были изучены В. Г. Ростовым и др. [1973], Г. С. Симкиным [1972]. Исследования позволили выявить комплекс элементов-индикаторов (Hg, Ag, As, Zn, Sb), генетически связанных с продуктивной стадией процесса рудоотложения на Терлигхайском ртутном месторождении, первичные ореолы рассеяния которых могут использоваться для прогноза «слепых» рудных тел.

Таким образом, Терлигхайское месторождение по геологической позиции, по отношению к проявлениям магматизма, характеру гидротермальных изменений вмещающих пород и минеральному составу руд не отличается от других месторождений ртутной рудной формации, развитых в Алтае-Саянской области. Представления о генетической связи Терлигхайского месторождения с девонским вулканизмом, т. е. о его вулканогенно-гидротермальном типе и девонском возрасте этого месторождения, не согласуются с известными геологическими данными.

О р л и н о г о р с к о е месторождение расположено в окрестностях г. Гурьевска на Салаире. Оно приурочено к крупному Юрманско-Орлиногорскому разлому, который на участке месторождения срезает западное



крыло антиклинали горы Орлиной, отделяя эффузивно-осадочную толщу среднего кембрия (порфириды, туфы, песчаники) от известняково-песчанниковой верхнего кембрия. Ртутное оруденение локализуется в зоне разлома и наиболее четко концентрируется под пластовыми залежами железистых кварцитов и гематитовых руд, служивших структурно-литологическим экраном. Наибольшие концентрации киновари отмечаются в лежащем боку Южной гематитовой залежи. Рудные тела имеют форму неправильных линз и гнезд. Околорудные изменения вмещающих пород (порфиридов, туфов и песчаников) представлены аргиллизацией и в меньшей мере окварцеванием и баритизацией. Карбонатизация пород проявлена слабо. Преобладающие текстуры руд — вкрапленная и прожилково-вкрапленная. Руды содержат киноварь, швацит, пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, метациннабарит, гематит, кварц, барит, диккит, кальцит. К главным минералам руд относятся киноварь, швацит, пирит, кварц, барит, диккит. Все остальные минералы — редкие. Среди гипергенных минералов развиты порошокватая киноварь, образованная в результате разложения швацита, и гидроокислы железа.

Месторождения кварц-барит-блеклорудного типа. К этому минеральному типу отнесена группа рудопроявлений, локализующихся в вулканогенно-осадочных породах: туфах, туфопесчаниках, туфоконгломератах, песчаниках, известковистых алевролитах и др., околорудные изменения которых представлены аргиллизацией (диккитизацией, гидрослюдизацией), баритизацией и карбонатизацией. Рудопроявления часто приурочены к трещинам оперения крупных разломов. Для них характерны жильная и гнездовая форма рудных тел, иногда пластообразные залежи. Отмечается их пространственная связь с проявлениями баритово-полиметаллической (свинцово-цинковой) минерализации. Среди рудных минералов главная роль принадлежит ртутьсодержащим и серебросодержащим блеклым рудам, а также халькопириту и пириту. В меньших количествах присутствуют марказит и борнит. Редко встречаются аргентит и галенит. Главные жильные минералы — кварц, барит, диккит, железистые карбонаты, реже кальцит. В Алтае-Саянской области к этому типу относятся рудопроявления восточного фланга Курайской зоны в Горном Алтае: Отсалар, Джылкыдал, Кокури, а также Эзирлигское и некоторые другие рудопроявления в Центральной Туве [Геология и генезис..., 1978].

Месторождения флюорит-киноварного (джаспероидного) типа. Среди месторождений Алтае-Саянской рудной области не известны крупные объекты флюорит-киноварного (джаспероидного) минерального типа, широко распространенные в Средне-Азиатской ртутной провинции. К этому минеральному типу отнесены проявления минерализации жильного типа, локализованные в рудных полях некоторых ртутных месторождений. Вмещающие породы этих рудопроявлений — известняки, известковистые песчаники, алевролиты, туфопесчаники, туфоконгломераты — испытали окварцевание, аргиллизацию (диккитизацию), кальцитизацию. Рудные тела обычно представлены жилами, гнездами, линзами флюорита, зонами дробления, цементирующим материалом в которых служит флюорит. По данным В. И. Васильева, среди минералов руд кроме флюорита присутствуют кварц, диккит, кальцит и иногда барит. Гипогенная киноварь не наблюдалась, но заметно распространены ртуть- и кадмий-ртутьсодержащий сфалерит, халькопирит, реже пирит, редко встречается энаргит. Разложение в зоне окисления ртутьсодержащего сфалерита приводит к образованию вторичной гипергенной киновари, порошокватые скопления которой накапливаются в пустотах выщелачивания или вокруг реликтов сфалерита во флюорите.

Рис. 9. Строение Терлигхайского месторождения [по Лапину, 1977].

1 — песчаники и конгломераты ордовика; 2—7 — вулканогенно-осадочная толща нижнего девона; 2 — андезито-дациты, 3 — туфы, туфобрекчи андезитовых и дацитовых лав, 4 — андезиты, 5 — рiolит-дациты, 6 — конгломераты, песчаники, 7 — дайки и силлы габбро-диабазов; 8 — зоны разломов; 9 — рудные тела; 10 — рудопроявления.

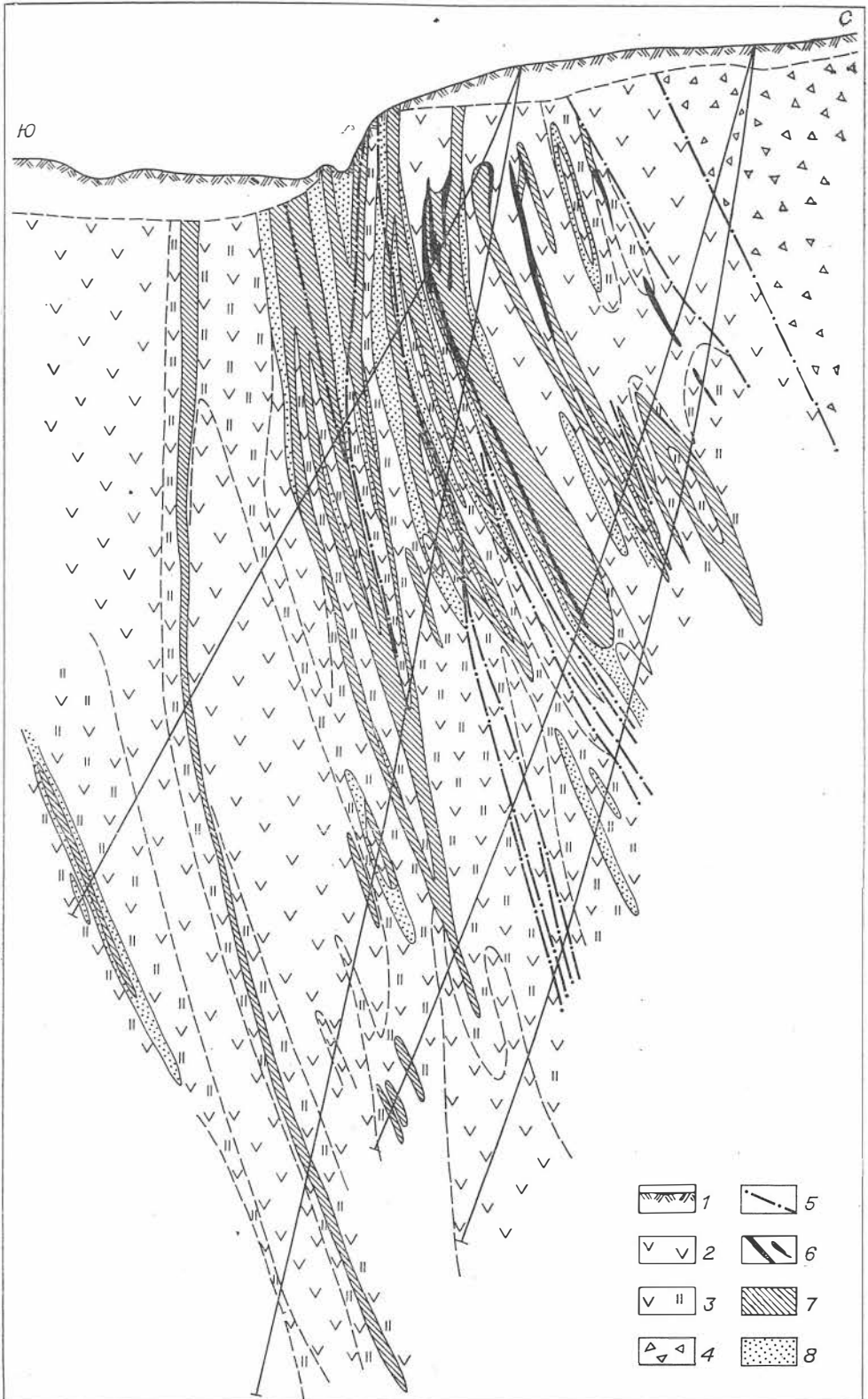


Рис. 10. Разрез рудного участка № 2 Терлигхайского месторождения (по материалам Тувинской ГРЭ).

1 — четвертичные отложения; 2—4 — порфиры (2), туфы (3), туфобрекчи (4) нижнего девона; 5 — разрывы; 6 — рудные тела; 7 — зоны вкрапленного оруденения; 8 — рассеянная киноварная минерализация.

К флюорит-киноварному минеральному типу принадлежат Сарасинский флюоритовый участок Сарасинского рудного узла, участок Ак-Кая и другие в Горном Алтае.

Сарасинский флюоритовый участок расположен в Сарасинском рудном поле на правом борту долины р. Сараса. На его площади развиты эффузивные, эффузивно-осадочные и осадочные отложения онгудайской и терентьевской свит среднедевонского возраста, а также осадочные карбонатные породы каянчинской свиты нижнего кембрия.

Флюоритовая минерализация связана с субширотными зонами дробления, сопровождающими тектонические нарушения его северной части. Наиболее интенсивно она проявлена в зоне дробления в кембрийских известняках, мощность которой местами превышает 30 м. Серо-зеленый, серо-фиолетовый и бесцветный флюорит образует линзы, гнезда, жилы, встречается в виде вкрапленности и цемента брекчий. Отдельные линзы и жилы достигают мощности до 1 м. Во флюоритовых телах отмечается иногда обильная, порошковатая киноварь, заполняющая различные по форме пустоты. Установлено, что она имеет гипергенное происхождение и образована при разложении в зоне окисления кадмий-ртутьсодержащего сфалерита, находящегося во флюорите [Васильев, Лаврентьев, 1976]. Количество изоморфной примеси ртути в сфалерите меняется от 4 до 11 мас.%. Его реликты встречаются во флюорите достаточно часто, кроме того, присутствуют пирит, халькопирит, марказит и др. Среди жильных минералов во флюоритовых телах наблюдаются кварц, иногда барит, диксит, кальцит. Кальцит кристаллизуется, как правило, позже флюорита. Судя по температурам гомогенизации газовой-жидких включений, образование флюорита происходило при начальных температурах 220—150°C [Геология и генезис..., 1978].

ЗАБАЙКАЛЬСКАЯ РТУТНАЯ ОБЛАСТЬ

Первое обобщение по металлогении Забайкалья, где были охарактеризованы сурьмяные, ртутные и ртутно-сурьмяно-вольфрамовые месторождения, особенности их минерального состава, соотношения с другими месторождениями и размещение в основных рудных поясах Восточного Забайкалья, было выполнено С. С. Смирновым еще в 1944 г. Отрывочные сведения о ртутной минерализации Забайкалья, имевшиеся к тому времени, не позволили С. С. Смирнову установить четкую закономерность в размещении ртутных месторождений, и он вынужден был отметить, что «приуроченность всех этих участков с повышенным проявлением киновари к каким-либо регионально выраженным зонам, поясам и т.п. не наблюдается. Мало определены и данные относительно возраста ртутного оруденения» [Смирнов, 1961, с. 479]. Тем не менее в этой же работе С. С. Смирнов отметил: «Следует более внимательно отнестись к оценке многочисленных случаев находки киновари в шлихах. Существующее мнение, что «знаковая» киноварь в шлихах не представляет интереса с точки зрения возможности открытия промышленно интересных коренных месторождений, ничем, по существу, не обосновано. Особенного внимания заслуживают известные уже участки с почти региональным развитием «знаковой» киновари в шлихах» (Там же, с. 501). В сущности, эти указания на перспективы Восточного Забайкалья на ртутные руды и до сих пор остаются не проверенными, поскольку поисковые работы на ртуть проводились в Забайкалье эпизодически. Ртутные месторождения Западного Забайкалья и Прибайкалья были описаны В. И. Игнатовичем и В. М. Кандером [1968] и более подробно условия их образования рассмотрены В. М. Кандером [Кандер, Гундобин, 1967]. Характеристика Забайкальской ртутной области приведена также в ряде работ по общим вопросам металлогении ртути и сурьмы [В. А. Кузнецов, 1970, 1974; Металлогения ртути, 1976; Геология и генезис..., 1978; Бергер, 1975а, б, 1978; и др.].

По данным З. В. Сидоренко [1968], Восточно-Забайкальская ртутная зона является западным звеном Монголо-Амурского рудного пояса и входит в состав Забайкальской металлогенической провинции. В ней наряду с сурьмяными и ртутными рудопроявлениями простого состава широко распространены «гибридные» месторождения сурьмы и ртути с золотом, арсенопиритом, шеелитом (или ферберитом), реже с галенитом и сфалеритом. В качестве самостоятельной рудной формации выделяются антимонит-ферберитовые месторождения. По мнению З. В. Сидоренко, перспективы обнаружения ртутных месторождений в Забайкалье ограничены в связи с «сильной тектонической раздробленностью пород этого региона, обилием гранитных интрузий как более ранних, так и близких по возрасту к оруденению», «распыленностью» оруденения (большие шлиховые ореолы киновари при малых содержаниях киновари в шлихах) [Сидоренко, 1968, с. 136]. Единственным положительным фактором, по ее мнению, является наличие небольших по размерам месторождений ртути «пластообразного» типа (Нерчинская группа, Усть-Егъё, Лучинное). Оценка же сурьмяного оруденения может быть более уверенной. Таким образом, своим заключением З. В. Сидоренко перечеркнула важное поисковое значение шлиховой киновари, которое особо было отмечено С. С. Смирновым, не приведя достаточно обоснованной аргументации. Эта отрицательная оценка перспектив Восточного Забайкалья на ртуть сыграла значительную роль в сдерживании поисковых и оценочных работ в этом регионе.

Интерес к ртути, возникший к концу 60-х годов, вызвал необходимость вернуться к этим работам. К началу 70-х годов на территории Забайкалья было известно уже около 130 точек с проявлением ртутной минерализации, в 40 пунктах она была установлена в коренном залегании, на 5 месторождениях были пройдены горные выработки и скважины: Устьегинском, Нерчинском, Лучинном, Барунишевском, Долоубугунском. Имеющиеся материалы позволили А. И. Котовой и другим сотрудникам ЗабНИИ Мингео СССР уточнить многие принципиальные вопросы, касающиеся оценки перспектив ртутного оруденения Забайкалья: определить их формационную принадлежность, возраст, связь со структурами тектонической активизации, размещение в линейных рудных зонах и узлах, отношение к другим близким по возрасту и генезису месторождениям. Их выводы о перспективах ртутного оруденения Забайкалья были достаточно реальными и аргументированными, и задержка реализации предложений может быть объяснена сокращением поисковых работ на этот металл в последующие годы.

Определенный интерес для оценки ртутного и сурьмяного оруденения Забайкалья имеют работы В. И. Бергера [1975а, б, 1978], подчеркнувшего самостоятельность и обособленность золото-сурьмяных месторождений «антимонит-золото-сульфидной кварцево-оксесталитовой формации», а также высказавшего идею о двух эпохах сурьмяно-ртутного оруденения — палеозойской и позднемезозойской.

В той или иной степени условия образования и закономерности размещения сурьмяных и ртутных месторождений Забайкалья рассматривались в работах по общим вопросам металлогении этого региона [Билибин, 1961; Кормилицын, 1973; Кормилицын, А. А. Иванова, 1968; Щеглов, 1959, 1965, 1966, 1968 и др.; Горжевский и др., 1967, 1970; Томсон и др., 1963, 1974 и др.; Фаворская и др., 1969; Металлогенический анализ..., 1977]. Так, В. С. Кормилицыным выделен самостоятельный Балецкий золото-сурьмяно-вольфрамово-ртутный пояс и подчеркнута ведущая роль разломов северо-восточного простирания в размещении большинства эндогенных месторождений Восточного Забайкалья [Кормилицын, А. А. Иванова, 1968], но он отрицает какое-либо значение скрытых разломов фундамента северо-западного простирания для размещения эндогенных месторождений Восточного Забайкалья, которые предполагаются рядом исследователей [Томсон и др., 1962; Томсон, Кочнева, 1969; Фогельман, 1965а, б; и др.]. В основу схемы размещения ртутной минерализации в Забайкалье, составленной В. В. Копневым в 1970 г., также поло-

жено представление о важной рудоконтролирующей роли скрытых «поперечных» северо-западных разломов фундамента. В пределах Монголо-Охотского ртутного пояса он выделяет пять зон, поперечных к северо-восточным структурам Восточного Забайкалья: Западно-Агинскую и Восточно-Агинскую — по обрамлению Агинского поднятия; Нерчинскую, Сретенскую и Могочинскую, в которые объединяются, по существу, совершенно разобщенные и контролируемые самостоятельными крупными разрывными структурами северо-восточного простирания рудные узлы и месторождения. Так, в Нерчинскую зону попадают рудопроявления Торгинского грабена, затем Нерчинского рудного узла в Шилкинском глубинном разломе, Казаковского рудного узла, контролируемые Ундинским разломом, и Ильдиканское ртутное месторождение в Смирновском рудном поле Приаргунья. Столь же искусственно в Сретенскую зону объединены Коранское рудопроявление и ряд шлиховых ореолов вдоль Шилкинского и Газимурского разломов. В Могочинской зоне сам автор отмечает приуроченность рудопроявлений и шлиховых ореолов к северо-восточным Могоча-Бушулейскому и Шилкинскому разломам. Если выделение рудных зон по обрамлению Агинской плиты геологически обосновано, то существование остальных зон северо-западного простирания представляется гипотетическим.

Формальной выглядит и схема концентрического размещения зон раннемеловой эпитермальной минерализации Восточного Забайкалья, предложенная И. Н. Томсоном и др. [1974] на основе морфоструктурного анализа.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ, РТУТНЫЕ ПОЯСА И ЗОНЫ

Размещение низкотемпературного гидротермального оруденения на рассматриваемой территории отчетливо контролируется линейными зонами активизированных в мезозое региональных глубинных разломов.

В Забайкальской ртутной области мы выделяем два ртутных пояса: Байкальский, связанный с системой краевых (перикратонных) разломов Северного Прибайкалья, и Монголо-Охотский, связанный с внутригеосинклинальными граничными разломами Восточного Забайкалья (рис. 11, 38).

В состав Байкальского ртутного пояса входят Байкало-Верхне-Ангарская зона с Манюканским, Огнейским, Янчуйским и другими рудопроявлениями и Баргузино-Муйская зона с Келянским, Мамаканским и Королонским месторождениями. Лучше других изучены Келянское и Огнейское месторождения. Ртутные месторождения и рудопроявления обнаруживают пространственную связь с разрывными структурами. Наиболее отчетливо эта связь проявлена в западной части Средне-Витимской горной страны в структуре Келяно-Мамаканского надвига, входящего в систему глубинных разломов, обрамляющих Северо-Муйскую глыбу архея [Игнатович, Кандер, 1968]. Все месторождения и рудопроявления Прибайкалья однотипны и относятся к ртутной рудной формации. По структуре они разделяются на поднадвиговые, локализованные в зонах крутопадающих сбросов и сбросо-сдвигов, и минерализованные зоны дробления. Наиболее значительны среди них поднадвиговые месторождения (Келянское).

В пределах Монголо-Охотского ртутного пояса ртутные зоны пространственно совпадают с региональными разломами северо-восточного простирания: Чикой-Ингодинским, Куналейским, Шилкинским, Борщезочным, Могоча-Бушулейским и другими, составляющими Монголо-Охотский граничный глубинный разлом. Юго-западное продолжение Монголо-Охотского пояса уходит на территорию соседней Монголии, а восточнее — в Приамурье. Второй крупной региональной структурой, контролирующей ртутное оруденение, является Ононский (Урулюнгуевский) глубин-

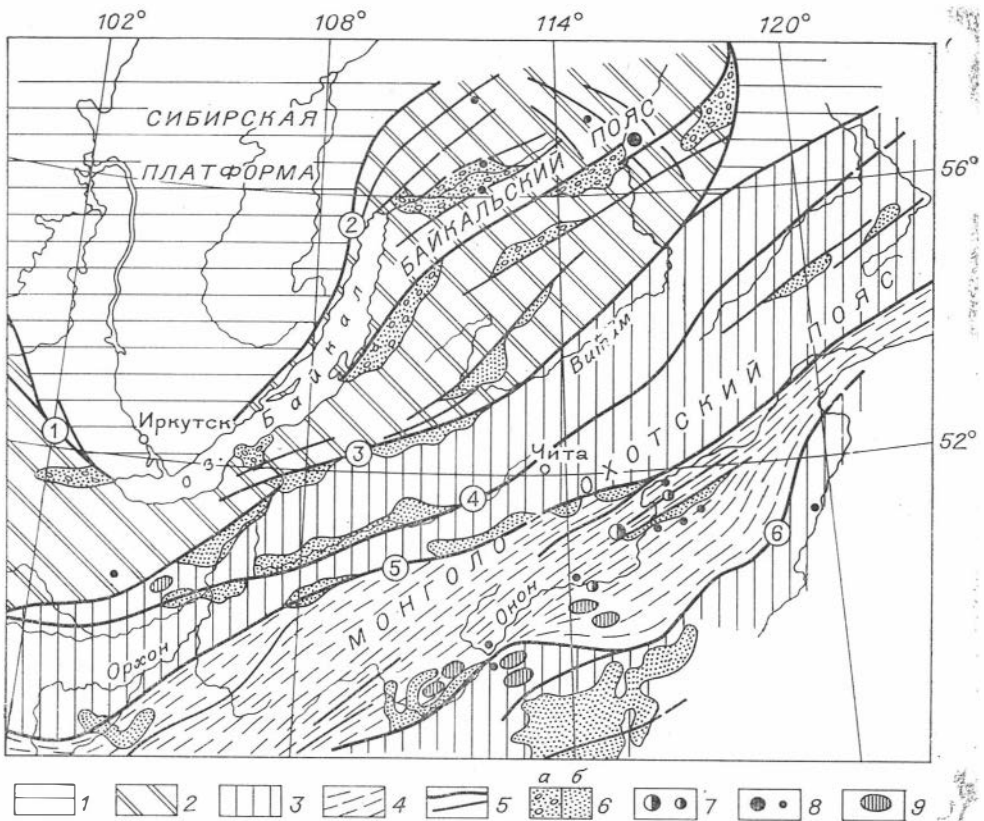


Рис. 11. Схема размещения ртутных зон в Забайкальской ртутной области.

1 — Сибирская платформа; 2 — структуры байкальской консолидации; 3 — структуры каледонской консолидации; 4 — герцинские наложенные прогибы; 5 — важнейшие глубинные разломы: 1 — Главный Восточно-Саянский, 2 — Лево-Миньский и Приморский, 3 — Удино-Витимский, 4 — Хиллоковский, 5 — Монголо-Охотский, 6 — Урулунгуевский (Ононский); 6 — приразломные прогибы (депрессии): а — мезозойские, б — мезо-кайнозойские; 7, 8 — месторождения и рудопроявления ртутно-сурьмяно-вольфрамовой (7) и ртутной (8) рудных формаций; 9 — шлиховые ореолы кинвари.

ный разлом, прослеживающейся на территорию Забайкалья из Северо-Восточной Монголии. Ртутные месторождения и рудопроявления размещаются как непосредственно в зонах разломов, так и в оперяющих их структурах. Так, с Харашибирским разломом, являющимся структурой оперения Чикой-Ингодинского разлома, связаны Жипкошинское и Баруншивеинское месторождения. С Борщевочным и Ундинским разломами, ограничивающими Ундино-Даинскую депрессию, связаны Новоивановское, Тунгинское, Лучинное, Устьегьинское, Гробовское месторождения. На прямом продолжении этих разломов в пределах Агинской плиты расположено Булакское рудопроявление.

Своеобразную перисто-кулисную систему разрывов представляет собой Онон-Туринская зона, морфологически подчеркнутая одноименной депрессией. К ней приурочены Тьргетуйское, Туринское и Дылбыркейское сурьмяные месторождения. Структурами оперения Ононского разлома контролируется положение Долоубугунского, Новоказачинского и Нижнеилинского месторождений. Несколько обособленно в пределах Приаргунского полиметаллического пояса расположены Солонечное и Ильдиканское месторождения.

Восточным звеном Монголо-Охотского ртутного пояса является Джэгдинская зона в Приамурье, которая протягивается в субширотном направлении на 800 км. По данным З. В. Сидоренко [1968] и Ю. Б. Сазонова [1972], она приурочена к одноименному геантиклинальному поднятию, ограниченному с севера и юга системой Северо-Тукурингского и Южно-Тукурингского разломов, трассируемых телами гипербазитов и серией

приразломных мезозойских впадин, выполненных континентальными осадочно-вулканогенными образованиями. В пределах Джагдинской зоны расположено несколько мелких месторождений и рудопроявлений ртути, которые локализуются в верхнепротерозойских, палеозойских и мезозойских породах (Старояканское, Ланское, Соседнее, Загадочное, Васильевское, Долохптское, Арбинское).

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ И МИНЕРАЛЬНЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

По минеральному составу руд месторождения и рудопроявления Забайкальской ртутной области подразделяются на две большие группы: антимонит-киноварные и киноварно-антимонит-ферберитовые, которые относятся соответственно к ртутной и ртутно-сурьмяно-вольфрамовой рудным формациям [В. А. Кузнецов и др., 1966б, 1972; Металлогения ртути, 1976]. В рамках рудных формаций, в соответствии с принципами разработанной ранее классификации, выделяются сурьмяно-ртутная и сурьямная субформации и минеральные типы, обобщенная характеристика которых приведена ниже. К ртутной рудной формации принадлежит большая часть известных месторождений ртути и сурьмы. Они представлены следующими минеральными типами: кварц-диккит киноварным, кварц-антимонитовым, кварц-барит-киноварным, флюорит-(антимонит)-киноварным (диаспериодным) и магnezально-карбонатно-киноварным (лиственитовым), представленным мелкими проявлениями. Некоторые из выявленных месторождений относятся к перспективным промышленным минеральным типам: Келянское и Солонечное — к диаспериодному, Устьегынское и Лучинное — к кварц-диккит-киноварному.

К ртутно-сурьмяно-вольфрамовой формации относятся месторождения с комплексными рудами: Баруншвепинское, Новопвановское и Новоказачинское, детально описанные в работах А. Д. Щеглова [1959, 1960а, б, 1964 и др.], а также Тунгпнское и Устьсергинское месторождения. Располагаются они среди осадочно-метаморфических пород протерозойского возраста и приурочены к зонам крупных разрывных нарушений, секущих как палеозойские, так и более молодые породы, включая осадочные отложения раннемелового возраста, на основании чего возраст месторождений считается постранимеловым. Особенности минерального состава руд этих месторождений позволяют различать два минеральных типа: киноварно-антимонит-ферберитовый и киноварно-антимонит-швелитовый.

Ртутная рудная формация. К *кварц-диккит-киноварному минеральному типу* в Забайкалье относятся Устьегынское и Лучинное месторождения. Для них характерны залегание в терригенно-эффузивных толщах алюмосиликатного состава, преобладание в минеральном составе руд ассоциации кварц — киноварь — диккит и развитие аргиллизации вмещающих пород. Минерализация локализуется в пологих зонах дробления и межпластовых срывах на границе литологически неоднородных, а иногда и разновозрастных толщ. Отчетливо проявлено экранирование оруденения плотными перекрывающими породами. К этому же минеральному типу относятся месторождения, залегающие в древних протерозойских и палеозойских толщах, связанные с зонами дробления и секущими трещинными зонами, — Нерчинское, Долоубугунское, Ильдиканское. Для них характерны жильная форма рудных тел и линейные зоны минерализованных брекчий. Вмещающие породы аргиллизированы и карбонатизированы.

Устьегынское и Лучинное месторождения располагаются в водораздельной части левых притоков ручьев Калангуй и Усть-Егъё и объединены общей рудоконтролирующей структурой — системой разломов южного обрамления Ундино-Даинской депрессии — в одно рудное поле (рис. 12). Киноварь в шлихах здесь была известна по данным старательских работ на золото с 1926 г. Первые оценки коренных выходов руд были выполнены в 1942—1944 гг. геологами Н. С. Землянским и С. Г. Галабур-

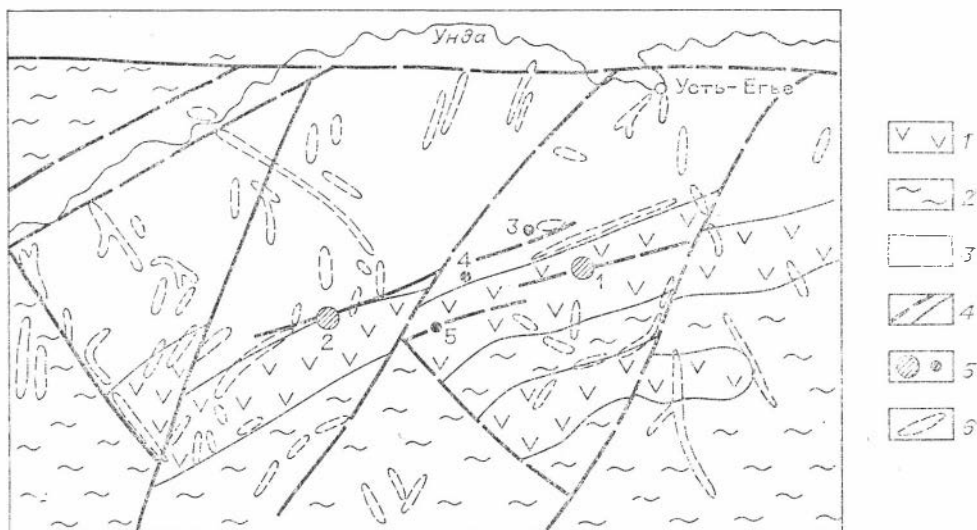


Рис. 12. Геологическая структурная схема района Устьегинского месторождения (по А. И. Котовой и др.).

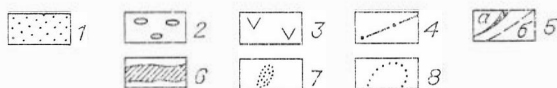
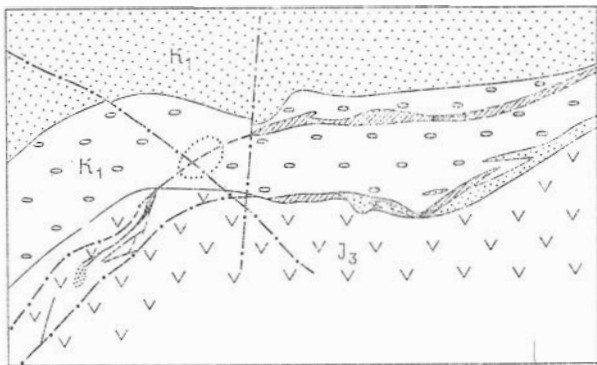
1, 2 — верхняя юра, шадоронская серия (1 — диоритовые порфириды, 2 — лавобрекчии, туфобрекчии, с прослоями туфов и порфиридов); 3 — песчаники, конгломераты, алевролиты нижнего мела, усть-нарская свита; 4 — разрывные нарушения; 5 — месторождения и рудопроявления ртути (1 — Устьегинское, 2 — Лучинное, 3 — Сенное, 4 — Сенное — Саввина, 5 — вершина пади Сенная); 6 — шлихи с киноварью.

дой. Возобновились работы в 1952 г. и продолжались с перерывами до 1970 г. В 1955 г. в 6 км к западу от Устьегинского было открыто Лучинное месторождение.

Устьегинское рудное поле сложено верхнеюрскими вулканогенно-осадочными породами шадоронской серии, несогласно перекрытыми нижнемеловыми конгломератами и песчаниками, выполняющими мульдообразную синклинали. Южное крыло синклинали осложнено разрывными нарушениями. Наиболее отчетливо проявлены субширотные и северо-восточные разломы и пологие зоны трещиноватости, контролирующие размещение ртутной минерализации, отмечаются и северо-западные нарушения. Рудные тела Устьегинского месторождения локализованы вдоль Северной и Южной субпараллельных пологих (падение 20—35° на север) зон дробления. Обе зоны приурочены к контакту нижнемеловых конгломератов и песчаников с верхнеюрскими диоритовыми порфиридами: Южная — к нарушенной поверхности несогласия в основании горизонта конгломератов, а Северная — вблизи контакта конгломератов с перекрывающими их песчаниками. На западе (участок Западный «А») обе зоны переходят в диоритовые порфириды и выклиниваются. Рудные тела представлены зонами дробления и гидротермально измененными породами (окварцованными и аргиллизированными порфиридами), содержащими кварцевые и кварц-карбонатные прожилки с вкрапленностью киновари. Мощность таких зон от 1,5 до 2,5—3 м при протяженности до 150 м. В 250 м к юго-западу от Западного участка «А» находится участок «Б», который контролируется той же тектонической зоной северо-восточного простирания. Здесь вскрыты канавами шесть рудных тел и ряд мелких рудных линз, три из них имеют длину 100—200 м и мощность 0,5—0,8 м. Все они залегают в раздробленных интенсивно аргиллизированных и окварцованных диоритовых порфиридах. Мощность прожилков халцедоновидного кварца с вкрапленностью киновари от 1—5 до 35 см (рис. 13). На продолжении этой тектонической зоны к западу признаки проявления ртутной минерализации установлены на участках Дубровка, Перевальный, Сухой лог и др. Стложение ртутных руд этого месторождения происходило при температурах ниже 170°C из хлоридно-углекислых растворов, содержавших до 3,0 мас. % CO_2 и 6,0 мас. % солей.

Рис. 13. Размещение рудных тел на Устьегинском ртутном месторождении (по А. И. Кетовой и др.).

1 — песчаники и 2 — конгломераты нижнего мела; 3 — диоритовые порфиры верхней юры; 4 — разрывные нарушения; 5 — рудные тела (а — вскрытые, б — под наносами); 6 — зоны с непромысленной минерализацией; 7 — вкрапленность киновари; 8 — предполагаемое положение «слепых» рудных тел.



Лучинное месторождение расположено на водоразделе падей Лучинной и Фроликова — правых притоков р. Талангуй. Рудные тела месторождения локализованы в пологопадающей зоне дробления в юрских порфиритах, а также в субпараллельных маломощных зонах дробления как в диоритовых порфиритах, так и в конгломератах мела. Простираание зоны северо-восточное 70—80°, падение северо-западное 20—25°. Протяжённость оруденелой части зоны 300 м, мощность 5—8 м. Минеральный состав руд: кварц, кальцит, киноварь, гематит.

Нерчинское месторождение расположено на правом берегу Нерчи, недалеко от впадения ее в Шилку. Первые находки киновари в виде отдельных зерен, а нередко и кусков до 300—500 г, были сделаны старателями, обрабатывавшими россыпи в падах Годжелге, Титовой, Тракторной. В 1922 г. В. А. Беляевым были проведены первые разведочные работы, в 1927 г. Ю. Я. Розенфельдом киноварь в россыпях была установлена в падах Серебряничихе, Оброчной, Горбуновой и Гошкиной, а в устье пади Горбуновой была вскрыта первая коренная жила киновари. Затем разведочные работы на Нерчинском месторождении проводили в 1929 г. А. А. Сауков [1930], в 1951—1954 гг. А. В. Глазков и Х. Я. Хейн. В 60—70-х годах геофизические, геохимические и некоторые другие виды работ были проведены под руководством А. А. Дуная и В. Е. Рудакова.

Рудное поле месторождения сложено толщей метаморфических сланцев верхнего протерозоя, собранной в антиклинальную складку, ядро которой обнажено вдоль пади Тоста. Эти породы перекрыты эффузивами верхнего триаса, нижнемеловыми песчаниками и третичными конгломератами, развитыми главным образом в депрессиях, ограниченных разломами северо-восточного простираания. Существенная роль в размещении ртутного оруденения принадлежит разрывным нарушениям северо-восточного, меридионального и широтного простираания и участкам их пересечения. К меридиональным нарушениям приурочены дайки диоритовых порфириров, известны, кроме того, дайки кварцевых порфириров и плагиопорфириров северо-восточного простираания. В пределах рудного поля выявлено 25 коренных рудопроявлений, большинство которых было открыто в 1951—1954 гг.

Ранними работами [Сауков, 1930] помимо жилы в пади Горбуновой было вскрыто несколько жил в районе сопки Рудной в пади Гошкиной. Одна из кальцит-халцедоновых жил на южном склоне сопки Рудной была прослежена канавой на 27 м, другая в пади Титовой — на 50 м. Киноварь образует прожилки, неправильные гнезда и вкрапленность в жилах и зонах дробления.

В последующие годы (1951—1954) был обнаружен ряд участков с киноварной минерализацией либо в виде небольших по размерам (до первого десятка метров) штотверксовых зон (I Любимовское, Прямогорское), либо в виде линейных минерализованных зон дробления (Ефремовское, II Любимовское, Распадок Киноварный, Гошкинское) в метаморфических

сланцах. В одном случае такая зона установлена в триасовых песчаниках (Трактовое). На многих участках выявлены признаки рудной минерализации в виде шлиховых ореолов и рудных обломков (I—III Оброчное, Теплое, Пчельниковское, Серебряничихинское и др.). Характер рудной минерализации на всех участках достаточно однообразен: среди жильных минералов преобладают кварц, часто халцедоновидный, кальцит, реже барит, накрит; среди рудных — киноварь, пирит, антимонит, халькопирит. На II Любимовском рудопроявлении, по данным А. И. Котовой, установлены сфалерит и блеклые руды, а также очень редко отмечается антимонит. Необходимо заметить, что работы этого периода проводились на отдельных участках и не были направлены на выявление общих закономерностей локализации оруденения. Небольшие объемы геохимических работ позволили выявить лишь ряд ртутных положительных геохимических аномалий. Общие закономерности локализации оруденения в пределах Нерчинского рудного поля были намечены А. Ф. Игнатовым. Он установил локализацию Тостовского, Рудногорского и Горбунихинского рудопроявлений в нарушенном ядре основной антиклинали, а I, II Любимовского и Прямогорского — в ядре антиклинали второго порядка. Намечается контроль оруденения северо-западными и широтными разломами, хотя эти структуры остались не прослеженными в пределах рудного поля и закономерностей локализации минерализации в них не установлено. Геохимические работы на Нерчинском месторождении носили лишь методический характер.

Долоубугунское месторождение расположено на левом склоне долины р. Доло-Убугун в 1,5 км от ее устья. Сама же падь Доло-Убугун находится в бассейне р. Курултей — правого притока р. Кыра. Открыто и оценено оно было в 1942 г. геологом А. Е. Дербиной. Месторождение размещается в северном борту Южно-Ононской депрессии и структурно связано с разрывными нарушениями, оперяющими Ононский глубинный разлом (см. рис. 38). Вмещающие породы представлены клиноцит-эпидот-актинолитовыми, кварцево-слюдистыми, кварцево-эпидот-актинолитовыми сланцами метаморфической толщи протерозоя. Метаморфические сланцы рассечены довольно мощной зоной дробления северо-восточного простирания (17°) с пологим падением на северо-запад, а ее центральная часть выполнена анкеритовой жильной мощностью 15—20 см с просечками и мелкими зернами киновари и тонкими жилками халцедона и кальцита. Прослеженная длина зоны 130 м. В 3 и 6 км к юго-юго-западу и в 4 км к северо-северо-востоку на простирании зоны снова встречены участки минерализованной брекчии. Таким образом, Долоубугунское месторождение приурочено к тектонической зоне, протягивающейся с перерывами в северо-восточном направлении на 10—12 км и на отдельных участках минерализованной.

Минерализованные участки представляют собою брекчию, состоящую из обломков бурых сильно измененных сланцев, сцементированных и замещенных анкеритом и хлоритом, рассеченных тонкими кальцитовыми жилками. Главные минералы — анкерит, кальцит, халцедон, киноварь; второстепенные — кварц, хлорит, серицит, пирит, барит, марказит, каолинит. Широко распространен гипергенный лимонит. В минералообразовании различаются три стадии: анкеритовая, халцедон-киноварная, кальцитовая. Отложение анкерита сопровождалось замещением минералов вмещающих пород хлоритом и марказитом, а выделение киновари и халцедона I — серицитом. Позже отлагались халцедон II, пирит, барит и каолинит. Все эти образования пересекаются поздними жилками кальцита. Киноварная минерализация преимущественно проявлена в центральной и южной частях зоны, в северном ее отрезке преобладает анкеритовая и халцедон-пирит-баритовая минерализация.

Ильдиканское ртутное месторождение расположено в Смирновском рудном поле. Оно находится на водоразделе между падами Ртутный Ильдикан и Ртутная и приурочено к мощной зоне смятия северо-восточного простирания вдоль контакта осадочных пород палеозойского воз-

раста с верхнеюрскими гранитами. Эта зона сопряжена с более крупным Смирновским глубинным разломом, контролирующим размещение ряда свинцово-цинковых месторождений и прослеженным на несколько десятков километров. Мощность зоны смятия достигает 50—60 м, падение крутое (70°) на юго-восток. На востоке эта зона сечет роговики, на западе — осадочно-метаморфические породы, прорванные лейкократовыми сильно измененными гранитами. Вдоль контакта интрузивных пород с осадочно-метаморфической толщей внедрились дайки лампрофиров.

Структурно месторождение связано с зоной смятия. Особенно хорошо она прослеживается по контакту роговиков и сланцево-карбонатной пачки пород. Рудные тела месторождения имеют форму сложных крутопадающих жил с многочисленными апофизами. Как известно, Ильди́канское ртутное месторождение обрабатывалось с 1797 по 1883 г. По данным Н. Н. Трофимова и др. [1963], лишь в 1956 г. разведочными работами на его северном фланге было вскрыто богатое свинцовое тело, а на южном — магнетитовое рудное тело. Одна из скважин (№ 2) на глубине 119—124 м пересекла зону измененных дробленых пород с обильной вкрапленностью киновари. По отдельному пересечению трудно судить о размерах и форме рудных тел, но наличие богатого киноварного оруденения на глубине 120 м, приуроченного к карбонатной брекчии, меняет оценку месторождения, считавшегося ранее жильным.

К числу главных минералов в рудах Ильди́канского месторождения отнесены киноварь, пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, кварц, к второстепенным — блеклая руда (тетраэдрит), бурнонит, халькопирит, аргентит, пирротин, марказит, мельниковит, карбонат, халцедон. Гипергенные минералы — гематит, лимонит, церуссит, англезит, скородит. Выделено две стадии минерализации: арсенопирит-пиритовая и киноварно-сфалерит-галенитовая.

Отличительной чертой месторождений *кварц(халцедон)-антимонитового минерального типа* является преобладание в рудах антимонита и кварца при практически полном отсутствии киновари (Дылбыркейское, Тыргетуйское). Месторождения локализуются в эффузивно-терригенных толщах и метаморфических породах. Рудообразование сопровождается аргиллизацией и окварцеванием вмещающих пород. Преобладающей формой рудных тел являются жилы, реже минерализованные зоны дробления и штокверки. К этому минеральному типу относится большая группа сурьмяных месторождений и рудопроявлений (Дылбыркейское, Тыргетуйское, Жипкошинское, Туринское, Бульктинское, Гробовское и др.).

Тыргетуйское сурьмяное месторождение расположено на вершине Сурьмяной горы, у северного подножия которой находится с. Тыргетуй. Месторождение изучалось и разведывалось в 1953—1954 гг. геологами Г. И. Мушниковым и Б. А. Семкиным, а в 1958—1959 гг. — Н. А. Лопаткиным и Н. А. Фогельман. На Сурьмяной горе канавами вскрыто 16 кварцевых жил с антимонитом длиной от 50 до 300 м, мощностью от нескольких сантиметров до 2 м и более.

Участок месторождения сложен метаморфической толщей ононской свиты протерозоя, в составе которой выделяются хлорит-серицитовые сланцы с прослоями и линзами метаморфизованных спилитов, кварц-хлорит-серицитовые сланцы с прослоями полимиктовых песчаников, метадиабазы. На метаморфических породах несогласно залегают юрские черные сланцы с прослоями песчаников, верхнеюрские кварцево-галечниковые конгломераты, аркозовые песчаники, гравелиты, аргиллиты, алевролиты, аркозовые конгломераты, туфоконглобрекчии, фельзиты, которые прорваны дайками гранитов, гранит-порфиров и диоритов. Дайки крутопадающие, северо-восточного простирания с падением на юго-восток, такое же залегание имеют и кварцевые жилы. Иногда у жил отмечается обратное падение. Вмещающие породы интенсивно аргиллизированы, а альбанды антимонитовых жил интенсивно окварцованы.

Главными минералами жил являются кварц и антимонит, второстепенными — арсенопирит, пирит, марказит, бертьерит, редко встречается

халькопирит. Антимонит распределен в жилах неравномерно и встречается в виде гнездообразных зернистых масс и крупных кристаллов до 8—10 см длиной. Кварц представлен двумя генерациями: I — серый, II — белый, почти безрудный. В нем встречается лишь рассеянная вкрапленность пирита и антимонита. Однотипными с вышеописанным являются Жипкошинское, Гробовское и Туринское кварцево-антимонитовые месторождения.

Отложение антимонита на Тыргетуйском месторождении, по данным изучения газово-жидких включений, происходило в интервале температур 200—110°C из умеренно концентрированных хлоридно-бикарбонатных растворов, содержащих 8—10 мас. % растворенных солей.

Ды л б ы р к е й с к о е месторождение расположено на водоразделе падей Верхний и Нижний Дылбыркей в западном борту Южно-Ононской депрессии. Оно открыто Мангутской партией под руководством геолога Н. К. Дмитроченко в 1962 г. Участок месторождения сложен верхнеюрскими эффузивами и их субвулканическими аналогами, среди которых на площади около 2 км² вскрыто 27 кварц-халцедон-антимонитовых жил и прожилков, а также штокерковое тело, залегающее в кварцевых порфирах и их кластолавах, принадлежащих к бырчинской свите. Длина жил в основном не превышает первых десятков метров, хотя одна из них прослежена на 400 м. Мощность от 0,1 до 1,0 м. Простираение жил северо-восточное, падение к востоку и юго-востоку под углами 55—65°.

Минеральный состав руд чрезвычайно прост: кварц, халцедон, антимонит, арсенопирит, пирит, каолинит. Антимонит представлен двумя разновидностями: тонкодисперсной вкрапленностью в халцедоне и «лучистыми» кристаллами. Киноварь в рудах не установлена. Содержание ртути в мономинеральной пробе антимонита 0,04%, мышьяка от 5,2 до 7,2 г/т.

Б у л ы к т и н с к о е (У с т ь - О н о н с к о е) месторождение находится на левом борту пади Булыкты и тяготеет к зоне Шилкинского глубинного разлома. Первые разведочные работы на нем были проведены геологом С. А. Призантом в 1930 г. Разведочными работами было вскрыто четыре жилы на расстоянии 20 м одна от другой, мощностью от 13 до 26 см, сложенные кварцем и антимонитом. Одна из жил была прослежена на 170 м редкими канавами. Было установлено, что вмещают жилы породы метаморфической свиты протерозоя, представленные хлоритовыми, хлорит-эпидотовыми сланцами, сильно дислоцированными. Общее простираение жил северо-восточное с крутыми углами падения. В связи с отсутствием в жилах золота дальнейшие работы по оценке месторождения были прекращены.

Второй период разведки — 1953—1955 гг. В эти годы геологами Ф. Н. Дерманом, С. Г. Митрофановой, Г. А. Шадриной был выполнен необходимый объем канавных работ, а также пройдены две штольни для оценки оруденения на глубину. В зоне дробления северо-восточного простираения, прослеженной на 2—2,5 км и имеющей мощность 40—50 м, было вскрыто 26 жил с вертикальным падением. Зона дробления связана с крупным надвигом, по которому метаморфические породы контактируют с триасовыми отложениями Шилкинской депрессии, и может рассматриваться как оперяющая его структура.

Главные минералы жил представлены кварцем и карбонатами — анкеритом и кальцитом, среди рудных преобладает антимонит, реже встречаются пирит, халькопирит и киноварь. Вторичные минералы представлены стибикинитом, кермеситом, валентинитом, лимонитом. Отмечены также малахит и азурит. Для руд характерны брекчиевидная, полосчатая и вкрапленная текстуры. В минералообразовании различаются три стадии: кварц-пирит-карбонатная, кварц-антимонитовая и кварц-доломит-киноварная. Рудные прожилки первых двух стадий сопровождаются зонами березитизации, а кварц-доломит-киноварные прожилки третьей стадии окаймлены зонами аргиллизированных метаморфических сланцев.

Образование кварц-антимонитовых и кварц-карбонат-антимонитовых жил Бульктинского месторождения происходило при температурах 240—160°C, а кварц-доломит-киноварных прожилков — ниже 120°C.

Критерием отнесения месторождений или рудопроявлений ртути к *кварц-барит-киноварному минеральному типу* служит преобладание в рудах среди жильных минералов барита. Наряду с аргиллизацией вмещающих пород в них развивается и баритизация. К этому минеральному типу в Забайкалье относятся мелкие рудопроявления Олинское, Торгоконское и Цагакшинское.

О л и н с к о е рудопроявление расположено в Дарасунском рудном узле, к северо-востоку от с. Верхняя Оля, открыто в 1957 г. А. Ф. Озерским. В лейкократовых гранитах триасового возраста обнаружены две кварц-баритовые жилы меридионального простирания, содержащие киноварь. Одна из жил мощностью 0,5—1,2 м прослежена на 50 м, другая, мощностью 2 м, — на 7—8 м.

Т о р г о к о н с к о е рудопроявление находится к югу от пос. Вершина Дарасуна. В гранитах триасового возраста на пересечении разломов северо-восточного и северо-западного простираний канавами вскрыто несколько прожилков и жил халцедоновидного кварца с баритом и киноварью мощностью до 10 см. Граниты интенсивно аргиллизированы. Рудные минералы жил: ртутьсодержащий сфалерит ($Hg\ 3,27\%$), халькопирит, галенит, пирит, киноварь; жильные — халцедоновидный кварц, барит, каолинит, гидрослюда.

Температуры образования кварц-баритовых жил с киноварью (по методу гомогенизации) не превышали 180°C. Концентрация гидротермального раствора была 11,0 мас. % в NaCl эквиваленте.

Ц а г а к ш и н с к о е рудопроявление к югу от д. Цагакшино связано с субширотным нарушением, ограничивающим Верхне-Олинскую депрессию. Оно представлено зоной окварцевания до 5—6 м мощностью в верхнеюрских гранит-порфирах с прожилками халцедоновидного кварца и барита и редкой вкрапленностью киновари.

Отличием месторождений, относящихся к *флюорит-(антимонит)-киноварному (джаспероидному) минеральному типу*, являются широкое развитие среди жильных минералов флюорита, локализация в карбонатных породах, претерпевших интенсивное предрудное окварцевание — джаспероидизацию, а также отчетливое проявление структур экранирования, обуславливающих пластообразную форму рудных залежей. Представителями джаспероидного типа месторождений в Забайкальской ртутной области являются Келянское, Солонечное, Огнейское и другие более мелкие рудопроявления.

К е л я н с к о е месторождение расположено в Северо-Муйском хребте на левобережье р. Келяна, оно изучалось в 1953—1958 гг. геологами А. И. Петровым, В. М. Кандером, Г. Е. Викуловым [Игнатович, Кандер, 1968], позже В. И. Бергером [Бергер, Мурина, 1972; Бергер, 1975а, б]. Оно находится в зоне Келяно-Мамаканского надвига, по которому метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы келянской свиты нижнепротерозойского возраста надвинуты на доломиты янгудской свиты нижнего кембрия. Поверхность надвига на участке месторождения имеет сложную форму, о чем свидетельствуют изгибы по простиранию и большая изменчивость ее углов падения от 15 до 80° на юго-запад. Непосредственно в рудном поле месторождения надвиг смещен двумя сбросами кайнозойского возраста, один из которых имеет амплитуду перемещения в несколько сотен метров и прослеживается почти на 30 км по простиранию. Сброс выражен в современном рельефе уступом высотой около 100 м. Однако рудные зоны четвертичными разломами не пересечены и не смещены.

Основными рудовмещающими структурами на Келянском месторождении служат согласные зоны дробления и милонитизации в доломитах янгудской свиты. Общая мощность рудовмещающей зоны достигает 300 м. Эта зона ориентирована под углом 45° к простиранию надвига и

погружается под поверхность надвига. Вдоль трещин, совпадающих с направлением слоистости в доломитах, развиты зоны дробления и милонитизации со ртутным оруденением. Протяженность отдельных рудных зон измеряется первыми десятками и сотнями метров. Богатые прожилковые и гнездовые руды локализованы только в пределах зон дробления, рассеянная же минерализация встречается почти во всей зоне окварцованных и трещиноватых пород. Минеральный состав руд прост: постоянно присутствуют киноварь, пирит, отмечается антимонит. В ассоциации с антимонитом очень редко и в небольших количествах встречаются галенит, сфалерит, бурнонит и халькопирит. Среди жильных минералов преобладает кварц, отмечаются доломит, кальцит и флюорит. В значительных количествах в прожилках присутствует калиевая гидрослюда. В прото-лочках из окварцованных доломитов обнаружен барит.

Гидротермальные изменения вмещающих оруденение пород проявились в доломитизации, окварцевании, гидрослюдизации и кальцитизации. В минералообразовании В. М. Кандером выделяются три стадии: карбонатная, сульфидно-кварцевая и основная — киноварная. Среди гипергенных минералов на Келянском месторождении обнаружены гидроокислы железа, арагонит, сервантит, валентинит, самородная сера, ртуть, эггестонит и каломель [Васильев и др., 1975], а также вновь открытые минералы — шаховит и келянит [Васильев и др., 1980; Васильев, 1981].

Солонечное месторождение расположено в среднем течении р. Бурдюмкан в 130 км к юго-востоку от Усть-Кары. Известно оно с 1944 г. и разведывалось в 1952—1956 гг. Рудное поле месторождения сложено сланцево-карбонатной толщей пород палеозоя, прорванной герцинскими порфиroidными гранитами и мезозойскими дайками кварцевых порфиров и лампрофиров. Пять линзообразных рудных тел приурочены к зоне окварцованных брекчированных известняков (шириной 200 м и протяженностью 3 км) в разломе вблизи массива гранитов, а руды представляют собой брекчии известняков, сцементированных кварцем, с неравномерной вкрапленностью антимонита и флюорита.

Ртутно-сурьмяно-вольфрамовая рудная формация. К этой формации относятся месторождения с комплексными ртутно-сурьмяно-вольфрамовыми рудами — Баруншивеинское, Новоивановское, Устьсергинское, Тунгинское и Новоказачинское, детально описанные в работах А. Д. Щеглова [1959, 1960б, 1966 и др.]. Располагаются они среди осадочно-метаморфических пород протерозойского и палеозойского возраста и приурочены к зонам крупных разрывных нарушений, секущих, в свою очередь, как палеозойские, так и более молодые породы, включая осадочные отложения раннемелового возраста, на основании чего возраст месторождений считается постранимеловым. Рудные тела на этих месторождениях локализируются в трещинах, оперяющих крупные разломы, и представляют собой зоны минерализованных брекчий среди раздробленных и смятых пород. Минеральный состав руд ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений несложен: среди рудных минералов преобладают ферберит, гюбнерит или шеелит, антимонит, пирит; встречаются сфалерит, арсенопирит, блеклые руды, халькопирит, киноварь, реальгар; жильные минералы представлены кварцем, небольшими количествами карбонатов, серицита и диоксита. Отмечаются гипергенные минералы: туингстит, сурьмяные охры и гидроокислы железа. Процесс рудообразования многостадийный, что обуславливает преобладание брекчиевых текстур в рудах. Околорудные изменения вмещающих пород выражены в окварцевании и аргиллизации. Особенности минерального состава руд ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений позволяют отнести их к двум минеральным типам: киноварно-антимонит-ферберитовому (Баруншивеинское, Новоивановское, Тунгинское) и киноварно-антимонит-шеелитовому (Новоказачинское, Устьсергинское).

К *киноварно-антимонит-ферберитовому минеральному типу* отнесены месторождения с преобладанием ферберита в ассоциации рудных минералов. Типичным представителем месторождений такого типа является

Баруншивеинское месторождение, которое расположено на южном склоне Могойтуйского хребта, в междуречье Загулай — Барун-Шивея (левые притоки р. Ага). Оно открыто в 1951 г. геологами С. П. Смеловским и Т. С. Поповой при проведении геологической съемки м-ба 1 : 200 000. С 1952 по 1958 г. разведку и изучение месторождения проводили С. П. Смеловский, Я. К. Новожилов, В. Э. Трупов, Ю. П. Писцов, В. П. Кузнецов, И. И. Гланц, А. Д. Щеглов. Обобщение геологических материалов и завершение предварительной разведки в 1971—1973 гг. выполнили геологи Л. Н. Ленюк, Э. Р. Ридер, В. М. Хабаров и В. П. Сапожников. Месторождение детально изучалось и описано А. Д. Щегловым [1959, 1960а, б и др.; Щеглов, Буткевич, 1974].

Первые исследователи Баруншивеинского месторождения рассматривали рудовмещающие горизонты кварцитов как мощные кварцевые жилы. В 1957 г. А. Д. Щеглов для района месторождения составил крупномасштабную геологическую карту и показал его положение в крыле антиклинальной складки, сложенной осадочно-метаморфическими отложениями протерозоя. Месторождение приурочено к пологопадающим зонам дробления, проходящим как в сланцах, так и в кварцитах. Геологическое строение района месторождения определяется широким развитием в его южной части верхнепротерозойских и верхнепалеозойских осадочно-метаморфических отложений. В северной части преобладают терригенные и эффузивные отложения верхнего триаса и меловая вулканогенно-осадочная толща, развитые в пределах Нижнеингодинской депрессии.

Положение района месторождения в краевой части Агинского поднятия на границе с Монголо-Охотской зоной разломов обусловило широкое развитие тектонических нарушений. К числу наиболее крупных из них относится Харашибирский разлом северо-восточного простирания, отделяющий породы ононской свиты верхнего протерозоя от верхнепалеозойских отложений. Он проявлен в виде отчетливо выраженных зон дробления, брекчирования и окварцевания пород и сопровождается серией оперяющих нарушений субширотного, северо-восточного и северо-западного простирания. В структурах оперения Харашибирского разлома локализируются месторождения Баруншивеинское и находящееся к северу от него Жипкошинское сурьмяное.

Баруншивеинское месторождение приурочено к «кварцитовому» горизонту верхней части ононской свиты протерозоя, который прослеживается в виде полосы субширотного простирания на 16 км (участки гор Западной, Рудной, Средней и Восточной). В нем сложно переслаиваются метаморфические сланцы и кварциты. Кварциты являются основным рудовмещающим горизонтом для рудных тел Баруншивеинского месторождения. Вдоль горизонта кварцитов проходит мощная зона дробления, образованная нарушением субширотного простирания, оперяющим с востока Харашибирский разлом, и представленная многочисленными трещинами субширотного, субмеридионального и северо-восточного простирания, которые расчленяют слои кварцитов и сланцев на отдельные блоки. Зона дробления имеет субширотное простирание ($280-290^\circ$) и в целом согласное с залеганием метаморфических пород падение. Протяженность ее около 800 м, ширина от 250—300 до 80—120 м на флангах. Пострудные разрывные нарушения на месторождении в основном также проявились вдоль пологозалегающих трещин субширотного простирания, о чем свидетельствуют многочисленные зеркала скольжения, развитые по зальбандам ферберитовых прожилков. К пострудным относятся и некоторые крутопадающие зоны дробления мощностью от 1 до 3 м, по которым рудные зоны смещены.

Основная рудная зона Баруншивеинского месторождения на горе Рудной представляет собой пологопадающую, в разной степени минерализованную сложнопостроенную штокверковую залежь, в общих чертах повторяющую морфологию рудовмещающей зоны дробления. Ее общая протяженность более 600 м, падение под углами $90-30^\circ$ к северо-западу, мощность зоны от 10—15 до 25—30 м, в центральной части до 40—60 м.

- 1 
- 2 
- 3 
- 4 
- 5 
- 6 
- 7 



Оруденение прослеживается на глубину (рис. 14). Центральная часть штокверковой зоны характеризуется наиболее сложным строением. Преобладающими здесь оказываются системы пологопадающих (от 4—10 до 30°) трещин скалывания, сопровождающиеся интенсивной более мелкой трещиноватостью и дроблением вмещающих кварцитов. Как правило, в лежачем боку трещин, иногда между двумя сближенными трещинами, залегают сплошные жилообразные тела, мощность которых изменяется от 0,1 до 0,5 м, реже достигает 1,0 м. Протяженность их по падению и простиранию от 10 до 50—80 м. Иногда несколько тел залегают почти параллельно на расстоянии 2—5 м или кулисообразно. В тех случаях, когда сколовая трещина сопровождается мелкими оперяющимися трещинками, в зальбандах брекчии развивается сеть маломощных (1—16 см) коротких (10—25 см) ферберитовых прожилков, прослеживающихся параллельно контакту или под некоторым углом к нему. Линзовидные тела ферберитовых брекчий образуются и в коротких трещинах отрыва длиной от 0,1 до 20 м. Кроме жилообразных тел, сложенных существенно ферберитовыми рудами, в штокверковой залежи широко развиты руды с тонкорассеянной часто дисперсной вкрапленностью ферберита в кварце. Зоны вкрапленных руд чаще располагаются в лежачем боку трещин скола, преобладают они и на флангах штокверковой залежи.

Помимо штокверковой залежи на участках гор Средней и Восточной в кварцитах среднего слоя выявлены многочисленные кулисообразно залегающие рудные тела с вкрапленной киноварной минерализацией. Большая часть их имеет широтное и субширотное простирание, юго-западное падение под углом 35—40°. Протяженность рудных тел 40—50 м, реже до 100 м при мощности от 0,5 до 1 м, редко — 2—3 м. На восточном фланге горы Восточной выявлены рудные тела, представляющие собой зоны трещиноватых кварцитов с существенно киноварной минерализацией, представленной вкрапленностью, гнездовыми включениями и тонкими прожилками киновари. Контролируются эти тела системой субмеридиональных нарушений.

Для руд Баруншивеинского месторождения характерны главным образом брекчиевые текстуры при подчиненном развитии полосчатых и прожилковых текстур. Минеральный состав руд детально изучен А. Д. Щегловым [1959, 1960а, б и др.], В. Ф. Барабановым [1975], которые к числу главных минералов руд относят ферберит, антимонит и киноварь, второстепенными считают пирит, халькопирит, арсенопирит, сфалерит, редким — аргентит. Среди жильных минералов преобладает кварц, реже встречаются сидерит, кальцит и диккит. А. Д. Щеглов [1959] процесс минералообразования разделяет на четыре стадии: раннюю кварцевую, антимонитовую, ферберитовую и кварцево-киноварную. С ними связано формирование трех главных ассоциаций рудных минералов: ферберит-пирит-арсенопиритовой с антимонитом, затем антимонит-ферберитовой с киноварью и киноварно-диккитовой с антимонитом, ферберитом, пиритом и другими сульфидами.

Интенсивность околорудных гидротермальных изменений вмещающих пород незначительна. Они проявлены в окварцевании и серицитизации сланцев и развитии по мелким трещинкам в кварцитах прожилков серицита и диккита. Отложение руд Баруншивеинского месторождения происходило при температурах от 210 до 100°C и ниже. Кварц кварц-ферберитовых прожилков отлагался при температурах 210—150°C из хлоридно-углекислых растворов, содержащих до 5 мас.% CO₂. Кварц заключительной кварц-киноварной стадии кристаллизовался при температурах ниже 130°C из весьма разбавленных (ниже 1 мас.%) растворов того же состава. По В. И. Бергеру [1978], отложению антимонит-фербери-

Рис. 14. Схема геологического строения Баруншивеинского месторождения.

1 — кварциты; 2 — кварц-серицит-хлоритовые сланцы верхнего протерозоя; 3, 4 — рудные тела с повышенным (3) и низким (4) содержаниями трехоксида вольфрама; 5 — разрывные нарушения (а — предполагаемые, б — достоверные); 6 — геологические границы (а — предполагаемые, б — достоверные); 7 — участки с киноварной минерализацией.

товой ассоциации отвечает температурный интервал 240—180°C, а киноварно-диккитовой — 120—100°C.

Новоивановское месторождение расположено в северном борту Ундино-Даинской депрессии, неподалеку от д. Ново-Ивановка, здесь же известно кварцево-антимонитовое рудопроявление Сурьмяный овраг, а близ г. Балей (на водоразделе падей Нижней и Кибиревой) — Новотроицкое сурьмяное месторождение. Участок Сурьмяный овраг открыт Т. М. Дембо в 1941 г., Новоивановское месторождение — В. Г. Тихомировым в 1942 г.; его изучали и разведывали геологи И. Р. Виноградов, В. Н. Кулинич, С. Г. Галабурда, А. Д. Щеглов [1959, 1960а, б и др.].

Участок Новоивановского месторождения в структурном отношении представляет собой брахисинклинальную складку, несколько опрокинутую на юго-запад и осложняющую более крупную синклиналь, ось которой проходит по долине р. Семеновой. Минерализованные зоны дробления Новоивановского месторождения приурочены к ядру брахисинклинали. Вмещающие породы — кварц-серицитовые сланцы и кварциты. Минерализованные зоны представляют собой брекчию, состоящую из обломков кварца и вмещающих пород, сцементированных рудными минералами — ферберитом и антимонитом. Выделяется несколько генераций кварца: I — белый безрудный; II — серый халцедоновидный, содержащий антимонит; III — яшмовидный; IV — серый прозрачный, содержащий ферберит и V — поздний прозрачный бесцветный, покрывающий стенки пустот в жилах.

На участке Сурьмяный овраг вскрыто девять жил, из них две рудные. Мощность их от 0,15 до 0,65 м, простирание северо-восточное 21—35°, падение 78° к юго-востоку. Прослеженная длина 32 и 28 м. Вмещающие породы — кварц-слюдистые сланцы. Последовательность формирования: халцедоновидный кварц с тонкой вкрапленностью антимонита → гребенчатый кварц с крупнокристаллическим антимонитом → халцедон.

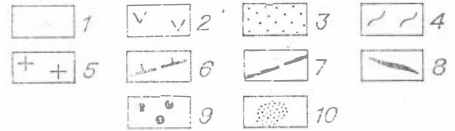
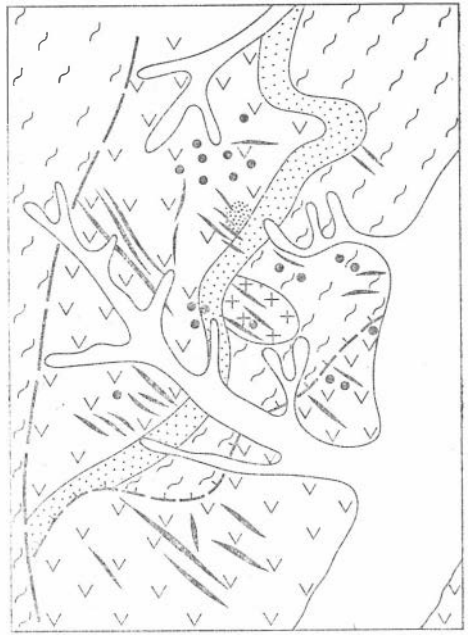
Тунгинский рудный узел, включающий Мухорбулакский и Широкинский участки, находится на левобережье р. Онон в 3—6 км западнее ее русловой части, между боковыми притоками рек Широкой и Тунгинской, а также на правом борту долины р. Онон между р. Унда и падью Мухор-Булак. Изучался он геологом Н. П. Михно в 1950—1953 гг.

Сложен рудный узел верхнеюрскими порфиридами среднего и основного состава. Порфиты согласно залегают на верхнеюрской песчано-конгломератовой толще через переходный туфогенный комплекс, а сама песчано-конгломератовая толща верхней юры с резким угловым несогласием залегает на протерозойских метаморфических породах. На правобережье р. Онон, на участке Мухор-Булак, юрская толща несогласно перекрывается меловыми осадочно-эффузивными отложениями и смята в крутые складки северо-восточного простирания с углами падения крыльев 60—70°. Меловые отложения собраны в пологие складки с углами падения 20—25°. С запада Тунгинский рудный узел ограничен крупным крутопадающим разломом, по которому верхнеюрские отложения контактируют с метаморфическими породами протерозоя Агинского поднятия (рис. 15).

В рудном поле преимущественно развиты разрывные нарушения северо-западного простирания с углами падения 60—80° па юго-восток. Мощность зон 10—12 м, по простиранию они прослеживаются до 3 км. Разломы широтного и северо-восточного простирания имеют подчиненное значение. К большинству разрывных нарушений приурочены кварцевые жилы или зоны окварцованных брекчий. Мощность жил от 0,3—0,5 до 1,0—6,0 м, зон окварцованных брекчий — до 4 м. Вмещающие породы около кварцевых жил и зон брекчий окварцованы и каолинизированы. Главные рудные минералы жил — кварц, пирит, арсенопирит, гюбнерит, антимонит, второстепенные — магнезиально-железистые карбонаты, марказит, реальгар, киноварь, блеклые руды, золото. Среди гипергенных минералов преобладает лимонит, отмечены природные амальгамы золота в виде тонких пленок и чешуек.

Рис. 15. Геолого-структурная схема Тунгинского рудного узла (Широкинский участок).

1 — четвертичные отложения; 2 — туфо-конгломераты, туфобрекчии и порфириты; 3 — конгломераты, песчаники верхней юры; 4 — амфиболовые сланцы, слюдяные сланцы, кварциты, известняки и амфиболиты протерозоя; 5 — послеюрские граниты; 6 — надвиг; 7 — Восточно-Агинский разлом; 8 — жилы мелкозернистого халцедоновидного кварца; 9 — свалы мелкозернистого халцедоновидного кварца с обильной вкрапленностью киновари; 10 — контур карьера.



Минералообразование начинается с отложения «роговикового» кварца и железисто-магнезиальных карбонатов с небольшим количеством пирита и арсенопирита. Затем следует стадия отложения кварца с основной массой пирита, арсенопирита, гюбнерита, редких выделений блеклых руд и золота. И в заключительную стадию образовались натечные и друзовые кварцы, марказит, антимонит, киноварь и реальгар.

Месторождения *киноварно-антимонит-шеелитового минерального типа* выделяются по преобладанию в рудах шеелита, который развивается в ассоциации с антимонитом или с антимонитом и киноварью. Типичными месторождениями этого минерального типа являются Новоказачинское, Нижнеилинское и Устьсергинское.

Новоказачинское месторождение находится на правом берегу р. Онон в 2 км к востоку от с. Ново-Казачинское. Месторождение было открыто и частично разведано В. Е. Робачевским в 1931 г., отрабатывалось старателями в 1941—1944 гг., доразведано в 1945 г. геологами А. Е. Дербиной и В. И. Сазапович, изучалось и описано А. Д. Щегловым [1959 и др.]. Месторождение расположено в зоне смятия среди песчано-сланцевых отложений нижнего палеозоя, на крыле крупной синклинали складки, ядро которой обнажено на левом берегу р. Онон. Преобладающими породами являются хлоритизированные песчаники, кварц-серицитовые и кварц-хлоритовые сланцы. На основном участке вскрыто 13 кварц-шеелитовых жил мощностью от 3—6 до 10 см. Простираение жил северо-восточное, падение к северо-западу под углами 25—40°. Длина жил не более первых десятков метров. Вмещающие породы интенсивно окварцованы и карбонатизированы. По данным А. Д. Щеглова [1959], руды сформированы в три стадии минерализации. В первую стадию образовались прожилки с мелкозернистым серым кварцем с редкой вкрапленностью шеелита, киновари и антимонита, во вторую — прожилки гребенчатого молочно-белого кварца с шеелитом и киноварью, в них также встречаются карбонат, пирит и халькопирит. Последними образуются тончайшие прожилки короткопризматического кварца, пересекающие все ранние прожилки.

В 1945 г. на левобережье р. Онон, на водоразделе р. Онон и пади Нарым-Кундуй, прямо против с. Усть-Иля, геологом Л. П. Ишуковой было открыто Нижнеилинское ртутное месторождение. Водораздел, на котором обнаружены кварцевые жилы с киноварью, сложен метаморфизованными песчаниками. Жилы залегают в зонах брекчий в песчаниках, их мощность 10—25 см, протяженность до 50 м. Сложены они молочно-белым кварцем с редкой вкрапленностью киновари. Вмещающие

песчаники слабо окварцованы. Обе жилы располагаются в зоне дробления северо-восточного простирания на непосредственном продолжении разрывных структур Новоказачинского месторождения, что позволяет высказать предположение о приуроченности обоих месторождений к одной и той же тектонической структуре.

Устьсергинское месторождение расположено на правом борту долины р. Асакан, ниже устья ее правого притока р. Сергина. Оно открыто старателями летом 1935 г. при отработке нижней части золотоносной россыпи, разведывалось в 1935—1936 гг. геологом Г. В. Тихомировым и в 1941—1944 гг. отработывалось штольной и мелкими карьерами. В 1974—1976 гг. на участке проведены ревизионные работы.

Месторождение тяготеет к зоне Куналейского глубинного разлома, сложенной дислоцированной метаморфической нижней толщей куналейской свиты, прорванной в 10 км к северу от месторождения интрузией гранодиоритов даурского комплекса. На площади месторождения установлено пять зон дробления и трещиноватости, приуроченных к ядру крупной антиклинальной складки, в которых залегают 14 кварц-антимонитовых жил, максимальная длина которых не превышает 20 м, а мощность от 0,1 до 8 м. Падение жил на северо-запад $325-340^\circ$ под углом 80° , простирание северо-восточное $70-85^\circ$. Две рудные зоны прослежены на 350 и 250 м при мощности 45 и 85 м соответственно. В пределах этих зон наряду с рудными линзами и гнездами широко развиты безрудные кварцевые жилы, сложенные молочно-белым кварцем с гнездами горного хрусталя. Филлитовые сланцы, вмещающие жилы, гидротермально изменены. Они претерпели серицитизацию, окварцевание и пиритизацию.

По минеральному составу выделяются четыре типа жил: кварц-шеелитовые, кварц-шеелит-антимонитовые, кварц-антимонитовые и кварц-сидерит-кальцитовые. Они сформировались в три стадии — кварц-шеелитовую, кварц-антимонитовую и кварц-карбонатную. Ранние кварц-шеелитовые жилы образованы сплошными агрегатами шеелита с сетью секущих прожилков кварца. Мощность их не превышает 10 см. Кварц-шеелит-антимонитовые жилы содержат также сидерит и кальцит. Они сложены в основном серым или молочно-белым кварцем с антимонитом, который сечет и цементирует катаклазированные зерна шеелита. В жилах встречается арсенопирит в виде мелких хорошо ограненных кристаллов. Последовательность кристаллизации минералов: шеелит, арсенопирит, кварц, антимонит, сидерит, кальцит. Кварц-антимонитовые жилы сложены серым и матовым кварцем с зернистыми агрегатами антимонита в центре жил. В массе антимонита встречаются джемсонит, сфалерит, халькопирит. Последовательность отложения минералов в жилах: кварц, арсенопирит, пирит, халькопирит, сфалерит, кварц, антимонит, кальцит. Кварц-карбонатные жилы преимущественно развиты на флангах рудных зон на правом склоне долины р. Асакан.

ПРОЯВЛЕНИЯ РТУТНО-СУРЬМЯНО-МЫШЬЯКОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ДРУГИХ ФОРМАЦИОННЫХ ТИПОВ

Эпитермальная ртутно-сурьмяно-мышьяковая минерализация в Восточном Забайкалье локально проявлена на ряде месторождений иных формационных типов: на медно-молибденовых (Шахтаминском, Долон-Модонском), золото-сульфидных (Дарасунском, Голготайском, Ключевском), золото-антимонитовых (Итакинском), золото-полиметаллических (Новоширокинском, Покровском и др.), золото-серебряных (Балейском) и флюоритовых (Шахтерском рудном поле). В одних случаях она отчетливо накладывается на ранее сформированные руды, в других — связана с заключительными стадиями минерализации единого сложного многостадийного процесса рудобразования, отражая его геохимическую специфику. Важно подчеркнуть, что ни в том, ни в другом случае она не имеет са-

мостоятельного значения, однако проявление ртутно-сурьмяно-мышьяковой минерализации важно для установления генетических и геохимических связей рудных формаций и выделения их генетических рядов.

РТУТНАЯ ОБЛАСТЬ МОНГОЛИИ

До недавнего времени в Монгольской Народной Республике не было известно коренных рудопроявлений ртути, хотя высказывались предположения о возможном проявлении ртутного оруденения, опиравшиеся на сходство геологического строения и однотипность структур Горного Алтая и Тувы с районами Северо-Западной Монголии, а Забайкальских — Северо-Восточной, а также на находки киновари в шлихах в ряде районов Монголии [В. А. Кузнецов, 1958; Благодравов и др., 1971; Оболенский, 1971]. Шлиховые ореолы киновари, как правило, тяготеют к зонам региональных разломов, которые могут рассматриваться как потенциальные ртутно-рудные зоны.

Выполненные в последние годы обобщающие работы, уточнившие представления о геологическом строении и тектонике МНР [Тектоника Евразии, 1966; Геология МНР, т. 1, 2, 1973; и др.], легли в основу исследований по прогнозно-металлогенической оценке ее территории на ртутные руды в 1971—1975 гг. Этими работами было установлено единство рудоконтролирующих структур Монголии со структурами Алтае-Саянской складчатой области и Забайкалья, а в ряде районов МНР впервые открыты рудопроявления ртутных руд и новые шлиховые ореолы киновари, что в совокупности с имевшимися ранее данными позволяет рассматривать Монголию как новую самостоятельную ртутную область в пределах трансконтинентального Центрально-Азиатского ртутного пояса [Металлогения ртути, 1976; В. А. Кузнецов и др., 1977, 1978].

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ, РУДНЫЕ ПОЯСА И ЗОНЫ

На территорию Монголии продолжаются структуры двух крупнейших региональных ртутных поясов, расположенных в складчатых областях юга Сибири, — Кузнецко-Алтайского и Монголо-Охотского. Кроме того, на юге республики в структурах Южно-Монгольской герцинской складчатой системы обособляется самостоятельная Манлайская ртутная зона, а в структурах Внутренне-Монгольской позднепалеозойской складчатой области выделяется Южно-Тотошаньская ртутная зона, связанная с глубинными разломами северного обрамления Таримской и Северо-Китайской платформ и рассматриваемая нами как звено крупной системы разломов, которая простирается сюда из районов Восточного и Южного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау (см. рис. 37, 38).

Кузнецко-Алтайский ртутный пояс продолжается в тектонических структурах Западной Монголии. Весьма характерна его геолого-тектоническая позиция: составляющими элементами служат зоны региональных граничных разломов, обрамляющие герцинские прогибы и мезокайнозойские впадины, по которым наиболее четко проявлены глыбовые движения. Прямым продолжением Чарышко-Теректинского разлома служит Толбонурский разлом, а зона Кобдинского разлома является продолжением наиболее важной рудоносной структуры Горного Алтая — Курайской ртутной зоны. По существу, единую тектоническую структуру представляют собой Шапшальский и Цаганшибетинский разломы. В качестве продолжения структур Северо-Западной Монголии в Монгольском Алтае может рассматриваться и зона Ихэбогдинского разлома. В современной геологической структуре морфологическим выражением зон мезозойской

тектономагматической активизации нередко служат приразломные или шовные прогибы, представленные грабен-спинклиналиями, грабенами и другими тектоническими структурами, сложенными верхнепалеозойскими, а иногда и мезозойскими отложениями. Эти структуры, как правило, являются элементами сложных зон взбросов, глыбовых надвигов, взбросо-сдвигов и других тектонических швов, нередко контролирующих локализацию рудных узлов, рудных полей и месторождений ртуты в известных ртутных зонах соседней Алтае-Саянской рудной области.

Ртутная минерализация в коренном залегании в Монгольской части Кузнецко-Алтайского пояса в 1983 г. обнаружена на участке Улан-Хус, кроме того, отмечается ряд шлиховых ореолов киновари и литогеохимических аномалий ртуты, тяготеющих к зонам активизированных в мезозое региональных разломов и зонам лиственитизации. Шлиховые ореолы киновари установлены в зонах Кобдинского (западный борт Бухей-Муренской впадины), Толбонурского (урочище р. Хутушуин-Гол), Цаганшибетинского (уч. Барун-Сала) и Ихэбогдинского (Цагангольский участок) разломов, что позволяет предполагать проявление в этих структурах ртутно-оруденения.

Монголо-Охотский ртутный пояс является второй не менее важной рудоконтролирующей структурой, сопоставимой с Кузнецко-Алтайским поясом. Он также располагается вдоль системы граничных глубинных разломов, отделяющих байкальские и каледонские структуры Забайкалья и протерозойские сооружения Становика от расположенных к югу и наложенных на каледониды герцинских и мезозойских прогибов и впадин, т. е. его тектоническая позиция в целом аналогична позиции Кузнецко-Алтайского пояса. Отличаясь более высокой рудонасыщенностью, разнообразием генетических типов месторождений и рудных формаций, Монголо-Охотский пояс еще слабо изучен в отношении ртутности. В его пределах установлены рудопроявления и мелкие месторождения ртуты, не имеющие практического значения. Еще недостаточно изучены и условия образования ртутной минерализации в этом поясе, что, несомненно, затрудняет общую оценку перспектив этой крупной рудоносной структуры.

Можно проследить продолжение отдельных тектонических структур Забайкалья на территорию МНР: Удино-Витимский и Хилокский разломы продолжают соответственно как Аргингольский и Хангайский, Чикой-Илгодинский и Кушлейский разломы сопрягаются на территории Монголии с Баянгольским и Ерогольским, к которым тяготеет ряд шлиховых ореолов и рудопроявлений киновари. Эти разломы образуют северо-западное обрамление Хангайско-Хэнтейской палеозойской складчатой зоны. Известно, что зона Баянгольского разлома является важной структурой, контролирующей размещение эндогенного оруденения в Северной Монголии [Амантов и др., 1967].

Другая ветвь Монголо-Охотского пояса представлена системой глубинных разломов юго-восточного обрамления Хангайско-Хэнтейской складчатой зоны. Ее элементами являются Баянхонгорский, Северо-Гобийский, Южно-Хэнтейский, Ононский и Ульдзинский разломы в Монголии, а на территории СССР — Урулунгуевский разлом. Эти разломы не образуют четких прямых линий, а представлены сложной кулисно построенной системой разломов. Ононский и Южно-Хэнтейский разломы выделяются как важные зоны редкометального оруденения, в пределах этих зон размещаются рудные узлы Модотинский и Ихэхайрханский. В систему рудоконтролирующих структур Монголо-Охотского ртутного пояса нами включается и Керуленский глубинный разлом, в пределах которого выявлено ртутно-флюоритовое месторождение Идермег-Баян-Хан-Ула. К системе этих разломов приурочены наиболее крупные и концентрированные шлиховые ореолы киновари, а на Далаймагольском участке и рудопроявлении Харцату и Ульдзинском разломе киноварная минерализация была установлена в коренном залегании [Благоврамов и др., 1971; В. А. Кузнецов и др., 1977, 1978].

Предположительно в качестве самостоятельного ртутного пояса могут рассматриваться зоны глубинных разломов Южно-Монгольской складчатой системы, в которой выделяются Булганский, Заалтайский, Гурбансайханский, Манлайский, Нарынхидский и Тургенгольский разломы. Зоны этих разломов отчетливо трассируются раннегерцинскими офиолитовыми комплексами с гипербазитами Южно-Монгольской эвгеосинклинальной зоны, сопрягающейся на северо-западе с Чарской офиолитовой зоной Зайсанской складчатой области. Система этих разломов в силу недостаточной изученности и отсутствия данных о проявлениях ртутной минерализации не приобрела значения крупной самостоятельной рудоуправляющей структуры. В Южно-Монгольской герцинской складчатой системе наиболее перспективными являются Манлайская и Гурбансайханская зоны разломов, к которым тяготеют аргиллизированные и лиственитизированные породы и шлиховые ореолы киновари. В Манлайской зоне, кроме того, проявлен пояс даек щелочных базальтоидов.

В Южно-Тотошаньской ртутной зоне во время полевых работ в 1971 г. было открыто первое в Монголии ртутное рудопроявление Ханги-Обо [В. А. Кузнецов, Оболенский и др., 1973]. Оно расположено на южном склоне хр. Тото-Шань, в Восточно-Гобийском аймаке. Рассматривая его положение в тектонических структурах, необходимо отметить отчетливую связь ртутной минерализации с разломами, сопровождающимися гипербазитами, которые являются фрагментом Южно-Тотошаньского гипербазитового пояса на юге МНР. Пространственно этот пояс совпадает с глубинным разломом, разделяющим разнородные структурно-формационные зоны: Ширинхотесскую (Солонкерскую) верхнепалеозойскую геосинклинальную зону и Чжесы-Эрлянский (Тотошаньско-Эрлянский) палеозойский антиклинорий. Находка ртутного рудопроявления Ханги-Обо позволяет рассматривать Южно-Тотошаньский региональный разлом, обладающий признаками, которые свойственны ртутно-рудным зонам, как перспективную для поисков месторождений ртути тектоническую структуру.

Необходимо заметить также, что Южно-Тотошаньский разлом, располагаясь в структурах Внутренне-Монгольской позднепалеозойской складчатой области, занимает обособленное положение по отношению к структурам, которые рассматриваются как элементы Кузнецко-Алтайского и Монголо-Охотского ртутных поясов.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Руды открытых в Монголии рудопроявлений ртути по минеральному составу практически не отличаются от руд известных ртутных месторождений на сопредельной территории СССР. По принятой нами систематике они относятся к пяти минеральным типам: магнезиально-карбонатно-киноварному (лиственитовому) (Ханги-Обо); кварц-диксит-киноварному (Улан-Хус, Харцату); кварц-серпичит-киноварному (Тунхул, Балжа); кварц-барит-киноварному (Далай-Ама-Гол) и флюорит-киноварно-полисульфидному (Идермег-Баян-Хан-Ула). Следует, однако, сделать следующие оговорки: четвертый минеральный тип выделен нами условно, так как на участке Далай-Ама-Гол киноварь обнаружена только в шлихах из протолочек и делювия, но широкое развитие во вмещающих породах кварца и барита позволяет предполагать здесь руды именно этого типа; пятый тип, по-видимому, является аналогом промышленного флюорит-киноварного (джаспероидного) минерального типа и отличается преобладанием в сульфидной ассоциации руд свинцово-цинковых минералов и жильной формой рудных тел.

На юге Монголии в Южно-Тотошаньской зоне находится рудопроявление ртути *магнезиально-карбонатно-киноварного (лиственитового) типа* — Ханги-Обо. Рудопроявление расположено на южном склоне хр. Тото-Шань в вулканогенно-терригенных отложениях верхней перми.

Этими отложениями сложено южное крыло крупной антиклинальной складки, прослеживающейся на несколько десятков километров в широтном направлении. Её осевая часть и южное крыло осложнены несколькими разрывами и зонами дробления, вмещающими многочисленные линзы серпентинитов.

Ртутная минерализация локализована в крупной зоне дробления в терригенно-карбонатных породах, характеризующихся чередованием маломощных прослоев алевролитов, песчаников и известняков. Простирающиеся зоны — согласные с простиранием пород, падение крутое на юг под углом $85-90^\circ$, прослеженная длина более 2,5 км. Мощность зоны от 3—5 до 20—30 м. Породы в зоне дробления интенсивно рассланцованы, брекчированы и гидротермально изменены: карбонатизированы (развиты преимущественно железисто-магнезиальные карбонаты) и окварцованы. В одном из коренных выходов отмечена линза лиственитизированных серпентинитов. Все измененные породы в зоне дробления и за ее пределами пронизаны густой сетью карбонатных, карбонатно-кварцевых и кварцевых жиллок различной мощности. Гидротермально измененные и минерализованные породы выделяются своей бурой окраской на фоне серых и зеленовато-серых неизмененных пород.

Киноварная минерализация установлена в нескольких коренных выходах вдоль зоны дробления на протяжении более 1 км. Распределена она неравномерно. Содержание ртути в штучных пробах, отобранных в разных участках зоны, от 0,02 до 0,24%. Основные текстурные типы руд — штокверковый, вкрапленный и жильно-вкрапленный. Руды штокверковой текстуры наиболее типичны и характеризуются развитием тонких номинеральных киноварных или карбонат-кварц-киноварных жиллок. Минеральный состав руд изучен В. И. Васильевым [В. А. Кузнецов и др., 1978]. Главным рудным минералом является киноварь. Второстепенные минералы представлены миллеритом и полидимитом, образующим полные псевдоморфозы по игольчатым кристаллам миллерита, а также пиритом и тровоитом. Жильные минералы — кристаллический и халцедоновидный кварц, железистый доломит и анкерит. К реликтовым минералам относятся хромит, титаномагнетит, магнетит. Гипергенные минералы представлены гематитом, различными гидроокислами железа, замещающими пирит и карбонаты, желтовато-зелеными и яблочно-зелеными псевдоморфозами моренозита по игольчатым кристаллам миллерита и полидимита. Судя по взаимоотношениям минералов, кристаллизации киновари предшествовало образование железистого доломита, халцедоновидного и кристаллического кварца, пирита, сульфидов никеля, после киновари отлагался железистый доломит второй генерации.

Рудопроявление **Х а р ц а т у** открыто в 1975 г. при ревизии Северо-Дучингольского шлихового ореола киновари [В. А. Кузнецов и др., 1977, 1978]. Оно расположено на водораздельной части урочищ Харцату — Ари-Холой в бассейне р. Дучин-Гол. Эта площадь сложена флишoidalными песчано-сланцевыми отложениями триаса (?), среди которых развит ряд сближенных зон дробления и трещиноватости, образующих довольно мощную и протяженную (до 10 км) зону дробления, сопровождающуюся аргиллизацией, окварцеванием и пиритизацией вмещающих пород, что предопределяет принадлежность рудопроявления к *кварц-диккит-киноварному минеральному типу*. Зона минерализации имеет субширотное простирание ($290-300^\circ$) и, по-видимому, крутое падение. Постоянное присутствие киновари от десятков знаков до весовых количеств устанавливается в делювиальных шлихах, отобранных в логах как северного, так и южного склонов водораздела урочищ Харцату — Ари-Холой. В одном из шурфов на южном склоне водораздела встречены обломки аргиллизированных песчаников с густой вкрапленностью киновари, что позволяет считать источником шлиховой киновари отмеченные зоны гидротермально измененных пород.

В рудных обломках установлены кварц и киноварь, а к второстепенным и редким относятся пирит, антимонит, метациннабарит, сфалерит.

На основании предварительных исследований руды участка Харцату можно считать практически мономинеральными, киноварными. К этому же минеральному типу принадлежат такие хорошо известные промышленные месторождения ртути, как Никитовское, Палянское и др. [Металлогения ртути, 1976].

Коренное рудопроявление У л а н - Х у с выявлено поисковой партией под руководством геологов В. В. Бессоненко и А. М. Шубина в 1983 г. в зоне Толбонурского разлома. Здесь установлен пологий надвиг хлорит-серицитовых метаморфических сланцев кембро-ордовика на конгломерат-песчано-гравелитовую толщу силура. Вмещающие породы аргиллизированы и карбонатизированы. Вкрапленность и прожилки киновари локализованы преимущественно в прослоях конгломератов. Видимая мощность рудных тел 0,8—1,0 м, протяженность 5—6 м. Цепочка шлиховых ореолов вдоль этого разлома простирается более чем на 10 км. К югу от Улан-Хуса известны зоны лиственитизированных пород с положительными литогеохимическими аномалиями ртути. Обнаружение коренного рудопроявления Улан-Хус в зоне Толбонурского разлома позволяет считать ее перспективной для поисков ртутного и другого оруднения. (Здесь в 1984 г. ртутные руды обнаружены в коренном залегании.)

Рудопроявления Т у н х у л и Б а л ж а были обнаружены при проверке шлиховых ореолов киновари в бассейне р. Хара-Гол в зоне Ерогольского разлома. Рудная минерализация в виде вкрапленности и тонких жилок киновари связана с маломощными жилками кварца в зонах дробления в кварцитах (уч. горы Тунхул) и с зонами аргиллизации в песчаниках и сланцах харинской серии протерозоя (уч. р. Балжа). Главным рудным минералом является кристаллическая киноварь, сопровождающаяся небольшими количествами пирита, ртутьсодержащей блеклой рудой и Hg-сфалеритом, более распространенным в рудах участка Балжа. К жильным минералам рудопроявлений относятся кварц и серицит, что позволяет отнести их к *кварц-серицит-киноварному минеральному типу*. Гипергенные минералы представлены в основном гидроокислами железа, изредка порошковатой киноварью, локализующейся в пустотах тетраэдрического габитуса и образованной в результате разложения в зоне окисления либо Hg-сфалерита, либо ртутьсодержащей блеклой руды. Встречаются также зернистые массы дезинтегрированной первичной киновари, расположенные беспорядочно в трещинках.

Приуроченность к зонам Баянгольского и Ерогольского разломов ряда шлиховых ореолов киновари и коренных проявлений ртутной минерализации позволяет рассматривать отмеченные структуры в числе перспективных на поиски ртутных месторождений.

Д а л а й а м а г о л ь с к о е рудопроявление, открытое В. А. Благонравовым и Г. М. Красильниковым [Благонравов и др., 1971], находится на правом борту р. Далай-Ама-Гол (приток р. Ульдза) в палеозойских гранитоидах, в которых выявлено несколько протяженных (200—600 м) зон аргиллизированных и окварцованных пород мощностью до 50 м. В протолочках из породы зоны дробления установлена киноварь в количестве до 0,3 г/т. В зонах гидротермально измененных пород развиты кварцевые и кварц-карбонатные жилы с пиритом. Одной из разведочных канав вскрыты маломощные (до 5 см) жилы барита, что позволяет предварительно отнести это рудопроявление к *кварц-барит-киноварному минеральному типу*.

Рудопроявление И д е р м е г - Б а я н - Х а н - У л а относится к *флюорит-киноварно-сульфидному минеральному типу* и расположено в зоне Северо-Керуленского глубинного разлома в рудном узле Берхе. Флюоритовое месторождение Идермег-Баян-Хан-Ула находится в южной части одноименного гранитного массива и представлено протяженной на несколько сотен метров крутопадающей минерализованной зоной дробления мощностью от 1 до 3 м, которая прослежена на поверхности редкими канавами. На глубину 130 м она вскрыта двумя штольнями. Сульфидная минерализация в виде прожилков и гнездообразных скоплений галенита

совместно с ртутьсодержащим Hg-сфалеритом, халькопиритом и другими минералами тяготеет к лежащему боку минерализованной зоны и распределена неравномерно. Концентрация сульфидного оруденения отмечается в участках, где зона дробления пересекает дайки аргиллизированных диабазовых порфиритов, имеющих мощность до 10—15 м. На поверхности обломки гидротермально измененных пород с гипергенной киноварью были прослежены приблизительно на 400—600 м. Источником этой киновари служил ртутьсодержащий сфалерит. Таким образом, в зоне дробления и оперяющих ее трещинах установлена минерализация двух типов: существенно сфалерит-галенитовая и флюоритовая, проявленная более интенсивно. По времени образования они отделены друг от друга внутриминерализационными перерывами.

Сульфидная минерализация представлена вкрапленно-жилковыми и гнездовыми образованиями сульфидов. Она приурочена в основном к кварц-халцедоновому цементу зоны дробления и отдельным трещинкам, выполненным халцедоновидным кварцем, где выражена в виде вкрапленности, тонких жилок и линзовидных обособлений.

Флюоритовая минерализация представлена жилами и гнездами бесцветного, слабо фиолетового, фиолетового и иногда зеленоватого флюорита различной зернистости. Она сопровождается небольшими количествами халцедоновидного и кристаллического кварца.

В составе руд полисульфидного типа насчитывается более 20 гипогенных и гипергенных минералов. Гипогенные минералы: галенит, Hg-сфалерит, киноварь, пирит, марказит, джемсонит (?), Hg-содержащая блеклая руда смешанного состава, халькопирит, борнит, флюорит, кварц, халцедон, диксит. Гипергенные минералы: самородная ртуть, мошелландсбергит, халькозин, ковеллин, киноварь, борнит, гидроокислы железа, гидроокислы марганца, церуссит, ярозит. Главные минералы — кварц (чаще халцедоновидный) и галенит. В некоторых случаях к ним добавляются пирит и сфалерит. В рудах гнездового типа преобладают кварц, пирит, халькопирит, галенит и киноварь. Все остальные минералы относятся к второстепенным и редко встречающимся. В. И. Васильевым, выполнившим исследование минерального состава руд, установлен новый минерал — сульфид меди и ртути — баянханит [В. А. Кузнецов и др., 1978; Васильев, 1981].

В процессе минералообразования на месторождении различаются три стадии минерализации: предрудная, выраженная аргиллизацией и окварцеванием пород, кварц-полисульфидная и флюоритовая. Последовательность отложения минералов в рудах гнездового типа для двух последних стадий такова: халцедоновидный + кристаллический кварц I → пирит + марказит → Hg-сфалерит → халькопирит I → галенит I → борнит + Hg-блеклая руда → киноварь → халькопирит II → фиолетовый и бесцветный флюорит → кристаллический кварц II → галенит II → диксит.

В рудном узле Берхе известны дайки позднемезозойских трахандезитовых порфиритов.

Находка ртутной минерализации на флюоритовом месторождении Идермег-Баян-Хан-Ула имеет важное теоретическое и практическое значение, так как она позволяет предположить возможность проявления в известных флюоритовых поясах не только флюоритовых, но и ртутных и свинцово-цинковых месторождений. Примеры совмещения указанных типов минерализации известны в Средне-Азиатской и Алтае-Саянской рудных областях [В. А. Кузнецов и др., 1966; Металлогения ртути, 1976; Васильев, Лаврентьев, 1976]. Сам факт обнаружения ртутно-флюоритовой минерализации в структуре Северо-Керуленского глубинного разлома, к которому тяготеет ряд шлиховых ореолов киновари, позволяет рассматривать эту зону в качестве перспективной, потенциально рудоносной структуры, в пределах которой необходимо проведение поисковых работ.

Таким образом, можно заключить, что размещение ртутного оруденения в Монголии подчиняется тем же основным закономерностям, что были

установлены для прилегающих районов СССР [Металлогения ртути, 1976; Геология и генезис..., 1978; В. А. Кузнецов и др., 1977, 1978]. Не отличается оруденение и по генетическому типу, минеральному составу руд, характеру околорудных изменений и возрасту. Выявление флюорит-киноварной минерализации в рудном узле Берхе (Идермег-Баян-Хан-Ула) подтверждает также ранее высказанные положения о тесных парагенетических связях эпитермального свинцово-цинкового, флюоритового и ртутного оруденения с дайковыми комплексами щелочных базальтоидов и о принадлежности его проявлений к единому генетическому ряду рудных формаций этапа мезозойской тектономагматической активизации, что также служит одним из доказательств однотипности и одновозрастности ртутных месторождений не только Алтае-Саянской и Забайкальской рудных областей, но и Монголии.

РТУТНЫЕ ЗОНЫ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА И РУДОПРОЯВЛЕНИЯ РТУТИ НА ЮГЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Рудопроявления ртути известны в Енисейском кряже и в южной части Сибирской платформы, они локализованы в разломах, испытавших мезозойскую тектономагматическую активизацию.

Енисейский кряж является краевым выступом древнего докембрийского фундамента Сибирской платформы и характеризуется сложным геологическим строением и разнообразной металлогенией.

Ртутная минерализация на Енисейском кряже установлена в связи с двумя региональными разломами: Чернореченским на западе и Танаульским на востоке (рис. 16). Чернореченский надвиг представляет собой одну из ветвей Приенисейского краевого разлома — структуры глубокого заложения и длительного развития, сопровождающейся развитием пород офиолитового комплекса и телами гипербазитов. Ртутное оруденение установлено здесь в бассейне р. Черной и на участке кл. Детального.

На Чернореченском рудопроявлении (кл. Банный) ртутное оруденение локализуется в зоне надвига пород кергетейской свиты, представленных толщей углисто-глинистых сланцев и известняков, на пестроцветную толщу нижнего кембрия. Оруденение установлено в телах метасоматических кварцитов и окварцованных известняков всячего крыла надвига, причем наибольшие концентрации кинноварной минерализации приурочены к контактам кварцитов и окварцованных известняков с глинистыми сланцами, игравшими роль экрана. Рудная минерализация представлена вкрапленностью и прожилками кинновари, реже встречающейся в виде гнездовых скоплений. Размеры минерализованных зон не превышают по длине первых сотен метров при мощности 15—20 м.

На участке кл. Детального кинноварная минерализация установлена в зоне дробления на контакте известняков и сланцев кергетейской свиты. Помимо описанных рудопроявлений вдоль Чернореченского надвига установлен ряд шлиховых ореолов кинновари.

В зоне Танаульского регионального разлома, ограничивающего Ангаро-Питский синклиниорий с востока и представляющего собой крутой взброс, расположено несколько участков ртутной минерализации — Мутовский, ключи Тонжонок и Велинды.

Мутовский участок приурочен к узлу сопряжения Танаульского регионального разлома субмеридионального простирания с субширотной Ангарской зоной разломов. Ртутная минерализация здесь локализуется в зоне крутопадающего надвига, всячее крыло которого сложено алевролитами, сланцами и кварцитовидными песчаниками погорюйской свиты протерозоя, а лежащее — известняками и доломитами потоскуйской свиты. Оруденение встречено в доломитах и известняках лежащего крыла в виде тонкой вкрапленности кинновари.

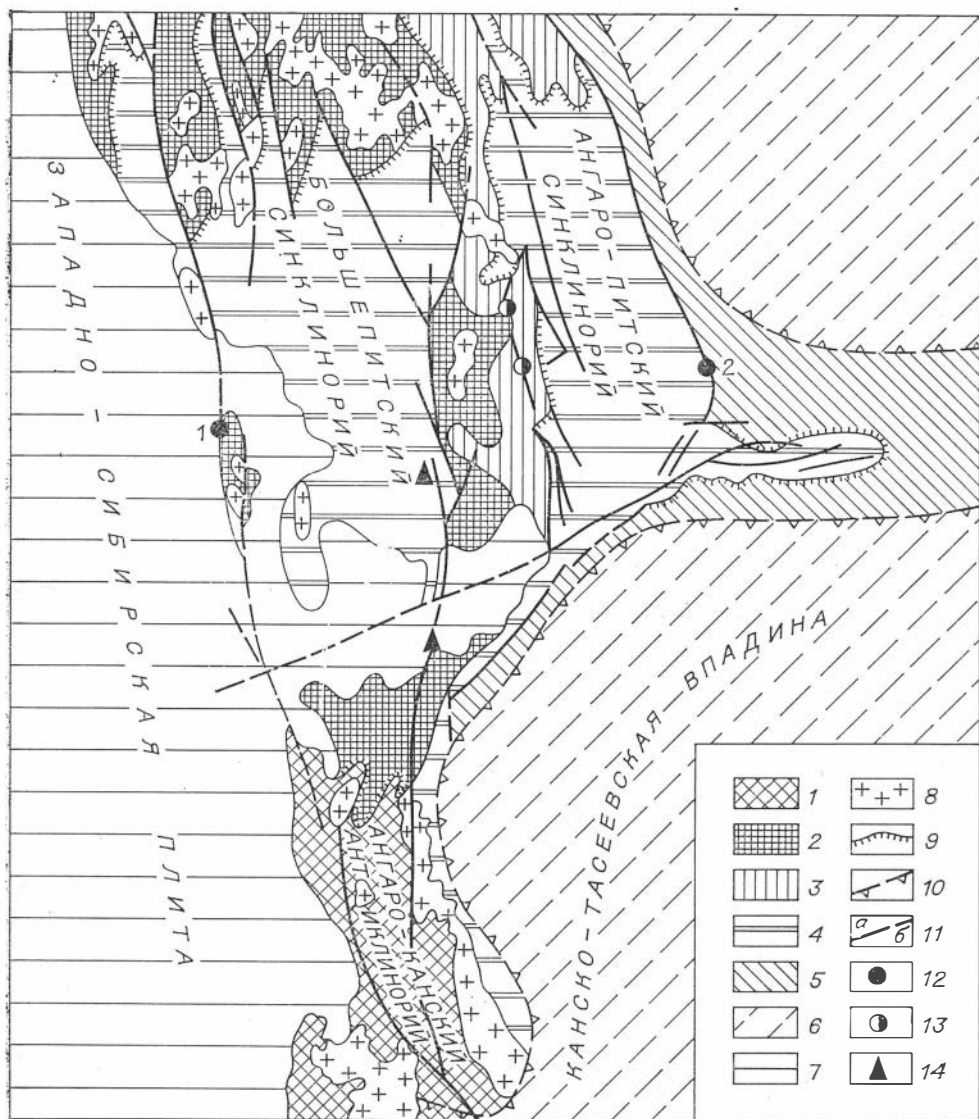


Рис. 16. Схема размещения ртутной минерализации в Енисейском крае (тектоническая основа по О. А. Вотаху [1968]).

1, 2 — антиклинории, сложенные породами архея (1) и нижнего и частично верхнего протерозоя (2); 3 — поднятия, сложенные суходипской серией верхнего протерозоя; 4 — синклинии и грабены, выполненные преимущественно сериями верхнего протерозоя и частично палеозоя; 5 — поднятия, сложенные породами кембрия; 6 — синеклизы и впадины, сложенные породами верхнего палеозоя; 7 — впадины, сложенные породами мезозоя и кайнозоя; 8 — гранитные массивы докембрийские и более молодые; 9 — контуры синклинириев и грабенов; 10 — контуры Енисейского края (по кровле кембрия); 11 — разломы (а — достоверные, б — предполагаемые); 12—14 — месторождения: 12 — ртутные (1 — Чернореченское, 2 — Мутовское); 13 — сурьмяные; 14 — полиметаллические.

На юге Сибирской платформы известно довольно большое число проявлений ртутной, флюоритовой, баритовой и другой эпитермальной минерализации. Большая часть этих проявлений представляет собой первичные ореолы рассеяния ртути и ореолы с повышенным содержанием киновари в шлихах. Отмечаются проявления киноварной минерализации и в коренном залегании в виде редкой рассеянной вкрапленности. Так, вкрапленность киновари была встречена в карбонатных отложениях кембрия в бассейне р. Залари, в песчано-глинистых и карбонатных породах ордовика и силура, в районе Ангарских рудопроявлений и в терригенных и туфогенных породах пермотриаса в бассейне Чапки. Наиболее интересные рудопроявления установлены в Ангаро-Илимском и Ангаро-Катском железорудных районах, где вкрапленность киновари наклады-

вается на тела траппов и связанные с ними зоны скарнов и магнетитовых руд. Чапкинская трубка взрыва пересечена дайками траппов, сопровождающихся скарнами и магнетитовыми рудами. Позднее на них наложена эпitherмальная кварц-пирит-киноварная минерализация [Вахрушев и др., 1979].

Как видно, и в этом районе ртутная минерализация однотипна и одно-возрастна со ртутным оруденением других районов Алтае-Саянской области и связана с мезозойской тектономагматической активизацией структур юга Сибирской платформы.

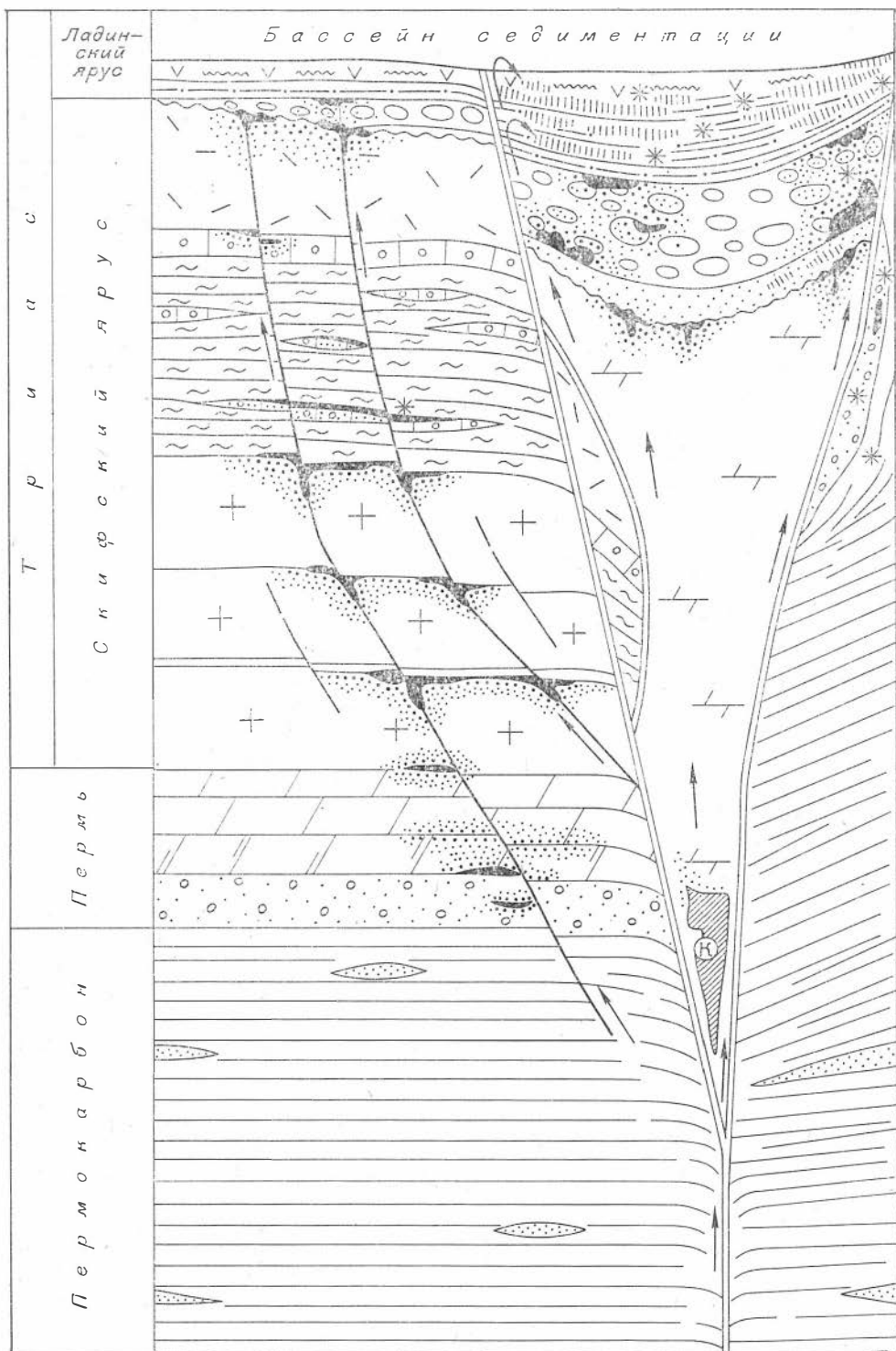
II. ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ РТУТНОЙ И РТУТНО-СУРЬМЯНО-ВОЛЬФРАМОВОЙ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕНЕЗИСЕ РТУТНЫХ И РТУТНО-СУРЬМЯНО- ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

К числу первых гипотез, объяснявших происхождение ртутных месторождений, принадлежат «пелагическая» Майера и «сублимационная» Лазюса и Шрауфа. Однако с позиций этих гипотез оказалось невозможным объяснить многие морфологические черты и минералогические особенности руд большей части ртутных месторождений. И только представления о гидротермальном генезисе ртутных месторождений, высказанные впервые С. Кристи [Christy, 1879], получили всеобщее признание и дальнейшее развитие в работах многих геологов, изучавших эти месторождения [Becker, 1888; Schuette, 1931; Dreuer, 1940; Захаров, Королев, 1940; Сауков, 1946; В. И. Смирнов, 1947б и др.; Поярков, 1937, 1955; В. А. Кузнецов, 1939, 1974, 1975а, б и др.; Федорчук, 1964, 1968 и др.; Bailey, Everhart, 1964; Уайт, 1959, 1970; и др.]. В настоящее время гидротермальный генезис большей части ртутных месторождений считается общепризнанным, и в существующих классификациях рудных месторождений все они относятся к одному генетическому типу низкотемпературных гидротермальных месторождений [Линдгрэн, 1934; Парк, Мак-Дормид, 1966; В. И. Смирнов, 1965, 1976а; В. А. Кузнецов, 1958, 1970, 1978 и др.]. Однако исследователи расходятся во взглядах на происхождение гидротермальных растворов и источники основных рудообразующих веществ. Некоторые связывают происхождение рудообразующих растворов не с проявлениями глубинного подкорового или внутрикорового магматизма, а с процессами регионального метаморфизма и рассматривают многие месторождения ртути как метаморфогенно-гидротермальные [Токовенко, 1966; Никольский и др., 1970; Moisejev, 1971; Arribas, Montoto, 1974; и др.]. Эта гипотеза не имеет достаточного геологического и физико-химического обоснования механизма избирательной мобилизации ртути в таких масштабах и ее переотложения гидротермальными растворами [Айдиньян и др., 1969; Jovanović, Reed, 1968; Скаржинский, 1973; Tunell, 1964, 1970; Оболенский и др., 1979; Оболенский, Борисенко, 1979; Оболенский, Оболенская, 1982; и др.].

Представление о «внематрической дегазации ртути» из мантии, высказанное В. Э. Поярковым [1966], развивается в последнее время Н. А. Озеровой [1980].

Получившие широкое распространение представления о гидротермально-осадочном рудообразовании нашли отражение и в объяснении генезиса ряда ртутных и в особенности ртутно-сурьмяно-вольфрамовых



месторождений. И. Млакар и М. Дровеник показали, что часть руд известного ртутного гидротермального низкотемпературного месторождения Идрия в Югославии образована гидротермально-осадочными процессами [Mlakar, Drovenik, 1971; Mlakar, 1974]. Это месторождение рассматривается как комбинированное месторождение, в котором наряду с обычными рудами гидротермального генезиса имеют место пластовые гидротермально-осадочные залежи в перекрывающем их горизонте Сконца (рис. 17). Гидротермальную систему, обусловившую формирование месторождения, И. Млакар, М. Дровеник связывают парагенетически с проявлениями триасового базальтоидного вулканизма.

Представление о гидротермально-осадочном генезисе ртутных руд и связи этого процесса с силурийским вулканизмом Ф. Сопе пытается развивать для объяснения генезиса крупнейшего в мире месторождения Альмаден в Испании [Saure, 1973], по мнению других исследователей считающегося типичным гидротермальным месторождением [Ransome, 1921; Парк, Мак-Дормид, 1966; и др.]. О генезисе этого месторождения высказана еще одна своеобразная точка зрения, в определенной мере возрождающая гипотезу «рудных магм» Спёрра [Spurr, 1929]. Ф. Кальво и Х. Гилемани образование руд на месторождении Альмаден связывают с внедрением сульфидной магмы, пересыщенной парами самородной ртути, которые, отделяясь от расплава, проникали в многочисленные трещины, поры и дефекты кристаллов кварца, где осаждались в виде капель и тонких налетов [Calvo, Guilemany, 1974]. Несмотря на то, что описанный механизм образования ртутных руд базировался на результатах экспериментов, гипотеза формирования руд Альмадена из сульфидного расплава находится в явном противоречии с фактическим материалом. Она не объясняет достаточно сложного минерального состава руд, их текстурно-структурных особенностей, широкого развития жильных минералов гидротермального происхождения как в рудах, так и в околорудных измененных породах, наконец, она не согласуется с фактом обнаружения газово-жидких включений в киновари и жильных минералах, указывающих на гидротермальный тип руд Альмадена и невысокие (не более 200°C) температуры минералообразования. Гидротермальный генезис доказан и для расположенных вблизи от Альмадена однотипных ртутных месторождений Астурии [Anger, Lehmann, 1974]. Различные точки зрения высказаны и о генезисе ртутных месторождений Донецкого бассейна: одни исследователи их считают ювенильно-гидротермальными [Скаржинский, 1973; Лазаренко и др., 1975; Кирикилица, 1976], другие — метаморфогенно-гидротермальными [Никольский и др., 1970]. Наряду с широко распространенной точкой зрения о ювенильно-гидротермальном происхождении ряда ртутных месторождений Якутии [Оболенский, Оболенская, 1968, 1972; Галкин, 1968; и др.] высказана гипотеза гидротермально-осадочного происхождения части месторождений ртути этого региона [Сидоренко и др., 1977]. О гидротермально-осадочном происхождении ртутных и сурьмяных месторождений джаспероидного типа (Хайдаркан, Чаувай, Келянское и др.) высказался В. И. Бергер [1973, 1975а, 1978], опираясь лишь на морфологические особенности рудных залежей и не учитывая многих других генетических черт этих месторождений. Основные положения популярной в прошлом латераль-секреционной гипотезы развивает В. Т. Сургай [1970, 1972, 1980] для объяснения происхождения и закономерностей размещения сурьмяно-ртутных месторождений Средне-Азиатской провинции.

Рис. 17. Реконструкция палеогидротермальной системы ртутного месторождения Идрия [по Млакару, Дровенику, 1971].

1 — предполагаемое направление движения гидротерм; 2 — рудное тело Кароли; 3 — сингенетические руды; 4 — эпигенетические руды; 5 — черные глинистые сланцы с линзами серых песчаников; 6 — серые кварцевые песчаники; 7 — серые и черные слоистые доломиты; 8 — серые и светло-серые доломиты; 9 — известково-слоистые сланцы и алевролиты с прослоями оолитовых известняков; 10 — серые доломиты; 11 — базальные конгломераты и песчаники; 12 — песчаники и сланцы слоев Сконца.

Неоднозначны выводы о генезисе ртутных месторождений Алтае-Саянской области. Большинство исследователей их считали и считают ювенильными гидротермальными [Горностаев, 1934; Усов, 1936; Обручев, 1947; В. А. Кузнецов, 1934, 1939, 1958, 1978 и др.; В. А. Кузнецов, Оболенский, 1970; Бородаевский, 1959, 1960а, б и др.; Оболенский, 1966, 1975; Троценко, 1960, 1962; Федорчук, 1969, 1974; Щербань, 1962, 1975; Геология и генезис..., 1978; и др.]. Будучи солидарными с ними во взглядах на гидротермальный генезис, некоторые исследователи склонны связывать часть этих месторождений в Туве и Юго-Восточном Алтае с девонским вулканизмом, предполагая метаморфогенно-гидротермальное или мобилизационно-гидротермальное происхождение остальных ртутных месторождений этого региона [Грицюк и др., 1970; Иванкин, Туркин, 1972; Туркин, 1979].

Что касается ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений, то для боливийских, закавказских и забайкальских месторождений установлен гидротермальный генезис [Ahlfeld, 1938, 1974; Шахов, 1941; Щеглов, 1959, 1960а, б; Твалчрелидзе, 1968; Сахарова, 1959; Чичинадзе, 1945; и др.]. Для части месторождений Турции и Греции (о. Хиос) на основе полевых прецедентных наблюдений высказаны представления о ведущей роли процессов гидротермально-осадочного рудоотложения в образовании ртутно-сурьмяно-вольфрамовых руд [Höll, 1966]. В то же время опубликованы детальные исследования ртутных и ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений района Сизма Ладик и других месторождений Турции, на основании которых авторы пришли к выводу о гидротермальном генезисе этих месторождений [Barnes et al., 1969; Yildiz, Bailey, 1978].

Приведенный краткий обзор современных представлений о генезисе ртутных месторождений показывает, что именно гидротермальным процессам принадлежит ведущая роль в формировании промышленно ценных рудных залежей, в связи с чем особый интерес приобретает обсуждение вопросов о происхождении, составе и свойствах рудообразующих растворов, формах переноса в них растворенных веществ, параметров процессов минералообразования и причин, вызывающих отложение руд. Естественно, что те или иные генетические построения прямо влияют на разработку научно обоснованных критериев поисков и оценки месторождений ртутной и ртутно-сурьмяно-вольфрамовой рудных формаций в различных рудных провинциях и районах. Таким образом, в проблеме генезиса рассматриваемых месторождений главными являются следующие вопросы:

- 1) соотношение ртутных и ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений с магматизмом и с месторождениями других типов;
- 2) происхождение и состав гидротермальных рудоносных растворов;
- 3) источники рудного вещества и прежде всего ртути, сурьмы, мышьяка, вольфрама, серы и других элементов;
- 4) условия рудоотложения.

СВЯЗЬ РТУТНЫХ И РТУТНО-СУРЬМЯНО-ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С МАГМАТИЗМОМ

Соотношение ртутных и ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений с магматизмом является наиболее важной, сложной и одновременно дискуссионной проблемой, которая рассматривалась многими исследователями и решалась по-разному. Одни полагают, что ртутное оруденение вообще не имеет генетических связей с магматизмом [Поярков, 1955, 1966; Moisejev, 1971; и др.], другие приходили к выводу о том, что оно может быть связано с гранитными внутрикоровыми магмами [Becker, 1888; Сауков, 1946 и др.; Магакьян, 1955 и др.], третьи обнаруживали связь с базальтоидными магмами подкорового происхождения [Линдгрэн,

1934; Hulin, 1929; Sainsbury, Mackevett, 1965]. Трудность решения этого вопроса объясняется тем, что большинство ртутных месторождений — низкотемпературные образования, значительно удаленные от магматических очагов, и не всегда удается выявить магматические породы, близкие по времени образования к ртутной минерализации. Кроме того, свойства ртути как летучего и, следовательно, исключительно подвижного элемента таковы, что его концентрация в земной коре не могла происходить вблизи магматических очагов и в околоинтрузивном пространстве.

Имеющиеся в настоящее время геологические и геохимические данные позволяют говорить о том, что характер и степень связи ртутного оруденения с проявлениями магматизма могут быть различными, и по этому признаку все ртутные месторождения делятся на три группы: 1) вулканогенно-гидротермальные, обнаруживающие парагенетическую связь с проявлениями синхронного или близкого по возрасту базальтоидного вулканизма; 2) низкотемпературные гидротермальные (эпитептермальные) месторождения, имеющие отдаленную парагенетическую связь с дайковыми комплексами щелочно-базальтоидных интрузий, производных мантийных магматических очагов; 3) телетермальные, где очень сильно разбавлены метеорными водами рудообразующие растворы и в районе месторождений на поверхности не известны проявления близкого по возрасту магматизма. Таким образом, вопрос о связи вулканогенно-гидротермальных и эпитептермальных месторождений с магматизмом в общей форме решается в пользу его парагенетической связи со щелочно-базальтоидным магматизмом, с возникновением и развитием подкоровых магматических очагов в зонах длительно развивающихся активизированных глубинных разломов.

Рассмотрим соотношения проявлений магматизма и ртутного оруденения в рудных областях Южно-Сибирской металлогенической провинции и на территории Монголии. В различных районах Алтае-Саянской ртутной области — Кузнецком Алатау, Горном Алтае, Восточном Саяне, Туве — установлено совмещение в одних и тех же зонах глубинных разломов, испытавших мезозойскую тектоническую активизацию, проявлений подкорового щелочно-базальтоидного магматизма и ртутного оруденения. Наиболее отчетлива такая ассоциация в западной части Алтае-Саянской складчатой области в пределах Кузнецко-Алтайского ртутного пояса. На всем протяжении пояса этап мезозойской тектонической активизации сопровождался проявлениями глубинного базальтоидного магматизма. На севере этой структуры в Кузбассе широко проявился трапповый магматизм. В Кузнецком Алатау в разломах, ограничивающих Крапивинский купол Кузбасса, выделен белоосиповский дайковый комплекс базальтоидных пород с несколько повышенной щелочностью, представленных камптонитами, базальтовыми порфиридами, лейкократовыми минеттами, бостонитами и слюдяными сиенит-порфирами. Дайки эссексит-диабазов и мелкие штоки оливиновых долеритов и лимбургитов получили развитие в структурах Казаныхского и Желсайского грабенных в Горной Шории. Южнее, уже в Горном Алтае, проявился чуйский комплекс слюдяных лампрофиров, производных щелочной, в основном калиевой, оливин-базальтовой магмы, непосредственно продолжающийся на территорию МНР. В Северо-Западной Монголии Б. Лувсан-Данзан [1966] описал протяженные серии даек и лакколитов, сложенных оливиновыми габбро, слюдяными перидотитами, граносиенит-порфирами и ортофирами.

Белоосиповский дайковый комплекс в Кузнецком Алатау сложен меланократовыми камптонитами, трахибазальтовыми и андезито-базальтовыми порфиридами (нередко с биотитом и полевыми шпатами во вкрапленниках), бостонитами, лейкократовыми сиенит-порфирами и в меньшей степени слюдяными лампрофирами типа лейкократовых минетт [Оболенский и др., 1968; Оболенская, 1971]. Вдоль разлома и оперяющих его разрывов размещаются проявления ртутного оруденения. Возраст дайковых пород определяется как послетриасовый на том основании, что они содержат ксенолиты триасовых трапповых пород Кузбасса. Сами же дайки прорывают отложения балахонской свиты карбона и по данным

калий-аргонового метода имеют возраст 210 млн. лет. Разломы, в которых локализованы дайки, несколько южнее этого района выкраивают грабены, выполненные триасовыми и юрскими отложениями. Мощность даек 1—3 м, простирание их западо-северо-западное с крутым падением на северо-восток, реже субширотное. В дайках отмечается незначительная дифференциация по зернистости и составу. В эндоконтактах наблюдаются довольно узкие (до 5—10 см) зоны закалки. Текстуры, структуры пород и их залегание в форме даек характеризуют неглубокую приповерхностную (субвулканическую) фацию кристаллизации. Своеобразная черта дайковых пород — присутствие мелких ксенолитов вмещающих пород, но большая часть этих эналлогенных включений представлена магматическими образованиями: измененными плагиогранитами и диабазовыми порфиритами траппов триаса. Ксенолитам свойственны резкие контакты и отсутствие реакционных кайм. Химические анализы пород, а также их петрохимические характеристики свидетельствуют о том, что они богаты феррическими основаниями и щелочами (сумма щелочей 8 мас. %), но обеднены кремнекислотой. Соотношение K_2O и Na_2O в меланократовых разностях равно единице, в лейкократовых разностях преобладает калий. Породы Белоосиповского дайкового комплекса обнаруживают тесную пространственную и временную связь со ртутной и флюоритовой минерализацией этого района Кузнецкого Алатау [Оболенский и др., 1968; Оболенский, Оболенская, 1968; и др.].

Как казаныхский комплекс выделены породы, описанные Б. Н. Лапиным в 1961 г. Шток лимбургитов размером $5,5 \times 1,5$ км имеет вытянутую форму и приурочен к Казаныхскому грабену в западной части Ташелгино-Кондомского регионального разлома. Центральная часть его сложена черными среднезернистыми оливиновыми долеритами, а периферия — базальтовыми лимбургитами или авгитовыми витрофиритами. Ю. Г. Щербаков высказывал предположения о связи с породами казаныхского комплекса юрской золото-флюорит-ртутной минерализации.

Формационно ассоциация пород белоосиповского дайкового комплекса, так же как и породы магматических проявлений Казаныхского грабена, относится к группе базальтоидных формаций — к щелочно-базальтоидной формации в структурах тектономагматической активизации этого региона.

В Горном Алтае, в его юго-восточной части, где расположены почти все основные месторождения ртути, проявлено несколько дайковых поясов мезозойских щелочных базальтоидов, представленных в основном слюдяными лампрофирами — минеттами и керсантитами. Эти существенно калиевые лампрофировые базальтоидные малые интрузии отнесены к самостоятельному чуйскому комплексу [Оболенская, 1963, 1971, 1981, 1983; Оболенский, Оболенская, 1968]. Дайковые пояса и серии даек располагаются вдоль региональных глубинных разломов, контролирующих не только ртутное, но и низкотемпературное свинцово-цинковое, флюоритовое, арсенидное никель-кобальтовое и серебро-сульфосольное оруденение. Дайки локализованы в структурах оперения — мелких разломах и разрывах преимущественно субширотного простирания. Мощность их от нескольких сантиметров до 1—2 м. Падение обычно крутое до вертикального. Морфологически дайковые тела достаточно просты, хотя и отмечаются сложные многократные (двукратные) дайки. По отношению к ранним стадиям проявленного в этом районе низкотемпературного гидротермального оруденения дайки дорудные. Наблюдается наложение на дайки ртутной, свинцово-цинковой и флюоритовой минерализации, а по отношению к арсенидному никель-кобальтовому оруденению они внутриминерализационные.

Слюдяные лампрофиры чуйского комплекса — темно-серые средние и мелкозернистые породы, часто порфирового сложения. Порфировые вкрапленники представлены зонарными биотитом (флогопитом) и моноклинным пироксеном, редко псевдоморфозами карбоната по оливину и эпидейцитом. Основная масса пород слабо раскристаллизована и сложена

в основном калишпатом (ортоклазом), а в меньшей степени — плагиоклазом (в керсантитах) и темноцветными минералами. Из вторичных минералов развиты хлорит, эпидот, доломит, кальцит. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, хромовой шпинелью, магнетитом.

В дайках слюдяных лампрофиров чуйского комплекса отмечаются многочисленные ксенолиты, представленные как вмещающими, так и глубинными породами. В нескольких случаях встречены трубки взрыва, сложенные своеобразными эруптивными брекчиями, где ксенолиты преобладают над цементом. Обломки брекчий представлены глубинными и вмещающими дайками породами, цемент — плотной мелкокристаллической массой, отвечающей по составу слюдяным лампрофиром.

По минеральному составу, текстурным и структурным особенностям щелочные базальтоиды разделяются на три группы пород: минетты, керсантиды и лейкократовые минетты и бостониты. В петрохимическом отношении они представляют собой породы, недосыщенные кремнекислотой, но богатые феррической составной частью (в особенности магнием) и щелочами (сумма щелочей до 8 мас. %). Для большинства минетт характерно преобладание калия над натрием, в других породах (керсантидах) их количества примерно равны.

По классификации Ю. А. Кузнецова [1964], чуйский комплекс относится к группе магматических формаций устойчивых областей и отвечает по составу и особенностям проявления щелочно-базальтоидному формационному типу. Типичные элементы-примеси слюдяных лампрофиров — Cr, Ni, Co, V, Sr, Pb, Sb, As и др. Среднее содержание ртути в нпх, по данным 28 химических анализов, составляет $2,9 \cdot 10^{-5}$ мас. %. Судя по ассоциациям породообразующих минералов, тектоническому положению, относительному возрасту (дайки секут живетско-фрайские толщи и контактовые роговики позднегерцинских массивов гранитоидов, уходя далеко за пределы этих массивов) и отношению к другим раннемезозойским магматическим трапповым породам, проявленным в этом районе Горного Алтая, слюдяные лампрофиры — своеобразная генетически обособленная группа пород [Оболенская, 1971, 1981, 1983]. Они не связаны с гранитоидным внутрикоровым магматизмом, завершающим герцинскую тектоническую эпоху. Приуроченности дайковых поясов к зонам глубинных разломов по обрамлению мезозойских междугорных континентальных прогибов и соотношению с раннемезозойскими комплексами свидетельствуют о том, что дайковые щелочно-базальтоидные комплексы во времени и пространстве связаны с позднемезозойской тектонической активизацией структур эпигерцинской области завершённой складчатости. Особенности состава таких породообразующих минералов, как пироксен и биотит, характерные черты химизма этих пород, наличие глубинных ксенолитов и выдержанность химического состава пород на большие расстояния по простиранию дайковых поясов показывают, что исходной магмой, по-видимому, была щелочная оливин-базальтовая магма глубинных подкоровых очагов. Субвулканический облик, проявление в форме даек и трубок взрыва, неравновесность минеральных ассоциаций (оливин + пироксен + биотит + калиевый полевой шпат) свидетельствуют о том, что глубинный магматический расплав поднимался по наиболее проницаемым зонам в самые верхние горизонты земной коры и кристаллизовался вблизи поверхности земли. Глубинный источник магматического вещества и приповерхностный субвулканический облик исходных пород — наиболее характерные черты щелочных базальтоидов.

В Горном Алтае возраст (180—200 млн. лет) пород чуйского комплекса первоначально был установлен на основе определений калий-аргонового метода [Оболенская, Фирсов, 1966]. Поскольку на лампрофиры наложены околорудные изменения (абс. возраст 155—180 млн. лет) и свинцово-цинковая, флюоритовая и ртутная минерализация, верхняя возрастная граница лампрофиров по свинцово-изотопному методу также не древнее юры [Оболенская, 1971]. Верхняя же возрастная граница ртутной мине-

рализации устанавливается по налеганию на рудную зону в юго-восточной части Горного Алтая в районе Красногорского месторождения олигоцен-миоценовых отложений (О. А. Раковец считает, что возраст этих отложений верхний мел — палеоген). В структуре Курайской впадины П. А. Селин в 1982 г. обнаружил нижнеюрские отложения, что, несомненно, подтверждает данные абсолютного возраста, так как дайки и оруденение приурочены к разломам, ограничивающим тектонические блоки юрских пород. Исходя из этих данных, можно считать, что внедрение дайковых пород и проявление ртутной минерализации в Горном Алтае достаточно близки по времени и происходили в позднем мезозое [Оболенский, Оболенская, 1968, 1982; В. А. Кузнецов, Оболенский, 1969; Геология и генезис..., 1978; и др.].

В последнее время появились данные о магматических проявлениях эпохи мезозойской тектономагматической активизации в различных районах Тувы, но они разрозненны и недостаточно полно характеризуют как сами магматические проявления, так и их взаимоотношения с эндогенным оруденением этого этапа активизации. По типу проявления тектономагматической активизации в структурах Западной, Центральной и Юго-Восточной Тувы может быть сопоставлена с прилегающими территориями юго-востока Горного Алтая.

К магматическим проявлениям раннего этапа мезозойской активизации, трассирующим эти структуры, могут быть отнесены дайковые пояса оливиновых и безоливиновых долеритов и микродолеритов, диабазов и диабазовых порфиритов, описываемые Р. В. Оболенской [1981] как Чазадырский и Л. А. Михалевой [1977, 1981] как тувинский дайковые комплексы. Диабазы и долериты в бассейнах рек Чазадыр, Северный Торгалык, Ишти-Хем, Терлигхая, Кадыр-Оруг и в других районах пересекают габбро-диабазы и сиениты торгалыкского комплекса и позднепалеозойские гранитоиды и имеют абсолютный возраст от 160—190 [Михалева, 1977, 1981] до 230—260 млн. лет [Оболенская, 1981, 1983]. Размещение их контролируется субмеридиональными разломами, ограничивающими грабены, которые выполнены нижнеюрскими угленосными отложениями и разломами оперения буферных зон. Петрохимически породы даек отличаются недонасыщенностью кремнеземом ($Q = -7 \div -10$) и высокой магнезиальностью (MgO до 11 мас. %), натровой специализацией щелочей при относительно невысокой щелочности (сумма щелочей 1—5 мас. %), что позволяет рассматривать их как ассоциацию базальтоидных пород известково-щелочного ряда. Дайки долеритов, диабазов и диабазовых порфиритов, довольно широко проявленные в этом регионе, отмечаются и в рудных полях некоторых арсенидных никель-кобальтовых, серебро-сульфосольных и ртутных месторождений (Ховуаксинском, Терлигхайском, Торосаирском, Чазадырском, Каракульско-Караузекском и др.), где они всегда являются явно дорудными образованиями. На дайки накладываются околорудные гидротермальные изменения, а в ряде случаев и рудная минерализация [Геология и генезис..., 1978; Рудные формации..., 1981; и др.].

Более поздние и близкие по времени и парагенетическим связям с гидротермальной низкотемпературной рудной минерализацией в Туве — проявления щелочно-базальтоидного магматизма [Оболенская, 1981]. К их числу должен быть отнесен дайковый пояс щелочных базальтоидов (сланцевых лампрофиров, сиенит-порфиритов и бостонитов), откартированный А. Д. Широкушкиным и Ю. Я. Саввой в 1972 г. вдоль юго-восточной ветви Шапшальского глубинного разлома в Западной Туве и прилегающих районах Монголии (Каргинский, Талайлыгский и Намирингольский грабены). Абсолютный возраст даек 190—192 млн. лет. Серии даек мезозойских субщелочных базальтоидов на продолжении Шапшальского разлома — в структурах оперения Цаганшибетинского разлома — отмечал Б. Лувсан-Данзан [1966].

В Центральной и Юго-Восточной Туве с чуйским комплексом параллелизуется агардагский комплекс щелочных базальтоидов, образованный

сериями даек в структурах оперения Агардагского глубинного разлома [Немцович, 1976; Оболенская, 1981, 1983]. Состав комплекса: камптони-ты, камптовогезиты, мончикиты, керсантиты, маркфилдиты, мальхиты, вогезиты, эссексит-диабазы. Петрохимически породы агардагского комплекса характеризуются недосыщенностью кремнеземом, высокой магнезиальностью ($MgO - 4-8$ мас. %), высокой щелочностью (сумма щелочей до 8 мас. %), иногда с преобладанием натрия (до 6 мас. %). Дайки агардагского комплекса прорывают гранитоиды бреньского комплекса и массивы девонских щелочных пород, т. е. по геологическим взаимоотношениям они отчетливо последевонские. Взаимоотношений даек со ртутной минерализацией не установлено, но в районе Агардагского разлома имеются шлиховые ореолы киновари и коренные проявления сурьмяной минерализации. Единичные дайки слюдяных лампрофиров, составляющие, по-видимому, ветвь этого пояса, обнаружены Э. Г. Дистановым в районе грабена Улуг-О. Абсолютный возраст их 200—210 млн. лет.

Последовательность магматических проявлений позднего палеозоя и мезозоя и их соотношение с арсенидной никель-кобальтовой и серебро-сульфосольной минерализацией установлены В. И. Лебедевым в рудном поле Ховуаксинского месторождения [Лебедев, 1971]. Серия дорудных даек, пересекающих интрузии раннегерцинского торгалыкского комплекса (абс. возраст 300 млн. лет), представленных микродиабазами, лабрадор-биотитовыми порфиритами, диабазовыми порфиритами, сиенитами и аплитами (абс. возраст 240—260 млн. лет), петрохимически отвечает базальтовому и андезито-базальтовому типам ассоциаций магматических пород. Вероятнее всего, эти дайковые породы могут быть отнесены к охарактеризованному выше раннемезозойскому магматизму. Пятая генерация даек, описанная В. И. Лебедевым в качестве внутриминерализационных (дайки пересекают жилы с теннантит-герсдорфитовыми рудами), относится по типу к нефелиновым базальтам (лимбургитам) и представляет собой ассоциацию трахибазальтовых (щелочно-базальтоидных) пород агардагского комплекса. Именно эти внутриминерализационные дайки обнаруживают наиболее близкие, парагенетические соотношения с арсенидной минерализацией, характерные и для других рудных районов Юго-Западной Тувы и Горного Алтая [Оболенская, 1983].

Соотношение ртутной минерализации с магматизмом в Восточном Саяне было детально рассмотрено В. М. Кандером [Кандер, Гундобин, 1967]. Имеющиеся в то время данные позволили высказать предположение о том, что в Восточном Саяне намечается пространственная и возможно парагенетическая связь ртутного оруденения с проявлениями мезозойского щелочно-ультрасосновного глубинного магматизма (зиминский комплекс). Выделенная здесь Ийско-Урикская ртутная зона — металлогенетическая зона сложного профиля, поскольку она приурочена к Ерминско-Горхонскому глубинному разлому, который на протяжении весьма длительной истории своего развития контролировал размещение как магматических проявлений разного состава и возраста, так и сопровождающее их гидротермальное оруденение. Исследованиями Г. Я. Абрамовича, выполненными в этом районе в последние годы, схема мезозойского магматизма уточнена и дополнена новыми данными: помимо зиминского здесь выделены дарлигский и ингашинский комплексы щелочных габброидов и лампрофиров [Абрамович и др., 1979; Абрамович, 1981]. В эти комплексы объединены две пространственно обособленные, но близкие по возрасту и породному составу ассоциации. Дарлигский комплекс представлен дайками эссекситов, шонкинитов, спессартитов, керсантитов (лампрофиров и порфиритов среднего и основного состава). К ингашинскому комплексу относятся дайки и небольшие некии пикритовых порфиритов, кимберлитовые трубки взрыва, дайки меймечитов, альнеитов, мелилитовых базальтов, минетт, тингуаитов, фонолитов, сельсбергитов и турьяитов. Дайковые комплексы щелочных базальтоидов занимают секуще положение по отношению к щелочно-ультрасосновным массивам зиминского комплекса [Абрамович и др., 1979]. Ингашинский комплекс непосредственно предшествует прояв-

лению флюоритовой минерализации в Ийско-Урйкском грабене [Флюорит, 1976; Геология и генезис..., 1978]. Небезынтересно отметить, что в Айнакском грабене в зоне Главного Саянского разлома установлена гидротермальная минерализация, наложенная на нижне-среднеюрские породы [Глоба и др., 1964].

Дайковые комплексы мезозойского послетрапшового (триасово-юрского) щелочно-базальтоидного магматизма отмечаются и в активизированных разломах Енисейского кряжа и Чадобецкого поднятия [Даценко, Корнев, 1968; Чубугина, 1964], но их взаимоотношения с проявленной здесь флюоритовой и ртутной минерализацией пока не установлены.

Не менее сложным оказывается выявление связей ртутных и ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений с магматизмом в Забайкальской рудной области, где сурьмяно-ртутная минерализация завершает этап позднемезозойского гидротермального рудообразования, как правило, накладываясь на более раннюю свинцово-цинковую, флюоритовую и золото-серебряную минерализацию [С. С. Смирнов, 1944; Щеглов, 1964 и др.; Котов, 1972; Санин и др., 1978; и т. д.].

Несмотря на то, что тектономагматическая активизация в Забайкалье проявлена достаточно интенсивно и отчетливо различаются два этапа этого процесса (раннемезозойский и позднемезозойский), магматические образования, отнесенные к различным эффузивным, интрузивным субвулканическим и гипабиссальным комплексам, в соотношения с ними различной рудной минерализации, в особенности низкотемпературных гидротермальных месторождений, остаются дискуссионными [Игнатович, Кандер, 1968; Бергер, Мурина, 1972; Вавилов и др., 1968; Булнаев, 1976; Санин, Зорина, 1978; Фогельман, 1965а, б; Строна, 1962; А. А. Иванова, 1974; Лапин, Широких, 1979; и др.]. Так же, как и в районах Алтае-Саянской рудной области, в Забайкалье удается наметить лишь отдаленные парагенетические связи ртутной минерализации с наиболее близкими по времени магматическими проявлениями, с которыми такую же связь обнаруживает флюоритовая и золото-серебряная минерализация.

В Западном Забайкалье и Прибайкалье наиболее близок по времени к формированию низкотемпературных гидротермальных флюоритовых месторождений и редких проявлений ртутной минерализации хурайбайбинский дайковый интрузивный комплекс [Щеглов, 1961, 1966 и др.; Щеглов, Розинов, 1961, 1964, 1970; Розинов, 1964; и др.]. В составе комплекса различают согласные пластовые тела, залегающие в породах мезозойских депрессий, и секущие дайковые тела, приуроченные к трещинам оперения в их бортах. Для комплекса характерны дифференцированность пород и связанное с ней сложное строение отдельных магматических тел. В пластовых телах обычны различные по составу дифференциаты от трахидолеритов до спешитов, для даек же устанавливается три фазы внедрения. Наиболее ранняя группа даек представлена эссекситами, габбро- и эссексит-диабазами, монцонитами, диоритами, монцонит-диоритами. Они пересекаются сиенит-диоритами, сиенитами, нордмаркитами. Все они секутся дайками сиенит-порфиров и кварцевых сиенит-порфиров. По минеральному составу и петрохимическим особенностям породы описываемого комплекса рассматриваются как производные щелочной оливин-базальтовой магмы, внедрение которой происходило преимущественно вдоль открытых трещин в жестких структурах бортов впадин, где и формировались дайки.

Фторидная минерализация тесно ассоциирует с различными по составу дайками. По времени формирования наиболее близкими к фторидной минерализации являются дайки сиенитов и сиенит-порфиров, известные на Хурайском, Титовском, Орголикском, Барун-Ульском и многих других месторождениях флюорита [Щеглов, 1961, 1966 и др.]. А. Д. Щегловым и М. П. Розиновым сделан вывод о парагенетическом характере связи даек и фторидной минерализации и обоснован послераннемеловой возраст даек и флюоритовых месторождений [Щеглов, Розинов, 1964, 1970]. Другими исследователями возраст хурайбайбинского дайкового комплекса

определяется как допозднеюрский [Налетов, 1962; Михно, Смолянский, 1964; Вавилов и др., 1968]. Таким же считается возраст основных месторождений флюорита. Известные же незначительные проявления фторидной минерализации в нижнемеловых отложениях гусиноозерской свиты они объясняют либо регенерацией, либо фторидной минерализацией, сопровождающей уже посленижнемеловой белозерский субвулканический комплекс щелочных базальтоидов, выделенный и описанный И. В. Беловым [1963].

В последние годы соотношения фторидной минерализации с магматическими породами были детально рассмотрены К. Б. Булнаевым [1976]. Он считает, что был некоторый перерыв во времени между внедрением комплекса хурайбайбинских даек и формированием нижнемеловых месторождений флюорита. Он также показал, что субвулканические интрузии белозерского комплекса являются более молодыми, чем рассматриваемые флюоритовые месторождения, и, возможно, имеют эоцен-плиоценовый возраст (по калий-аргоновому методу 104—108 млн. лет). Абсолютный возраст даек сиенит-диоритов и «натровых» сиенитов хурайбайбинского комплекса 155 млн. лет. К. Б. Булнаев высказал предположение о генетической связи фторидной минерализации с нескрытыми глубинными подкоровыми очагами базальтоидных магм, проявивших себя в Западном Забайкалье в раннемеловое время лишь в форме фторидной гидротермальной минерализации. Соотношения известных единичных проявлений сурьмяной, ртутной и золото-серебряной минерализации с магматическими образованиями и флюоритовой минерализацией здесь почти не изучены в связи с тем, что эти рудопроявления разрозненны и крайне редки [Щеглов, 1966].

Достаточно неопределенны и противоречивы имеющиеся данные о возрасте и отношении к магматизму ртутного оруденения в Прибайкалье. В. И. Игнатович и В. М. Кандер [1968] впервые выделили Байкальский ртутный пояс как самостоятельную рудоконтролирующую структуру, высказав мнение о кайнозойском возрасте ртутной минерализации и связи ее с процессами континентального рифтогенеза. Однако позже появились данные В. И. Бергера, свидетельствующие о более древнем, возможно даже позднепалеозойском возрасте оруденения. В районе Келянского и Огнейского месторождений были описаны прорывающие нижнекембрийские карбонатные толщи дайки сиенит-порфиров, гранит-порфиров и мондонитов, отнесенные В. И. Бергером к качойскому или аглайанскому комплексам и параллелизуемые им с интрузиями «сыннырского» типа [Бергер, Мурина, 1972; Бергер и др., 1973]. Они значительно древнее, чем оруденение, и даты абсолютного возраста этих дайковых пород 330—290 млн. лет. Верхняя возрастная граница ртутной минерализации установлена им по времени развития послерудного карста, который по комплексу спор датируется пермью. По гидрослюдам из околорудных метасоматитов возраст минерализации определен в 245—240 млн. лет. В более поздних работах В. И. Бергер [1975а, б, 1978; Бергер и др., 1973 и др.] эти месторождения рассматривает как раннепалеозойские гидротермально-осадочные стратиформные образования, не связанные с магматизмом. Имеющиеся геологические факты (наложение околорудных изменений и ртутной минерализации на дайки, ее стадийный характер, достаточно сложный минеральный состав руд), в том числе приведенные и самим В. И. Бергером в его ранних работах, не подтверждают представления о раннепалеозойском гидротермально-осадочном генезисе киноварно-флюоритовой минерализации Прибайкалья, связанной, по представлению многих исследователей, с процессами мезозойской тектономагматической активизации, широко проявившейся во всех этих районах [Щеглов, 1968; Малых, 1975; Металлогения ртути, 1976; Оболенский и др., 1981].

Более определенно соотношения сурьмяно-ртутной, золото-серебряной и флюоритовой минерализации с магматическими проявлениями установлены в рудных районах Восточного Забайкалья, где рудообразование ограничено узким временным интервалом между формированием явно

дорудных вулканических и субвулканических образований трахиандезито-базальтовой ($J_3 - K_1$) и андезито-базальтовой (K_1) формаций и отложением базальных слоев угленосной молассы ($K_1 - K_2$), содержащих в конгломератах гальку вулканических пород и рудные обломки [Шатков, 1966; А. А. Иванова, 1974; Никольская, 1975; Основные закономерности..., 1979]. Соотношения «эпитермальной» флюоритовой, золото-серебряной и ртутной минерализации с магматизмом и другими месторождениями наиболее детально изучались в Центральном и Северо-Восточном Забайкалье, в Приаргунье и рассмотрены в работах С. С. Смирнова [1944], Ю. А. Библина [1955, 1961], А. А. Якжина [1962], Е. А. Радкевич [1963], В. С. Кормилицына [1959, 1973], Н. А. Фогельман [1965а, б], [Геология..., 1970], Р. М. Константинова и И. Н. Томсона [1966 и др.], А. Д. Щеглова [1960а, б, 1968, 1976 и др.], Г. А. Шаткова [1966], А. А. Ивановой [1974], Л. В. Таусона, М. Н. Захарова [1974], Л. В. Таусона [1977, 1979], Б. П. Санина и Л. Д. Зориной [1978, 1980 и др.; Зорина, Санин, 1980], З. В. Сидоренко и В. И. Бергера [Сидоренко, 1968; Бергер, 1975б, 1978] и многих других. По мнению большинства исследователей, формирование месторождений ртутной и ртутно-сурьмяно-вольфрамовой рудных формаций в Восточном Забайкалье связано со вторым, раннемеловым этапом мезозойской тектономагматической активизации, с проявлениями базальтоидного магматизма повышенной щелочности. Этот вывод основывается на ряде установленных фактов и соотношений. Некоторые ртутные месторождения и рудопроявления локализуются в отложениях нижнего мела — Устье-Егъё, Лучинное, Нерчинское [Кошелев, 1972]. Рассеянная сурьмяно-ртутная минерализация известна в субвулканических липаритах нижнего мела гор Оботуй и Рябая в Приаргунье, а также в пределах Тулукуйской вулканоструктуры, где липариты пересекаются и флюоритовыми жилами. Кварц-антимонитовые жилы обнаружены в липаритах к югу от пос. Кличка и в туфах липаритов Аргунской впадины на водоразделе рек Нижней и Средней Борзи. По данным Г. А. Шаткова, абсолютный возраст липаритов 133—125 млн. лет, т. е. ранний мел. Липариты перекрываются угленосными нижнемеловыми отложениями, в которые минерализация не проникает [Шатков, 1966]. На Балейском золото-серебряном месторождении, также залегающем в нижнемеловых породах, установлены эндогенные первичные ореолы рассеяния ртути и халцедон-антимонитовые жилы поздних стадий минерализации [Петровская и др., 1961; Китаев и др., 1968]. Известны факты наложения «эпитермальной» золото-серебряной минерализации на флюоритовую, описанные в Ундинской впадине, а также обнаруженные нами в Шахтерском рудном поле в Приаргунье, где возраст фторидной минерализации датируется ранним мелом — 134—116 млн. лет [Чеглоков, Хомич, 1965; Комарова, 1963; Котов, 1972; Иванова, 1974; и др.]. Верхняя возрастная граница проявления ртутной минерализации устанавливается также по находкам большого количества галек халцедоновидного кварца с вкрапленностью мелкозернистого антимонита и примазками киновари в конгломератах шилкинской свиты на рудопроявлении пади Кошеек в Могоутуйском районе. Как известно, шилкинская свита является верхним членом разреза березовской серии нижнего мела в Ундино-Уровской структурно-формационной зоне [Писцов, 1963, 1966; Геология и закономерности..., 1970]. Аналогичным можно считать возраст и ртутно-сурьмяно-вольфрамовой минерализации, связанной со ртутной в ряде случаев единими рудоконтролирующими структурами (Харашибирский разлом, Тунгинский рудный узел).

Таким образом, формирование низкотемпературных гидротермальных флюоритовых, золото-серебряных, сурьмяно-ртутных и ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений во времени тесно связано с проявлениями позднемезозойского щелочно-базальтоидного магматизма и интенсивными блоковыми движениями вдоль глубинных разломов в период заложения и развития конседиментационных впадин типа грабен и грабен-синклиналей, которые выполнены вулканогенно-осадочными отложе-

ниями верхней юры — нижнего мела, объединяемыми в тургинскую или усть-карскую свиты и перекрытыми угленосной молассой верхов нижнего мела [Писцов, 1963, 1966].

Обобщенные данные по базальтоидному магматизму позднемезозойских вулканических и субвулканических пород Восточного Забайкалья детально охарактеризованы в целом ряде работ [Нагибина, 1963; Лучицкий, 1950; Никольская, 1975; Геология и закономерности..., 1970; Семинский, 1980]. Они описываются как конкретные ассоциации вулканических, субвулканических и гипабиссальных пород, выделяемых в самостоятельные базальтоидные вулканические или вулканоплутонические комплексы: акатуевский, нерчинскозаводский, алекзаводский, новоширокинский, абагайтуйевский и др., связанные с внедрением дифференциатов щелочной оливин-базальтовой магмы [Таусон, Захаров, 1974; Санин, Зорина, 1978, 1980; Зорина, Санин, 1980; и др.].

Существенная роль в процессах рудообразования не только «эпитермальных» золото-серебряных, ртутных и флюоритовых, но и многих золоторудных, золото-полиметаллических и свинцово-цинковых месторождений этого этапа активизации принадлежит дайковым комплексам субщелочных базальтоидов, которые, являясь предрудными, а нередко и внутриминерализационными образованиями, предопределяют парагенетический характер связи рудной минерализации и магматизма. На это указывал еще С. С. Смирнов [1944], подчеркивая важную металлогеническую роль «годовойских интрузий». Позже значение дайковых комплексов самостоятельных малых интрузий в металлогении Восточного Забайкалья было показано в работах М. Б. Бородаевской [Бородаевская, 1956; Бородаевская, Шмидт, 1956], Ф. К. Шипулина [1965], Д. А. Тимофеевского [1959, 1963 и др.], И. Н. Томсона, О. П. Поляковой [Томсон и др., 1962; Полякова, 1957; Вопросы геологии..., 1963; и др.], В. С. Кормилицына, А. А. Ивановой [1968], Ю. С. Соломина [1966], Л. В. Таусона, М. Н. Захарова [1974 и др.], С. Н. Гавриковой [Гаврикова и др., 1979], Л. Д. Зориной [Зорина, Санин, 1980] и др.

«Эпитермальная» флюоритовая, золото-серебряная, ртутная и ртутно-сурьмяно-вольфрамовая минерализация парагенетически связана с нижнемеловыми проявлениями подкорового щелочно-базальтоидного магматизма. Вместе с тем, как это отмечалось выше, незначительные проявления эпитермального типа устанавливаются на поздних стадиях некоторых медно-молибденовых, золото-сульфидных, золото-антимонитовых и золото-полиметаллических месторождений [Вопросы геологии..., 1963; Петровская, Андреева, 1969; Кормилицын, Иванова, 1968; Константинов, 1973; Томсон и др., 1974; Санин и др., 1978; Зорина, Санин, 1980; и др.], т. е. месторождений раннего этапа активизации, по А. Д. Щеглову. Это обстоятельство можно объяснить длительным и сложным развитием базальтоидного магматизма в связи с тектонической активизацией структур Восточного Забайкалья в мезозое и многообразием проявления его комплексов в конкретных рудных узлах — Широкинском, Нерчинско-Заводском, Алек-Заводском, Кличкинском. Например, в Кличкинском рудном узле установлена такая последовательность проявлений магматизма и рудной минерализации: 1) дайки диабазов и спессартинов — комплекс позднепалеозойских малых интрузий; 2) дайки трахиандезитовых порфиров — субвулканические образования, генетически связанные с эффузивами шадоронской свиты J_{2-3} ; 3) морионовые граниты (J_3), сопровождаемые скарново-грейзеновой сфалерит-галенитовой минерализацией; 4) дайки щелочных лампрофиров (камptonитов), выделяемые в самостоятельный комплекс малых интрузий, сопровождаемых гидротермальной сфалерит-галенитовой рудной минерализацией; 5) дайки трахиандезито-базальтовых долеритов и плагиоклазовых трахидолеритов — субвулканические образования, генетически связанные с нижнемеловыми андезито-базальтами, сопровождаемые флюоритовой и сурьмяно-ртутной минерализацией; 6) дайки лимбургитов, вероятные аналоги белозерского комплекса третичных (?) щелочных базальтоидов Западного Забайкалья [Шатков,

1966; Михалева, Тычинский, 1972; Санин, Зорина, 1978]. Столь же сложной оказывается последовательность проявления магматизма и рудной минерализации в Широкинском рудном поле, где процесс минералообразования завершается ртутно-барит-антимонитовой стадией, а рудопроявления малосульфидной золото-кварцевой, золото-полиметаллической и галенит-сфалеритовой минерализации характеризуются повышенными содержаниями ртути [Санин и др., 1978; Зорина, Санин, 1980]. В Северо-Восточном Забайкалье, в районе Ундургинской и Белоурюмской депрессий, в Могочинском районе, в бассейне рек Олекма и Нерчуган Г. В. и С. В. Александровы отмечают парагенетическую связь эпитермальной сурьмяно-ртутной и, возможно, флюоритовой минерализации с дайковым комплексом нижнемеловых эссексит-диабазов. Абсолютный возраст низкотемпературной гидротермальной минерализации, наложенной на эссексит-диабазы, 90—100 млн. лет [Александров, Александрова, 1966]. Раннемеловой возраст и парагенетическая связь со щелочно-базальтоидным магматизмом для флюоритовой, свинцово-цинковой и ртутной минерализации устанавливаются и в районах Северо-Восточной Монголии [Маринов, 1958; Бадамгарав и др., 1972; В. А. Кузнецов и др., 1977, 1978; Геология МНР, т. III, 1977; Котов, 1972].

В северо-западной части МНР эпитермальное никель-кобальтовое арсенидное и серебро-сульфосольное оруденение парагенетически связывается с дайковым поясом щелочных базальтоидов, являющимся самостоятельной ветвью Курайского пояса чуйского комплекса Юго-Восточного Алтая. На юге Монголии в Гурбан-Сайханской и особенно в Манлайской зонах (перспективных на ртутное оруденение) нами прослежен Дучин-Хуральский дайковый пояс щелочных базальтоидов позднеюрско-раннемелового (?) возраста.

Подводя итоги рассмотрению соотношений ртутной и ртутно-сурьмяно-вольфрамовой минерализации с магматизмом, необходимо подчеркнуть следующие моменты.

1. Как в районах Алтае-Саянской складчатой области, так и в Забайкалье и в Монголии сурьмяно-ртутная минерализация проявлена близко по времени с другими типами эпитермальной рудной минерализации — арсенидной никель-кобальтовой, свинцово-цинковой, флюоритовой, золото-серебряной и серебро-сульфосольной — и обнаруживает парагенетические связи со щелочно-базальтоидным магматизмом позднего этапа мезозойской тектономагматической активизации структур Центрально-Азиатского пояса.

2. В целом для базальтоидного магматизма этапа активизации характерно антидромное развитие.

3. Производные глубинных щелочных оливин-базальтовых магм развиты более локально по отношению к проявлениям непосредственно предшествующих им комплексов пород толеитовых или оливин-базальтовых магм. Эта важная закономерность в развитии магматизма структур мезозойской тектономагматической активизации для районов Западного и Восточного Забайкалья подчеркивалась в работах многих исследователей [Павловский, Лучицкий, 1950; Интрузивные комплексы..., 1964; Щеглов, 1966 и др.; Никольская, 1975; Комаров, 1975; и др.], а для Алтае-Саянской области установлена нами [Оболенский, Оболенская, 1968, 1982; Оболенский, 1975; Оболенский и др., 1979; Оболенская, 1981, 1983].

4. Локальное проявление продуктивных в отношении «эпитермальной» минерализации очагов позднемезозойского глубинного щелочно-базальтоидного магматизма предопределяет узловый характер и зональное распределение этой минерализации в зонах активизированных глубинных разломов, контролирующих развитие магматизма и рудной минерализации.

5. Роль предшествующих им более широко проявленных интрузивных комплексов, производных толеитовых или оливин-базальтовых магм, сводится к тому, что они всегда являются надежными индикаторами структур мезозойской тектономагматической активизации. В металлогеническом

отношении с такими дифференцированными комплексами связаны многие проявления редких металлов (Mo, W, Cu—Mo), с недифференцированными — лишь бедная медная минерализация. В случае камерной кристаллизационной дифференциации с ними ассоциирует медно-никелевая минерализация магматического типа.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУДОНОСНЫХ РАСТВОРОВ

Выяснение природы гидротермальных рудоносных растворов долгое время остается важнейшей проблемой теории рудообразования. Наиболее острые дискуссии эта проблема вызывает среди исследователей низкотемпературных гидротермальных (эпитермальных и телетермальных) месторождений меди, свинца, цинка, ртути, сурьмы, мышьяка, флюорита, барита и других так называемых «месторождений спорного генезиса», образование которых, как отмечено выше, одни связывают с ювенильными магматогенными растворами, другие — с растворами метаморфогенного происхождения, третьи решающую роль отводят вулканогенно-осадочному и гидротермально-осадочному рудообразованию. В последнее время все более обоснованным становится представление о полигенности рудообразующих гидротермальных растворов, т. е. об участии в формировании низкотемпературных гидротермальных рудных месторождений как ювенильных металлоносных флюидов, так и экзогенных вод различного происхождения: метаморфогенных, погребенных седиментогенных и метеорных приповерхностных вод. Различными оказываются и источники рудообразующих веществ большинства эпитермальных и телетермальных месторождений; в том числе месторождений ртутной и ртутно-сурьмяно-вольфрамовой рудных формаций.

СОСТАВ И КОНЦЕНТРАЦИЯ РАСТВОРОВ

Состав и концентрация минералообразующих растворов являются важнейшими параметрами, определяющими свойства этих растворов, тенденции их эволюции в ходе процессов рудоотложения и происхождения. Вопрос этот относится к числу наиболее важных и в то же время наименее изученных. До последнего времени представления о химическом составе растворов опирались в основном на исследования современных термальных источников, из вод которых отлагаются сульфиды ртути, сурьмы и мышьяка, а также на первые исследования состава газовой-жидких включений в минералах [Уайт, 1959, 1970; Диксон, Танелл, 1973; Сауков и др., 1972; Набоко, 1974; Маслова, 1963; Манучарянц и др., 1970]. Последующее совершенствование методов изучения состава газовой-жидких включений позволило установить, что в формировании различных эпитермальных месторождений (в том числе ртутных и ртутно-сурьмяно-вольфрамовых) принимали участие сложные по компонентному составу растворы с концентрацией солей от первых долей до 40 мас. % и более [Борисенко и др., 1974, 1976; Оболенский, 1976а, б]. Это заставило отказаться от широко распространенного мнения о преимущественном отложении руд на этих месторождениях из слабо концентрированных растворов.

Детальные исследования индивидуальных включений в рудных и жильных минералах сурьмяных, ртутных и ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений с применением специальных методов криометрического анализа сложных водносолевых систем [Борисенко, 1974, 1977а, б] и индивидуального газового анализа [Шугурова, 1968] показали, что растворы газовой-жидких включений определенных групп месторождений от-

личаются не только концентрацией, но и компонентным составом [Геология и генезис..., 1978; Оболенский и др., 1979]. Минералообразующие растворы изученных эпitherмальных месторождений достаточно отчетливо разделяются на три типа: 1) сульфидно-хлоридные (с углекислотой или без нее), 2) сульфидно-карбонатно-хлоридные и 3) сульфидно-карбонатные. Как видно, принадлежность к тому или иному типу обусловлена в основном количественным соотношением растворенных в них хлоридов натрия, калия, кальция, магния, углекислоты, карбонатов и бикарбонатов натрия и калия. Постоянным компонентом всех трех типов растворов является сероводород, содержание которого изменчиво и достигает 0,1—0,4 мас. % (Чаганузунское месторождение и рудопроявление Джылкыдал в Горном Алтае). В существенно газовых углекислотных включениях, образование которых связано со вскипанием гидротермальных растворов при резком падении давления, содержание сероводорода достигает 10—15, а иногда и 30 об. % (месторождения Хайдаркан, Сарасинское и др.).

Минералообразующие растворы сульфидно-хлоридного состава установлены главным образом во включениях минералов ртутных месторождений кварц-барит-блеклорудного, кварц-барит-киноварного и кварц-серицит-киноварного минеральных типов, в рудах которых широко развиты различные сульфосоли ртути, Hg-сфалерит, сауковит и другие минералы (месторождения Терлигхая, Эзерлиг, Чазадыр в Туве, Аккая, Уланду, Джылкыдал на Юго-Восточном Алтае). Газово-жидкие включения в минералах руд этих месторождений, помимо двух основных фаз (ж + г), иногда содержат минералы-узники — хорошо ограненные кубические кристаллики галита и изометрические «оплавленные» кристаллики сильвина. Таким образом, наряду с обычными двухфазными (ж + г), встречаются трех- (ж + г + галит) и четырехфазные (ж + г + галит + сильвин) включения. В растворах включений резко преобладают один, два или три растворенных компонента (все независимые компоненты, помимо растворителя — H₂O), которые определяют состав анализируемой совокупности включений. Химический состав и концентрация основных компонентов включений надежно устанавливаются методом криометрии по температурам плавления твердых фаз, возникающих при охлаждении. Наиболее широко распространены растворы натриево-кальциево-хлоридные (ртутные месторождения Тувы), реже встречаются натриево-хлоридные и натриево-магниевые-хлоридные растворы (NaCl + CaCl₂; NaCl; NaCl + MgCl₂). В незначительных количествах в них устанавливается углекислота (месторождения Чазадыр, Джылкыдал). Концентрация солей минералообразующих растворов этого типа обычно колеблется от 15 до 40 мас. % и заметно снижается от ранних стадий минерализации к поздним.

Минералообразующие растворы сульфидно-карбонатно-хлоридного состава преобладают во включениях минералов магниезально-карбонатно-киноварного (лиственитового), кварц-киноварного и кварц-диккит-киноварного минеральных типов, для которых наиболее характерны киноварные и киноварно-антимонитовые руды с незначительным развитием сульфидов мышьяка — реалгара и аурипигмента. Газово-жидкие включения в рудных и жильных минералах этих месторождений обычно двух- или трехфазные. В них, как правило, присутствует фаза жидкой углекислоты, содержание которой во включениях колеблется от 1—2 до 10 мас. %, преобладающими компонентами растворов включений являются NaCl, NaHCO₃ и иногда Na₂CO₃, а их концентрация не превышает 10—15 мас. %. В минералах руд этих месторождений нередко наряду с газово-жидкими включениями отмечаются газовые углекислотные включения. В некоторых случаях удается обнаружить направленное изменение состава минералообразующих растворов во времени. Так, на Чаганузунском месторождении в ранних рудных генерациях кварца установлены хлоридно-углекислые растворы (NaCl — 2,5, CO₂ — 10 мас. %), в кварце сорудных кварц-альбит-карбонатных прожилков — хлоридно-бикарбонатные (NaCl — 3,0, NaHCO₃ — 6,8, CO₂ — 1—2 мас. %). В до-

Химический состав гидротермальных растворов

№ группы	Основные компоненты	Концентрация основных компонентов*	Cl ⁻	μ	pH** при 25°C	Примечание
1	NaCl CaCl ₂ CO ₂	2,22 1,35 ≤0,68	4,92	6,27	5,03 4,59 3,87	C _{H₂S} = 10 ⁻⁴ ; C _{CO₂} → 0 C _{H₂S} = 10 ⁻¹ ; C _{CO₂} → 0 C _{H₂S} = 10 ⁻⁴ , 10 ⁻¹ ; C _{CO₂} = 0,68
2	NaCl KCl CO ₂	3,59 0,81 ≤0,68	4,40	4,40	5,82 4,32 3,59	C _{H₂S} = 10 ⁻⁴ ; C _{CO₂} → 0 C _{H₂S} = 10 ⁻¹ ; C _{CO₂} → 0 C _{H₂S} = 10 ⁻⁴ , 10 ⁻¹ ; C _{CO₂} = 0,68
3	NaCl CO ₂	0,85 0,45	0,85	0,85	3,25	C _{H₂S} = 10 ⁻⁴ , 10 ⁻¹
4	NaCl NaHCO ₃	0,85 0,60	0,85	0,45	7,52 7,30	C _{H₂S} = 10 ⁻⁴ C _{H₂S} = 10 ⁻¹
5	NaCl Na ₂ CO ₃	1,71 0,47	1,71	3,12	12,16 11,50	C _{H₂S} = 10 ⁻⁴ C _{H₂S} = 10 ⁻¹
6	Na ₂ CO ₃ NaHCO ₃	0,47 0,60	—	2,01	10,25 10,08	C _{H₂S} = 10 ⁻⁴ C _{H₂S} = 10 ⁻¹

* Все концентрации компонентов выражены в моль/кг H₂O.

** Аналогичные расчеты для определения приближенных вероятных областей pH в наших расчетах выполнены и для всех остальных температур.

ломите и реальгаре из прожилков, образовавшихся в заключительную стадию процесса гидротермального минералообразования, установлены углекислые растворы (CO₂ до 5 мас. %) [Оболенский, Борисенко, 1979].

Сульфидно-карбонатные растворы характерны для включений в минералах сурьмяных (антимонитовых), сурьмяно-ртутных (антимонит-киноварных) и мышьяково-ртутных (реальгар-аурипигментово-киноварных) месторождений карбонатно-киноварного, джаспероидного и отчасти листовитового минеральных типов (Акташское, Сухонькое месторождения в Горном Алтае и др.). Эти растворы типичны как для собственно сурьмяных (кварц-антимонитовых), так и для месторождений ртутно-сурьмяно-вольфрамовой рудной формации (месторождения Забайкалья). Особенностью состава растворов, принимавших участие в формировании месторождений этой группы, являются относительно низкая концентрация солей в растворе, не превышающая 5—7 мас. %, и высокие содержания углекислоты (до 20 мас. %). Включения в минералах руд и гидротермально измененных пород этих месторождений двух- (ж + г) или трехфазовые (ж + ж + г), содержащие фазу жидкой углекислоты. В растворе включений преобладают NaCl, NaHCO₃ и реже Na₂CO₃, в газовой фазе — CO₂ и H₂S, в меньших количествах присутствуют азот и редкие газы. Характерно для процесса минералообразования на этих месторождениях вскипание растворов с последующим обособлением газовой фазы, о чем свидетельствует наличие большого количества газовых углекислотных включений наряду с газовой-жидкими.

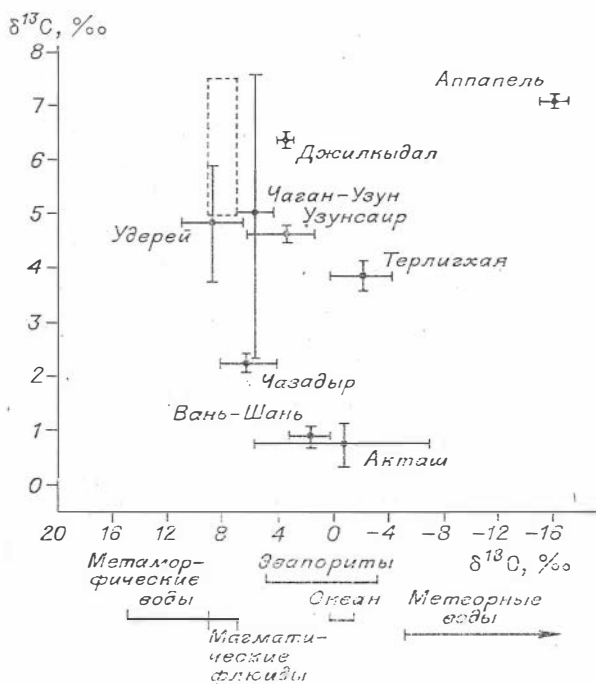
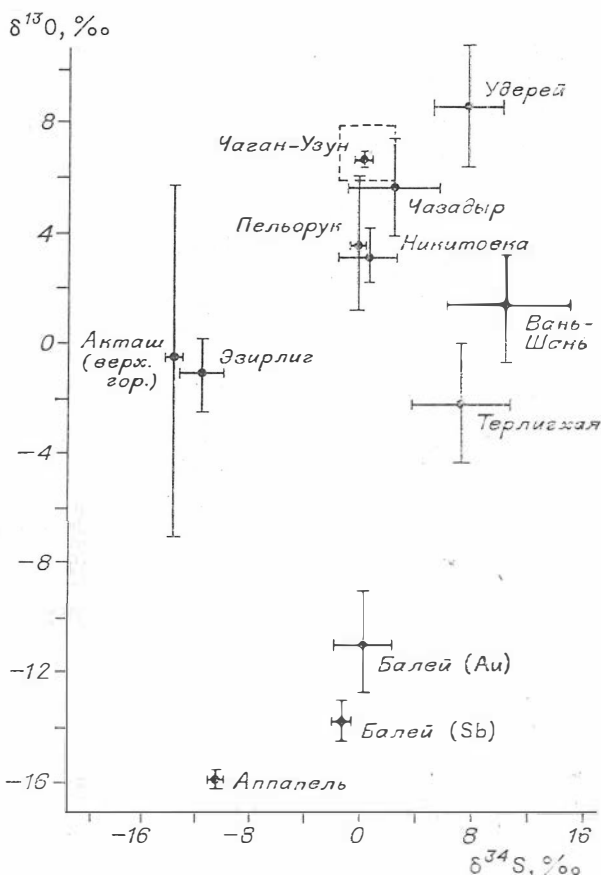


Рис. 18. Изотопный состав углерода и кислорода минералообразующих растворов ртутных и некоторых других низкотемпературных месторождений. Пунктиром выделены значения изотопного состава кислорода и углерода ювенильного происхождения.

Таким образом, гидротермальные растворы, формировавшие рассматриваемые эпитермальные месторождения, были сложными по составу достаточно концентрированными растворами электролитов, содержащими значительные количества таких анионов, как хлорид, сульфид, карбонат и бикарбонат-ионы, а также катионы: натрий, кальций, калий, магний и другие

металлы. Все многообразие составов в исследованных минералообразующих растворах по количественному преобладанию тех или иных растворенных компонентов может быть подразделено на следующие группы: 1) натриево-кальцево-хлоридные; 2) калиево-натриево-хлоридные; 3) натриево-хлоридно-улексиле; 4) натриево-бикарбонатно-хлоридные; 5) натриево-карбонатно-хлоридные и 6) натриево-карбонатно-бикарбонатные растворы. В растворах каждой из групп кроме указанных основных компонентов содержатся сульфидная сера, сурьма, ртуть, мышьяк и другие элементы, так как известно, что твердые фазы, выпавшие из этих растворов, в основном представлены сульфидом ртути — киноварью, сульфидом сурь-

Рис. 19. Изотопный состав $\delta^{18}\text{O}$ минералообразующих растворов и серы сульфидов руд ртутных и некоторых других низкотемпературных месторождений. Пунктиром выделены значения изотопного состава кислорода и серы ювенильного происхождения. Изотопный состав серы сульфидов месторождений Никитовка, Балей и района Вань-Шань [по Саукову и др., 1972; Гриненко и др., 1965].



мы — антимонитом, сульфидами мышьяка — реальгаром и аурипигментом и другими более редкими минералами сложного состава. Поскольку содержание основных компонентов в растворах каждой группы меняется не очень существенно, можно каждую из них представить конкретным раствором, состав которого приближенно будет отражать состав растворов всей группы, характеристика таких растворов и приведена в табл. 1.

Установленные различия в солевом составе минералообразующих растворов и их концентрации при выдержанности основной рудной специализации в отношении ртути, сурьмы и мышьяка логичнее могут быть объяснены участием в гидротермальном рудообразовании как ювенильных, магматогенных металлоносных флюидов глубинного происхождения, так и в различной степени минерализованных экзогенных захороненных вод эвапоритовых палеобассейнов, метеорных и метаморфогенных вод, т. е. полигенностью рудоносных растворов. Это предположение подтверждается палеотектоническими реконструкциями, изменением количественных соотношений CaCl_2 и NaCl в растворах включений, присутствием в составе рудных сульфидов п сульфатов наряду с метеоритной «тяжелой» серы и присутствием характерных микрокомпонентов эвапоритов в минералообразующих растворах (I, Br) и элементов-примесей вмещающих пород в минералах руд (Ba, Sr, Fe и др.) [Борисенко и др., 1979; Оболенский и др., 1979], вариациями изотопного состава кислорода и углерода в растворах газовой-жидких включений и в заключающих эти включения минералах (рис. 18, 19) [Борщевский и др., 1979, 1980, 1984].

ЮВЕНИЛЬНЫЕ МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ФЛЮИДЫ

Приуроченность месторождений ртутной рудной формации к претяженным поясам и зонам мезозойской тектономагматической активизации глубинных разломов, тесная временная и пространственная связь оруденения и дайковых щелочно-базальтоидных комплексов и выдержанность состава руд этих месторождений в отношении основных компонентов независимо от конкретной геологической обстановки и возраста служат основными критериями глубинного (вероятно, мантийного) источника ртути, сурьмы, мышьяка и ряда минерализаторов и доказывают участие в формировании этих месторождений ювенильных металлоносных растворов. А. П. Виноградов показал возникновение значительных количеств воды, щелочей, углекислоты и других летучих в породах мантии как одну из форм дифференциации вещества глубинных зон Земли. Потоки интрателлурических растворов, обладая высокой подвижностью, играли решающую роль и в возникновении очагов подкорковых базальтоидных и щелочно-базальтоидных магм [Rubey, 1951; Ю. А. Кузнецов, 1964; Коржинский, 1968, 1977; Бейли, 1972; и др.].

Зарождение и перемещение потоков интрателлурических растворов неизменно сопровождалось селективным плавлением мантийного субстрата и возникновением магм, которые в определенной мере можно рассматривать в качестве флюидопроводников восходящих глубинных растворов, в связи с чем эти потоки растворов и были названы Д. С. Коржинским сквозьмагматическими или трансмагматическими. Экспериментальными данными и теоретическими расчетами обоснована возможность отделения флюидов от базальтовых магм на значительных глубинах [Хитаров, 1960; Кадик и др., 1971; Кадик, 1975, 1980; и др.], что позволяет считать очаги таких магм, возникающие в зонах глубинных разломов источниками металлоносных растворов, роль которых в процессах рудообразования особо подчеркнута многими исследователями рудных месторождений [В. И. Смирнов, 1969; Шипулин, 1969; В. А. Кузнецов, Оболенский, 1970; Барсуков, 1971; Барсуков, Дмитриев, 1976; Овчинников, 1973; Принципы прогноза..., 1977]. Как показано выше, в рассматриваемых ртутных провинциях вопрос о связи ртутных месторождений с магматиз-

мом решается в пользу их избирательной парагенетической связи с проявлениями щелочно-базальтоидного магматизма, с зарождением и развитием подкорковых магматических очагов в зонах длительно развивающихся тектонически активных глубинных разломов. Исследования Г. Грина [Green, 1979], обнаружившего во включениях в оливинах в «законсервированных» мантийных флюидах катионы Ce, Rb, Sr, Ba, Pb и других элементов, подтвердили присутствие многих металлов в восходящих интрателлурических потоках растворов. Эти данные наряду с особенностями геохимии сурьмы, мышьяка и ртути, ее изотопного состава дают возможность сделать вывод о том, что источником рудной минерализации служили потоки интрателлурических растворов из глубин мантии, игравшие определяющую роль как в образовании самих глубинных очагов щелочных базальтоидных магм и концентрации в них металлов, так и в формировании металлоносных флюидов, отделявшихся от этих расплавов на значительных глубинах [Оболенский, Оболенская, 1968, 1977, 1982; Оболенский, Вахрушев, 1974; Оболенский и др., 1979]. О составе и свойствах этих растворов известно очень мало, и судить о них можно на основании косвенных данных и теоретических расчетов [Ю. А. Кузнецов, 1964; Ю. А. Кузнецов, Изох, 1969; Коржинский, 1968, 1977; Маракушев, Перчук, 1974].

Таковыми существенными косвенными данными служат химический и минеральный состав, фациальные и структурные особенности, состав аксессуарных минералов, а также геохимическая специализация дайковых щелочно-базальтоидных магматических комплексов, с которыми ртутное оруденение отдаленно парагенетически связано, и, кроме того, результаты изучения включений в щелочных базальтоидных породах, которые, по мнению В. С. Соболева, представляют собой законсервированные настоящие «сквозьмагматические растворы» [Магматогенная кристаллизация..., 1975].

По А. А. Кадику [1975], состав таких растворов (а следовательно, и их рудная специализация) будет определяться глубиной отделения летучих компонентов, обеспечивающих перенос рудных элементов, а также их «извлечение» из магматического расплава. Основываясь на известных различиях растворимости летучих компонентов, можно ожидать, что флюиды, отделяющиеся от магмы на больших глубинах, будут обогащены хлоридами и углекислотой, а на меньших глубинах — фторидами и соединениями серы. В силу различного свойства металлов к хлору, углекислоте, сере и фтору, показанному А. А. Маракушевым [1975], изменение состава минерализаторов и режима их отделения от базальтовых магм неизбежно должно вести и к последовательному обособлению отдельных порций разных по металлонасыщенности флюидов. Так, для Алтае-Саянской рудной области характерен генетический ряд рудных формаций, связанный с проявлением мезозойской тектономагматической активизации, представленный гидротермальными никель-кобальтовыми арсенидными, свинцово-цинковыми, флюоритовыми и ртутными (сурьмяно-ртутными) месторождениями. Иногда этот ряд оказывается более сложным, как это установлено, например, в Восточном Забайкалье, где в него входят свинцово-цинковая, флюоритовая, золото-серебряная, ртутная и ртутно-сурьмяно-вольфрамовая рудные формации. Установленная последовательность формирования генетических рядов рудных формаций, которым, как правило, свойственна парагенетическая связь с близкими по возрасту проявлениями глубинного щелочно-базальтоидного магматизма, по-видимому, прежде всего отражает прерывистый режим отделения флюидов от подкорковых магматических очагов в зонах глубинных разломов и их дальнейшую эволюцию.

Реальность таких процессов для глубинных очагов базальтовых магм подтверждается результатами изучения продуктов извержения современных вулканов на Гавайях, в Исландии, на Камчатке [Eshleman e. a., 1971; Barton, 1974; Siegel, Siegel, 1975; В. И. Смирнов, 1976; Меняйлов и др., 1976; Абрамовский и др., 1977], над которыми зафиксировано поступ-

ление паров ртути в атмосферу в периоды их активности. Суточный выброс продуктов извержения на Северном прорыве вулкана Толбачик в период интенсивной вулканической деятельности летом и осенью 1975 г. составил (тыс. т): SO_2 — 23; H_2S — 0,2; NO_2 — 4,3; $\text{Hg}_{\text{пар}}$ — 1,2. В составе пепла суточный выброс металлов составил (тыс. т): Fe — 48,0; Cu — 2,0; Ba — 0,7; Zn — 0,5; Ni — 0,4; Co — 0,2; Pb — $3 \cdot 10^{-2}$; Ag — $1 \cdot 10^{-2}$. По оценке Б. П. Абрамовского и соавторов [1977], суммарный выброс газов и пепла Северным прорывом в период с 6 июля по 14 сентября 1975 г. равняется 20 млн. т для аэрозолей, 1,6 млн. т для сернистого газа и 80 т для ртути.

Об исходном составе и концентрации ювенильных флюидов можно в какой-то мере судить по составу вулканических газов, отобранных над лавовыми озерами Гавайских вулканов и вулканов Исландии: лавовое озеро Килауэа, Гавайи (средние значения 14 проб, мол. %): H_2O — 70,75; H_2 — 0,33; CO_2 — 14,07; CO — 0,40; SO_2 — 6,4; S_2 — 0,1; SO_3 — 1,92; Cl_2 — 0,05; $\text{N}_2 + \text{Ar}$ = 5,60; лавовое озеро вулкана Суртсей, Исландия: H_2O — 79,20—86,5; H_2 — 4,72—4,67; CO_2 — 9,41—5,66; CO — 0,69—0,38; SO_2 — 4,71—2,66; HCl — 0,80—0,41; $\text{N}_2 + \text{Ar}$ — 0,47—0,97. Кроме того, как отмечает В. С. Соболев, В. П. Костюк и др. [Магматогенная кристаллизация..., 1975], исследование включений однозначно доказало явление вскипания некоторых магматических расплавов, большей частью щелочных, на глубине с отделением плотной углекислоты при давлениях $>5-6$ кбар. В них содержится (об. %) воды 44,8—97,4, углекислоты 1,3—55,2, серы 0,45—1,96, хлора 0,05—1,33 и фтора 0—14,12. Большой интерес представляет обнаружение капелек самородной ртути в вулканических стеклах базальтов кальдеры Хангар на Камчатке, прямо указывающее на возможность выделения паров ртути при охлаждении расплава [Кутыев, Эрлих, 1970]. Эти и другие факты подтверждают возможность отделения от очагов базальтовых магм, производные которых в верхнем структурном этаже образуют дайковые и гипабиссальные тела, значительных количеств металлоносных флюидов, с проникновением которых в верхние зоны земной коры связано формирование различных гидротермальных месторождений, в том числе месторождений ртути. В этом смысле они могут быть отнесены к группе месторождений с ювенильными (мантийными) источниками рудного вещества.

Обнаружение дайковых поясов глубинных щелочно-базальтоидных магматических пород, с которыми ртутные месторождения связаны парагенетически, важно не только для установления источников металлоносных растворов, но и для решения проблемы миграции из мантии значительных масс рудных элементов, механизма их концентрации и эффективного переноса потоками интрателлурических (трансмагматических) растворов в процессе развития и становления очагов щелочно-базальтоидных магм, возникавших в зонах глубинных разломов в ходе их тектонической активизации. Приняв существование ювенильных металлоносных флюидов, имеющих глубинное происхождение, в качестве важной составляющей гидротермальных рудообразующих растворов, попытаемся оценить их вероятный состав, концентрацию и возможность миграции в них основных компонентов руд: ртути, сурьмы, мышьяка и некоторых других элементов, характерных для руд рассматриваемых месторождений.

К. Б. Краускопф [1961] методами химической термодинамики оценил вероятный состав магматического пара для окислительных ($P_{\text{O}_2} > 10^{-17}$) и восстановительных ($P_{\text{O}_2} > 10^{-19}$) условий при температуре 600°C и общем давлении 1000 атм. Он показал, что механизм транспортировки металлов путем непосредственного их испарения не может играть существенной роли в образовании рудных месторождений большинства металлов. Лишь четыре металла (ртуть, сурьма, кадмий и висмут) имеют давление насыщенного пара значительно большее, чем 10^{-7} атм, что обеспечивает концентрацию этих металлов при конденсации паров более чем $n \cdot 10^{-6}$ г/л. Предпочтение следует отдать парам хлоридов металлов (а для серебра —

фторидов), величины давлений насыщенного пара которых определяются значениями от 10^{-2} до 10^{-5} атм, что дает концентрацию растворов при их конденсации от $10^{-1,3}$ до $10^{-4,3}$ г/л, т. е. обеспечивает перенос такого количества металлов, которого достаточно для образования крупных месторождений. Наиболее высокими величинами летучести обладают хлориды ртути, сурьмы и мышьяка, что, возможно, и определяет специфику минеральных парагенезисов низкотемпературных гидротермальных месторождений этих металлов, наиболее удаленных от возможных магматических источников.

Учитывая, что в составе магматических газов существенная роль принадлежит воде, транспортирующая роль ювенильных флюидов может существенно возрасти вследствие растворяющего действия сильно сжатого водяного пара. Возможная роль этого механизма в переносе металлов, обладающих высокой летучестью, была рассмотрена В. И. Сорокиным [Сорокин, 1973; Сорокин, Груздев, 1975]. Поскольку роль элементарной газовой формы переноса металла определяется размерами области его устойчивости и величиной давления его паров, металлы, встречающиеся в природе в самородном состоянии, образуют последовательный ряд по отношению к сере и кислороду при 298 К: Au (I), Ag (I), Hg (II), Pt (II), Bi (III), Cu (I), As (III), Sb (III), Pb, Ni, Co, Sn (IV) и т. д. [Маракушев, Безмен, 1972]. При 800 К в этом ряду меняются местами только серебро и ртуть. По величине давления паров (в атм) при 500°C халькофильные элементы также располагаются последовательно в ряд: Hg (8), As ($0,9 \cdot 10^{-1}$), Cd ($1,5 \cdot 10^{-2}$), Zn ($2 \cdot 10^{-3}$), Sb ($5 \cdot 10^{-6}$), Bi (10^{-7}), Pb (10^{-8}), In ($3 \cdot 10^{-11}$), Mo (10^{-11}). Примечательно то, что первые пять элементов этого ряда образуют основные главные и второстепенные рудные минералы месторождений ртутной рудной формации.

Рассчитанные В. И. Сорокиным из идеальных газовых соотношений возможные содержания металлов в водном флюиде при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 500$ атм, температурах 200 и 500°C составляют: Hg — 0,7 и 179; As — $0,7 \cdot 10^{-6}$ и 0,8; Sb — $0,2 \cdot 10^{-13}$ и $0,7 \cdot 10^{-4}$ г/кг H_2O . В эксперименте для этих же условий растворимость ртути оказалась 0,02 и 24,12 г/кг H_2O соответственно [Сорокин, 1973]. С увеличением температуры возрастает устойчивость паров элемента как фазы, что позволяет рассматривать данный механизм переноса как наиболее вероятный, во всяком случае для транспорта ртути, сурьмы и мышьяка в потоках ювенильных растворов в надкритических и близких к ним условиях. При снижении температуры до 300 — 200°C перенос в такой форме эффективен только для ртути и мышьяка, растворимость которых остается еще достаточно высокой. Растворимость же сурьмы резко падает, что, возможно, является одной из первопричин обособления во времени и пространстве сурьмяной минерализации от ртутной и ртутно-мышьяковой, нередко наблюдаемого в некоторых рудных провинциях, рудных полях и месторождениях.

Ювенильные флюиды по мере продвижения по пронизываемым зонам разломов в верхние части земной коры охлаждаются и на каком-то уровне конденсируются. На путях движения они, несомненно, будут взаимодействовать и смешиваться с поровыми растворами глубоких зон земной коры (осадочно-метаморфических толщ), захороненными водами артезианских бассейнов, трещинно-жильными водами и другими типами подземных вод, постепенно приобретая состав и свойства гидротермальных рудообразующих растворов, поступающих в зону минералообразования. О природе гидротермальных растворов, эволюции их свойств, изменении основных физико-химических параметров, происшедших в зоне минералообразования, мы судим по характеру и зональности гидротермально измененных вмещающих пород, по смене последовательно отложившихся минеральных парагенезисов руд, опираясь на результаты изучения газовой фазы включений в минералах, выявляя особенности изотопного состава серы, углерода, кислорода, свинца и других элементов.

Таким образом, ювенильные растворы оказываются ответственными за привнос основных рудных элементов — ртути, сурьмы, мышьяка,

возможно, цинка, кадмия, висмута и таких минерализаторов, как щелочи (в особенности калий), фтор, частично хлор и сера, углекислота и вода из глубинных зон мантии Земли. Процессы генерации интрателлурических растворов, зарождения и развития подкоровых мантийных магматических очагов базальтоидных и щелочно-базальтоидных магм и связанных с ними металлоносных флюидов очень сложны и многообразны. Они проявляются в структурах с различной геолого-тектонической обстановкой и историей геологического развития, что, несомненно, накладывает свой отпечаток на развитие процессов минералообразования в верхних структурных ярусах земной коры. Особенно сильное влияние оказывает смешение ювенильных металлоносных растворов с различными типами экзогенных подземных вод, которое, в конечном итоге, и определяет тот или иной компонентный состав гидротермальных растворов и их свойства, тогда как содержание Hg, Sb и As в этих растворах зависит преимущественно от ювенильной составляющей.

ПОЛИГЕННОСТЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ

Как показали наши исследования, в процессах рудообразования участвовали различные подземные воды: метеорные, связанные с инфильтрацией в горные породы атмосферной влаги, седиментогенные, захороненные в породах в процессе осадконакопления, и воды метаморфогенного происхождения. Эти подземные воды в земной коре находятся в различных геологических структурах и на разных глубинах. По условиям залегания среди них можно выделить: метаморфогенные воды глубоких частей земной коры; седиментогенные пластовые воды артезианских бассейнов; трещинно-жильные воды горно-складчатых областей; приповерхностные метеорные и грунтовые воды. Они значительно отличаются по компонентному составу растворенных в них солей и газов, который во многом определяется их происхождением и составом вмещающих пород. Характеристика основных типов экзогенных подземных вод приведена в табл. 2, из которой видно, что наиболее своеобразны по составу и концентрации хлоридные рассолы галогенных отложений, кислородсодержащие приповерхностные метеорные воды и сильно обогащенные углекислотой метаморфогенные растворы. Специфика солевого и газового состава перечисленных типов экзогенных подземных вод позволяет установить долю их участия в процессах минералообразования при изучении состава минералообразующих гидротермальных растворов методами термобарогеохимии и выявлении особенностей протекания процессов минералообразования на рассматриваемых месторождениях ртутной и ртутно-сурьмяно-вольфрамовой рудных формаций, формирование которых происходило в приповерхностных условиях. Важная роль экзогенных хлоридных рассолов установлена в формировании арсенидных никель-кобальтовых, флюоритовых, ртутных, баритовых месторождений, образующих генетический ряд рудных формаций этапа мезозойской тектономагматической активизации в Туве и закономерно располагающихся в зонах разломов, обрамляющих Тувинский межгорный прогиб [Борисенко и др., 1979]. Участие трещинно-жильных вод характерно при формировании ртутных месторождений Горного Алтая, а метаморфогенных — для ртутных и в особенности ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений Восточного Забайкалья [Оболенский и др., 1979].

Полигенность гидротермальных растворов вытекает и из исследований изотопного состава водорода, кислорода, углерода, азота, гелия и других элементов в водах термальных источников областей современного вулканизма, растворов газовой-жидких включений и минералов руд ряда рудных месторождений, показавших, что во многих случаях минералообразующие растворы представляют собой ювенильные флюиды, многократно разбавленные вадозовыми водами [D. White, Brennock, 1950; D. White, 1974; Источники..., 1976; Стабильные изотопы..., 1977; и др.].

Характеристика основных типов подземных вод

Тип экзогенных подземных вод	Вмещающие породы	Формула	Концентрация, г/л	Состав газовой фазы	рН	H ₂ S, г/л	Характерные микрокомпоненты (максимальные значения, г/л)				
							до 8—9	до 2—3	до 0,п	до 0,0п	до 0,00п
Приповерхностные (грунтовые и инфильтрационные)	Различные по составу породы в близкповерхностных условиях (0—1,5 км)	$\frac{SO_4}{Ca(Mg, Na)}$	0,1—3	CO ₂ , N ₂	6,5—7,5	—	—	—	—	—	—
		$\frac{HCO_3}{Ca(Na)}$	0,1—1	O ₂	7—8						
Пластовые артезианские	Континентальные, прибрежно-морские терригенные и угленосные отложения	$\frac{HCO_3 \cdot Cl}{Na}$	3—40	CH ₄ , N ₂ , CO ₂ (H ₂ S)	6—8,5	0,00п	—	—	—	Br, I	As, Fe
	Морские терригенные и терригенно-карбонатные (в том числе нефтесосные) отложения	$\frac{Cl \cdot HCO_3}{Na}$	10—40	CH ₄ , CO ₂ , H ₂ S, N ₂ , C _n H _{2n}	7,5—10	0—0,1 (50)	—	—		I, B	Ni, Co, Cn, Zn, Mn
		$\frac{Cl}{Na(Ca)}$	10—150		6—7,5						
Морские, лагунино-морские красноцветные и галогенные отложения	$\frac{Cl}{Na(Ca)}$	150—320	CH ₄ , CO ₂ , N ₂ , H ₂ S	5—7,5	0—0,05	Br, Sr, Fe	Al, Si, Mn	I, B, Li, Ba	Ti, Cr, Pb, Zn, F	Ni, Co	
	$\frac{Cl}{Ca}$	320—500	3—5	0—2							
Трещинно-жильные	Метаморфические, метаморфизованные и магматические породы горно-складчатых областей	$\frac{HCO_3 \cdot Cl}{Na}$	1—5	CO ₂ , N ₂	7—9					As, Si	Pb, Zn, B, Mn, Fe
		$\frac{CO_2 HCO_3}{Na}$	1—40	(CH ₄ , H ₂ S)	<7	0,00п	—	—	—		
Метаморфогенные	Различные по составу породы, подвергшиеся региональному или поясовому метаморфизму	CO ₂ ·H ₂ O	От 1—2 до 60 и более	CO ₂ , N ₂ (CH ₄) (CO)	<7	0—9				?	

Смешение различных по генезису растворов характерно для большей части гидротермальных систем, образующих низкотемпературные гидротермальные месторождения золота и серебра, ртути, сурьмы, мышьяка и флюорита. Зоны глубинных и крупных региональных разломов, к которым они, как правило, приурочены, служили местом разгрузки не только ювенильных рудоносных растворов, но и экзогенных вод различного происхождения: метаморфогенных вод глубоких частей земной коры, седиментогенных пластовых вод артезианских бассейнов, нефтяных, метеорных и приповерхностных грунтовых вод. Доля захороненных вод того или иного типа в общем объеме гидротермального раствора могла быть различной, что, в конечном итоге, определяется конкретной геологической обстановкой формирования гидротермальной системы, пространственным и временным соотношением процессов магматизма, метаморфизма и рудообразования и других факторов. Различные по происхождению типы экзогенных вод заметно отличаются по солевому составу и составу растворенных в них газов, поэтому их участие в процессах гидротермального минералообразования предопределяет некоторые особенности развития и специфику состава образующихся минеральных парагенезисов гидротермально измененных пород и руд. Ювенильные рудоносные флюиды по мере продвижения к поверхности испытывают многократное разбавление вадозными водами, в связи с чем заметно меняются и их начальные физические и химические свойства, все более сближаясь со свойствами преобладающего типа вадозных вод, питающих данную гидротермальную систему. Изучение состава минералообразующих растворов, законсервированных в газовой-жидких включениях в минералах, позволяет установить присутствие в них характерных компонентов вадозных вод, существовавших в прошлом и участвовавших в формировании того или иного месторождения.

ИСТОЧНИКИ РУДООБРАЗУЮЩИХ ВЕЩЕСТВ

С происхождением рудоносных гидротермальных растворов тесно связана и проблема источников рудообразующих веществ рассматриваемых месторождений. Большинство исследователей разделяют представление В. И. Смирнова о трех группах источников рудного вещества эндогенных месторождений: ювенильных подкоровых, связанных с базальтовой магмой, ассимиляционных коровых, связанных с гранитной магмой, и инфильтрационных внемагматических, и о различной роли этих трех групп источников минерального вещества эндогенных месторождений в истории развития земной коры [Смирнов, 1969, 1976а, б, 1978].

РТУТЬ, СУРЬМА, МЫШЬЯК

Современные данные по геохимии ртути свидетельствуют о том, что ее источником при формировании месторождений служило недифференцированное вещество мантии Земли. Сурьма и мышьяк в этих месторождениях также, вероятно, имеют глубинное происхождение (табл. 3). Миграция ртути, сурьмы и мышьяка и их последующее участие в геологических процессах связаны с дифференциацией вещества мантии Земли. Это подтверждается закономерной приуроченностью большей части месторождений этих металлов к зонам глубинных (мантийных) разломов, образующих протяженные пояса в пределах отдельных провинций (Кузнецко-Алтайский, Южно-Ферганский, Севано-Акеринский и т. д.), континентов (Центрально-Азиатский, линеймент Карпинского) и глобальных структур (Тихоокеанский и Средиземноморский пояса); удивительной выдержанностью и постоянством состава руд относительно основных элементов — Hg, Sb, As; принадлежностью практически всех месторождений к группе низкотемпературных гидротермальных месторождений (вулканогенных или

Распределение сурьмы, ртути, мышьяка и вольфрама в различных типах пород и метеоритов

Тип метеоритов, породы	$n \cdot 10^{-4}$ мас. %			
	Sb	Hg	As	W
Железные метеориты	0,3 ¹⁾	0,005 ²⁾	9,0 ¹⁾	1,35 ¹⁾
Обыкновенные хондриты	0,1 ¹⁾	0,19 ²⁾	2,0 ¹⁾	1,13 ¹⁾
Углистые хондриты	—	3,83 ²⁾	—	—
Изверженные породы	0,2 ¹⁾	0,19 ²⁾	1,5 ¹⁾	—
Базальты и габбро	0,1—0,2 ¹⁾	0,10 ³⁾	1,5 ¹⁾	0,7—1,17 ¹⁾
Щелочные базальтопды	1,67—2,32 ⁴⁾ —2,7 ⁶⁾	0,21 ⁶⁾	5,1 ⁶⁾	—
Граниты	0,2 ¹⁾	0,008 ³⁾	1,5 ¹⁾	1,5—2,0 ¹⁾
Глинистые сланцы	1—2 ¹⁾	0,40 ³⁾	13,0 ¹⁾	2,0 ¹⁾
Песчаники	—	0,13 ³⁾	1,0 ¹⁾	1,6—2,0 ¹⁾
Известняки и доломиты	—	0,54 ³⁾	1,0 ¹⁾	0,6 ¹⁾
Глубинные ксенолиты изверженных пород	2,46—2,34 ⁴⁾	0,09—73 ⁵⁾	—	—
	—	0,647—0,05 ²⁾	1,2 ¹⁾	0,4—22,8 ¹⁾
Метаморфические породы	1,5 ¹⁾	0,014 ³⁾	—	0,4—22,8 ¹⁾

Примечание. 1) Handbook..., 1970; 2) Сауков и др., 1972; 3) Mercury..., 1970; 4) Ярославский и др., 1979; 5) Оболенский, Вахрушев, 1974; 6) Оболенская и др., 1982; 7) Ehmann, Lovering, 1964.

эпитермальных и телетермальных), связанных во времени с явлениями тектономагматической активизации областей завершенной складчатости, окраин древних платформ и срединных массивов, а также идентичностью изотопного состава земной и метеоритной ртути [Reed, 1960; Jovanović, Reed, 1968, 1976; Оболенский, Доильницын, 1976; Доильницын и др., 1980, 1981].

Существуют и другие точки зрения на происхождение основных компонентов руд месторождений ртути. Как уже отмечалось, некоторые исследователи связывают происхождение рудообразующих растворов не с процессами глубинного магнеобразования, а с региональным метаморфизмом и рассматривают ртутные месторождения как метаморфогенно-гидротермальные [Токовенко, 1966; Moiseyev, 1971; Arribas, Montoto, 1974]. Однако эта точка зрения вызывает существенные возражения, поскольку ни в одном районе мира пока не известно ни одного месторождения ртути, сурьмы и мышьяка, более или менее определенно связанного с процессами регионального метаморфизма. В тех же районах, где ртутным месторождениям приписывают метаморфогенный генезис, этой точке зрения противоречит ряд геологических фактов и прежде всего значительный разрыв во времени процессов метаморфизма и рудообразования. Так, например, для Донецкой ртутной провинции региональный метаморфизм считается доверхнепермским, в то время как ртутная минерализация наложена на толщи верхней перми — нижнего триаса [Скаржинский, 1973; Металлогения ртути, 1976]. Более значителен разрыв во времени между нижнепалеозойским метаморфизмом и мезозойским ртутным оруденением в Горном Алтае и Туве [Геология и генезис..., 1978]. Еще более длительным периодом разделены эти процессы в Забайкалье.

Оценивая возможные геохимические условия формирования ртутных месторождений в связи с процессами метаморфизма или мобилизации ртути из осадочных и вулканогенно-осадочных пород протекающими растворами, необходимо отметить низкий уровень первичных содержаний ртути в осадочных и метаморфических породах в целом в отличие от сурьмы и мышьяка, что, вероятно, и обуславливает более широкое распространение этих элементов в сульфидных месторождениях различных генетических типов. Тем не менее некоторые авторы предполагают, что источником ос-

Содержание ртути в осадочных и вулканогенно-осадочных породах Горного Алтая

Свита, место отбора проб	Литологический состав	Число проб	Hg, мас. %*
Баратальская (венд), р. Баратал	Мраморизованные известняки, спилцилиты, кремнистые сланцы	97	$5 \cdot 10^{-5}$ — $1 \cdot 10^{-6}$ $3,7 \cdot 10^{-6}$ (ср.)
Арыджанская (венд — нижний кембрий), р. Арыджан	Диабазовые порфириды	34	$5 \cdot 10^{-5}$ — $1 \cdot 10^{-6}$ $5,0 \cdot 10^{-6}$ (ср.)
Тыдтуярькская (нижний кембрий), р. Куяхтанар	Песчаники, алевролиты	123	$5 \cdot 10^{-5}$ — $1 \cdot 10^{-6}$ $3,2 \cdot 10^{-6}$ (ср.)
Кацмская (средний кембрий), р. Куюм	Глинистые, фллитовидные сланцы, песчаники, туфы, порфириды, известняки	95	$1 \cdot 10^{-5}$ — $1 \cdot 10^{-6}$ $5,2 \cdot 10^{-6}$ (ср.)
Курайская (верхний кембрий — ордовик), р. Балхаш	Песчаники, туфопесчаники, алевролиты, известняки (калькаренисты)	111	$5 \cdot 10^{-5}$ — $0,5 \cdot 10^{-6}$ $4,4 \cdot 10^{-6}$ (ср.)
Горноалтайская (верхний кембрий — ордовик), р. Кучерла	Фллитовидные сланцы, алевролиты, песчаники, известняки	144	$5 \cdot 10^{-5}$ — $0,5 \cdot 10^{-6}$ $3,5 \cdot 10^{-6}$ (ср.)
Талдыдюргунская (средний девон, эйфельский ярус), р. Талдыдюргун	Туфы, туфолавы, фельзиты, порфириды	89	$5 \cdot 10^{-5}$ — $1 \cdot 10^{-6}$ $4,8 \cdot 10^{-6}$ (ср.)
Кызылшинская (верхний девон, франский ярус), р. Талды-Дургун	Пестрые сланцы, алевролиты, известняки	27	$1 \cdot 10^{-5}$ — $1 \cdot 10^{-6}$ $4,5 \cdot 10^{-6}$ (ср.)
Кызылташская (нижний карбон), р. Кызылташ	Песчаники, углистые сланцы, угли, алевролиты	42	$5 \cdot 10^{-5}$ — $1 \cdot 10^{-6}$ $6,9 \cdot 10^{-6}$ (ср.)

* Анализы по методу А. А. Саукова — Н. Х. Айдиньин, аналитик Л. В. Гущина (ИГиГ СО АН СССР).

новых элементов руд ртутных месторождений и прежде всего ртути являются породы земной коры. В Алтае-Саянской провинции это представление основывается на априорном утверждении, что возможно накопление металлов и, в частности, ртути в некоторых типах осадочных и вулканогенно-осадочных пород кембрия и девона, что существуют древние «первичные» вулканогенные месторождения, представленные преимущественно незначительными месторождениями и рудопроявлениями в вулканогенных толщах верхнепалеозойских прогибов, которые и послужили источником ртути при формировании так называемых «вторичных» регенерированных более поздних и более крупных месторождений [Иванкин, Туркин, 1972; Туркин, 1979; Грицук и др., 1970]. Данные об «исходном повышенном содержании ртути в древних вулканогенных толщах» эти авторы приводят, но, как показали специальные геохимические исследования, эти данные оказались недостаточно точными и надежными.

Детальные геохимические исследования распределения ртути в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах стратотипических разрезов от венда до карбона за пределами рудных полей ртутных месторождений проведены в Горном Алтае — наиболее типичном рудном районе Алтае-Саянской области — и не выявили сколько-нибудь повышенных первичных содержаний ртути в этих толщах. Среднее содержание ртути в различных по возрасту и составу толщах оказалось на уровне его кларкового значения или несколько ниже (табл. 4).

Повышенные содержания ртути во всех случаях имеют эпигенетический, наложенный характер и связаны с первичными положительными ореолами рассеяния ртути, обычно сопровождающими формирование ртутных месторождений. Распределение содержаний ртути в первичных ореолах рассеяния на Чаганузунском, Сарасинском, Белоосиповском, Терлигхайском и других месторождениях носит полимодальный характер и

представляет собой сумму ее элементарных распределений [Елифанцев, Оболенский, 1974; Геология и генезис..., 1978]. Полиmodalность вариационных кривых отражает стадийность формирования первичных эндогенных ореолов рассеяния ртути: в них обособляются значения местного геохимического фона, первичного ореола и рудной зоны. Значения местного геохимического фона приведены в табл. 4. Кроме того, важно отметить, что эндогенные первичные ореолы рассеяния являются комплексными полиэлементными (Hg, Ag, Sb, As, Zn, Cu и др.), а уровни содержаний элементов-спутников ртути прямо коррелируются с уровнями ее содержания в конкретных ореолах. Рудные элементы в ореолах располагаются зонально по вертикали (сверху вниз): Hg → As → Sb → Zn [Симкин, 1972; Ростов и др., 1973]. Связь ртутной минерализации с наложенным, явно постседиментационным гидротермальным процессом подчеркивается как характером кривых распределения ртути в породах рудных полей и месторождений, так и отчетливо выраженными зональными ореолами гидротермальных изменений вмещающих пород, преобладанием структурных рудоконтролирующих факторов, в особенности разрывных нарушений в распределении ртутного оруденения, стадийным характером рудоотложения.

По-видимому, еще более ограничены возможности мобилизации ртути из вмещающих пород в процессах околорудного гидротермального метаморфизма (хотя этот процесс также имеет место), поскольку ореолы гидротермальных метасоматитов проявлены достаточно локально, температуры этих процессов не превышают 250—200°C, а многими геохимическими исследованиями в рудных полях месторождений повсеместно установлены положительные первичные ореолы рассеяния ртути и нигде не зафиксированы сколько-нибудь значительные аномалии ее выщелачивания [Сауков, 1946; Озерова, 1962; Диксон, 1971; Сауков и др., 1972; Геология и генезис..., 1978; и др.]. Если существенная мобилизация основных компонентов ртутных руд из вмещающих и подстилающих толщ часто вызывает резкую критику, то идея заимствования из окружающих пород некоторых второстепенных рудных элементов, таких как медь, свинец, цинк, а в особенности железо, никель, кобальт, барий и др., разделяется большинством исследователей. При этом избирательная концентрация этих элементов обусловлена предшествующими процессами контактового или регионального метаморфизма пород (вольфрам, медь, серебро, кобальт, никель и др.).

В последние годы при выявлении источников рудообразующих веществ эндогенных месторождений наряду с классическими методами количественной геохимии, изучающей распределение тех или других элементов в различных породах и их поведение в геологических процессах, все большее внимание уделяется исследованиям стабильных изотопов и их отношений, так как «следы некоторых миграционных этапов в кругообороте элементов могут найти отражение в их изотопном составе» [Nakai, Jensen, 1964]. С этой целью нами были выполнены исследования по геохимии изотопов ртути, свинца, серы, кислорода и углерода.

В отличие от большинства тяжелых металлов с близкими по значению большими величинами масс изотопов и резко выраженной неравновесностью, ртуть является равновесным элементом, т. е. характеризуется близкими соотношениями распространенности тяжелых и легких изотопов. По данным К. Бейнбриджа и А. Нира [Bainbridge, Nier, 1950], ртуть имеет следующий изотопный состав:

Массовое число	Относительное количество, %	Массовое число	Относительное количество, %
196	0,146±0,006	201	13,22±0,02
198	10,02±0,01	202	29,80±0,01
199	16,84±0,02	204	6,85±0,01
200	23,13±0,02		

Известно более двух десятков искусственных радиоактивных изотопов ртути с массовыми числами от 189 до 206, однако практическое применение в качестве радиоактивных индикаторов имеют лишь изотопы

^{197}Hg и ^{203}Hg . На получении искусственных радиоактивных изотопов ртути основаны методы количественного нейтронно-активационного анализа на ртуть [Тейлор, 1965] и попытки исследования этим методом изотопных отношений в метеоритах и природных образцах [Reed, 1960; Бланкова и др., 1968].

До 70-х годов исследования изотопного состава ртути в рудах ртутных месторождений современными методами не проводились. В справочниках [Ранкама, 1956; Tunell, 1970] приводятся лишь данные определения атомных весов ртути классическим методом (по измерению плотности), выполненные И. Бронштедом и Г. Хевеши [Brönsted, Hevesy, 1922] на материале месторождений Гельница (Венгрия), Альмаден (Испания), Идрия (Югославия), Сантафиора (Италия), Рас-Эль-Ма (Алжир), Терлингва (США) и рудопроявления в районе Пфальц (ФРГ). Различия в значениях атомных весов находились в пределах 0,0004—0,0012 п не превышали экспериментальной ошибки. Это послужило основанием для вывода о постоянстве изотопного состава ртути, встречающейся в природе. Этот вывод приобрел тогда еще более широкое значение, так как И. Бронштед и Г. Хевеши ртутным месторождениям приписали возраст вмещающих их пород (от архея до эоцена), т. е. показали устойчивость изотопного состава ртути в ходе эволюции земной коры.

Однако установленное И. Бронштедом и Г. Хевеши [Brönsted, Hevesy, 1920, 1921], Б. Мулликеном и В. Гаркинсом [Mulliken, Harkins, 1922] явление фракционирования изотопов ртути в лабораторных условиях при испарении в вакууме и обычной дистилляции при пониженном давлении позволило позже высказать предположение, что весьма допустима концентрация более легких изотопов ртути в воздухе над месторождениями, содержащими самородную ртуть, в вулканических областях или в областях, где развиты горячие источники [Ранкама, 1956]. А. Нир, выполнивший масс-спектрометрические исследования изотопного состава ртути, не исключал природного фракционирования изотопов ртути [Nier, 1950]. Коэффициент разделения изотопов (α) для простейшей реакции изотопного обмена $^{196}\text{HgA} + ^{204}\text{HgB} = ^{204}\text{HgA} + ^{196}\text{HgB}$ характеризуется величиной 1,001.

С целью обнаружения возможного фракционирования изотопов ртути в природных процессах нами были выполнены масс-спектрометрические исследования изотопного состава ртути из киновари 20 различных месторождений, расположенных в ртутных провинциях СССР и зарубежных стран. На первом этапе исследования проверена устойчивость отношения $^{198}\text{Hg}/^{202}\text{Hg}$ [Оболенский, Доильницын, 1976], а затем измерены отношения $^{196}\text{Hg}/^{204}\text{Hg}$ и $^{198}\text{Hg}/^{204}\text{Hg}$ [Доильницын и др., 1980, 1981]. Все измерения сделаны в лаборатории масс-спектрометрии ИГиГ СО АН СССР Е. Ф. Доильницыным на масс-спектрометре МИ-1201, специально оборудованном для этих целей, двумя методами: прямым определением и методом компенсации (в сравнении с выбранным стандартом), что позволило повысить точность результатов. В качестве стандарта использовалась техническая ртуть высокой чистоты, изотопный состав которой был определен в лаборатории. Это обстоятельство необходимо подчеркнуть, так как в классических изотопных исследованиях все измерения сравниваются с метеоритными, и наши данные в этом смысле пока имеют значение лишь для относительного сопоставления измеренных величин изотопных отношений. Результаты измерений приведены в табл. 5. Они подтвердили предположение А. Нира о возможном фракционировании изотопов ртути в природных процессах, которое проявляется как на вулканогенно-гидротермальных, так и на эпitherмальных месторождениях и выражено в относительном обогащении минералов ртути первых — тяжелыми, а вторых — легкими изотопами. Можно предположить, что изотопное фракционирование ртути на различных по условиям образования месторождениях обусловлено отчетливо проявленными аномалиями теплового потока, поскольку геотермические градиенты для областей активного вулканизма выше в 3—5 раз по сравнению с более древними областями завершенной

Изотопные отношения $^{198}\text{Hg}/^{202}\text{Hg}$; $^{198}\text{Hg}/^{204}\text{Hg}$ и $^{196}\text{Hg}/^{204}\text{Hg}$ в образцах ртути из различных месторождений, $\delta/_{00}$

Местонахождение месторождения	$\delta^{198}\text{Hg}$ к ^{202}Hg	$\delta^{198}\text{Hg}$ к ^{204}Hg	$\delta^{196}\text{Hg}$ к ^{204}Hg
<i>Вулканогенно-гидротермальные</i>			
Мра-Сма (Алжир)	+0,448	+0,304	+2,783
Монте-Ампата (Италия)	+0,329	+0,181	+1,172
Боркут (Закарпатье, СССР)	+0,404	-0,235	+0,862
Идрия (Югославия)	+0,319	-0,086	—
<i>Эпитермальные</i>			
Олюторское (Корякское нагорье, СССР)	+0,665	+0,004	+2,062
Тамватнейское (там же)	+0,047	-0,056	+3,471
Палянское (Чукотка, СССР)	-0,735	-0,068	—
Никитовское (Донбасс, СССР)	+0,232	-0,015	+0,794
Чонгойское (Киргизия, СССР)	+0,118	+0,385	+2,027
Хайдарканское (там же)	+0,089	+0,239	—
Горховское (Вост. Саян, СССР)	-0,039	-0,154	—
Сарасинское (Горный Алтай, СССР)	-0,076	+0,031	+1,062
Акташское (там же)	-0,161	-0,019	+1,627
Чаганузунское (там же)	-0,202	-0,041	+0,221
Белоосиповское (Кузнецкий Алатау, СССР)	-0,388	-0,261	+0,468
Терлигхайское (Тува, СССР)	-0,913	+0,165	+0,446
Альмаден (Испания)	-0,580	+0,136	+1,839
Баруншивенское (Забайкалье, СССР)	-0,759	+0,036	+4,478

складчатости [Белоусов, 1978]. Вероятный механизм — эффект термодиффузионного разделения изотопов в потоках интрателлурических растворов в геологических структурах с различными геотермическими градиентами, величина и направленность которого соответствует установленному природному фракционированию изотопов ртути [В. В. Кузнецов, Оболенский, 1980].

В целом исследованные образцы ртути характеризуются относительно устойчивым изотопным составом, что свидетельствует, по-видимому, о ее едином глубинном источнике, которым, вероятнее всего, было недифференцированное вещество мантии Земли. Весьма важно и интересно для решения этой проблемы сопоставить изотопный состав ртути и в метеоритах, и в земных объектах, однако технические сложности не позволяли до последнего десятилетия выполнить такие измерения. Первые данные были получены Г. Ридом [Reed, 1960]. С помощью активационного анализа он сопоставил величины изотопного отложения $^{196}\text{Hg}/^{202}\text{Hg}$ в образцах четырех метеоритов различных типов с аналогичным отношением в специально приготовленном «земном» эталоне, в котором соотношение этих изотопов было принято за единицу (табл. 6). Эти сопоставления подтверждают идентичность изотопного состава земной и метеоритной ртути, что в совокупности со сведениями о высоких содержаниях ртути в углистых хондритах

Т а б л и ц а 6

Изотопные отношения $^{196}\text{Hg}/^{202}\text{Hg}$ в метеоритах

Метеорит	Тип метеорита	Содержание ртути $n \cdot 10^{-6}$, %	Изотопные отношения
Каньон Дьябло (троилит)	Железный метеорит	28	1,02
Толука (троилит)	»	3,4	1,06
Нуево Лоредо (эвкрит)	Ахондрит	7,8	1,02
Оргуел	Углистый хондрит	240—5000	0,92
С р е д н е е			1,01±0,06

является важным аргументом в пользу представления о том, что ее источником служило вещество мантии Земли. Единство источников ртути, сурьмы и мышьяка доказывается наблюдаемым постоянством ассоциации этих элементов в рудах низкотемпературных гидротермальных месторождений и имеющимися данными по геохимии этих элементов [Онисис, Санделл, 1959а, б; Handbook..., 1970]. Помимо основных рудных элементов глубинное происхождение, очевидно, имеют минерализаторы — углекислота, фтор, частично щелочи, хлор, вода, сера.

СВИНЕЦ

Несмотря на то, что минералы свинца (галенит, плагионит, цинкениит) очень редки в ртутных рудах, исследования его изотопного состава дают дополнительную информацию для характеристики источников рудообразующих веществ и условий рудообразования. Определения изотопного состава свинца из галенитов выполнены для ряда ртутных месторождений и рудопроявлений юго-востока Горного Алтая и из близких к нам по генезису и возрасту эпитермальных свинцово-цинковых рудопроявлений и месторождений [Шипилов и др., 1968; Оболенский и др., 1970]. Эти результаты сопоставлены с имеющимися определениями изотопного состава свинцов из зон кобальтовой сульфоарсенидной и сульфосольной минерализации, локализованных в структурах мезозойской активизации Тувы, и данными по изотопному составу свинцов в мезозойских эпитермальных месторождениях Приаргунского полиметаллического пояса Восточного Забайкалья [Плюснин, Санин, 1976].

Природные вариации изотопного состава исследованных свинцов отражены на графиках (рис. 20). Значительный разброс фигуративных точек состава свинцов изученных проявлений и месторождений от кривой роста согласованных одностадийных свинцов позволяет отнести их к аномальным, причем аномальные свинцы характерны как для ртутных, так и для свинцово-цинковых месторождений.

Исследования изотопного состава свинцов полиметаллических месторождений Приаргунья также показали аномальный характер рудных свинцов. Было доказано, что источником свинцов служат нижнепалеозойская известково-сланцевая толща (аномальные свинцы *B*-типа) и магматические очаги мезозойской эпохи (аномальные свинцы *J*-типа). В галенитах исследованных месторождений содержится как первично-осадочный, так и магматический свинец, и крайне редки случаи преобладания одного из них [Плюснин, Санин, 1976]. Аномальная природа свинцов характерна и для эпитермальных месторождений Донецкой ртутной провинции [Панов, 1970; Бартницкий и др., 1975], что также подтверждает вывод о возможности частичного заимствования породного свинца при процессах минералообразования эпитермальных свинцово-цинковых и ртутных месторождений.

Такое же двойное происхождение могут иметь и другие элементы, которые входят в состав второстепенных и редких минералов ртутных руд. К ним относятся цинк, медь, возможно, кадмий, висмут, селен, теллур и др.

СЕРА

К настоящему времени для многих регионов Южной Сибири определенно не решена проблема источника серы в ртутных месторождениях, несмотря на то, что уже выполнено около сотни определений ее изотопного состава в сульфидах и сульфатах из различных месторождений Алтае-Саянской области и Забайкалья [Озерова и др., 1967, 1973, 1976; Бергер и др., 1974; Лузгин и др., 1977]. Исследования показали, что изотопный состав серы в главных сульфидных и сульфатных минералах

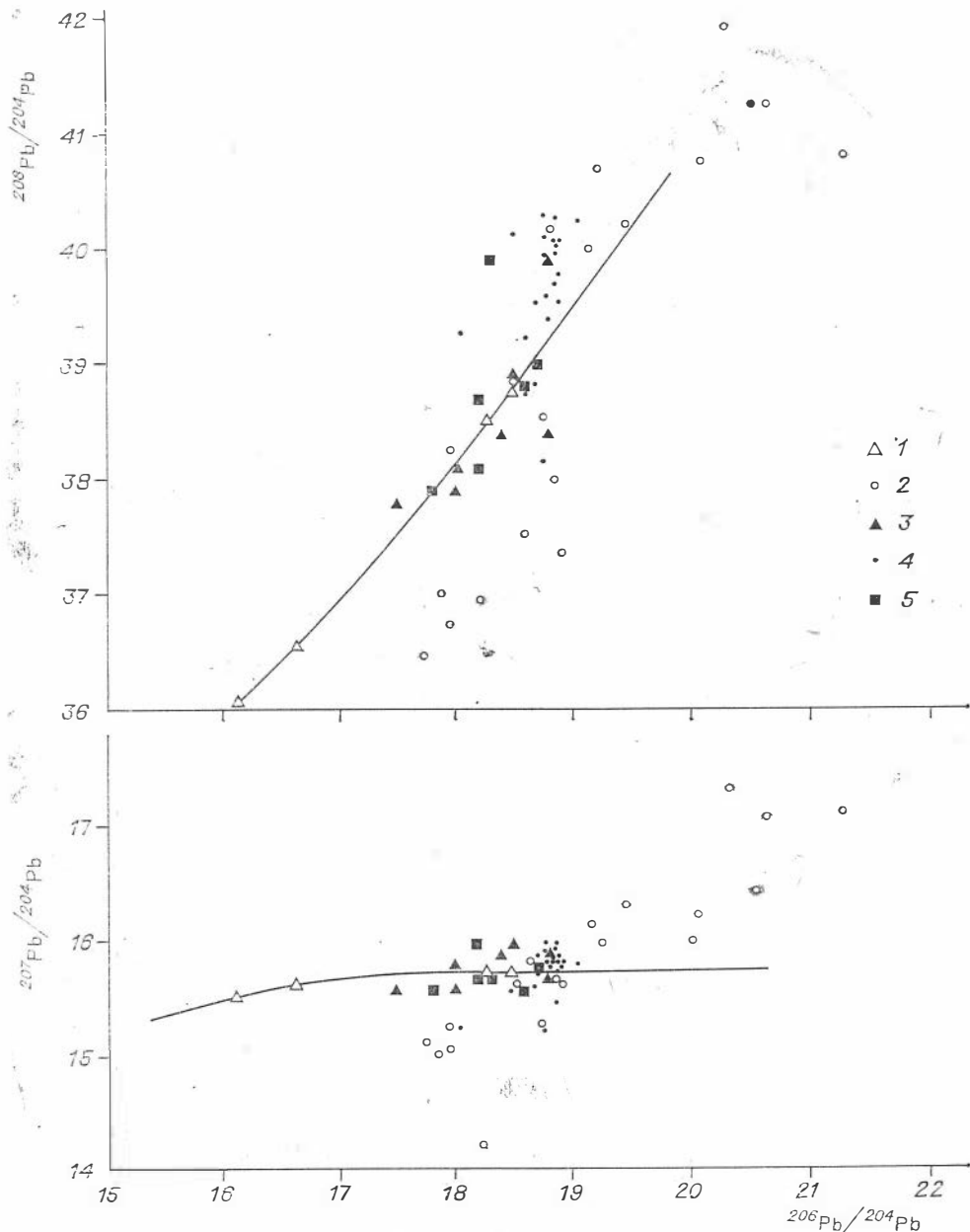


Рис. 20. Изотопный состав свинцов в рудах ртутных и некоторых других низкотемпературных гидротермальных месторождений в координатах $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ к $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ к $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

1 — согласованные свинцы [по Славсону, Расселу, 1970]; 2 — свинцы месторождения арсенидной никель-кобальтовой и серебряно-сульфосольной рудных формаций Тувы [по Тюлькину, 1980]; 3 — свинцы месторождений свинцово-цинковой рудной формации Горного Алтая [по Шпицлову и др., 1968; Оболенскому и др., 1970]; 4 — свинцы месторождений свинца и цинка и Забайкалья [по Плюснину, Санину, 1976]; 5 — свинцы ртутных месторождений Горного Алтая и Тувы [по Оболенскому и др., 1970].

ртутных руд — киновари, антимоните, пирите и барите — меняется в широких пределах (см. рис. 19 и табл. 7), что не позволяет говорить о едином мангитном или магматическом источнике гидротерм с гомогенным изотопным составом серы. Тем не менее на общем фоне разнообразия изотопного состава проявляется отчетливая тенденция «утяжеления» серы как сульфидов, так и сульфатов в месторождениях Тувы, Восточного Саяна, Енисейского края, юга Сибирской платформы и Прибайкалья, т. е. тех районов, где развиты кембрийские или девонские эвапоритовые толщи.

Изотопный состав серы в минералах ртутных месторождений Алтае-Саянской области и Забайкалья [по Озеровой и др., 1967, 1973, 1976; Бергеру и др., 1974; Лузшну и др. 1977]

Месторождение	Минерал	Число образцов	$\delta^{34}\text{S}$, ‰		
			от	до	
<i>Горный Алтай</i>					
Акташское	Киноварь	3	+0,7	+8,9	
	Антимонит	1	—	+8,2	
Чаганузунское	Киноварь	1	+0,8	—	
	Уланду	1	—	+14,0	
Отсалар	Сауковит	1	-8,8	—	
	Барит	1	—	+11,1	
Сухонькое	Киноварь	2	-7,3	-7,0	
	Реальгар	2	-7,3	-7,0	
	Аурипигмент	3	-8,2	-1,0	
	Сера самородная	3	-7,8	-0,7	
	Пирит	1	-8,4	—	
	Барит	1	—	+15,2	
	Пирит в нижнекембрийских известняках	1	—	+28,2	
Новое	Киноварь	2	-2,3	-1,3	
	Марказит	1	—	+4,1	
	Пирит	1	—	+2,2	
<i>Тува</i>					
Терлигхайское	Киноварь	5	+2,8	+10,7	
	Барит	7	+11,9	+16,2	
	Гипс	2	+7,8	+8,0	
Чазадыр	Киноварь	3	-1,4	+5,3	
	Барит	3	+15,3	+19,0	
<i>Восточный Саян</i>					
Горхонское	Киноварь	4	+3,4	+26,7	
Ингашиинское	»	1	—	+9,7	
Нижнеудинское	Пирит	2	+39,5	+39,6	
Сенягульское	Киноварь	1	—	+4,6	
<i>Енисейский край</i>					
Чернореченское (уч. Детальный)	Киноварь	1	—	+14,1	
Мутовское	»	1	—	+17,0	
<i>Юге Сибирской платформы</i>					
Чапкинское	Киноварь	4	+12,6	+22,5	
	Катавское	Пирит	8	+20,7	+35,4
	»	2	-6,2	-12,7	
<i>Прибайкалье</i>					
Келянское	Киноварь		+0,3	+20,0	
	Антимонит		-12,2	-0,9	
	Барит		+24,6	—	
Огнейское	»		+22,0	+27,0	

Если принять во внимание установленное термобарогеохимией и другими методами участие в процессах минералообразования на этих месторождениях высококонцентрированных сульфидно-хлоридных растворов, образовавшихся в результате смешения ювенильных металлоносных растворов и захороненных седиментогенных вод эвапоритовых толщ, то очевидным становится источник «тяжелой» серы в минералах ртутных месторождений — осадочные морские сульфаты эвапоритов. Вместе с тем на месторождениях Горного Алтая — Чаганузунском, Акташском, Сухоньком — изотопный состав серы сульфидов более выдержан и однообразен (отклонения от значения метеоритного стандарта лежат в интервале $+8,8 \div -8,8$ ‰), что наряду с другими ее источниками позволяет допустить

участие в процессах рудообразования определенной доли ювенильной серы. Таким образом, данные по изотопному составу серы в минералах ртутных месторождений Алтае-Саянской области и в Прибайкалье позволяют сделать вывод о различных ее источниках: преобладание в сульфидах и сульфатах «тяжелой» серы указывает на ее преимущественно коровое происхождение, тогда как близость значений изотопного состава серы метеоритному стандарту скорее связана с поступлением ее из глубинных, вероятнее всего магматических, источников. В некоторых случаях неоднородность изотопного состава серы, возможно, обусловлена частой сменой окислительно-восстановительных условий при формировании минерализации в близповерхностных условиях [Келянское, Сухонькое, Капачево и др.).

ВОЛЬФРАМ

Самостоятельную и довольно сложную проблему представляет выяснение источника вольфрама в рудах ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений. Данные по геохимии вольфрама (см. табл. 3) позволяют отнести его к числу типичных литофильных элементов, накопление которых характерно для пород земной коры, в особенности для древних метаморфических комплексов пород с повышенными содержаниями вольфрама вплоть до его промышленных концентраций метаморфогенного происхождения [Виноградов, 1962а, б; Krauskopf, 1970; Геохимия..., 1971; Барабанов, 1975; и др.]. В то же время необходимо отметить, что данных по распределению вольфрама в осадочных и осадочно-метаморфических породах чрезвычайно мало, так как усилия многих геохимиков до последнего времени были направлены на исследования изверженных пород, преимущественно гранитов, с которыми, как полагали, генетически связаны основные промышленные типы месторождений вольфрама в скарнах, грейзенах и кварцевых жилах [Щеглов, Буткевич, 1974; Повилайтис, 1976]. Можно привести лишь несколько примеров детальных исследований распределения вольфрама в осадочных и метаморфических толщах. П. Джеффри [Jeffery, 1959] изучил распределение вольфрама в различных метаморфических породах Уганды и выявил его повышенные (до 86 г/т) содержания в графитовых филлитах. В. Дикейт [Decate, 1967] аналогичные исследования провел в связи с выяснением генезиса вольфрамовых месторождений Индии и также обнаружил повышенные (до 21,2 г/т) содержания вольфрама в графитовых филлитах и сланцах. В результате изучения опорного разреза мезозойских осадочных пород в Сихотэ-Алине выяснилось, что в терригенных и глинистых осадках мезозоя в направлении от верхнего триаса к мелу содержания вольфрама повышаются и в осадках меловой флишоидной формации достигают 0,01%. Наиболее интересные исследования выполнил О. Твето [Tweto, 1960], показавший, что третичные вольфрамовые месторождения рудного пояса плато Колорадо образовались за счет переотложения вольфрама, первоначально «накопленного» в докембрийских гнейсах.

Новая страница в геохимию и металлогению вольфрама вписана в связи с открытием в Альпах А. Маухером и Р. Хёллем крупных стратиформных шеелитовых, антимонит-шеелитовых и киноварно-антимонит-шеелитовых месторождений, которым приписываются гидротермально-осадочный генезис и закономерная локализация в нижнепалеозойской вулканогенно-осадочной формации, претерпевшей региональный метаморфизм фации зеленых сланцев [Maucher, 1965; Maucher, Höll, 1968; Höll e. a., 1972; Höll, Maucher, 1976; Höll, 1979]. Не останавливаясь на сложных и дискуссионных проблемах генезиса этих месторождений, отметим, что обнаружение стратиформных месторождений вольфрама и широкое распространение этой минерализации в Альпах указывают на возможность сингенетического накопления вольфрама в некоторых типах осадочных пород и его последующее переотложение и концентрацию при

Содержание вольфрама и олова в осадочно-метаморфических отложениях Агинского и Южно-Даурского районов Забайкалья [по Алексееву, 1977]

Породы	Число проб	W; Sn, г/т	Расстояние от гранитного массива, км
<i>Агинский район (PR — P)</i>			
Сланцы	30	1,5; 3,3	20—30
Песчаники	448	9,4; 3,8	1—20
	392	9,1; 4,8	
Песчано-сланцевые толщ	36	45,2; 16,5	0—0,2
<i>Южно-Даурский район (S, P)</i>			
Песчано-сланцевые отложения	6	11,0; 9,1	0—0,2

наложении эпигенетических процессов, например гидротермального или регионального метаморфизма. Эта особенность геохимии вольфрама, по-видимому, предопределяет и его поведение в процессах рудообразования эпитеpmальных ртутно-сурьяно-вольфрамовых месторождений Забайкалья и других рудных провинций, где известны подобные месторождения, — на Кавказе, в Турции и Греции, Боливии и др. Характерно, что в Забайкалье все ртутно-сурьяно-вольфрамовые месторождения локализируются в древних метаморфических образованиях Агинской плиты (Баруншивеинское, Новоказачинское, Мухорбулакское) и Борщовочного кряжа (Новоивановское), характеризующихся повышенными содержаниями вольфрама (табл. 8). Как известно, с площадями распространения этих отложений и развития внутрикорового гранитоидного магматизма палеозойской, а в особенности раннеюрской эпох пространственно связан оловянно-вольфрамовый пояс Забайкалья [С. С. Смирнов, 1944; Щеглов, 1966; Геология..., 1970]. В пределах этого пояса устанавливается четкая зависимость состава рудоносных гранитоидов и находящихся в них месторождений и рудопроявлений от состава вмещающих толщ. Вольфрамоносные гранитоиды приурочены главным образом к протерозойским вулканогенно-сланцевым и флишиодным терригенно-карбонатно-сланцевым формациям, оловоносные — к пермокарбонным вулканогенно-кременистым и пермотриасовым песчано-сланцевым формациям, обогащенным соответственно вольфрамом и оловом [Гребенников, Гайворонский, 1972; Корчагин, Сагло, 1976; Алексеев, 1977]. Местный источник вольфрама подчеркивается и тем обстоятельством, что по мере перехода одной и той же рудоконтролирующей структуры по простиранию из древних метаморфических толщ в более молодые отложения верхнего структурного яруса резко меняется и состав минерализации: комплексные руды с ферберитом или шеелитом сменяются киноварными и киноварно-антимонитовыми. Такая закономерность установлена в Харанибирском разломе, к северному отрезку которого приурочено комплексное ртутно-сурьяно-вольфрамовое Баруншивеинское, а к южному — сурьянное Жипкошинское месторождения. К одной системе разломов обрамления Ундино-Даинской депрессии приурочены Устьегинское и Лучинное месторождения ртути на восточном фланге и Мухорбулакский ртутно-сурьяно-вольфрамовый участок — на западном. Такое же изменение минерального состава руд в одной рудоконтролирующей структуре намечается и для Дылбыркейского сурьяного и Новоказачинского ртутно-сурьяно-вольфрамового месторождений. Образование рудных концентраций в эпитеpmальных месторождениях за счет мобилизации рудного вещества, рассеянного во вмещающих осадочно-метаморфических породах, наиболее вероятно, так как в случае его глубинных или иных источников распространение месторождений с комплексными рудами не ограничилось бы только осадочными и метаморфическими породами с повышенными кларками вольфрама и такие месторождения были бы более широко представ-

лены в известных ртутных провинциях. Возможность мобилизации п перетложения вольфрама гидротермальными растворами, формировавшими ртутные и сурьмяно-ртутные месторождения при параметрах, которыми характеризуются эти процессы, хорошо обоснована физико-химическими расчетами и экспериментально [Г. Ф. Иванова, 1972; Коренбаум, 1970; Говоров, 1977; Брызгалин, 1976; и др.]. Можно напомнить, что в основе современной технологии переработки шеелитовых концентратов лежит способ обработки их растворами соды при температуре 180—200°C и давлении 15 атм, который обеспечивает перевод в раствор в виде вольфрамата натрия 95—98% первоначального количества вольфрама, содержавшегося в концентрате [Меерсон, Зеликман, 1955]. Как показали наши исследования, именно сульфидно-карбонатные растворы принимали участие в формировании ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений Забайкалья — Баруншивеинского, Новоивановского и др. Такие растворы были способны обеспечить эффективное растворение, перенос и отложение минералов вольфрама.

Таким образом, можно сделать вывод о сложном, «сопряженном» характере ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений. Необходимая предпосылка для появления таких месторождений — наличие повышенных концентраций вольфрама во вмещающих породах. Это могут быть сингенетические накопления вольфрама стратиформного типа, аналогами которых являются месторождения в Восточных Альпах, различные повышенные концентрации вольфрама метаморфогенного происхождения, наиболее типичные для палеозойских метаморфических комплексов пород так называемого «скарноидного» типа [Денисенко, Рундквист, 1977], и, наконец, обычные постмагматические образования в скарнах, грейзенах и жилах, как это имеет место в рудном районе Нигде в Турции, где на альпийском месторождении Гюмюшлер вольфрам заимствуется из шеелитосносных гранат-пироксеновых скарнов, образованных в предшествующую герцинскую эпоху [Yildiz, Bailey, 1978].

В заключение можно отметить, что стратиформный характер вольфрамовой минерализации в районе Баруншивеинского месторождения В. И. Бергер [1975а, б] обосновывал послойным распределением вкрапленности ферберит-пирит-арсенопиритовой ассоциации минералов в кварцито-сланцевой толще за пределами основного рудного участка. Такое же мнение высказал У. А. Корчагин [Корчагин, Сагло, 1976], установивший повышенные концентрации вольфрама в отложениях верхнепротерозойской черносланцево-кварцитово-формации района и его последующее перераспределение и концентрацию под влиянием более поздних процессов, в особенности процессов широко проявленной эпитермальной сурьмяно-ртутной минерализации.

ПЕТРОГЕННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Заимствование вещества из вмещающих или подстилающих пород при формировании ртутных и ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений достоверно установлено и для большой группы петрогенных элементов: Si, Fe, Mg, Ca, Ba и др. Как и большинство гидротермальных месторождений, месторождения описываемых рудных формаций по различиям главным образом в жильных минералах руд, обусловленных составом вмещающих пород, подразделяются на минеральные типы [В. А. Кузнецов и др., 1966; Геология и генезис..., 1978]. Кроме того, состав вмещающих пород может также оказывать существенное влияние на развитие процессов гидротермального метаморфизма, образование тех или иных фаций метасоматитов и на интенсивность и характер рудоотложения [Оболенский, Павлов, 1971; Борисенко, Оболенский, 1977, 1978; Оболенский, Борисенко, 1978].

Таким образом, в формировании руд месторождений как ртутной, так и ртутно-сурьмяно-вольфрамовой рудных формаций, развитых в зонах

тектономагматической активизации Алтае-Саянской области, Забайкалья и Монголии, наряду с элементами, привнесенными глубинными интрателлурическими растворами из мантии Земли, участвовали элементы, мобилизованные из пород земной коры на путях движения растворов, а также элементы, заимствованные из вмещающих пород в зоне минералообразования уже в ходе процессов гидротермального метаморфизма и рудоотложения. Приведенные данные позволяют говорить о полигенности вещества руд ртутных и ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений при ведущей роли глубинных источников основных элементов руд и минерализаторов.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РУДОБРАЗОВАНИЯ

Многими исследователями признается важная роль гидротермальных процессов в их формировании [Металлогения ртути, 1976]. Какими бы по своей природе ни были растворы: ювенильными (магматогенными), метаморфогенными, разогретыми водами глубокой циркуляции, полигенными (т. е. образованными при смешении растворов из различных источников) — эффективный перенос ими ртути возможен только благодаря образованию в растворе достаточно устойчивых в термодинамическом отношении химических форм, обеспечивающих при последующем изменении условий отложение ее труднорастворимых соединений (минералов ртути), а именно сульфида ртути — киновари, ртутьсодержащих блеклых руд и более редких ливингстонита, сауковита, галхаита, акташита и др. Стехиометрия и содержание химических форм на конкретной стадии развития любого внутренне равновесного гидротермального раствора определяются его элементным составом, давлением и температурой, а отложение руд обусловлено изменением этих параметров. Все сказанное в равной мере относится и к другим химическим элементам, встречающимся в рудах.

Обзор развития взглядов на генезис ртутных месторождений показывает, что многие ученые, изучавшие эти месторождения, приходили к выводу о существенной роли сульфидного комплекса в переносе ртути щелочными гидротермальными растворами. Это предположение было высказано в конце XIX в., на самых ранних этапах изучения ртутных месторождений Калифорнии, С. Кристи и Г. Беккером [Becker, 1888] и в дальнейшем было обосновано классическими исследованиями по растворимости ртути в сульфидных растворах и работами И. Нокса [Knox, 1906], Р. Дрейера [Dréyer, 1940] и А. А. Саукова [Сауков, 1946]. Новые геологические наблюдения, в особенности изучение термальных источников, отлагавших минералы ртути, экспериментальные исследования растворимости ртути, применение термодинамических расчетов — вся эта сумма знаний подтвердила важную роль сульфидной формы переноса ртути в гидротермальных условиях [Krauskopf, 1951; Thompson, 1954; Dickson, 1964; Dickson, Tunell, 1959; Диксон, Танелл, 1973; Tunell, 1964, 1970; Barnes e. a., 1967; Федорчук, 1964, 1968; Никольский, 1959; и др.].

Совершенствование методов расчета минеральных равновесий, новые экспериментальные данные, в особенности результаты изучения химического состава и параметров среды минералообразования по газово-жидким включениям в минералах, использование достижений химии комплексных соединений позволили ряду исследователей подойти к решению проблемы о формах переноса ртути на основе анализа ее растворимости в различных системах при стандартных условиях и при повышенных (200—300°C) температурах и давлениях (10 МПа). Так, система $Hg-S-H_2O$ при 25°C в координатах P_{O_2} — pH была изучена Г. Барнсом и другими [Barnes e. a., 1967], $Hg-S-H_2O-Cl$ при 25 и 250°C в координатах Eh — pH — А. Л. Павловым [Павлов, 1968], А. Л. Павловым и А. А. Оболенским [1972], эту же систему до температур 300°C в координатах

тах $\lg f_{O_2} - \lg f_{S_2}$, рассмотрели Г. Р. Колонин и А. Б. Птицын [1972, 1974] и В. А. Кузнецов с соавторами [Кузнецов и др., 1973], а также Г. Тишendorf [Tischendorf e. a., 1973], показавшие важную роль не только сульфидных и гидросульфидных, но также и хлоридных комплексов, устойчивых в широком интервале температур в кислой среде. Весьма важными для понимания переноса ртути гидротермальными растворами, в особенности в надкритических условиях, были экспериментальные исследования ее растворимости в воде при давлениях 5—10 МПа и температуре 120°C [Glew, Hames, 1971] и 300—500°C [Сорокин, 1973], показавшие высокую растворимость паров ртути в воде. Обобщающие работы были выполнены с помощью аппарата химической термодинамики и с учетом физико-химических параметров природных процессов, а также экспериментальных данных И. Л. Ходаковским [Ходаковский и др., 1977; Шикина и др., 1982], а для систем термальных источников Камчатки и о. Кунашир — В. И. Сорокиным [Сорокин и др., 1978].

Таким образом, было установлено, что перенос ртути гидротермами может осуществляться в виде хлоридных, гидроксохлоридных, сульфидных, гидросульфидных, гидроксидных комплексов ртути (II), а также в виде неокисленной формы ртути в водном растворе (Hg^0aq). Заметим, однако, что при совместном присутствии в растворе элементарных неокисленной (Hg^0aq) и окисленной ($Hg^{2+}aq$) форм и комплексов ртути (II) в нем, безусловно, должны быть и химические формы ртути (I), аква-ионы ($H_2^{2+}aq$) и соответствующие комплексы. Преобладание той или иной химической формы в условиях равновесия в растворе, как уже ранее утверждалось, зависит от температуры, давления и элементного состава гидротерм.

В связи с этим исследования в последнее время были направлены на оценку физико-химических параметров процессов минералообразования на ртутных месторождениях. В особенности изучались состав растворов и эволюция их свойств в газовой-жидких включениях, смена парагенезисов рудных и жильных минералов, типы и зональность околорудных метасоматитов [Манучарянц и др., 1970; Борисенко и др., 1974, 1976; Оболенский, 1975, 1976а, б и др.; Ходаковский и др., 1975; Геология и генезис..., 1978; Оболенский, Борисенко, 1979; и др.].

Рассмотрение физико-химических условий рудообразования мы начнем с оценки основных параметров, при которых протекали эти процессы.

ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ПРОЦЕССОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ

К этим параметрам относятся температура, давление, состав и концентрация растворов, определяющие их кислотность - щелочность (рН) и окислительно-восстановительные свойства (Еh). От их изменения зависят направленность и интенсивность процессов минералообразования на рассматриваемых месторождениях.

Температура процессов минералообразования определена для большей части месторождений важнейших ртутных провинций и областей СССР, в том числе Алтае-Саянской и Забайкальской, а также рудопроявлений Монголии [Васильев, Оболенский, 1968; Васильев и др., 1973; Оболенский, Борисенко, 1979]. Суммируя имеющиеся данные, можно утверждать, что процесс гидротермального минералообразования на этих месторождениях протекал на фоне общего снижения температуры от 280 до 50°C. Сурьмяные (кварц-антимонитовые) месторождения характеризуются более высокими начальными температурами (280°C), ртутные — более низкими (250°C). Близкие температуры образования сульфидов сурьмы, ртути и мышьяка установлены и на комплексных ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождениях. На большинстве месторождений выдерживается определенная последовательность кристаллизации основных жильных и рудных минералов (рис. 21), в полном соответствии с которой находятся и результаты минералотермометрических исследований

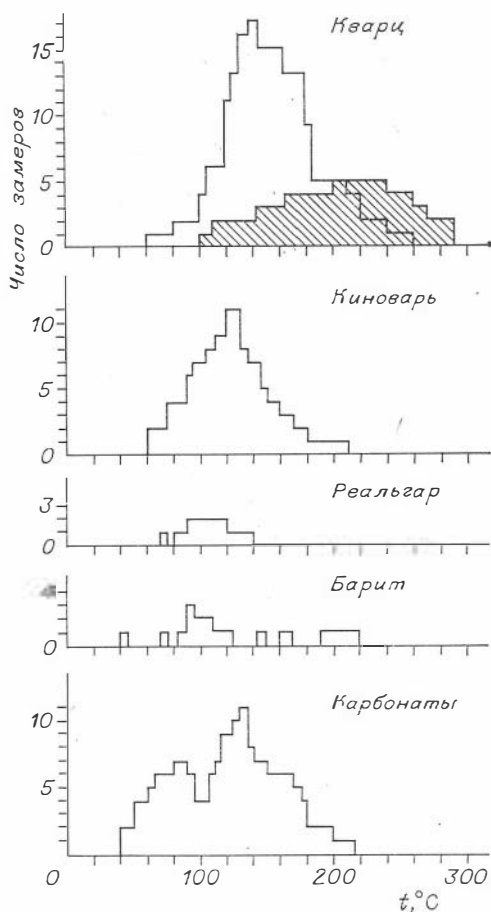
Рис. 21. Температуры образования минералов руд ртутных и ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений (штриховкой выделена область образования кварца кварц-антимонитовой ассоциации) [по Оболенскому, Борисенко, 1979].

(метод гомогенизации). Основная масса киновари отлагалась из растворов в интервале температур 160—70°C, а сульфидов мышьяка — 140—70°C. Отложение сульфидов ртути и мышьяка в узком температурном интервале хорошо согласуется с результатами экспериментов Ф. Диксона [Dickson, 1964] и Б. Вайсберга [Weissberg e. a., 1966], показавших существование минимума растворимости киновари в сульфидных растворах около 100°C и аурипигмента около 75°C. Таким образом, минералотермометрические исследования подтвердили отсутствие высокотемпературных (выше 300°C) ассоциаций минералов в рудах как ртутных, так и ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений и обнаружили достаточно узкий температурный интервал отложения основной массы сульфидов.

Давление в зоне рудообразования на ртутных и ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождениях определено на значительно меньшем числе объектов. Общий интервал изменения давления от $1 \cdot 10^4$ до $15 \cdot 10^5$ гПа [Манучарянц и др., 1970; Геология и генезис..., 1978; Оболенский, Борисенко, 1979].

Наиболее высокие давления определены по включениям с углекислотой в кварце Чаганузунского месторождения, где ее содержания достигают 8—10%. Давление в растворе при температуре 200°C, согласно $P - T$ -диаграмме для системы $H_2O - CO_2$ [Такеночичи, Кеннеди, 1968], оценивается в $10,5 \cdot 10^4$ гПа. Для других месторождений по минералам, содержащим во включениях углекислоту в меньшем количестве (от 1,5—2 до 4%), давление в момент гомогенизации соответствует $(3-4) \cdot 10^5$ гПа.

На Чазадырском месторождении (Тува) в газовой-жидких включениях в кварце растворение минерала-узника, представленного галитом, происходит при 160—180°C, что на 30—40°C выше температуры гомогенизации газового пузырька. Давление, развиваемое в таких включениях в момент их полной гомогенизации, определено по диаграмме поправок на давление для 30%-ного раствора NaCl [Лемлейн, Клевцов, 1955] и выражается величиной порядка $(2,5-5,5) \cdot 10^5$ гПа. Величины давлений, при которых происходило формирование описываемых месторождений, по-видимому, не должны были оказывать прямого влияния на рудоотложение, так как изменение давления, согласно экспериментальным данным, существенно не влияет на растворимость сульфидов сурьмы, ртути, мышьяка и минералов вольфрама [Dickson, 1964; Tunell, 1964; Weissberg e. a., 1966; Брызгалин, 1976]. С другой стороны, совершенно очевидно, что резкое изменение давления при трещинообразовании, заполнении открытых полостей в приповерхностных условиях, весьма характерных для образования эпите-



b стала накапливаться информация о влиянии отклонений от идеальности на константы равновесия разнообразных реакций в водном растворе при 25°C.

И. Л. Ходаковский [1975] проанализировал возможность использования уравнения (3) на более широком круге экспериментальных данных и предложил уравнение

$$\lg K_{\mu} = \lg K_0 + \frac{\Delta Z^2 A_T \mu^{1/2}}{1 + 4B_T \mu^{1/2}} + b\mu, \quad (4)$$

в котором параметру a приписано значение 4 \AA для любой температуры. В этой же работе имеется таблица значений коэффициентов A_T и B_T для температур в интервале 0—100°C.

Анализ возможностей оценки влияния ионной силы имеется в монографиях Р. П. Рафальского [1973] и В. Н. Кумока [1977]. Для введения поправок при приведении анализировавшихся нами результатов к нулевой ионной силе при 25°C мы использовали уравнения (3), (4), если имелись конкретные и точные данные по меньшей мере для двух ионных сил. В противном случае использовали уравнение Дэвис [Davies, 1962]

$$\lg K_{\mu} = \lg K_0 + \Delta Z^2 A_{25} \left(\frac{\mu^{1/2}}{1 + \mu^{1/2}} - 0,3\mu \right), \quad (5)$$

где неявно принято, что в расширенной форме уравнения Дебая — Хюккеля параметр a для всех частиц равен 3 \AA , а параметр b в линейном относительно μ слагаемом прямо пропорционален квадрату заряда, не зависит от других характеристик частицы и имеет положительный знак. Из необходимости качественного соответствия уравнений (2)—(4), с одной стороны, и уравнения (5), с другой, вытекает, что величины b из уравнений (2)—(4) должны иметь знак, противоположный знаку ΔZ^2 , а их модули, как правило, должны расти с ростом модуля ΔZ^2 .

По термодинамическим характеристикам образования хлорокомплексов Hg(II) в водном растворе имеется достаточное число взаимосогласующихся работ. Разными авторами неоднократно предпринимался и сравнительный анализ этой информации. [Белеванцев и др., 1971а, б, 1972; Ходаковский и др., 1977]. Для первых двух ступеней образования хлорокомплексов наиболее надежны взаимосогласующиеся данные [Белеванцев и др., 1978; Мокеев и др., 1979], однако во второй работе величины $\Delta \bar{H}^0$ измерены в широком интервале ионных сил и температур и имеют наименьшую ошибку воспроизводимости.

Детальный анализ литературных данных о характеристиках образования гидросокомплексов ртути (II) имеется в работе [Ходаковский и др., 1977]. Используя ту же информацию, мы несколько видоизменили ее обработку, в частности на основе очень точных данных [Aurivillius, Heidemstam, 1961].

Для комплексов HgS_2^{2-} , $\text{Hg}(\text{HS})_2$, по-видимому, надежны данные [Schwarzenbach, Widmer, 1963], рекомендуемые Р. П. Рафальским [1973] и И. Л. Ходаковским [Ходаковский и др., 1975, 1977]. В работе Н. Д. Шикиной и др. [1979] приведена дополнительная информация, которая в комбинации с данными Г. Шварценбаха и М. Видмера привела к уточнению характеристик образования комплекса $\text{Hg}(\text{HS})_2$ (особенно значительной оказалась поправка к энтальпии). Константы комплекса HgS_2^{2-} мы вычислили по данным, приведенным в работах И. Л. Ходаковского и др. [1975, 1977], а для $\text{Hg}(\text{HS})_2$ использовали результаты Н. Д. Шикиной и др. [1979].

Л. А. Непеиной и Б. И. Пещевецким [1968] получены дополнительные данные для щелочной области, они дают основание считать реальность существования комплекса HgS_2^{2-} доказанной, показана также и корректность значения соответствующей константы. Это же вытекает из ана-

лиза литературных данных, проделанного И. Л. Ходаковским. Чтобы описать экспериментальные данные в области рН = 6—9, опираясь на вполне достоверные (как следует из независимых, взаимодополняющих работ) константы для реально существующих комплексов $\text{Hg}(\text{HS})_2$ и HgS^{2-} , обязательным является включение именно комплекса $\text{HgS}(\text{HS})^-$. И если раньше из-за недостатка информации Г. Шварценбах и М. Видмер [Schwarzenbach, Zidmer, 1963] выдвигали лишь наиболее вероятную, гипотезу, то теперь благодаря дополнительным данным [Шикина и др. 1979; Ходаковский и др., 1975; Непейна, Пещевцкий, 1968] их интерпретация оказывается строго обоснованной в целом. Параметры комплекса $\text{HgS}(\text{HS})^-$ мы вычислили на основе величины $\text{p}K = 5,28$, найденной Г. Шварценбахом и М. Видмером для равновесия $\beta\text{-HgS}_K + \text{HS}^- \text{aq} = \text{HgS}(\text{HS})^- \text{aq}$ при 20°C и $\mu = 1,0$ м/л (KCl). Например, для $\text{p}K$ равновесия $\alpha\text{-HgS}_K + \text{HS}^- \text{aq} = \text{HgS}(\text{HS})^- \text{aq}$ получаем значение $\sim 5,3$ при 25°C, $\mu \rightarrow 0$.

Константа образования комплекса HgClOH $\lg \beta_{11} = 18,34 \pm 0,20$ вычислена на основе данных по однородным комплексам и данным [Partridge e. a., 1965; Ciavatta, Grimaldi, 1968]. В величине ошибки учтено различие результатов этих работ, составляющее 0,35 лог. ед. Значение, которое можно вычислить по данным о константах образования однородных комплексов HgCl_2 ; $\text{Hg}(\text{OH})_2$ при условии равенства лиганд-эффекта нулю, т. е. с учетом только статистического фактора [Белеванцев и др., 1977; Колонин, 1978], совпадает с приведенной выше величиной. Действительно, находим:

$$\lg \beta_{\text{HgClOH}} = \frac{1}{2} \lg \beta_{\text{HgCl}_2} + \frac{1}{2} \lg \beta_{\text{Hg}(\text{OH})_2} + \lg \frac{2!}{11!} = 18,3. \quad (6)$$

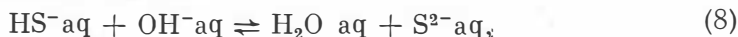
Два несколько отличающихся значения энтальпии ($\Delta \bar{H}^0$) образования HgClOH были вычислены на основании данных о $\Delta \bar{H}^0$ гидролиза хлорида ртути (II) из [Ciavatta e. a., 1976] и о $\Delta \bar{H}^0$ первой степени замещения хлорид-ионов на гидроксид-ионы в хлориде ртути (II) из [Partridge e. a., 1965]. Средняя величина $\Delta \bar{H}^0$, равная $-13,6 \pm 0,5$ ккал/моль, помещена в табл. 9.

Величина $\Delta \bar{H}^0$ для этого же комплекса, вычисленная как полусумма энтальпий образования хлоридного и гидроксидного комплексов ртути (II), равна $-13,2$ ккал/моль. Таким образом, различия значений констант и энтальпий образования комплекса HgClOH , полученных по экспериментальным данным и путем полумпирической оценки, не выходят за пределы ошибок, что позволяет доверять сделанным нами оценкам констант образования и $\Delta \bar{H}^0$ всех остальных смешанных комплексов, приведенным в табл. 9 в круглых скобках.

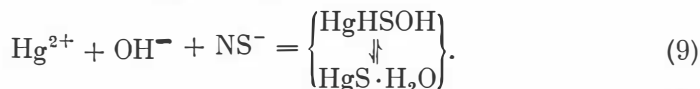
Константа образования комплекса HgHSOH тоже оценена по уравнению типа (6). Однако, учитывая возможную изомеризацию



с константой, приблизительно на пять порядков [Белеванцев и др., 1980] превышающей константу процесса



можно вычислить константу другого равновесия:



В фигурных скобках уравнения (9) указан набор химических форм, который можно представить в данном случае как одну химическую форму HgS аq [Белеванцев, Пещевцкий, 1978].

Отобранные нами величины термодинамических характеристик образования однородных комплексов ртути (II) в водном растворе при 25°C

Термодинамические характеристики выбранного базиса гомогенных равновесий в водном растворе *

Реакция	298, 15 К				
	$\lg K_0$	$\Delta \bar{G}^0$	$\Delta \bar{H}^0$	$\Delta \bar{S}^0$	$\Delta \bar{C}_p^0$
1. $\text{Hg}^{2+} + \text{Cl}^- \rightleftharpoons \text{HgCl}^+$	7,35±0,04	-10,02	-5,33±0,07	15,7	61±5(42)
2. $\text{Hg}^{2+} + 2\text{Cl}^- \rightleftharpoons \text{HgCl}_2$	14,08±0,04	-19,20	-12,05±0,06	24,0	97±3(90)
3. $\text{Hg}^{2+} + 3\text{Cl}^- \rightleftharpoons \text{HgCl}_3^-$	14,96±0,10	-20,40	-13,20±1,5	24,2	(40)
4. $\text{Hg}^{2+} + 4\text{Cl}^- \rightleftharpoons \text{HgCl}_4^{2-}$	15,69±0,10	-21,39	-13,8±1,0	25,5	(-13)
5. $\text{Hg}^{2+} + \text{OH}^- \rightleftharpoons \text{HgOH}^+$	10,57±0,09	-14,41	-7,3±2,0	23,9	(37)
6. $\text{Hg}^{2+} + 2\text{OH}^- \rightleftharpoons \text{Hg}(\text{OH})_2$	21,94±0,04	-29,87	-14,3±0,3	52,2	(72)
7. $\text{Hg}^{2+} + 2\text{S}^{2-} \rightleftharpoons \text{HgS}_2^{2-}$	50,0±0,9 **	-68,2±1,2 **	-62,7±2,0	18,5	(95)
8. $\text{Hg}^{2+} + \text{HS}^- + \text{S}^{2-} \rightleftharpoons \text{Hg}(\text{HS})\text{S}^-$	46,1±0,8 **	-62,9±1,1 **	—	—	—
9. $\text{Hg}^{2+} + 2\text{HS}^- \rightleftharpoons \text{Hg}(\text{HS})_2$	39,7±0,8 **	-54,2±1,1 **	-49,5±1,6	15,8	(97)
10. $\text{Hg}^{2+} + \text{S}^{2-} + \text{OH}^- \rightleftharpoons \text{HgSOH}^-$	(36,3)	(-49,5)	(-38,5)	(36,9)	(82)
11. $\text{Hg}^{2+} + \text{Cl}^- + \text{OH}^- \rightleftharpoons \text{HgClOH}$	18,3±0,2(18,3)	-24,95	-13,6±0,5(-13,2)	38,2	(81)
12. $\text{Hg}^{2+} + \text{Cl}^- + \text{S}^{2-} \rightleftharpoons \text{HgClS}^-$	(32,3)	(-44,0)	(-37,4)	(22,1)	(92)
13. $\text{Hg}^{2+} + \text{Cl}^- + \text{HS}^- \rightleftharpoons \text{HgClHS}$	(27,2)	(-37,1)	(-30,8)	(21,2)	(93)
14. $\text{Hg}^{2+} + \text{HS}^- + \text{OH}^- \left\{ \begin{array}{l} \text{HgHSOH} \\ \updownarrow \\ \text{HgSH}_2\text{O} \end{array} \right\} = \overline{\text{HgS}}_{\text{aq}}$	$\left(\begin{array}{c} 30,6 \\ \sim 37 \end{array} \right)$	(-42)	—	—	—
15. $\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{OH}^-$	-14,00±0,06	19,09	$\frac{13,35 \mp 0,6}{13,92}$	-19,2	-53,3(-62)
16. $\text{H}_2\text{S} \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{HS}^-$	-6,98±0,05	9,52	$\frac{6,2 \mp 0,1}{5,94}$	-11,1	-66,0(-65)
17. $\text{HS}^- \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{S}^{2-} \text{***}$	-12,80±0,05	17,45	$\frac{\pm 0,7}{12,10 \pm 0,06}$	-18,0	-62,0(-62)
18. $\text{H}_2\text{CO}_3 \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$	-6,37±0,06	8,68	$\frac{1,83 \mp 0,20}{1,83}$	-23,0	-57,0(-59)
19. $\text{HCO}_3^- \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{CO}_3^{2-}$	-10,33±0,07	14,08	$\frac{1,76}{3,34 \mp 0,20}$ $\frac{3,55 \pm 0,20}{3,55 \pm 0,20}$	-36,0	-57,2(-51)

*7

Реакция	323K	373K	423K	473K	523K
	lgK ₀				
1. $\text{Hg}^{2+} + \text{Cl}^- \rightleftharpoons \text{HgCl}^+$	7,09	6,90	7,02	7,35	7,83
2. $\text{Hg}^{2+} + 2\text{Cl}^- \rightleftharpoons \text{HgCl}_2$	13,47	12,84	12,78	13,12	13,72
3. $\text{Hg}^{2+} + 3\text{Cl}^- \rightleftharpoons \text{HgCl}_3^-$	14,32	13,33	12,71	12,42	12,30
4. $\text{Hg}^{2+} + 4\text{Cl}^- \rightleftharpoons \text{HgCl}_4^{2-}$	14,98	13,68	12,82	11,74	10,97
5. $\text{Hg}^{2+} + \text{OH}^- \rightleftharpoons \text{HgOH}^+$	10,18	9,70	9,49	9,48	9,60
6. $\text{Hg}^{2+} + 2\text{OH}^- \rightleftharpoons \text{Hg}(\text{OH})_2$	21,15	20,20	19,78	19,74	19,95
7. $\text{Hg}^{2+} + 2\text{S}^{2-} \rightleftharpoons \text{HgS}_2^{2-}$	46,5	41,3	37,7	35,2	33,5
8. $\text{Hg}^{2+} + \text{HS}^- + \text{S}^{2-} \rightleftharpoons \text{Hg}(\text{HS})\text{S}^-$	43,1	38,4	35,3	33,2	31,8
9. $\text{Hg}^{2+} + 2\text{HS}^- \rightleftharpoons \text{Hg}(\text{HS})_2$	37,0	32,9	30,3	28,6	27,5
10. $\text{Hg}^{2+} + \text{S}^{2-} + \text{OH}^- \rightleftharpoons \text{HgSOH}^-$	(34,1)	(31,0)	(29,0)	(27,8)	(27,0)
11. $\text{Hg}^{2+} + \text{Cl}^- + \text{OH}^- \rightleftharpoons \text{HgClOH}$	17,65	16,78	16,48	16,57	16,92
12. $\text{Hg}^{2+} + \text{Cl}^- + \text{S}^{2-} \rightleftharpoons \text{HgClS}^-$	(30,3)	(27,4)	(25,5)	(24,5)	(23,9)
13. $\text{Hg}^{2+} + \text{Cl}^- + \text{HS}^- \rightleftharpoons \text{HgClHS}$	(25,5)	(23,2)	(21,8)	(21,2)	(20,9)
14. $\text{Hg}^{2+} + \text{HS}^- + \text{OH}^- \rightleftharpoons \left\{ \begin{array}{c} \text{HgHSOH} \\ \text{HgSH}_2\text{O} \end{array} \right\} = \overline{\text{HgS}} \text{ aq}$	~(35)	~(33)	~(31)	~(30)	~(30)
15. $\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{OH}^-$	{-13,26; -13,27}	{-12,26; -12,28}	{-11,57}	{-11,30}	
		{-12,26; -12,29}	{-11,64}	{-11,19 (218°)}	
	-13,28	-12,33	-11,82	-11,64	-11,68
16. $\text{H}_2\text{S} \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{HS}^-$	{-6,69; -6,82}	{-6,60}	{-6,70}	{-7,10}	
	{-6,91; -6,80}	-6,47	-6,58	-6,90	-7,40
	-6,72				
17. $\text{HS}^- \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{S}^{2-} \text{***}$	{-11,91; -12,43}	{-12,11; (90°)}	-10,98	-10,96	-11,15
	-12,13	-11,34	-10,98	-10,96	-11,15
	{-6,29; -6,28}	{-6,44; -6,40}	{-6,77; -6,75}	{-7,08}	
	-6,30	-6,41	-6,73	-7,22	-7,80
18. $\text{H}_2\text{CO}_3 \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$	{-10,17; -10,17}	{-10,12; -10,08}	{-10,34; -10,23}	{-10,42}	
		{-10,20; -10,14}	{-10,46; -10,25}	{-10,88 (218°)}	
19. $\text{HCO}_3^- \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{CO}_3^{2-}$	-10,15	-10,11	-10,34	-10,73	-11,26

* В дальнейших расчетах в константы этой таблицы вносились поправки только на влияние ионной силы, влиянием давления пренебрегали.

** Большая часть ошибки (~0,5 лог. ед.) одинакова для всех трех комплексов, так как имеет общий источник: $\Delta \overline{G}_f^0$; \bullet - HgS тв, H_2S аq, Hg^{2+} аq.

*** Характеристики гомогенных равновесий комплексообразования с участием S^{2-} вычислены с использованием данных этой строки. От неопределенности, связанной с некорректностью последних (см. пояснение в тексте), можно избавиться, если по известным правилам вычислить характеристики реакций образования комплексов HgS^{2-} , $\text{HgS}(\text{HS})^-$, $\text{HgS}(\text{OH})^-$, $\text{HgS}(\text{Cl})^-$ и HS^- (вместо S^{2-}) и остальных составных частей с дополнительным образованием соответствующего числа частиц H^+ аq.

66

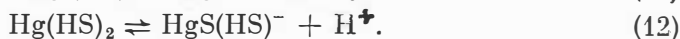
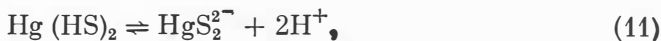
и $\mu \rightarrow 0$ приведены в табл. 9. Содержащиеся в этой же таблице значения $K_w, K'_{\text{H}_2\text{CO}_3}, K''_{\text{H}_2\text{CO}_3}, K'_{\text{H}_2\text{S}}, K''_{\text{H}_2\text{S}}$ приняты нами на основе информации, имеющейся в работах [Harned, Harmer, 1933; Ackerman, 1958; Noves e. a., 1910; Sweeton, Baes, 1974; Крюков, Перковец, 1969; Shedlowsky, MacInnes, 1935; Harned, Devies, 1943; Рыженко, 1963; Крюков и др., 1973; Harned, Schools, 1941; Cuta, Strafelda, 1954; Ellis, 1959; K. White, Maase, 1932; Головин, 1959; Туманова и др., 1957; Ellis, Milestone, 1967; Ellis, Gigenbach, 1971; Заводнов, Крюков, 1960; Gigenbach, 1971; Ларионов и др., 1969; Тарасенко, Крюков, 1972; Stephens, Cobble, 1971; Сретенская, 1979; Ходаковский и др., 1968; Рафальский, 1973]. Значения энтальпий ступенчатой диссоциации $\text{H}_2\text{O aq}, \text{H}_2\text{S aq}, \text{H}_2\text{CO}_3 \text{ aq}$, подчеркнутые в табл. 9, взяты из справочника Г. Б. Наумова и др. [1971], монографии Р. П. Рафальского [1973] и работы И. Г. Сретенской [1979]. Для этих же реакций приведены значения $\Delta\bar{C}_p^0$, полученные указанными выше исследователями путем обработки экспериментальных данных, заимствованных из литературы. Сообщаемые нами характеристики процессов образования комплексов и диссоциации H_2S и H_2O согласованы в том смысле, что при смене базиса или при возврате к первичным данным надо использовать комбинации именно тех величин, которые приведены в нашей таблице. По этой причине, например, правильный переход к характеристикам гетерогенных равновесий с участием $\alpha\text{-HgS}_{\text{K}}, \text{H}_2\text{S}$ или HS^-, H^+ и сульфидсодержащих химических форм ртути (II) в растворе приводит к реальным величинам, несмотря на известную неопределенность характеристик второй ступени диссоциации $\text{H}_2\text{S aq}$ [Ellis, Gigenbach, 1971; Рафальский, 1973; Ходаковский, 1975].

В круглых скобках в столбце $\Delta\bar{C}_p^0$ приведены значения, рассчитанные по уравнению И. Л. Ходаковского [1975]

$$\Delta\bar{C}_p^0 = \Delta A - \Delta(DZ) - \frac{2}{3} \Delta\bar{S}^0. \quad (10)$$

Для комплексов $\text{HgCl}^+ \text{ aq}$ и $\text{HgCl}_2 \text{ aq}$ имеются величины $\Delta\bar{C}_p^0$, полученные экспериментально. Сопоставление оценочных значений $\Delta\bar{C}_p^0$ с экспериментальными во всех случаях указывает на удовлетворительное совпадение (различия, не превышающие 20 кал/моль·град приводят к погрешности $\sim 0,7$ лог. ед. при экстраполяции значений констант с 25 на 250°C). Это позволяет ожидать, что и все остальные оценки являются удовлетворительным приближением. Используя описанные характеристики равновесий для 25°C, мы рассчитали константы для всех температур на основе фундаментальных термодинамических соотношений [Жиреев, 1970]. В фигурных скобках приведены экспериментальные значения констант диссоциации кислот при соответствующих температурах.

Лишь для комплекса $\text{HgS}(\text{HS})^-$ мы не смогли применить описанную выше процедуру экстраполяции значений констант с 25°C на другие температуры, так как отсутствуют сведения об энтальпии процесса. В этом случае мы поступили следующим образом. На основе сведений о константах образования комплексов $\text{Hg}(\text{HS})_2, \text{HgS}_2^{2-}, \text{HgS}(\text{HS})^-$ при 25°C, $\mu = 0$ вычислили константы равновесий:



Их значения оказались равными 15,3 и 6,4 соответственно. Таким образом, последовательная диссоциация частиц HS^- внутренней сферы характеризуется полным ступенчатым эффектом [Белеванцев, Пещевецкий, 1978], равным 2,6 лог. ед. Учитывая то, что статистический эффект здесь равен 0,6 лог. ед., находим для остальных слагаемых полного эффекта [Пещевецкий и др., 1977] 2 лог. ед. Соответствие этой величины тому, что обычно наблюдается в подобных случаях (например, при ступенчатой диссоциации аква-кислот типа $\text{PtCl}_2(\text{H}_2\text{O})$ анализ таких эффектов

[Белеванцев, Пещевецкий, 1978)], является еще одним независимым подтверждением реальности интерпретации, данной Г. Шварценбахом и М. Видмером результатам по растворимости $\alpha = \text{HgS}_K$ в сульфидных растворах. Далее мы приняли, что величина полного эффекта не зависит от температуры. Это допущение в применении к нашей задаче не окажется слишком грубым, если даже основная часть полного эффекта имеет «энталпийную природу». Сделанное предположение позволило вычислить константу образования комплекса $\text{HgS}(\text{HS})^-$ при всех температурах по уравнению

$$\lg \beta_{\text{HgS}(\text{HS})^-} \simeq 0,5 \left(\lg \beta_{\text{Hg}(\text{HS})_2} + \lg \beta_{\text{HgS}_2^-} \right) + 1,3. \quad (13)$$

Табл. 9 не полностью охватывает приведенный список химических форм. Однако можно сделать соответствующую оценку характеристик образования любой из не охваченных нами комплексных форм и убедиться в ее незначимом вкладе в материальный баланс ртути (II) в рамках анализируемых условий. Это прежде всего относится к карбонатным комплексам ртути (II) [Ходаковский, Шижина, 1984; Шижина и др., 1982].

ДОЛЕВОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РТУТИ (II) В ПРИРОДНЫХ ГИДРОТЕРМАХ

Используя данные табл. 9 и сведения о составе гидротерм из табл. 4, нетрудно осуществить расчет долевого распределения химических форм ртути (II) в каждом растворе при заданной температуре.

Одним из двух еще не рассмотренных вопросов является возможность оценки поправки к константе, известной для $\mu \rightarrow 0$ при приведении ее к условиям конкретного значения μ при температурах, сильно отличающихся от 25°C, а также к величинам μ , существенно превышающим 1 моль/кг H_2O . Для этой цели мы использовали уравнение

$$\lg K_{\mu,T} = \lg K_{\mu=0,T} + \Delta Z^2 \left(\frac{A_T \mu^{1/2}}{1 + \mu^{1/2} B_T / B_{25}} - 0,15 \mu \right). \quad (14)$$

При температурах выше 25°C в расчете использовали величины констант диссоциации H_2O , H_2S , HS^- , приведенные вне фигурных скобок. Хотя последние представляют собою лишь оценки, они обладают преимуществом — с ними согласованы оценки констант образования комплексов.

Расчет долевого распределения ртути (II) по химическим формам строился следующим образом. По данным о pH, $C_{\text{H}_2\text{S}}$ (10^{-1} и 10^{-4} моль/кг H_2O), константах диссоциации H_2S , H_2O вычислялись значения равновесных концентраций OH^- , HS^- , S^{2-} . Затем рассчитывались доли химических форм ртути (II) по уравнениям типа

$$\alpha_{\text{HgHSCl}} = \frac{\beta_{\text{HgHSCl}} [\text{HS}^-] \cdot [\text{Cl}^-]}{1 + \sum_{i=1}^4 \beta_{\text{HgCl}_i} \cdot [\text{Cl}^-]^i + \sum_{i=1}^2 \beta_{\text{HgOH}_i} \cdot [\text{OH}^-]^i + \dots} \rightarrow \dots + \sum_{x,y=\text{OH,Cl,HS}} \beta_{\text{Hgxy}} \cdot [x^-] [y^-] \quad (15)$$

Все расчеты выполнены на ЭВМ по специальной программе. На рис. 22, 23 приведены графики долевого распределения ртути (II) по химическим формам, представленным в материальном балансе системы не менее чем сотой долей процента. Можно видеть, что ведущими химическими формами являются HgCl_2 , HgClHS , $\text{Hg}(\text{HS})_2$, $\text{HgS}(\text{HS})^-$, HgS_2^{2-} при подчиненной роли HgCl_3^- , HgCl_4^{2-} , HgClS^- и HgSOH^- . Отчетливо видно также изменение роли хлоридных, хлоридно-гидросульфидного, дигидросульфидного, гидросульфидно-сульфидного и сульфидного комплексов по мере эволю-

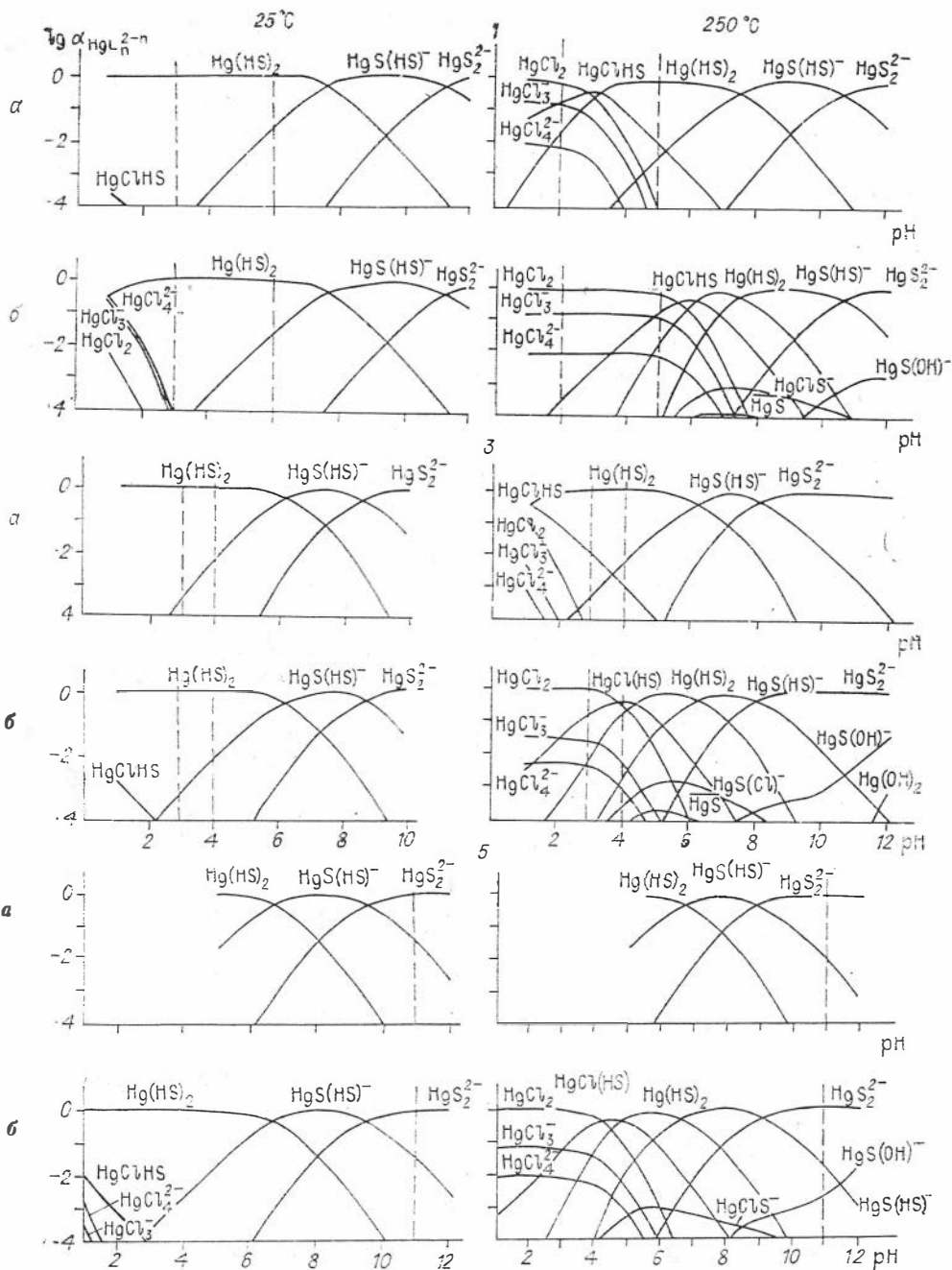


Рис. 22. Долевое распределение ртути (II) по химическим формам в гидротермальных растворах (см. табл. 1, № 1, 3, 5) в зависимости от pH $C_{S^{2-}} = 0,1$ (а) и 0,0001 моль/л (б); штриховыми линиями выделена область вероятных значений pH этих растворов.

ции кислотно-щелочных свойств растворов (pH) и температуры. Если в растворах хлоридно-сульфидного и хлоридно-углекислого состава преобладают хлоридные, смешанные хлоридно-гидросульфидный, хлоридно-сульфидный и дигидросульфидный комплексы, то в хлоридно-бикарбонатных и тем более в хлоридно-карбонатных и карбонатно-бикарбонатных растворах основными химическими формами переноса ртути (II) оказываются гидросульфидно-сульфидный и сульфидный комплексы.

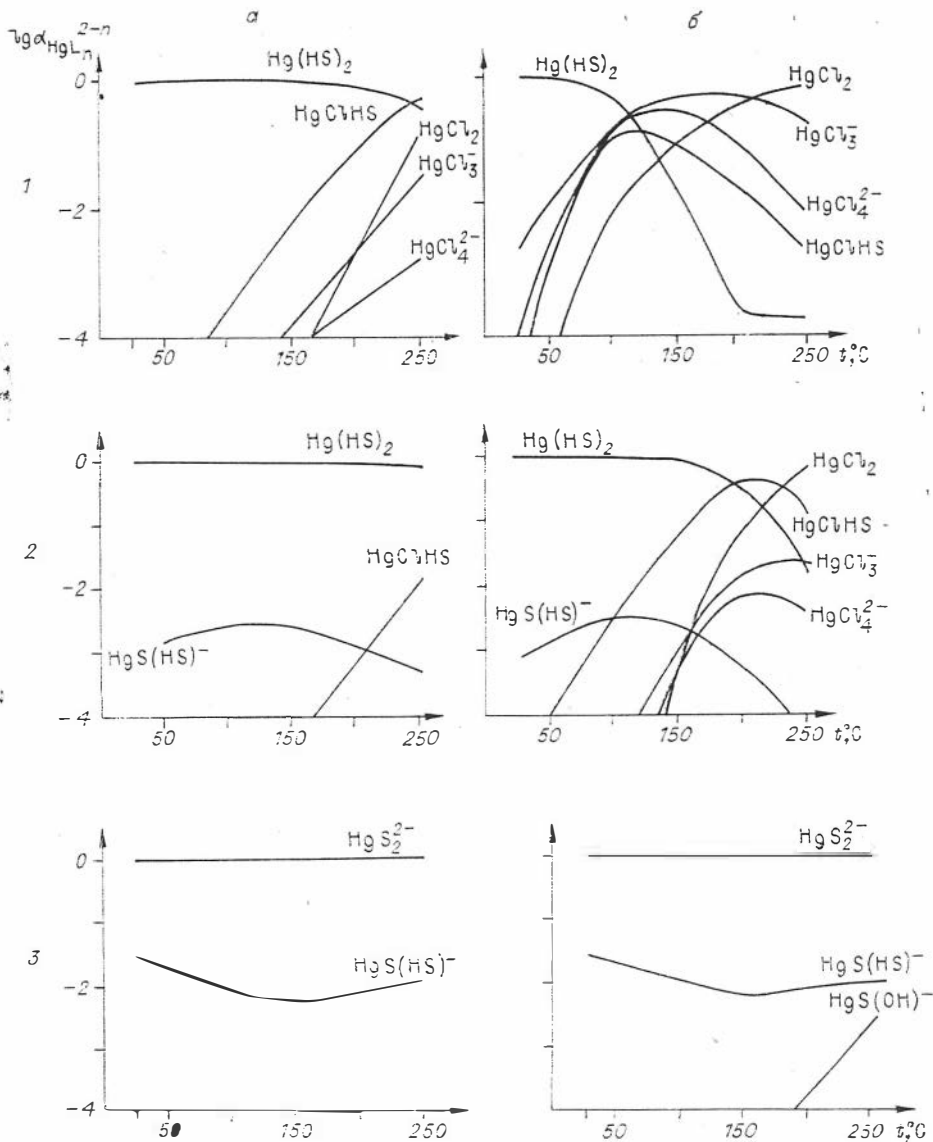


Рис. 23. Долевое распределение ртути (II) по химическим формам в сульфидно-хлоридном (1), сульфидно-хлоридно-углекислом (2), сульфидно-карбонатно-хлоридном и сульфидно-карбонатно-бикарбонатном (3) растворах в зависимости от температуры при $\text{pH} = 3$ (1, 2), $\text{pH} = 11$ (3) и $C_{\text{S}^{2-}} = 0,1$ (а) и $0,0001$ моль/л (б).

Следует отметить пять важных обстоятельств. Во-первых, мы использовали во всех случаях только концентрационные константы, являющиеся термодинамическими характеристиками равновесий и отнесенные к конкретным условиям температуры и среды, а не к бесконечно разбавленному раствору [Белеванцев, Пещевский, 1978]. Поэтому и величина pH в нашей работе представляет собою логарифм равновесной концентрации ионов водорода с обратным знаком. Во-вторых, из-за согласованности данных и пренебрежимо малого вклада $[\text{S}^{2-}]$ в материальный баланс подсистемы S^{2-} , HS^- , H_2S расчетное долевое распределение химических форм ртути (II) не зависит от уже отмечавшейся неопределенности значения второй константы диссоциации H_2S . В отдельных случаях при $\text{pH} > 10$ расчетное значение $[\text{S}^{2-}]$ становилось значимым. Тогда мы вносили в результаты соответствующие поправки, полагая $[\text{S}^{2-}] \ll [\text{HS}^-]$, их роль отражена нами на рис. 24–27. В-третьих, мы полагали, что все электро-

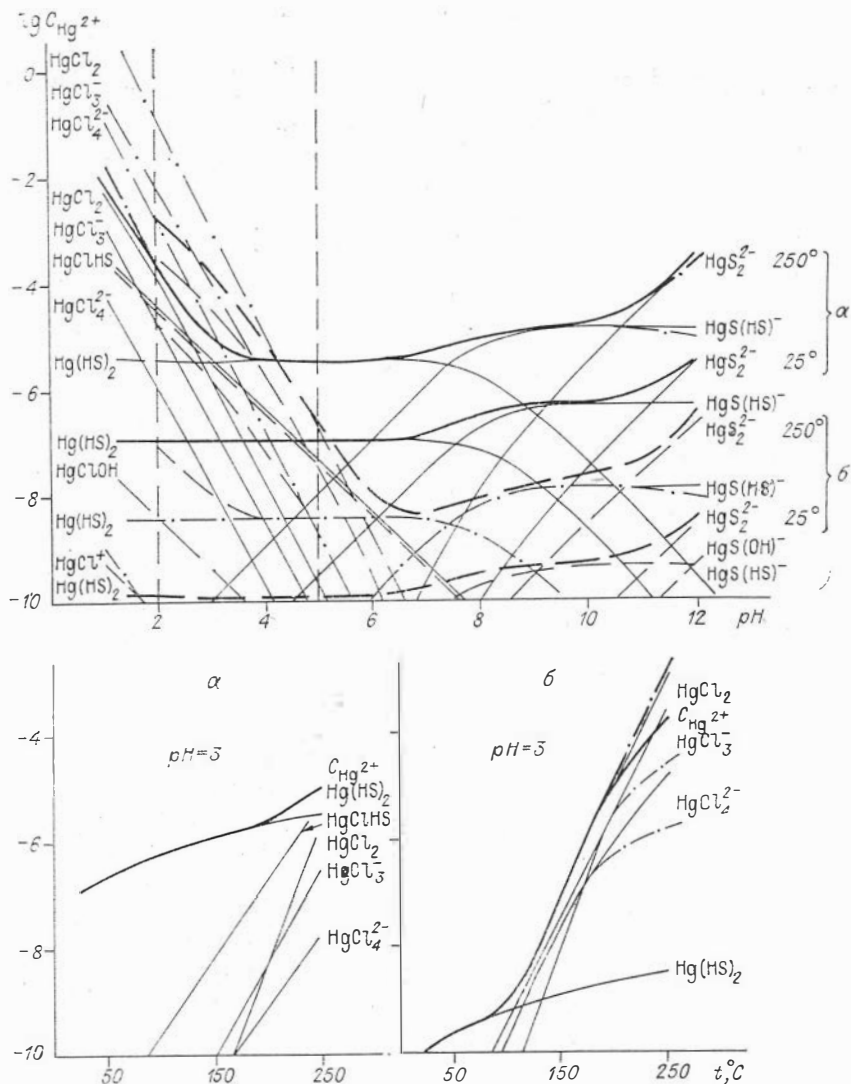


Рис. 24. Концентрация ртути (II) в сульфидно-хлоридном растворе (см. табл. 1, № 1) в зависимости от рН и температуры при $C_{S^{2-}} = 0,1$ (а) и $0,0001$ моль/л (б). На рис. 26—28 вертикальными штриховыми линиями выделена область вероятных значений рН раствора этого состава.

литы (основные компоненты) полностью диссоциированы при всех температурах. Вместе с тем есть основания ожидать возникновения их заметной ассоциации при высоких температурах [Helgeson, 1969]. Корректно учесть это обстоятельство помешало лишь отсутствие соответствующих данных для 200—250°C. Если опираться на данные Г. Хелгесона для $T \sim 300^\circ\text{C}$, ассоциация Cl^- с Na^+ в наших условиях едва ли может превысить 60% в самом благоприятном для нее случае. Данные об ассоциации Cl^- и Ca^{2+} вообще отсутствуют. В-четвертых, ошибки, приведенные в табл. 9 для сульфидных комплексов, могут влиять на расчетное долево-распределение лишь частично благодаря взаимной компенсации. В-пятых, материальный баланс не связанной в комплексы сульфидной серы (в подсистеме S^{2-} , HS^- , H_2S) неявно полагался независимым от материального баланса внутри совокупности комплексных форм ртути (II). Это справедливо при условии

$$C_S \gg C_{\text{Hg}}. \quad (16)$$

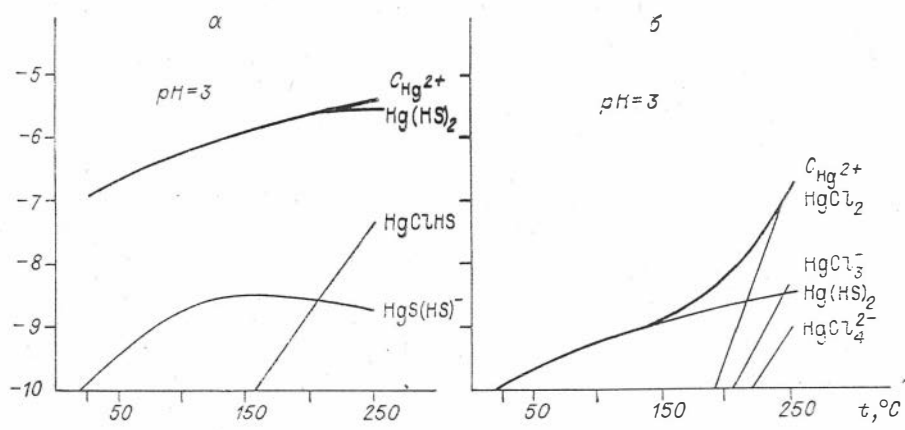
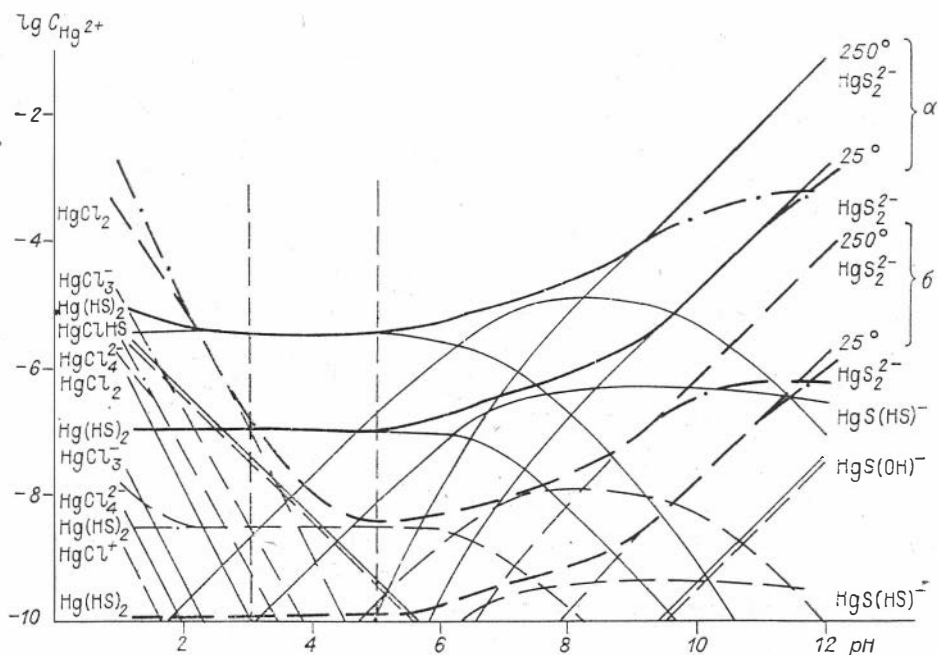


Рис. 25. Концентрация ртути (II) в сульфидно-хлоридно-углекислом растворе (см. табл. 1, № 3) в зависимости от pH и температуры при $C_{S^{2-}} = 0,1$ (а) и $0,0001$ моль/л (б).

Но результат нашего расчета имеет определенный смысл и в случае невыполнения неравенства (16). Действительно, при соизмеримости аналитических концентраций ртути (II) (C_{Hg}) и сульфидной серы (C_S) внутри конкретного равновесного раствора последнюю можно разделить на две части: аналитическую концентрацию не связанной со ртутью серы (C'_S) и аналитическую концентрацию связанной со ртутью серы (C''_S). Результат нашего расчета в таких терминах всегда будет относиться к определенной величине C'_S , независимо от информации об источнике и механизме ее формирования и о том, будет ли при этом выполняться соотношение (16), т. е. $C'_S \approx C_S$ или нет. При наличии сведений о C_{Hg} , C'_S и долевом распределении нетрудно вычислить и величину C''_S и, таким образом, C_S . Включение в поле зрения гетерогенных процессов потребует дополнительного введения представления о начальных аналитических концентрациях C_{Hg}^0 , $C'_S(0)$, $C''_S(0)$. Если отсутствуют буферные свойства системы по H^+ (например, из-за соизмеримости вариаций количеств связанных гидроксиль-

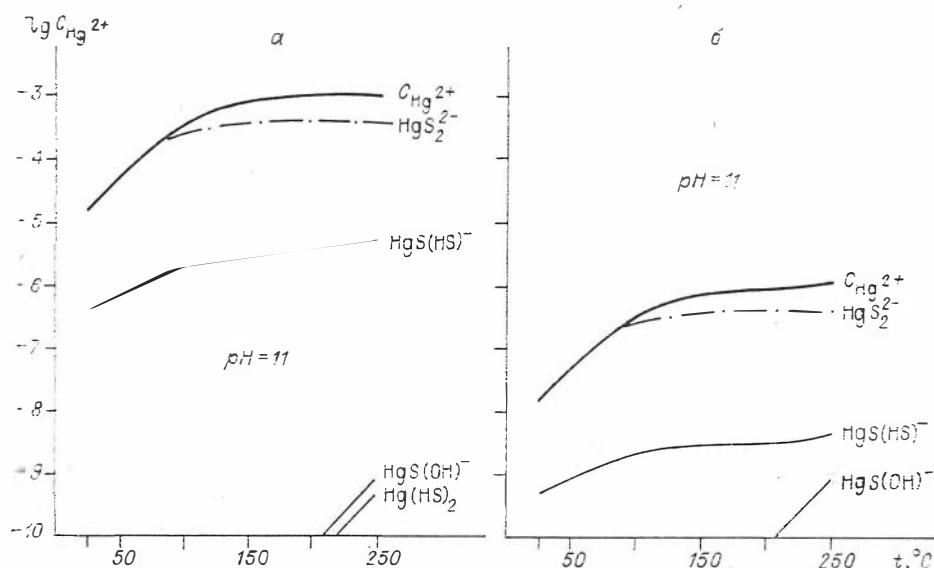
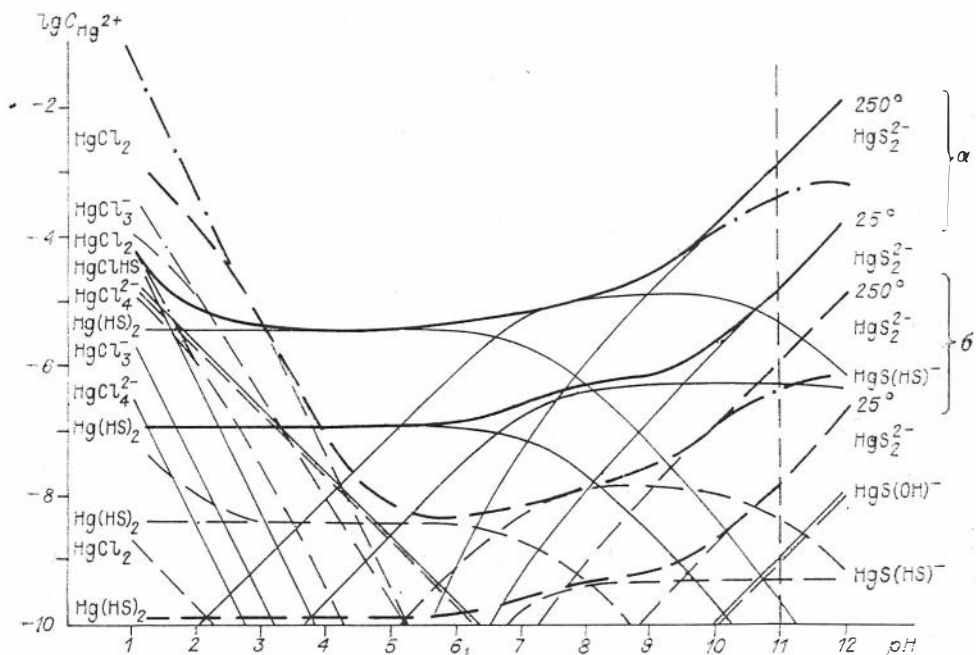


Рис. 26. Концентрация ртути (II) в сульфидно-хлоридном растворе (см. табл. 1, № 5) в зависимости от pH и температуры при $C_{S^{2-}} = 0,1$ (а) и $0,0001$ моль/л (б).

ных групп, групп HS^- и частиц S^{2-} с равновесными концентрациями сопряженных кислотно-основных форм, создающих определенное значение pH раствора), то можно применить рассуждения, аналогичные рассуждениям для S^{2-} .

ОЦЕНКА МЕТАЛЛОНОСНОСТИ ПРИРОДНЫХ ГИДРОТЕРМ ПО РТУТИ (II)

Для вычисления общей концентрации ртути (II) в растворе необходима дополнительная информация. Рассмотрим вопрос о содержаниях ртути (II) в гидротермах, находящихся или находившихся в равновесии с суль-

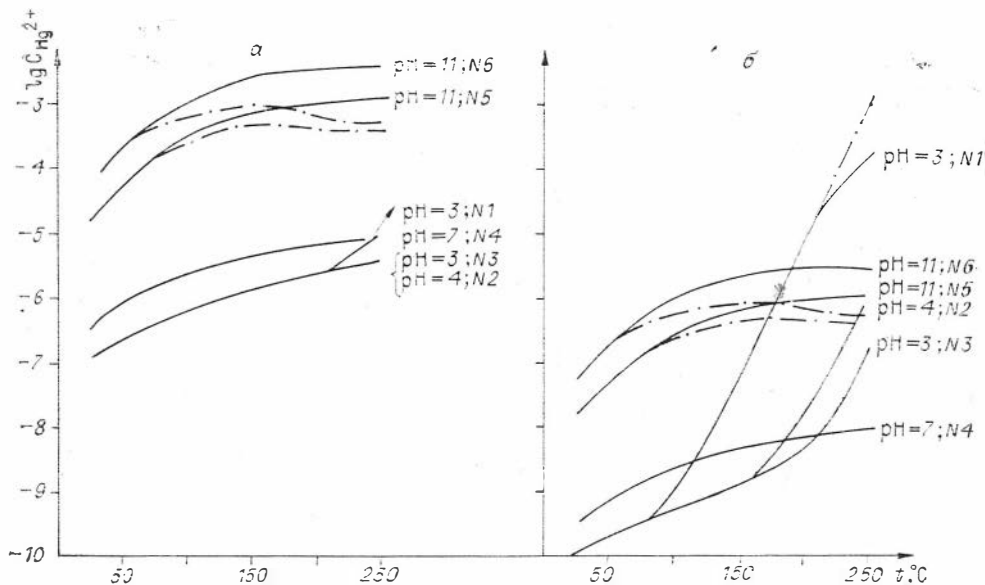


Рис. 27. Концентрации ртути (II) в растворах различного состава (см. табл. 1, № 1—6) в зависимости от температуры при $C_{S^{2-}} = 0,1$ (а) и $0,0001$ моль/л (б).

фидом ртути — киноварью ($\alpha\text{-HgS}_K$). Тогда базис гомогенных химических равновесий достаточно дополнить одним гетерогенным. Например, дополним его равновесием



Константы этого равновесия для рассматриваемых нами температур [по Шикиной и др., 1979]:

$T, ^\circ\text{C}$	25	50	100	150	200	250
pK_0	5,92	5,65	5,23	[4,91	4,66	4,45

Влиянием ионной силы на величину K_T при всех температурах мы пренебрегли. Фактически это эквивалентно предположению о приблизительном равенстве коэффициентов уравнения Сеченова [Харнед, Оуэн, 1952] для химических форм H_2S и $\text{Hg}(\text{HS})_2$. Расчет осуществляется по уравнениям

$$\text{Hg}(\text{HS})_2 = K_T \cdot \text{H}_2\text{S}; \quad (18)$$

$$C_{\text{Hg}} = \frac{\text{Hg}(\text{HS})_2}{\alpha_{\text{Hg}(\text{HS})_2}}. \quad (19)$$

Равновесная концентрация каждой из химических форм может быть получена простым умножением доли формы на C_{Hg} . Результаты вычислений представлены на рис. 24—27. В ряде случаев в кислой области итог расчета, проделанного по принятой нами схеме, показал нарушение условия (16). Для них в табл. 10 приведены величины без скобок и в скобках, а на графиках нанесены сплошные и штрихпунктирные линии. Первое относится к варианту, когда в равновесием с $\alpha\text{-HgS}_K$ растворе величины C'_S и pH равны тем, что указаны в соответствующих графах таблицы, и на осях координат, и в подписях к рисункам. При этом вопрос о начальном состоянии, из которого получено рассматриваемое, не ставится. В скобках в табл. 10 приведены величины, характеризующие состояние, которое будет достигнуто, если гидротермальный раствор со значениями pH^0 и C_S^0 , указанными в соответствующих графах таблицы, и $C_{\text{Hg}}(\text{II}) = 0$ привести в контакт с $\alpha\text{-HgS}_K$ и дожидаться равновесия. Принято было также, что в таких растворах значимых буферных свойств

«Возможная металлоносность» гидротерм по ртути (II) при $T = 250^{\circ}\text{C}$

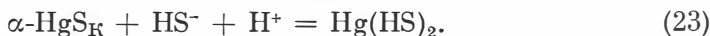
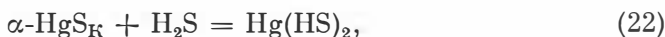
№ групп- пш	рН	Возможное содержание ртути (II), г/кг H_2O	
		$C_{\text{S}2-} = 1 \cdot 10^{-1}$	$C_{\text{S}2-} = 1 \cdot 10^{-4}$
1	2	$4,6 \cdot 10^{-2}$	35,6 ($4,5 \cdot 10^{-1}$; рН = 2,26; $\lg \frac{C'_S}{C^0_S} = 1,37$)
	3	$1,0 \cdot 10^{-3}$	0,4 ($3 \cdot 10^{-2}$; рН = 3,23; $\lg \frac{C'_S}{C^0_S} = 0,48$)
2	3	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$4,6 \cdot 10^{-2}$ ($6 \cdot 10^{-3}$; рН = 3,04; $\lg \frac{C'_S}{C^0_S} = 0,12$)
	4	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$
3	3	$7,0 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-5}$
	4	$7,0 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-6}$
4	7	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-6}$
5	11	$2,4 \cdot 10^{-1}$	$2,4 \cdot 10^{-4}$
	12	2,4	$2,4 \cdot 10^{-3}$
6	10	$7,5 \cdot 10^{-2}$	$7,5 \cdot 10^{-5}$
	11	$7,5 \cdot 10^{-1}$	$7,5 \cdot 10^{-4}$

по H^+ не проявляется. Штрихпунктирные линии на графиках отражают то же самое.

В табл. 10 приведены величины «возможной металлоносности» проанализированных гидротерм по ртути (II) при 250°C . Нестандартный термин «возможная металлоносность» вместо термодинамического понятия «растворимость $\alpha\text{-HgS}_{\text{K}}$ » подчеркивает то обстоятельство, что рассчитанная нами растворимость фактически, если отвлечься от просчетов, связанных с неполнотой списка значимых в материальном балансе системы химических форм или с другими причинами, является оценкой верхней границы возможного содержания ртути (II) в соответствующем растворе, так как в принципе возможные пересыщения обычно невелики. С учетом последнего верхняя граница может оказаться несколько выше. Например, нетрудно оценить это увеличение для условий равновесия с $\alpha\text{-HgS}_{\text{K}}$: при 25°C оно составляет $\sim 0,18$ лог. ед. и падает до 0,05 лог. ед. к 200°C . Явления пересыщения действительно наблюдаются в природных процессах, о чем свидетельствует наличие метациннабарита и метаколлоидных форм сульфида ртути в рудах. Эта же величина может рассматриваться как оценка нижней границы остающегося в растворе количества ртути (II) в процессе отложения $\alpha\text{-HgS}_{\text{K}}$ из богатого ртутью (II) гидротермального раствора после смещения его характеристик от обеспечивающих большую металлоносность к заданным. В связи с этим наряду с термином «металлоносность» по конкретному металлу в определенной степени окисления (или в сумме) следует ввести термин «продуктивность гидротерм», сопоставляя ее количественную меру с конкретным изменением характеристик растворов.

В этом аспекте некорректными являются отрицания возможной важной роли в минералообразовании растворов, в которых растворимость $\alpha\text{-HgS}_{\text{K}}$ чрезвычайно высока, так как при этом упускаются из поля зрения возможные влияния изменений характеристик таких гидротерм в процессе эволюции. Наоборот, наиболее продуктивны и перспективны в минералообразовании те растворы, которые при определенных условиях могут удерживать большие количества ртути, а при возможных сменах условий максимально полно отдавать ртуть месторождению. Расчеты позволили оценить относительную роль различных химических форм в переносе ртути (II) гидротермальными растворами, отличающимися по составу и

свойствам, а также возможную «металлоносность» этих растворов. Сульфидно-хлоридные и сульфидно-хлоридно-углекислые растворы (см. табл. 1, группы 1—3) отличаются низкими значениями рН (2—5) и высокими содержаниями хлорид-ионов. Это обуславливает существенное значение хлоридных комплексов в переносе ртути (II) этими растворами при высоких температурах, в особенности при низких концентрациях в них сульфидной серы. С повышением ее концентрации заметно возрастает роль смешанного хлоридно-гидросульфидного и однородного дигидросульфидного комплексов (см. рис. 24, 25). Возможные влияния на верхнюю границу содержания ртути (II) в этих растворах качественно определяются следующими гетерогенными равновесиями:



Такие равновесия в дальнейшем мы условно будем именовать основными, подчеркивая то, что они записаны с участием компонентов, определяющих материальный баланс рассматриваемой системы при данных условиях. Именно для этих растворов наиболее отчетливо выражена зависимость возможной металлоносности по ртути (II) от изменения рН и особенно от температуры (см. рис. 27, 28), снижение которой до 25°C приводит практически к полному осаждению сульфида ртути. Способность переноса ртути (II) такими растворами достаточно высока. При оптимальных условиях, принятых нами в расчетах, ее содержание может достигать 35,6 г/кг H₂O (см. табл. 10).

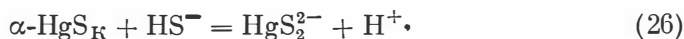
Менее емкими оказываются сульфидно-хлоридно-углекислые растворы (см. табл. 1,3), растворимость $\alpha\text{-HgS}_{\text{K}}$ в которых характеризуется значениями $8 \cdot 10^{-4} - 2,3 \cdot 10^{-6}$ г/кг H₂O в связи с падением в них общей концентрации хлорид-ионов (см. рис. 28).

Сульфидно-хлоридно-карбонатные (бикарбонатные) растворы (см. табл. 1, группы 4,5) — нейтральные или щелочные (рН = 7—11), и перенос ртути ими осуществляется в виде сульфидного и отчасти гидросульфидного комплексов (см. рис. 26). Величина возможной металлоносности по ртути (II) этих растворов прямо связана лишь с концентрацией сульфидной серы и в меньшей мере зависит от изменения температуры и рН, хотя влияние этих параметров также ощутимо (см. рис. 27, 28). Концентрация ртути (II) в растворах данного состава определяется следующими основными гетерогенными равновесиями:



Потенциальная металлоносность таких растворов может оказаться значительной при росте концентрации сульфидной серы и рН (см. табл. 10).

Щелочные сульфидно-карбонатно-бикарбонатные растворы также характеризуются высокой металлоносностью (см. табл. 10, рис. 26). Основным гетерогенным равновесием для них является



Растворимость $\alpha\text{-HgS}_{\text{K}}$ в них, в рамках принятых нами условий, может достигать 2,8 г/кг H₂O, а с возрастанием концентрации сульфидной серы и еще больших величин.

Как показывает анализ условий комплексообразования, к числу переменных, существенно влияющих на баланс растворения (или осаждения) сульфида в подсистеме химических форм ртути (II), относятся температура, рН, концентрация сульфидной серы (C'_S, C_S^0, C_S), а в хлоридных растворах и величина рCl. Как уже отмечалось, изменение этих параметров в природных процессах функционально связано со многими фак-

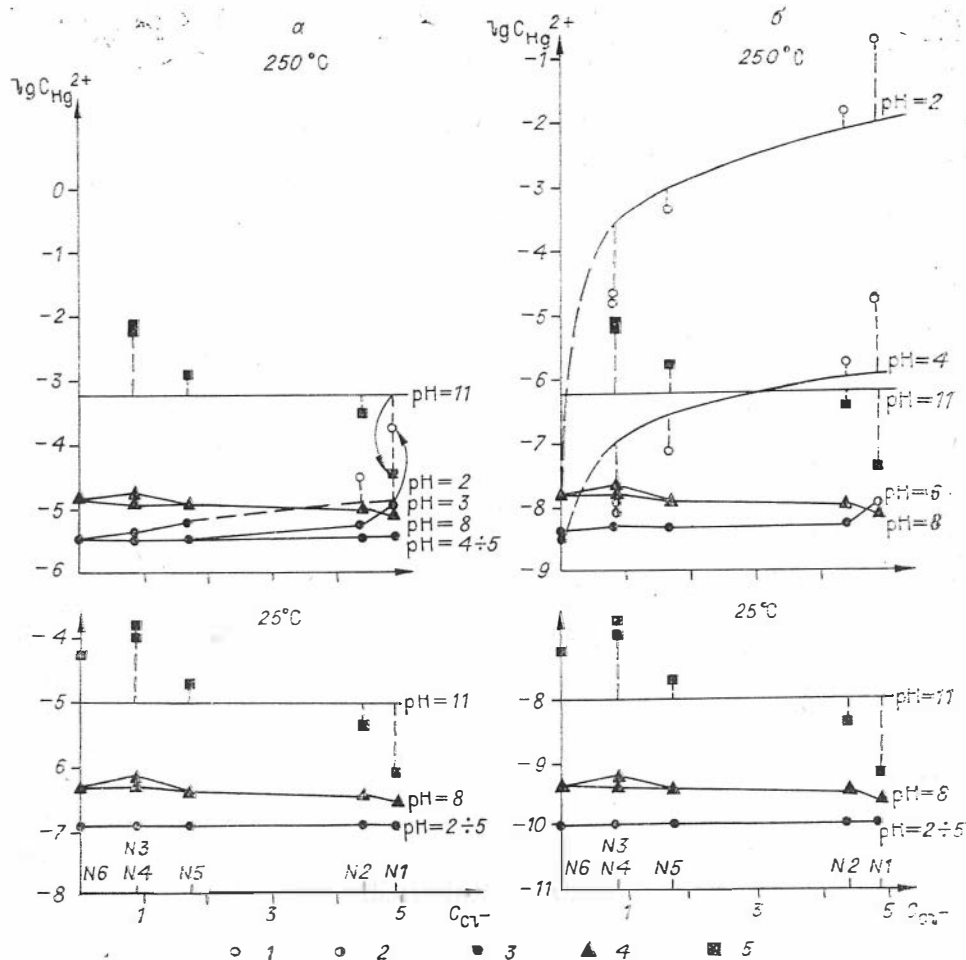


Рис. 28. Зависимость содержания ртути (II) от концентрации хлора и ионной силы растворов при $C_{S^{2-}} = 0,1$ (а) и $0,0001$ моль/л (б), температурах $25, 250^\circ\text{C}$ и различных значениях pH. Преобладает форма: 1 — HgCl_2 ; 2 — HgClHS ; 3 — $\text{Hg}(\text{HS}_2)$; 4 — $\text{HgS}(\text{HS})^-$; 5 — HgS_2^{2-} .

торами. Непосредственное рассмотрение изменения этих факторов с привязкой к реальным явлениям, т. е. к конкретной эволюции гидротерм, представляет предмет самостоятельного исследования. Однако уже теперь можно сделать некоторые обобщения, которые наиболее полно иллюстрирует рис. 28.

1. При высоких температурах в кислых сульфидно-хлоридных растворах (см. табл. 1, группы 1—3) основная роль принадлежит хлоридным и отчасти хлоридно-гидросульфидному комплексам. Повышение общей концентрации сульфидной серы в таких растворах снижает их растворяющую способность. Влияние изменения pH и температуры на содержание ртути (II) не зависит от общего уровня S^{2-} (вплоть до $C'_S = 0,1$); рост pH и понижение температуры всегда снижают растворяющую способность этих растворов, которые обладают невысокой буферностью относительно H^+ , но противоположное действие концентраций H_2S и H^+ (20) «смягчает» уровень влияния изменений на содержание ртути (II).

2. При низких температурах даже в достаточно кислых сульфидно-хлоридных растворах с низкой концентрацией сульфидной серы (10^{-4} моль/кг H_2O) доминирует гидросульфидный комплекс. Для условий (22), (23) повышение общего содержания сульфидной серы повышает растворяющую способность раствора. Рефлекс от изменений pH в достаточно

широком интервале значений в этом случае отсутствует (см. равновесие (22) и рис. 28).

3. Имеется интервал температур ($\geq 150^\circ\text{C} \geq$), при которых в кислых сульфидно-хлоридных растворах (см. табл. 1, группы 1—3) действие изменений концентраций C'_S становится качественно противоположным для различных ее уровней. Некоторые общие выводы работы И. Л. Ходаковского и др. [1977] применимы только для таких ограниченных условий.

4. Вблизи нейтральной области в сульфидно-хлоридно-бикарбонатных растворах (см. табл. 1, группа 4) при всех охваченных анализом температурах значимыми (в разных пропорциях) являются комплексы $\text{Hg}(\text{HS})_2$, $\text{HgS}(\text{HS})^-$, HgS_2^{2-} . Практически концентрация хлорид-ионов не оказывает никакого влияния на содержание ртути (II). Мало влияют на металлоносность этих растворов температура и pH. К тому же по отношению к H^+ эти растворы имеют более высокую буферную емкость. Рост сульфидной серы в растворах существенно повышает их растворяющую способность (см. рис. 28).

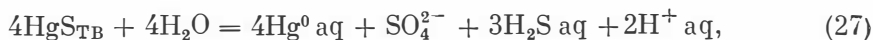
5. В щелочной области в сульфидно-хлоридно-карбонатных и сульфидно-карбонатно-бикарбонатных растворах (см. табл. 1, группы 5, 6) основной формой становится HgS_2^{2-} . Сульфидная сера при всех температурах и уровнях C'_S повышает растворяющую способность растворов. Однако в щелочных растворах (в отличие от сульфидно-хлоридных и сульфидно-углекислых растворов) становится заметным действие температуры и особенно существенным — pH. Буферность по H^+ у сульфидно-карбонатно-бикарбонатных растворов очень высока и заметно ниже у сульфидно-хлоридно-карбонатных растворов.

6. За исключением ряда кислых сульфидно-хлоридных растворов при высоких температурах расчет нигде не показал соизмеримости концентраций S^{2-} и Hg (II), т. е., как правило, имело место неравенство (16). Этот факт и другие соображения опровергают имеющееся мнение о том, что наиболее существенную роль в рудообразовании играют растворы со стехиометрическим соотношением ртути и сульфидной серы [Ходаковский и др., 1977]. Наш анализ подтвердил, что такое соотношение нецелесообразно рассматривать как независимый фактор. С другой стороны, естественно, что при доминировании хлоридных комплексов при реализации неравенства $C_{\text{Hg}} \geq C_{\text{S}^{2-}}$ (что в принципе возможно) относительно существенное осаждение $\alpha\text{-HgS}_K$ становится возможным только при дополнительном поступлении в раствор S^{2-} .

7. Заметным (достигает порядка и более) и качественно противоположным является действие ионной силы для кислых хлоридных (при высоких температурах) и щелочных карбонатных и карбонатно-бикарбонатных (при всех температурах) растворов. Для умеренно кислых растворов этот фактор практически не значим (см. рис. 28).

В заключение еще раз отметим: мы сознательно ограничились рассмотрением лишь совокупности химических форм ртути (II). Более полный анализ с учетом форм ртути (II) и ртути (I) возможен, но нет информации о термодинамических характеристиках комплексов ртути (I) и об окислительно-восстановительной обстановке, реализующей переходы Hg^0/Hg (II), Hg^0/Hg (I) в гидротермальных растворах, или о содержании тех компонентов, которые ее создают.

Использование термодинамических характеристик процессов типа



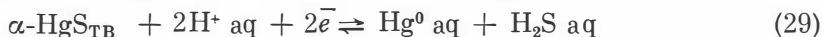
предлагаемое М. Я. Поповой, И. Л. Ходаковским и др., мало информативно, так как возможность установления таких равновесий в процессе эволюции гидротермальных растворов весьма проблематична.

Не существен по сравнению с рассматриваемыми химическими формами ртути (II) вклад химических форм ртути (0) и ртути (I) в проанализированных гидротермах, находящихся или находившихся в равновесии

с $\alpha\text{-HgS}_K$. В качестве аргумента приведем, например, тот факт, что равновесие



имеет значение $pK \simeq 14,2$ при 25°C . Если отщепление одного моля элементарной серы от какого-либо минерала (I) приводит к образованию обедненного серой минерала (II) и $\Delta\bar{G}^0$ такого процесса не превышает $+10$ ккал/моль, то в растворе, находящемся в равновесии с этой парой минералов, при стандартных условиях не может быть более чем 10^{-7} моль/л элементарной формы $\text{Hg}^0 \text{aq}$. В противном случае выпадает $\alpha\text{-HgS}_{\text{ТВ}}$. Таким образом, характеристики равновесия (28) указывают на то, что гидротермы, содержащие высокие концентрации $\text{Hg}^0 \text{aq}$, при вступлении в контакт с элементарной серой или породами, легко ее отдающими, должны терять ртуть с образованием $\alpha\text{-HgS}_{\text{ТВ}}$. Ориентиром возможной роли $\text{Hg}^0 \text{aq}$ в материальном балансе ртути в растворе, содержащем подсистему (Ox—Red пара, $\text{Hg}^+ \text{aq}$, $\text{Hg}^0 \text{aq}$, $\text{H}_2\text{S aq}$), находящуюся в равновесии с $\alpha\text{-HgS}_{\text{ТВ}}$, может служить стандартный потенциал полуреакции



$E^0 (150^\circ\text{C}) \simeq -0,28$ ($\Delta G^\circ \simeq +13$ ккал/моль). Так, при $pH = 3$, $[\text{H}_2\text{S}] = 0,1$ моль/л, $t = 150^\circ\text{C}$ концентрация $\text{Hg}^0 \text{aq}$ будет менее 10^{-6} моль/л, если потенциал полуреакции, определяющей окислительно-восстановительную обстановку для процесса (29), будет более $-0,24$ В, $\Delta G^0 \simeq +11$ ккал/моль при записи полуреакции с двумя электронами. Как обычно, потенциалы, ΔG^0 и ΔG полуреакций приведены здесь по отношению к водородному нулю отсчета.

Конечно, представляет интерес информация о возможной металлоносности гидротерм, определяемой по условиям равновесия с элементарной жидкой или паробразной ртутью. Определенная информация на этот счет имеется в работе В. И. Сорокина и др. [1978]. Но данных явно недостаточно для корректного рассмотрения вопроса в целом, т. е. вопроса о соотношении между тремя подсистемами химических форм ртути в растворе $\text{Hg}^0 \text{aq}$ (а), Hg (I) (б), Hg (II) (в). Трудность состоит еще в том, что при многих окислительно-восстановительных превращениях вряд ли реализуются состояния «истинного» термодинамического равновесия во всех возможных процессах.

ХИМИЧЕСКИЕ ФОРМЫ ПЕРЕНОСА ВОЛЬФРАМА И ДРУГИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРИРОДНЫХ ГИДРОТЕРМАХ

Совершенно очевидно, что исключительно важное значение для познания процессов рудообразования на ртутных и ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождениях имело бы рассмотрение химических форм, условий миграции и причин отложения хотя бы таких важных сопутствующих элементов, как сурьма, мышьяк и вольфрам. Однако отсутствие многих термодинамических характеристик простых и тем более комплексных соединений этих элементов не позволяет в настоящее время выполнить такое исследование в полном объеме для каждого из этих элементов и тем более корректно рассмотреть условия их совместной миграции в природных гидротермах различного состава и концентрации при повышенных температурах. Имеющиеся термодинамические характеристики позволяют сделать лишь некоторые предварительные оценки и определить вероятные тенденции развития процессов комплексообразования. В самой общей форме этот вопрос рассмотрен в работе Г. Л. Барнса и Г. К. Чаманского [1970], отметивших существенную роль в геологических процессах сульфидных и гидросульфидных комплексов сурьмы и мышьяка, обеспечивающих достаточно высокую растворимость этих элементов в щелочных растворах, обогащенных сероводородом.

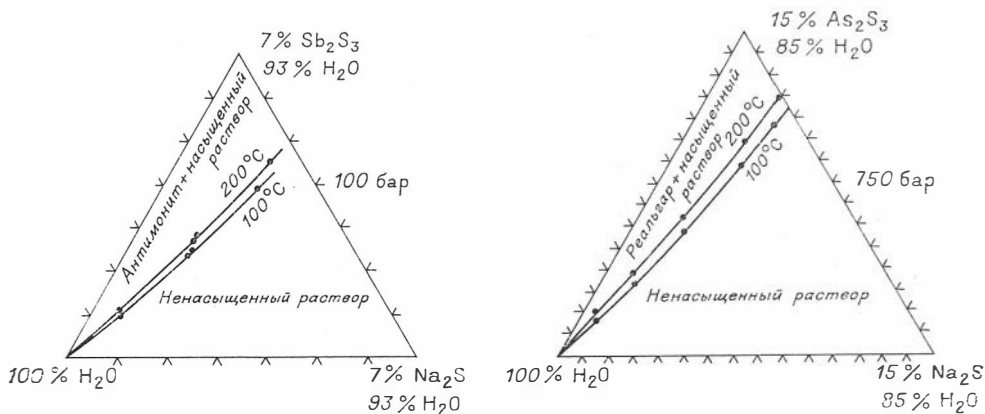


Рис. 29. Зависимость растворимости сурьмы и мышьяка от температуры и концентрации сернистого натрия в растворе [по Tunell, 1964; Weissberg e. a., 1966].

Исследования растворимости антимонита в системе $\text{Sb}_2\text{S}_3\text{—Na}_2\text{S—H}_2\text{O}$ при температурах 25—250°C и давлениях 1—1500·10⁵ Па и аурипигмента в системе $\text{As}_2\text{S}_3\text{—Na}_2\text{S—H}_2\text{O}$ в интервале температур 50—200°C и давлениях 100—1500·10⁵ Па были выполнены Д. Нортоном, Б. Вайсбергом и др. [Tunell, 1964; Weissberg e. a., 1964, 1966]. Данные этих экспериментов отражены на диаграммах (рис. 29) в виде изотермических кривых равновесия. Как показали эксперименты, антимонит и аурипигмент обладают высокой растворимостью в щелочных сульфидных растворах. Растворимость антимонита в растворе Na_2S с концентрацией 1,24 мас. % при 50°C и 10⁵ Па равняется 2,22 мас. %, она увеличивается с ростом концентрации Na_2S и температуры, но понижается с увеличением давления. Растворимость аурипигмента еще выше; так, при 50°C, давлении 750·10⁵ Па и концентрации Na_2S 1,63 мас. % она равна 4,91 мас. %, а при температуре 200°C — 5,62 мас. %, т. е. возрастает с повышением температуры. Как и в случае с антимонитом, растворимость аурипигмента понижается при увеличении давления. Подобно киновари аурипигмент имеет минимум растворимости при температурах около 75°C в растворах с концентрацией Na_2S , не превышающей 1,24 мас. %. Таким образом, экспериментальные исследования показали, что сульфидные комплексы Sb и As могут иметь существенное значение для переноса и отложения минералов этих элементов в щелочных гидротермальных растворах.

Как показано выше, сурьма и мышьяк в щелочных сульфидных растворах образуют бисульфидные и сульфидные комплексы. Г. Л. Барнс и Г. К. Чаманский [1970] отмечают, что поскольку они имеют близкую стехиометрию, величины констант равновесия реакций комплексообразования ($K_{\text{HSb}_2\text{S}_4^-} = 10^{-2,33}$; $K_{\text{SbS}_2^-} = 10^{+0,90}$ и $K_{\text{HAsS}_2} = 10^{-10,6}$; $K_{\text{AsS}_2^-} = 10^{+2,0}$) дают возможность предполагать, что ни один из этих сульфидов не будет растворим в слабокислых растворах, обогащенных H_2S в количествах, представляющих интерес для геологических интерпретаций. Растворимость их резко возрастает с увеличением pH растворов. Этот вывод подтверждается экспериментами по растворимости антимонита в сульфидных растворах, выполненных Р. Акеретом [Akeret, 1953], и расчетными данными Н. Н. Колпаковой [1971], показанными на рис. 30. Эти величины растворимости для различных значений pH равнялись 0,048 г/л для pH = 6,2 и 0,22 г/л для pH = 10. В последнее время важная геохимическая роль сульфидных комплексов сурьмы и мышьяка в гидротермальном рудообразовании была показана в работах Э. Н. Сергеевой и др. [1971], Г. Д. Мироновой и А. В. Зотова [1980], Н. Н. Колпаковой [1982] и др.

Помимо сульфидных и гидросульфидных комплексов сурьмы и мышьяка, характерных для щелочных сульфидных растворов, существенная

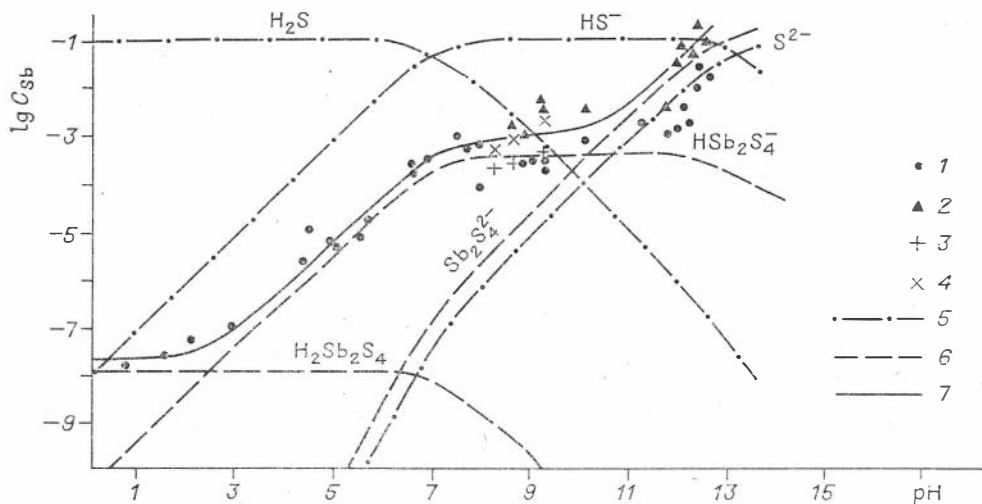


Рис. 30. Зависимость растворимости сурьмы от pH [по Колпаковой, 1971].

Данные по растворимости сурьмы в экспериментах: 1 — [Akeret, 1953]; 3 — [А. К. Бабко, Г. С. Лисецкая, 1956]; 2, 4 — эти же данные, пересчитанные в соответствии с $\Sigma S = 0,1$ М; 5 — кривые логарифмов концентраций H_2S , HS^- и S^{2-} ; 6 — кривые логарифмов концентраций сульфидных комплексов сурьмы; 7 — кривая растворимости сульфида в растворах $\Sigma S = 0,1$ М.

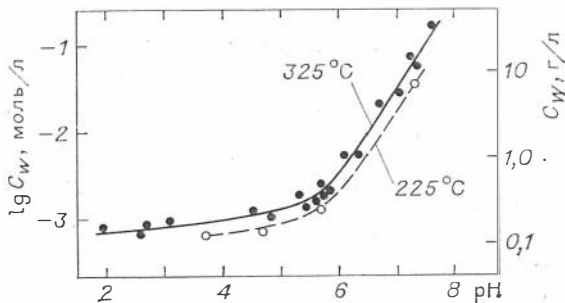
роль в переносе сурьмы и мышьяка в бессероводородных растворах может принадлежать гидроксо- и гидроксогалогенидным комплексам [Попова и др., 1975; Карпов, Павлов, 1975]. В частности, одна из причин локального обособления антимонита и широкого рассеяния сульфидов мышьяка (реальгара и аурипигмента) в некоторых рудных полях может быть связана с образованием гидроксокомплексов $As(OH)_3$, константа образования которых при $100^\circ C$ на восемь порядков выше константы образования соответствующего комплекса сурьмы, в то время как константы образования гидросульфидных комплексов $HSb_2S_4^-$ и $HAs_2S_4^-$ при $100^\circ C$ довольно близки по величине [Колпакова, 1982].

Как следует из расчетов и экспериментов В. И. Сорокина [Сорокин, Груздев, 1975], мышьяк и сурьма могут эффективно переноситься водным флюидом при $P_{H_2O} = 5 \cdot 10^7$ Па и температуре $500^\circ C$ в количествах 0,8 и $0,7 \cdot 10^{-4}$ г/кг H_2O соответственно, что особенно важно для объяснения условий миграции этих элементов в ювенильных водных флюидах в надкритических условиях. В экспериментах установлена и высокая растворимость сульфида сурьмы — антимонита — в воде при температуре $500^\circ C$ и давлении 10^5 Па [Овчинников и др., 1981], что также может иметь определенные геологические следствия, поскольку совместное нахождение в растворе сульфида ртути и сурьмы на порядок понижает растворимость киновари [Leaigned, 1966; Иванов и др., 1981].

О химических формах вольфрама в гидротермальных рудообразующих растворах имеется достаточно большое количество данных, обобщенных в виде специальных работ [Gundlach, Thormann, 1960; Барабанов, 1961; Коренбаум, 1970; Krauskopf, 1964; Г. Ф. Иванова, 1972; Колонин, Птицын, 1974; Колонин, 1978; Брызгалин, 1976; и др.].

К числу наиболее ранних представлений о химических формах переноса вольфрама относится гипотеза о существенной роли в гидротермальном процессе сложных гетерополисоединений [Мясников, 1941]. Именно эта гипотеза была использована К. И. Чичинадзе [1945] и М. С. Сахаровой [1959] для объяснения генезиса ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений Горной Рачи и Сванетии, а П. Ф. Керром [Kerr, 1946] — третичных ферберитовых месторождений западных штатов США. Однако О. В. Брызгалин [1976], детально рассмотревший поведение вольфрама в гидротермальном процессе, считает, что роль гетерополисоединений ограничена: общей достаточно низкой концентрацией вольфрама в рудонос-

Рис. 31. Растворимость H_2WO_4 в 0,5 М водном растворе NaCl в зависимости от pH при температуре 225 и 325°C [по Брызгалину, 1976].



ных растворах ($n \cdot 10^{-5}$ моль/л), при которой реакции полимеризации (по крайней мере, изополимеризации) в рамках обычных температур

не происходит; возрастанием деполимеризации с повышением температуры. Этот вывод представляется важным, поскольку автору необходимо рассмотреть не только возможность переноса, но и мобилизации, т. е. растворения и переотложения вольфрама из его каких-то первичных концентраций в комплексные руды низкотемпературными гидротермальными растворами охарактеризованного выше состава: т. е. хлоридно-сульфидными, хлоридно-сульфидно-углекислыми, карбонатно-сульфидными. Как показано В. Ф. Барабановым, Г. Ф. Ивановой, О. В. Брызгалиным и др., простые и оксигалоидные соединения вольфрама из-за своей высокой гидролизуетности не могут иметь серьезного значения в гидротермальном процессе, тем более при низких температурах. В щелочных и нейтральных водно-солевых растворах ($H_2O-NaCl-KCl$) различной концентрации наиболее вероятной формой нахождения вольфрама является WO_4^{2-} , а роль HWO_4^- или H_2WO_4 может становиться значительной лишь при высоких (более 300°C) температурах и относительно низких давлениях. Как отмечает О. В. Брызгалин, «...для вольфрама вообще не существует проблемы гидротермального переноса его в том смысле, как эта проблема стоит в отношении рудных элементов, образующих сульфидные минералы» [Брызгалин, 1976, с. 20]. Установлено, что при относительно низких концентрациях NaCl (до 0,5 М) растворимость H_2WO_4 возрастает с ростом концентрации соли. При равных концентрациях NaCl концентрация растворенного вольфрама возрастает с повышением температуры. Растворимость H_2WO_4 в 0,5 М растворе NaCl в зависимости от pH и температуры показана на рис. 31. Отметим, что в нейтральной и щелочной области эта кривая симметрична кривой растворимости Hg (II) (см. рис. 25, 26), что, по-видимому, и предопределяет отложение ферберита и киновари в одном минеральном парагенезисе в рудах ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений в силу одинакового изменения их свойств в зоне минералообразования.

Как отмечает Г. Р. Колонин [1978], щелочные растворы, содержащие сульфидную серу, будут растворять вольфрамит и шеелит с образованием оксотиокомплексов $WO_2S_2^{2-}$, WOS_3^{2-} и тиокомплекса WS_4^{2-} ($T = 100^\circ C$), дальнейшее повышение температуры до 150°C приводит к диспропорционированию указанных комплексов на вольфрамат-ион и сульфидную серу. Дальнейшее повышение концентрации сульфидной серы до $n \cdot 10^{-1}$ моль/л приведет к преобладанию тиокомплексов и отложению сульфида вольфрама — тунгстенита, который является иногда главным рудным минералом вольфрама, как это имеет место на комплексном ртутно-мышьяково-вольфрамовом месторождении Тамватней в Корякском нагорье. Отложение в рудах вольфрамита (ферберита), шеелита или тунгстенита прежде всего зависит от состава рудообразующих растворов, активности растворенных в них соединений вольфрама, железа, кальция, сульфидной серы и обусловлено изменением температуры, кислотности-щелочности и окислительно-восстановительных свойств гидротерм в ходе минералообразования. Физико-химические условия отложения минералов вольфрама детально рассмотрены в работах Г. Ф. Ивановой [1972], О. В. Брызгалина [1976] и Г. Р. Колониной [1978], в связи с чем нет необходимости останавливаться на этом вопросе дополнительно.

СООТНОШЕНИЕ ПРОЦЕССОВ ОКОЛОРУДНОГО МЕТАСОМАТОЗА И РУДООТЛОЖЕНИЯ

Взаимодействие гидротермальных растворов с вмещающими породами является одним из интенсивных факторов рудообразования, а характер околорудных изменений вмещающих пород, в особенности их зональность, позволяет установить эволюцию свойств растворов, выявить тенденции изменений, вызвавших рудоотложение.

Большинство исследователей развивают формационный подход к изучению околорудных метасоматитов. Теоретические основы этого направления сформулированы в работах Д. С. Коржинского [1953 и др.], Н. И. Наковника [1954, 1964 и др.], В. А. Жарикова [1959, 1966 и др.]. В качестве основных соподчиненных элементов формационной систематики околорудных метасоматитов используются: метасоматическая фация → метасоматическая формация → группа (ряд) сопряженных метасоматических формаций [В. А. Жариков, Омеляненко, 1965, 1978]. Каждая фация характеризуется конкретной метасоматической колонкой, формация — совокупностью всех входящих в нее фаций, а ряд метасоматических формаций — группой сопряженных формаций, последовательно образующихся в течение единого петрогенетического процесса. Формационная классификация низкотемпературных околорудных метасоматитов полнее разработана для фаций гидротермально измененных пород, развивающихся по алюмосиликатным породам — гранитам, диоритам, габбро и близким к ним по химическому составу эффузивным, осадочным и метаморфическим породам. Именно эти фации выбраны типовыми для выделения некоторых метасоматических формаций (гумбеиты, березиты, гидротермальные аргиллизиты и др.). Формационная принадлежность фаций метасоматитов, образованных по карбонатным (известняки, доломиты, мергели) или магнезиально-силикатным (гипербазиты) породам, не всегда определяется однозначно, и часто их отнесение к той или иной формации проводилось условно. Тем не менее последовательное применение принципов формационного анализа в изучении ртутных, сурьмяных и ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений позволило выявить различия как в геологических, так и в физико-химических условиях их образования, нашедших свое отражение и в характере околорудных метасоматитов [Шербань, 1975; Борисенко, Оболенский, 1976, 1977, 1978; Бергер, 1978; Оболенский, Борисенко, 1978; Борисенко, 1974, 1977а, б, 1981 и др.; Дистанов и др., 1977; Геология и генезис..., 1978]. На рассматриваемых месторождениях установлены по меньшей мере шесть типов гидротермально измененных пород, относящихся к различным метасоматическим формациям: сольфатарных и гидротермальных аргиллизитов, вторичных кварцитов, пропилитов, кварц-турмалиновых метасоматитов и березитов (табл. 11). На низкотемпературных гидротермальных (эпитермальных) месторождениях ртутной рудной формации широко распространены из околорудных метасоматитов аргиллизированные породы, к более редким относятся пропилиты, вторичные кварциты, кварц-турмалиновые метасоматиты и березиты. На вулканогенно-гидротермальных месторождениях опалитовой ртутной формации преимущественно развиты гидротермальные и сольфатарные аргиллизиты.

Метасоматиты формации березитов лишь в последнее время были установлены на некоторых ртутно-сурьмяных месторождениях в Восточном Забайкалье (Майское, Булыктинское). На этих месторождениях березиты имеют довольно простой и постоянный минеральный состав (кварц, серицит, анкерит, пирит) и сходное строение метасоматических колонок. Внешние их зоны сложены альбитом, хлоритом, эпидотом и карбонатом, промежуточные — альбитом, серицитом, кварцем и анкеритом, а внутренние — кварцем, серицитом, анкеритом и пиритом. Иногда в составе этих метасоматитов отмечаются пирофиллит, парагонит, турмалин и смешанно-слоистые минералы [Бергер, 1978]. Березиты образуют околожильный ореол изменения вмещающих пород вокруг кварц-антимонито-

Фашии и формации околорудных метасоматитов на ртутных, сурьмяных и ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождениях [по Борисенко, 1981]

Рудная формация	Метасоматическая формация	Метасоматическая фация	Примеры типовых месторождений
Ртутная	Аргиллизиты	Каолинистая Гидрослюдистая	Нпкитовка, Терлигхая (3-й уч.) Чаганузунское, Терлигхая (2-й уч.) Узунсапское, Карабедькское Чалайлыгское
	Пропилиты	Хлорит-карбонатная	
	Вторичные кварциты	Пирофиллитовая	
	Кварц-турмалиновая Березиты	Гидрослюдистая Серицитовая	Терлигхая, Узунсайское Майское, Булыктинское
Ртутно-сурьмяно-вольфрамовая Опалитовая ртутная Золото-сурьмяная	Аргиллизиты Сольфатарные аргиллизиты Аргиллизиты Березиты Аргиллизиты	Гидрослюдистая Серная Алуниговая Каолиниговая Серицитовая Гидрослюдистая	Баруншвепинское Узон, Сульфур-Бенк Боркут Сарылах, Удерей

вых прожилков, содержащих также Hg-сфалерит, сульфосоли свинца и другие минералы. Иногда в таких зонах березитов отмечается тонкая вкрапленность киновари, локализуемой во внешних зонах. Более поздние прожилки кварц-киноварного состава сопровождаются изменениями, близкими к аргиллизации (кварц, гидрослюда, каолинит, карбонат).

Изучение физико-химических условий образования березитов показало, что процесс березитизации развивается на фоне общего падения температур от 260 до 70—60°C и давлениях, достигающих 10—15 МПа. Для березитизирующих растворов характерны высокие концентрации углекислоты (до 30 мас.%) и низкие либо умеренные концентрации солевых компонентов [Борисенко, 1981].

Вторичные кварциты — довольно редкий тип гидротермально измененных пород на месторождениях ртути, хотя выделяли их достаточно часто, ошибочно относя к ним сольфатарные или гидротермальные аргиллизиты. Впервые достоверно вторичные кварциты были установлены на Чалайлыгском, Алдыпешелигском и Безымянном рудопроявлениях в Туве, где они слагают мощные и протяженные зоны гидротермально измененных пород, состоящих из кварца, пирофиллита, диаспора, зунита и алуниита [Борисенко, Гречищева, 1982]. В строении метасоматической колонки вторичных кварцитов установлены следующие зоны (от внешних к внутренним): хлорит-карбонатная, гидрослюдисто-диккитовая, диккит-пирофиллитовая и пирофиллит-диаспоровая. Формирование основного парагенезиса этих метасоматитов (кварц + пирофиллит + диаспор) предшествовало отложению киновари, кристаллизовавшейся в заключительные периоды гидротермального процесса в составе кварц-пирофиллитовых и барит-диккитовых прожилков. Исследованиями доказано, что появление вторичных кварцитов на этих рудопроявлениях обусловлено своеобразной физико-химической обстановкой развития гидротермального процесса, протекавшего при температурах 200—70°C, низких давлениях (до $n \cdot 10^4$ гПа) и участии высококонцентрированных (до 45 мас.%) хлоридно-натриево-кальциевых растворов.

Таким же редким типом околорудных метасоматитов на месторождениях ртути являются кварц-турмалиновые метасоматиты, более характер-

ные для золоторудных и оловорудных месторождений. В настоящее время они описаны на нескольких ртутных месторождениях: Терлигхайском, Узунсайском, Чазадырском в Туве, Чемпуринском на Камчатке и некоторых других. Впервые они были установлены на Терлигхайском месторождении, где слагают довольно мощные зоны черных или темно-синих кварцитов, состоящих в основном из кварца, турмалина и пирита [Борисенко, 1981]. Метасоматическая колонка кварц-турмалиновых метасоматитов состоит из следующих зон (от внешних к внутренним): хлорит-карбонатной, гидрослюдистой, гидрослюдисто-турмалиновой и кварц-турмалиновой. Широкое развитие гидрослюды в составе этих метасоматитов и низкие температуры их образования (ниже 250°C) позволяют отнести эти породы к низкотемпературной гидрослюдистой фации кварц-турмалиновой метасоматической формации. Формирование зон кварц-турмалиновых метасоматитов происходит в предрудную стадию гидротермального процесса, из-за чего они нередко пространственно разобщены с ртутными рудами. В тех же участках, где происходит их совмещение (Чазадыр), отчетливо наблюдается пересечение кварц-турмалиновых метасоматитов кварц-киноварными и кварц-турмалин-киноварными прожилками [Борисенко, Гречищева, 1982].

Пропилиты известны на многих месторождениях ртути и сурьмы, в особенности на месторождениях ртутной и опалитовой рудных формаций, где они описывались как хлоритизированные породы. Процесс их образования выражается в замещении алюмосиликатных минералов вмещающих пород хлоритом, карбонатом и незначительным количеством гидрослюды, альбита и эпидота. Преобладание хлорита и карбоната в составе пропилитов ртутных месторождений, а также низкие температуры их образования (ниже 250°C) позволяют отнести эти метасоматиты к хлорит-карбонатной фации пропилитов. Процесс формирования гидротермально измененных пород этого типа является в большинстве случаев одностадийным, поэтому и сами метасоматиты, и пересекающие их прожилки сложены одними и теми же минералами — хлоритом и карбонатом. Отложение ртутных руд сопряжено с заключительными периодами процесса пропилитизации и связано с формированием жильного выполнения.

Однако наиболее распространены на ртутных и ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождениях аргиллизированные породы. Сольфатарные аргиллизиты развиты преимущественно на вулканогенно-гидротермальных месторождениях опалитовой ртутной формации, располагающихся в областях современного или недавнего вулканизма и активной термальной деятельности. Общепринято представление о сольфатарной аргиллизации как приповерхностном процессе, который развивается под воздействием кислых сульфатных растворов, образовавшихся в зоне высокой активности кислорода при окислении сероводорода до серной кислоты [Жоржинский, 1953; Наковник, 1964]. Воздействие кислых сульфатных вод на породы алюмосиликатного состава (кислые, средние, основные) приводит к образованию алунитовых или серных кварцитов, кварц-диккитовых метасоматитов, содержащих диаспор, алунит, самородную серу (Алнейское, Анавгайское, Чемпура на Камчатке, Сульфур-Бенк в США и др.). Породы магнезиально-силикатного состава, попадая в зону сольфатарной аргиллизации, подвергаются интенсивному выщелачиванию с образованием плотных агрегатов опала, ассоциирующего с самородной серой, глинистыми минералами и киноварью (опалиты). Изменение пород карбонатного состава (известняки, доломиты, мергели) выражается в их интенсивном выщелачивании, окварцевании, ангидритизации и огипсовании [Уайт, 1959].

Гидротермальные аргиллизиты широко проявлены на месторождениях ртутной и ртутно-сурьмяно-вольфрамовой рудных формаций. Как показали исследования газово-жидких включений, в формировании этих метасоматитов принимали участие низкотемпературные (ниже 250°C) растворы, полигенные по происхождению, характеризующиеся, как правило, сложным солевым и газовым составом, умеренной и высокой концентрацией

(см. табл. 1). В зависимости от конкретной геологической обстановки, химического состава исходных пород и физико-химических параметров процесса аргиллизации заметно меняются минеральный состав и строение колонок аргиллизированных пород. Стадийность гидротермального процесса и эволюционные изменения свойств гидротермальных растворов отражаются в формировании прерудных и рудосопровождающих метасоматитов, что позволяет достаточно уверенно отличать зоны рудоносных аргиллизированных пород от безрудных [Борисенко, Оболенский, 1977; Оболенский, Борисенко, 1978]. Рассмотрим этот вопрос более детально.

АРГИЛЛИЗАЦИЯ И РУДООТЛОЖЕНИЕ

Аргиллизация — чрезвычайно распространенный и наиболее типичный процесс окolorудного изменения вмещающих пород на ртутных месторождениях [В. И. Смирнов, 1947а, б; Славская, 1957; Федорчук, 1969; Щербань, 1962, 1975; Sainsbury, Mackevett, 1965; D. White, 1967; Оболенский, Павлов, 1971; Волостных, 1972; Борисенко, Оболенский, 1977; и др.]. Установлены три типа колонок аргиллизированных пород, внутренние метасоматические зоны которых представлены парагенезисами кварц + каолинит, кварц + галлуазит и кварц + гидрослюда [Волостных, 1972; Щербань, 1975; Борисенко, Оболенский, 1976, 1977, 1978]. Метасоматиты каждой из этих колонок рассматриваются нами как соответствующие фации формации аргиллизитов — каолинитовая, галлуазитовая и гидрослюдистая — и обладают устойчивыми признаками (близкий минеральный состав, сходные физико-химические условия образования, одинаковое соотношение с оруденением, повторяемость в различных регионах и т. д.). Метасоматические колонки каждой фации могут значительно отличаться количественным соотношением минералов, слагающих основной парагенезис, что позволяет выделять парагенетические (или минеральные) типы метасоматитов каждой фации.

Прерудный метасоматоз на ртутных месторождениях обычно проявлен интенсивным кислотным выщелачиванием алюмосиликатных пород, приводящим к формированию мощных зон аргиллизации. Колонка аргиллизированных пород в общем виде может быть представлена следующим рядом метасоматических зон:

0. Неизменная порода кислого состава
1. Кв + Монтм + Гсл + Хл + Карб *
2. Кв + Монтм + Гсл + Карб
3. Кв + Монтм + Каол + Пир
4. Кв + Каол + Пир
5. Кв + Пир

При аргиллизации пород основного состава образуются метасоматические колонки, в которых широко развиты карбонаты:

0. Неизменная порода основного состава
1. Кв + Гсл + Монтм + Хл + Карб
2. Кв + Монтм + Гсл + Карб
3. Кв + Монтм + Каол + Карб
4. Кв + Каол + Карб + Пир

В целом для колонок аргиллизированных пород стадии кислотного выщелачивания характерно развитие в периферических метасоматических зонах гидрослюда, монтмориллонита и карбоната, в промежуточных — монтмориллонита, а во внутренних — каолинита (диккита) и пирита [Волостных, 1972; Щербань, 1975]. Зоны кварц-каолинитовых метасоматитов

* Здесь и далее: Кв — кварц; Монтм — монтмориллонит; Гсл — гидрослюда; Алб — альбит; Гем — гематит; Каол — каолинит; Шам — шамозит; Гал — галлуазит; Карб — карбонат; Хл — хлорит; Пир — пирит; Ск — сколит; Дик — диккит; Алл — аллофан; Кин — кинварь; Цеол — цеолит; Ад — адуляр; Авал — авалит; Дол — доломит; Эпид — эпидот; Муск — мусковит.

Терлигхайского ртутного месторождения в Туве отличаются от описанных выше присутствием в периферических метасоматических зонах гидрослюда, шамозита и сколита — глиноземистой разновидности глауконита. Метасоматическая колонка аргиллизированных пород этого месторождения (уч. 3) выглядит следующим образом:

0. Неизменная риолит-дацитовая лавобрекчия
1. Кв + Шам + Гсл + Алб + Карб + Гем
2. Кв + Шам + Гсл + Алб + Гем
3. Кв + Шам + Гсл + Ск
4. Кв + Шам + Ск + Каол
5. Кв + Ск + Каол
6. Кв + Каол + (Дик)
7. Кв

Формирование зон аргиллизированных пород обычно сопровождается интенсивной сульфидизацией. Преобладают пирит, марказит, в значительно меньших количествах образуются халькопирит, арсенопирит и блеклые руды. В некоторых случаях формирование предрудных кварц-каолиновых метасоматитов происходило в окислительной обстановке, и вместо сульфидов железа, обычных для аргиллизированных пород других месторождений, образовались окислы железа — гетит и гематит (Терлигхайское месторождение).

Изменение химического состава исходных пород при аргиллизации, как известно, выражается в выносе К, Na, Ca, Mg, отчасти Fe и Al и повышении за счет этого содержания Si, а также привносе углекислоты и воды, фиксирующихся во внешних метасоматических зонах в карбонатах и глинистых минералах (рис. 32). Влияние состава исходных пород сказывается в основном на парагенезисе и количественных соотношениях минералов, слагающих внутренние метасоматические зоны колонки. По диабазовым порфиритам развиваются аргиллизированные породы, в которых заметно больше карбоната (Кв + Каол + Карб). По тонкооб-

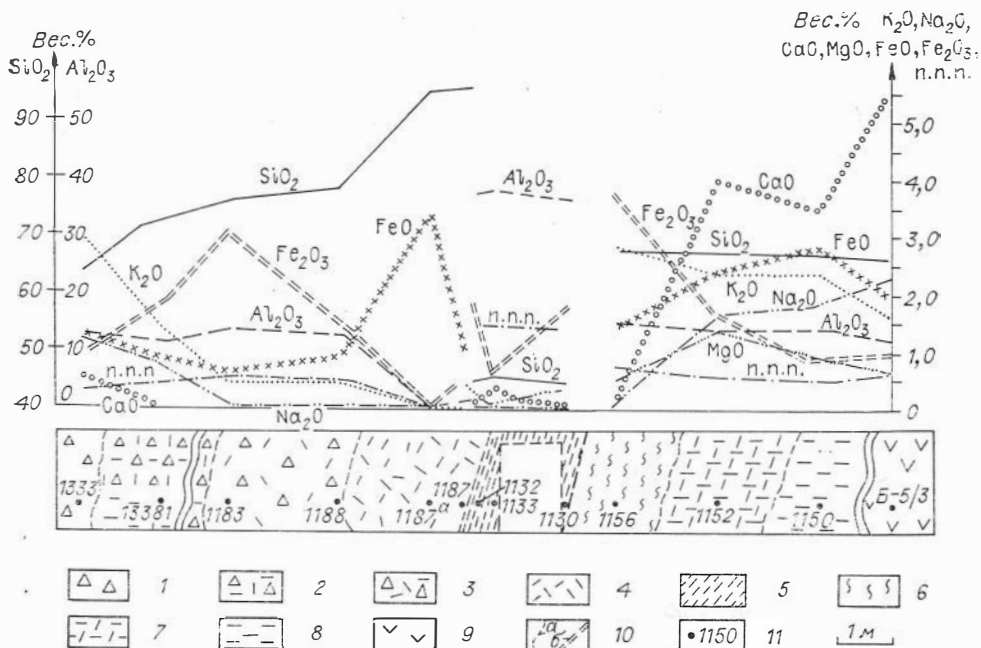


Рис. 32. Строение зоны кварц-каолиновых метасоматитов на месторождении Терлигхая, уч. 3, шт. 4 и изменение химического состава исходных пород при аргиллизации [по Борисенко, Оболенскому, 1977].

1 — неизменный риолит-дацитовый порфир; 2—4 — в разной степени измененные риолит-дацитовые порфиры; 5 — монокаолиновые породы (агальматолиты); 6 — монокварциты и кварц-каолиновые породы; 7 — кварц-каолинит-сколитовая порода; 8 — кварц-шамозит-гидрослюдистая порода; 9 — неизменные вулканогенные брекчии; 10 — разрывные нарушения (а) и границы метасоматических зон (б); 11 — место отбора и номер пробы.

ломочным туфам среднего состава иногда развиваются метасоматиты существенно каолинитового или каолинит-диккитового состава (агальматолиты), практически не содержащие кварца.

Таким образом, на месторождениях, залегающих в различных по составу вмещающих породах, в результате их кислотного выщелачивания любыми кислыми растворами образуются практически однотипные безрудные метасоматиты каолинитовой фации аргиллизированных пород.

Галлуазитовая фация аргиллизированных пород на ртутных месторождениях распространена значительно реже. Метасоматические колонки аргиллизированных пород этого типа (Манлайская зона, МНР) напоминают колонки кварц-каолинитовых метасоматитов:

0. Неизменный хлорит-серицитовый сланец
1. Кв + Монтм + Гсл + Каол + Карб
2. Кв + Монтм + Каол + Гал
3. Кв + Каол + Гал
4. Кв + Гал + Алл

Ртутная минерализация в зонах кварц-галлуазитовых метасоматитов также не установлена. Отмечаются лишь сопровождающие эти зоны литогеохимические аномалии ртути (до $n \cdot 10^{-4}$ мас. %). Сульфиды вообще не характерны для этого типа аргиллизированных пород. Изучение газожидких включений показало, что формирование аргиллизированных пород галлуазитовой фации происходило при температурах, не превышающих 100—120°C, при участии гетерогенизированных гидротермальных разбавленных растворов хлоридно-углекислого или хлоридно-бикарбонатного состава низкой концентрации (до 1—2 мас. %).

Рудосопровождающий метасоматоз развивается в связи с определенными изменениями состава и свойств гидротермальных растворов под влиянием кислотно-щелочной эволюции во времени [В. А. Жариков, Омеляненко, 1965], т. е. после прохождения опережающей волны кислотных компонентов. Это приводит к формированию новых минеральных парагенезисов в метасоматических колонках гидротермально измененных пород, непосредственно сопровождающих отложение руд. Состав вновь возникающих минеральных парагенезисов и последовательность их образования зависят от типа гидротермального раствора и от характера изменяемых пород.

С участием концентрированных сульфидно-хлоридных растворов (см. табл. 1, группы 1, 2) рудосопровождающий метасоматоз проявляется в развитии зон кварц-гидрослюдистых метасоматитов, которым сопутствуют интенсивная пиритизация и отложение киновари и других ртутьсодержащих минералов, и развивается либо в контурах зон предрудных аргиллизированных пород каолинитовой фации вдоль тех же разрывных нарушений, либо за их пределами по неизменным породам. В первом случае при наложении кварц-гидрослюдистого рудосопровождающего метасоматоза на ранние кварц-каолинитовые породы происходит замещение минералов кварц-каолинитовых метасоматитов гидрослюдой, смешанно-слоистыми минералами, хлоритом, сульфидами, что приводит к усложнению первичной метасоматической зональности ореолов аргиллизированных пород. В качестве примера приведем одну из таких метасоматических колонок, установленных на уч. 2 Терлигхайского ртутного месторождения [Борисенко, Оболенский, 1977]:

0. Неизменный андезитовый порфирит
1. Кв + Шам + Гсл + Алб + Карб + Гем
2. Кв + Шам + Гсл + Алб + Гем
3. Кв + Шам + Гсл + Ск
4. Кв + Каол + Ск
5. Кв + Каол + Ск + Гсл
6. Кв + Каол + Гсл + Карб + Пир + Кин

Киноварь в этих колонках вместе с гидрослюдой, пиритом и карбонатом накладывается на ранее образованные минералы кварц-каолинитовых метасоматитов. Близкое по времени отложение киновари, гидрослюды и

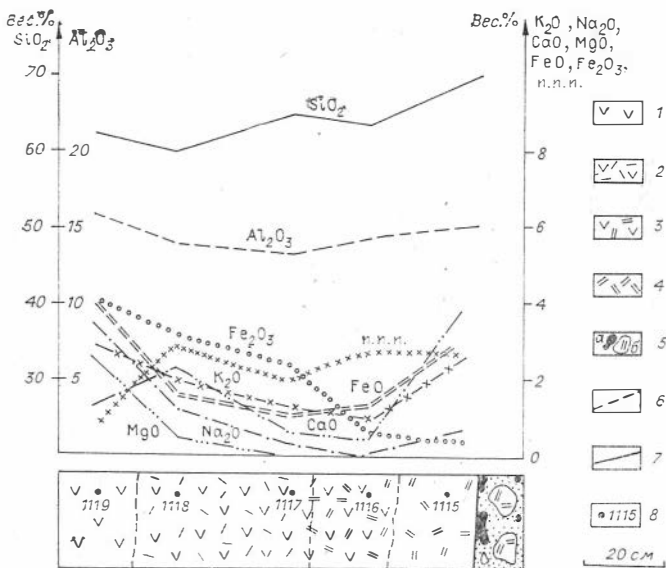


Рис. 33. Стрoение зоны кварц-каолинитовых метасоматитов с наложенным рудосопровождающим метасоматозом (месторождение Терлигхайское, уч. 2, шт. 1, гор. «-30», блок богатых руд) и изменение химического состава исходных пород при аргиллизации [по Борисенко, Оболенскому, 1977].

1 — неизменный андезитовый порфирит; 2 — кварц-шамозит-гидрослюдистая порода; 3 — кварц-каолинит-сколитовая порода; 4 — кварц-каолинит-гидрослюдистая порода; 5 — метаколлоидная киноварь (а), обломки аргиллизированных андезитовых порфиритов, сцементированные кварц-гидрослюдисто-киноварным агрегатом (б); 6 — границы метасоматических зон; 7 — разлом; 8 — место отбора и номер пробы.

пирита подчеркивается наличием зональных почек метасоматической киновари, в которых отмечаются зонки, сложенные гидрослюдой и пиритом. Изменение химического состава исходной породы первоначально выражается в выносе Ca, Mg, K, Na, отчасти Fe, а затем привносе в центральные метасоматические зоны K, Ca, CO₂, H₂S и Hg (рис. 33). Кварц-каолинитовые метасоматиты на Терлигхайском месторождении окрашены, как правило, в бурые или буровато-коричневые цвета за счет обилия окислов и гидроокислов железа. При наложении рудосопровождающего метасоматоза (Кв + Гсл + Пир) происходит осветление этих пород при замещении гетита и гематита пиритом. Характерно, что отложение киновари при этом происходит вдоль фронта этого замещения. Рудосопровождающему метасоматозу обычно предшествуют проявления тектонических подвижек и трещинообразование, что предопределяет преимущественное развитие сорудных метасоматитов вдоль трещин несколько иного плана деформаций, чем трещинные структуры, обусловившие размещение фаций предрудных аргиллизированных пород. Примером служат зоны кварц-гидрослюдистых метасоматитов Терлигхайского рудного поля, которые преобладают среди гидротермально измененных пород на этом месторождении. Различаются три вида колонок аргиллизированных пород кварц-гидрослюдистого состава, в которых минералы ртути образуют: метасоматическую вкрапленность ртутьсодержащих (Hg до 5—6%) блеклых руд в центральных зонах колонки; метасоматическую вкрапленность киновари в периферических зонах колонки; вкрапленность и прожилки киновари в центральных метасоматических зонах. Колонки первого вида распространены достаточно широко и сложены следующим рядом метасоматических зон (уч. Почтовый лог, Терлигхайское рудное поле):

0. Неизменная вулканогенная брекчия дацитового состава
1. Кв + Шам + Алб + Карб + Гем
2. Кв + Гсл + Шам + Алб + Гем
3. Кв + Гсл + Шам + Гем

4. Кв + Гсл + Гем

5. Кв + Гсл + Пир + (Hg-блеклая руда)

Изменение химического состава исходной породы выражается в выносе Na, Ca, Mg и привносе Sb, Hg и S. Ртутьсодержащая блеклая руда, гидрослюда, пирит и кварц образуют псевдоморфозы по вкрапленникам плагиоклаза в центральных зонах метасоматической колонки. Размер метакристаллов блеклых руд достигает 1—2 мм.

Метасоматические колонки второго вида широко распространены на уч. 2 Терлигхайского месторождения, где рудосопровождающий метасоматоз развивается по неизменным андезитовым порфирирам:

0. Неизменный андезитовый порфирит

1. Кв + Шам + Алб + Гем

2. Кв + Шам + Алб + Гсл + Карб + Гем + Кин

3. Кв + Шам + Гсл + Алб + Гем + Кин

4. Кв + Гсл + Шам + Пир

5. Кв + Гсл + Пир

Киноварь вместе с гидрослюдой и новообразованным кварцем метасоматически замещает вкрапленники плагиоклаза андезитовых порфиритов и локализуется по периферии пиритсодержащих внутренних метасоматических зон (рис. 34). Изменение химического состава исходной породы, как и в предыдущих случаях, выражается в выносе Na, Ca и в меньшей мере Mg, а также в привносе серы, углекислоты, воды и ртути.

Колонки третьего вида распространены незначительно. Часто они развиваются как околосильные ореолы вдоль хлорит-карбонатных прожилков. Колонка такого типа установлена в андезитовых порфирирах (уч. 2 Терлигхайского месторождения):

1. Кв + Шам + Алб + Карб + Гем

2. Кв + Шам + Гсл + Алб + Гем

3. Кв + Шам + Гсл + Гем

4. Кв + Fe-Хл + Кин

5. Кв + Fe-Хл + Карб + Кин + Пир (прожилок)

Киноварь образует мелкую метасоматическую вкрапленность во внутренних частях этих колонок. Пирит практически отсутствует. Изменение состава исходных пород выражается в выносе Na, Ca, отчасти K и Mg и привносе Fe, Hg, H₂O, CO₂.

Эти три вида колонок сородных метасоматитов, развивающихся по ранее неизменным породам, различаются между собой и по соотношению пирита и Fe-хлорита во внутренних метасоматических зонах. В колонках первого вида резко преобладает пирит, в колонках третьего вида более широко развит хлорит. Колонки второго вида занимают промежуточное положение в этом ряду. Одновременность рудоотложения и рудосопровождающего метасоматоза подтверждают: постоянная приуроченность киновари к кварц-гидрослюдистым метасоматитам; отложение киновари и других минералов ртути в определенных зонах метасоматических колонок этих пород; тесная ассоциация киновари, гидрослюды, пирита и хлорита в них. В целом гидротермальный процесс на Терлигхайском месторождении выражен следующим рядом последовательно образованных парагенезисов минералов: Кв + Каол + Гем → Кв + Гсл + Пир + Hg-блеклая руда → Кв + Гсл + Пир + Кин → Кв + Хл + Карб + Кин. Первый парагенезис отвечает фации предрудных кварц-каолининовых метасоматитов, второй и третий — рудосопровождающим метасоматитам кварц-гидрослюдистой фации аргиллизированных пород; последний (хлорит-карбонатный парагенезис) — заключительной стадии гидротермального процесса, в ходе которой происходит формирование жильного выполнения (хлорит-карбонатные прожилки с киноварью). Такая же последовательность формирования минеральных парагенезисов гидротермально измененных пород и руд установлена и на некоторых других ртутных месторождениях Тувы (Торосаирском, Узунсаирском и др.). На Ортохемском рудопроявлении, расположенном в западной части Терлигхайского рудного поля, также выделяются предрудные кварц-каолининовые и сородные

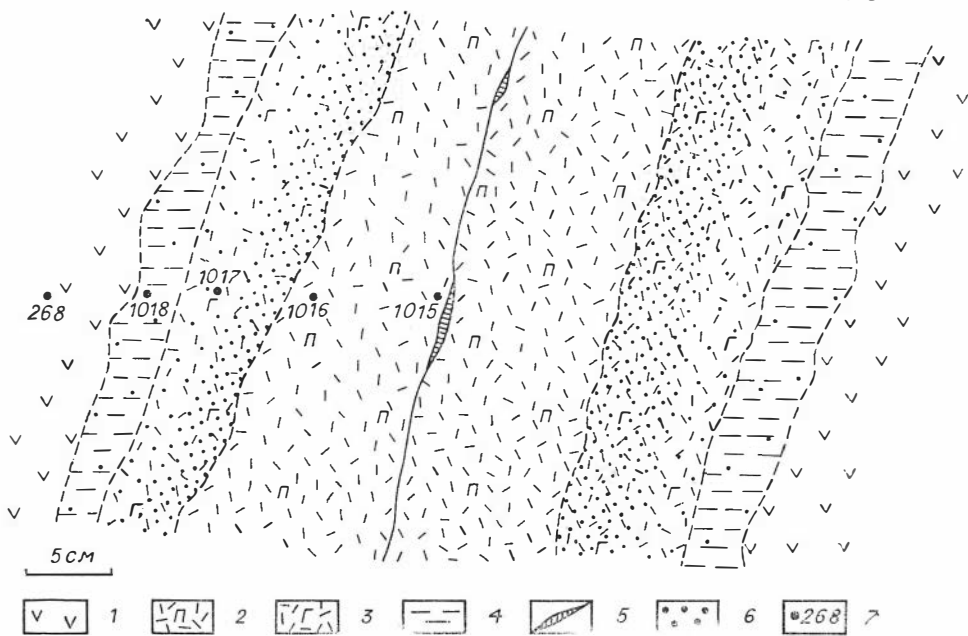
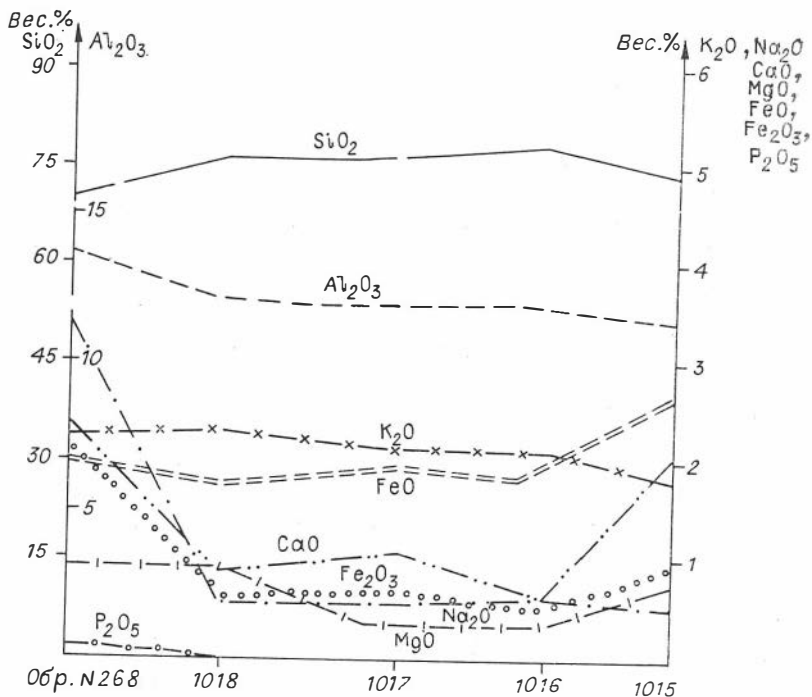


Рис. 34. Строение локальных зон кварц-гидрослюдистых метасоматитов с вкрапленной киноварью и изменение химического состава порфиритов в процессе их метасоматического преобразования (месторождение Терлигхая, уч. 2, зарисовка стенки карьера) [по Борсенко, Оболенскому, 1977].

1 — неизменный андезитовый порфирит; 2 — кварц-гидрослюдистая порода с пиритом; 3 — кварц-гидрослюдисто-шамозитовая порода с гематитом; 4 — слабо измененный порфирит; 5 — кварц-карбонатные прожилки; 6 — вкрапленность киновари; 7 — место отбора и номер пробы.

кварц-гидрослюдистые метасоматиты и завершается гидротермальный процесс формированием редких прожилков кварц-альбитового состава.

Аналогичные тенденции в развитии гидротермального процесса устанавливаются и на некоторых ртутных месторождениях других регионов. Так, на месторождении Альмаден в Испании проявлена предрудная стадия кислотного выщелачивания ($\text{Kv} + \text{Kaol}$), сменяющаяся во времени

стадией рудосопровождающего метасоматоза, выраженного в широком развитии гидрослюды и пирита, а затем киновари и натролита [Парк, Мак-Дормид, 1966]. Отложение киновари в ассоциации с цеолитами, адюляром и карбонатами отмечалось и на ртутных месторождениях Догдинской зоны Якутии. Таким образом, в гидротермально измененных породах и в сопровождающем их жильном выполнении описанных выше ртутных месторождений устанавливается определенная последовательность отложения силикатных минералов:

Каол → Гсл → Хл (Терлигхая и др., Тува)

Каол → Гсл → Алб (Ортохем, Тува)

Каол → Гсл → Цеол (Альмаден, Испания)

Каол → Гсл → Ад (Догдинское, Якутия)

Нетрудно заметить, что последовательность отложения этих минералов во времени отражает возрастание щелочности минералообразующих растворов в ходе развития гидротермального процесса. Отложение киновари на этих месторождениях происходит в близнейтральных условиях. Рассмотренные месторождения обладают рядом сходных черт и характерными особенностями минерального состава — преобладанием существенно киноварных руд и развитием ртутьсодержащих сульфосолей. Для них не характерны антимонит, реальгар и аурипигмент. Изучение газово-жидких включений в минералах измененных пород и руд этих месторождений показало, что гидротермальные растворы, принимавшие участие в их формировании, были существенно сульфидно-хлоридными с высокой концентрацией солей (до 40 мас.%) и не содержали сколько-нибудь ощутимых количеств углекислоты (см. табл. 1, группы 1, 2).

Рудосопровождающий метасоматоз с участием сульфидно-хлоридно-углекислых растворов (см. табл. 1, группы 3, 4) проявлен на Чаганузунском ртутном месторождении. Руды этого месторождения локализованы в гидротермально измененных породах — лиственитах, аргиллизитах, окварцованных и доломитизированных известняках, развивающихся вдоль тектонического контакта серпентинитов с известняками и песчаниками кембрия. В предрудную стадию развивались процессы аргиллизации алюмосиликатных пород (кварц-каолининовая фация) и лиственитизация серпентинитов. Однако развитие рудосопровождающего метасоматоза происходило по-иному. Его началу соответствует развитие гидрослюды, замещающей каолинит в кварц-каолининовых метасоматитах и образующей прожилки с кварцем и карбонатами. Колонка аргиллизированных песчаников в результате наложения на них гидрослюдизации усложняется и имеет следующее строение:

0. Неизменный песчаник кварц-полевошпатового состава

1. Кв + Гсл-I + Монтм + Хл + Карб

2. Кв + Монтм + Каол + Карб

3. Кв + Монтм + Каол

4. Кв + Каол + Гсл-II

5. Кв + Гсл-II + Карб

Вслед за гидрослюдой II на этом месторождении происходит отложение ранних генераций киновари и антимонита, а затем и формирование кварц-доломит-альбитовых прожилков. Альбит (альбит-олигоклаз № 5—15) образует хорошо ограненные мелкие кристаллы, нарастающие на доломит. Отложение основной массы ртутных руд этого месторождения произошло несколько позже, одновременно с диккитом, образующим мономинеральные или кварц-доломит-диккитовые, кварц-диккит-киноварные прожилки. Таким образом, последовательность формирования силикатных минералов гидротермально измененных пород и руд Чаганузунского месторождения такова: Каол → Гсл → Алб → Дик. Она свидетельствует о направленной эволюции кислотности-щелочности гидротермальных растворов, выраженной в смене ранних кислых растворов щелочными, а затем вновь кислыми, что устанавливается и при изучении состава газово-жидких включений в минералах руд Чаганузунского месторожде-

ния. В раннем предрудном кварце и доломите из прожилков установлены газовой-жидкие включения с кислыми сульфидно-углекислыми растворами, содержащими до 10 мас. % углекислоты и до 0,4 мас. % сероводорода. В сорудном кварце из кварц-доломит-альбитовых прожилков установлены щелочные хлоридно-бикарбонатные растворы, содержащие 6,8 мас. % NaHCO_3 и 3,0 мас. % NaCl . В реальгаре и доломите из поздних кварц-доломитовых прожилков, завершающих процесс рудоотложения, установлены кислые углекислые растворы, содержащие жидкую свободную углекислоту до 5,0 мас. % [Борисенко и др., 1974; Оболенский, Борисенко, 1979].

Рудосопровождающий метасоматоз с участием сульфидно-карбонатных (бикарбонатных) растворов характерен для многочисленной группы ртутных, сурьмяно-ртутных и сурьмяных месторождений Забайкалья, Кузнецкого Алатау, Горного Алтая (Акташское, Сарасинская группа и др.) и других регионов. Гидротермально измененные породы этих месторождений достаточно детально изучены и описаны как типичные примеры аргиллизации алюмосиликатных пород [Щербань, 1962, 1975; Федорчук, 1969; Геология и генезис..., 1978]. На них устанавливаются те же рудные измененные породы каолиновой фации (Кв + Каол + Дик), но рудосопровождающие метасоматиты представлены уже другими парагенезисами минералов: Кв + Гсл + Дик, Кв + Дик, Кв + Дик + Карб [Борисенко, Оболенский, 1977].

На сурьмяных, сурьмяно-ртутных и некоторых ртутных месторождениях отложению основной массы рудных минералов проявление гидрослюдистого метасоматоза, развивающегося преимущественно в центральных частях метасоматической колонки более ранних кварц-каолиновых метасоматитов. Такое соотношение метасоматитов описано И. П. Щербанем [1975] на Акташском месторождении, где аргиллизированные песчаники имеют следующее строение: неизменный песчаник → зона гидрослюды, а метасоматическая колонка представлена соответствующей последовательностью зон:

0. Неизменный песчаник

1. Кв + Гсл-I + Монтм + Каол + Карб

2. Кв + Монтм + Каол + Карб

3. Кв + Каол

4. Кв + Каол + Гсл-II

Внутренняя метасоматическая зона гидрослюды II образовалась в результате наложения процесса гидрослюдизации каолиновые метасоматиты и на многих других сурьмяных и сурьмяно-ртутных месторождениях. Близко по времени с гидрослюдой на них происходит отложение основной массы антимонита и ранних генераций киновари, образующих весьма тесные сростания. На сурьмяных месторождениях проявлением гидрослюдизации и заканчивается стадия рудосопровождающего метасоматоза. На сурьмяно-ртутных и ртутных месторождениях, в частности на Акташском ртутном месторождении, отложение гидрослюды сменяется отложением основной массы ртутных руд одновременно с диккитом, замещающим более раннюю гидрослюду. Подобные тесные парагенетические соотношения гидрослюды и антимонита, с одной стороны, и киновари и диккита, с другой, описаны В. П. Федорчуком [1969] на ртутных месторождениях Средней Азии (Хайдарканское рудное поле, Дижикрут и др.). Наиболее широко процесс диккитизации проявлен на ртутных и мышьяково-ртутных месторождениях (Сарасинская группа), где сорудная гидрослюдизация практически не проявлена. Диккит на этих месторождениях образует прожилки и цемент тектонических брекчий или слагает вместе с кварцем основную массу аргиллизированной породы. Таким образом, последовательность отложения силикатных минералов на месторождениях рассмотренной группы такова:

Каол → Гсл (сурьмяные месторождения)

Каол → Гсл → Дик (сурьмяно-ртутные месторождения)

Каол → Дик (ртутные и ртутно-мышьяковые месторождения)

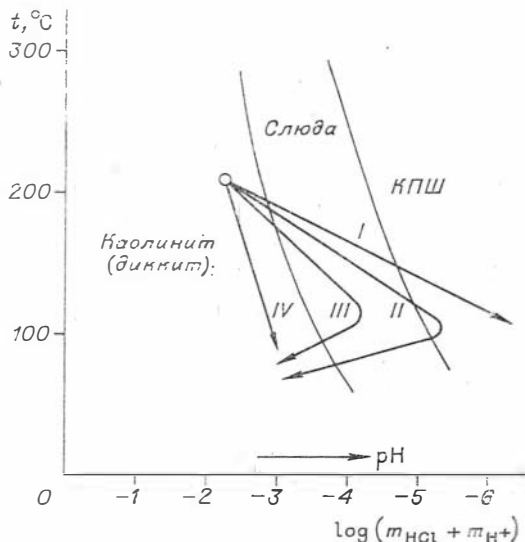
Рис. 35. Изменение кислотности-щелочности минералообразующих растворов в ходе гидротермального процесса на различных типах ртутных месторождений.

I — ртутные месторождения (сернисто-хлоридные растворы); II — сурьмяно-ртутные месторождения (сернисто-хлоридно-углекислые растворы); III, IV — мышьяково-ртутные и мышьяковые (реальгар-аурипигментовые) месторождения (сернисто-углекислые растворы); построено на основании диаграммы Дж. Хемли и В. Б. Джонеса [1964].

Она свидетельствует о проявлении кислотно-щелочной эволюции минералообразующих растворов в ходе развития гидротермального процесса. Наиболее полно такая эволюция, по-видимому, проявлена на сурьмяно-ртутных месторождениях, где устанавливается смена ранних кислых растворов щелочными, а затем вновь кислыми, что подтверждается и данными по составу газово-жидких включений в минералах руд этих месторождений: наибольшие количества свободной углекислоты (кислые углекислые растворы) фиксируются во включениях либо в предрудных кварце и карбонатах и ранних генерациях киновари, либо в посткиноварных карбонатах, реальгаре и аурипигменте. В этих же включениях устанавливаются наиболее высокие содержания сероводорода [Борисенко и др., 1974; Оболенский, Борисенко, 1979; и др.]. На ртутных и мышьяково-ртутных месторождениях существенного изменения кислотно-щелочных свойств минералообразующих растворов по смене парагенезисов силикатных минералов не устанавливается.

Таким образом, на рассмотренных выше группах месторождений, различающихся по минеральному составу руд и составу формирующих их гидротермальных растворов, развитие околорудного метасоматоза протекает по-разному. На месторождениях первой группы (сульфидно-хлоридные растворы) слабо проявлен предрудный и весьма интенсивно рудосопровождающий метасоматоз. Кислотность-щелочность гидротермальных растворов в зоне минералообразования меняется от кислых к щелочным (рис. 35, вектор I). Отложение основной массы руд завершает рудосопровождающий метасоматоз. На месторождениях второй группы (сульфидно-хлоридно-углекислые растворы) одинаково интенсивно проявлены дорудные и сорудные метасоматиты. Кислотность-щелочность минералообразующих растворов меняется от кислых к щелочным и затем вновь к кислым (вектор II). Отложение первых генераций киновари происходит в начале рудосопровождающего метасоматоза, основная же масса руд отлагается в заключительную его стадию вместе с диккитом. На месторождениях третьей группы (сульфидно-карбонатные растворы) метасоматиты предрудной стадии резко преобладают над рудосопровождающими метасоматитами. Кислотность-щелочность гидротермальных растворов изменяется от кислых к щелочным и далее вновь к кислым (сурьмяно-ртутные месторождения) (вектор III), либо кислотно-щелочная эволюция вообще не фиксируется (ртутные и мышьяково-ртутные месторождения) (вектор IV). Отложение основной массы руд завершает рудосопровождающий метасоматоз.

Определенные изменения в процессе аргиллизации претерпевают и карбонатные породы (известняки, доломиты, мергели), в которых локализованы руды многих ртутных месторождений. Внешне эти изменения обычно выражены в окварцевании (джаспероидизации), доломитизации и перекристаллизации карбонатов. Естественно, трудно решить вопрос об их



формационной принадлежности. Единственным индикатором физико-химических условий метасоматических преобразований этих пород может служить незначительная, но постоянно присутствующая примесь глинистых минералов. Например, на ртутных месторождениях Сарасинской зоны в Горном Алтае рудовмещающие известняки, интенсивно доломитизированные и окварцованные, содержат примесь глинистого минерала, представленного в одних случаях диккитом, а в других — галлуазитом. Контактующие с измененными известняками алюмосиликатные породы аргиллизированы и состоят из кварца, диккита и каолинита (каолинитовая фация) или кварца и галлуазита (галлуазитовая фация). Глубокие изменения претерпевают карбонатные породы и на других ртутных месторождениях Горного Алтая. На Чаганузунском ртутном месторождении известняки, контактирующие с рудовмещающими лиственитами, сильно окварцованы, доломитизированы и содержат незначительные количества гидрослюды и диккита, выделяющихся в виде тонких прожилков и метасоматической вкрапленности. Таким образом, окварцевание, доломитизация и перекристаллизация карбонатных пород на ртутных месторождениях нередко генетически связаны с сопряженными процессами аргиллизации алюмосиликатных пород, на что указывает наличие в них специфических глинистых минералов, характерных для метасоматитов фации аргиллизитов. Вместе с тем хорошо известно, что окварцованные известняки (джаспероиды) являются гетерогенными образованиями, часто не связанными с рудообразованием [Щербань, Оболенский, 1967; Love-ting, 1972].

ЛИСТВЕНИТИЗАЦИЯ И РУДООТЛОЖЕНИЕ

Листвениты и лиственитизированные породы с давних пор привлекали внимание многих исследователей в связи с локализацией в них руд золота, свинца, цинка, никеля, кобальта, ртути и мышьяка [В. А. Кузнецов, 1939, 1970, 1978; Бородаевский, Бородаевская, 1947; Бородаевский, 1960а, б; Крутов, 1959; М. Г. Жариков, 1961; и др.]. Широко распространены они и на месторождениях талька и талькового сырья, связанных с массивами гипербазитов [Месторождения..., 1973]. Естественно, что не все они являются полными аналогами классических уральских лиственитов, однако история их изучения сложилась так, что все выделяемые зоны апогипербазитовых кварц-карбонатных пород в новых районах параллелизовались именно с уральскими лиственитами, впервые описанными Г. Розе [Rose, 1842]. Поскольку уральские листвениты по физико-химическим условиям образования соответствовали березитам, к фации березитов-лиственитов стали относить все вновь выделяемые разности апогипербазитовых лиственитов и лиственитизированных пород [Бетехтин, 1953; Коржинский, 1953; Пинус и др., 1958; и др.]. Позже к лиственитам стали относить обширную группу кварц-карбонатных образований, возникших по породам самого различного состава: габбро, диоритам, песчаникам, известнякам, метаморфическим сланцам и т. д. [Бородаевский, 1960а, б; М. Г. Жариков, 1961; Кашкай, Аллахвердиев, 1965], что вызвало оживленную дискуссию [В. А. Кузнецов и др., 1962; Борисенко, Оболенский, 1976; Оболенский, Борисенко, 1978]. В. А. Кузнецов (так же, как и А. Г. Бетехтин и Д. С. Коржинский) предложил оставить это название только за апогипербазитовыми кварц-карбонатными породами, а другие сходные по составу образования именовать лиственитоподобными породами. Породы, слагающие с лиственитами единую метасоматическую колонку (тальк-карбонатные, тальковые и др.), следует относить к лиственитизированным. Такой подход разделяют большинство геологов, изучающих метасоматические образования [В. А. Жариков, Омеляненко, 1965, 1978; Щербань, 1975; В. Н. Сазонов, 1975; Геология и генезис..., 1978; и др.].

Минеральные типы лиственитов Алтае-Саянской складчатой области [по Оболенскому, Борисенко, 1978]

Минеральный тип	Парагенезис главных минералов	Температуры образования, °С	Соотношения с другими типами метасоматитов
Слюдистый	Кварц + магнезит + фуксит	350—150	Апогипербазитовый аналог березитов
Турмалиновый	Кварц + магнезит + марипозит Кварц + магнезит + турмалин	350—100	
Альбитовый	Кварц + магнезит + альбит	300 ÷ 100	Апогипербазитовый аналог эйситов
Гидрослюдистый	Кварц + магнезит + гидрослюда	250—50	Апогипербазитовый аналог аргиллизированных пород
Каолинитовый	Кварц + магнезит + авалит	250—50	
Галлуазитовый	Кварц + магнезит + каолинит Кварц + магнезит + галлуазит Кварц + магнезит + монтмориллонит	150—50	
Хлоритовый	Кварц + магнезит + хлорит	350—50	?
Тальковый	Кварц + доломит + тальк	?	?

Дискуссионна и проблема соотношения лиственитизации и оруденения, так как общеизвестно, что далеко не все зоны лиственитов рудоносны и в минерализованных зонах лиственитов оруденение размещается неравномерно. Имеются различные точки зрения по вопросу соотношения лиственитизации и ртутного оруденения. Некоторые исследователи считают, что ртутное оруденение тесно генетически связано с лиственитизацией, и рассматривают проявление лиственитизации как прямой поисковый признак на ртутные руды [Бородаевский, 1959, 1960а, б]. По мнению других, процесс лиственитизации отделен от формирования руд некоторым временным интервалом и является предрудным, что устанавливается по обилию обломков лиственитов и окварцованных доломитизированных известняков, сцементированных минералами собственно рудной стадии минерализации. В некоторых случаях рудообразование отделено от процесса лиственитизации значительным интервалом времени и внедрением дорудных даек диабазов [В. А. Кузнецов и др., 1962]. Эти факты, а также наличие зон лиственитов, содержание ртути в которых не превышает значений местного геохимического фона, близкого к кларковому [В. А. Кузнецов и др., 1962], свидетельствуют о гетерогенности рудоносных и безрудных лиственитов и лиственитизированных пород, развитых в Алтае-Саянской складчатой области.

Исследования геологического положения, минерального состава, физико-химических условий образования лиственитов и лиственитизированных пород с применением современных методов диагностики алюмосиликатных, в особенности глинистых минералов и карбонатов, термобаро-геохимические исследования газово-жидких включений с использованием криометрических методов определения солевого состава растворов включений и их концентрации [Борисенко, 1974, 1977а, б], определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом показали, что листвениты образуют несколько групп, значительно отличающихся по минеральному составу и физико-химическим условиям образования (табл. 12). Наиболее

существенные различия установлены в составе второстепенных силикатных минералов, количество которых не превышает 1—10%, но именно эти минералы являются индикаторами физико-химических условий минералообразования и определяют фаціальную и формационную принадлежность тех или иных групп лиственитов и лиственитизированных пород, представляющих собой, как правило, разновозрастные образования [Оболенский, Борисенко, 1978]. Так, слюдистые и турмалиновые листвениты тесно ассоциируют с березитами, образуются при близких физико-химических условиях и являются, по сути дела, апогипербазитовыми аналогами этих метасоматитов. Соотношение слюдистых лиственитов и березитов на Березовском золоторудном месторождении на Урале детально описано М. Б. и Н. И. Бородаевскими [1947] и В. Н. Сазоновым [1974, 1975].

Альбитовые листвениты рассматриваются как наиболее вероятный апогипербазитовый аналог метасоматитов формации эйситов, выделенной и детально охарактеризованной Б. И. Омеляненко и др. [1974]. Гидро-слюдистые, галлуазитовые и каолинитовые листвениты рассматриваются как аналоги соответствующих фаций аргиллизированных пород. Ряд примеров свидетельствует об одновременном образовании лиственитов и аргиллизированных пород при воздействии на серпентиниты и породы алюмосиликатного состава одних и тех же гидротермальных растворов. Однако в существующих классификациях метасоматитов все листвениты относят обычно к формации березитов-лиственитов. В результате этого в аналоги березитов попали не только листвениты со слюдой, но и листвениты, содержащие глинистые минералы (диккит, каолинит, гидрослюда и смешанослойные минералы), т. е. кварц-карбонатные породы, соответствующие по физико-химическим условиям образования фациям аргиллизитов. Г. Т. Волостных предлагает называть листвениты, ассоциирующие с аргиллизитами, аргиллизированными серпентинитами [Волостных, 1972]. На наш взгляд, это название не соответствует породе, состоящей на 90—95% из кварца и карбонатов. К тому же процесс ее образования представляет собой не аргиллизацию (т. е. глинистое изменение) серпентинита, а его карбонатизацию — замещение магнезиально-железистых силикатов кварцем и карбонатами.

Действительно, щелочно-углекислые растворы при соответствующих физико-химических условиях (P , T , рН и т. д.) могут производить как лиственитизацию и березитизацию сопряженных серпентинитов и алюмосиликатных пород, так и их лиственитизацию и аргиллизацию. Ртутное оруденение обнаруживает тесную генетическую связь лишь с разностями лиственитов, соответствующими по физико-химическим условиям образования метасоматитам формации аргиллизитов [Оболенский, Борисенко, 1978].

На ртутных месторождениях, локализованных в сложных тектонических узлах, могут существовать разновозрастные листвениты, находящиеся в различных соотношениях со ртутным оруденением, например апосерпентинитовые кварц-карбонатные породы ртутного месторождения Чазадыр в Туве, где процессы лиственитизации и рудоотложения разделены этапом внедрения даек диабазов [В. А. Кузнецов, 1974]. Известны также и листвениты, образовавшиеся в ходе единого гидротермального процесса со ртутными рудами. Именно такие соотношения лиственитизации и рудоотложения установлены для апосерпентинитовых кварц-карбонатных пород и ртутных руд месторождения Маунт-Джейксон в США [Henderson, 1969].

В рудном поле Чаганузунского ртутного месторождения, приуроченном к зоне одноименного глубинного разлома, проявлены разновозрастный магматизм и гидротермальный метаморфизм пород и установлены разновозрастные листвениты (табл. 13). Зоны лиственитов и лиственитизированных пород развиваются вдоль тектонических контактов серпентинитов с вмещающими породами или же вдоль тектонических нарушений в самих серпентинитах и образуют линзы или более мелкие тела. Они раз-

Абсолютный возраст околорудных измененных пород ртутных месторождений и безрудных лиственитов Алтае-Саянской складчатой области [по Оболенскому, Борисенко, 1978]*

Место отбора образца	Порода	Содержание К ₂ О, мас. %	Абсолютный возраст, млн. лет
Месторождение Тютю	Серпичитизированный фельзит-порфир	3,85	155
Чаганузунское	Гидрослюдистый лиственит с киноварью	0,15	150±30
	Лиственит с киноварью	—	170
Рудопроявление Курумду-Айры	Аргиллизированный гидрослюдистый песчаник	0,22	181±6
	Аргиллизированный хлорит-биотитовый сланец	1,06	187±4
Чаганузунский гипербазитовый массив (уч. Сеймостанция)	Слюдистый лиственит	0,33	441±17
	» »	0,21	336±18
р. Курумду-Айры	» »	0,5	410±2
Чазадыр	Дорудный апосерпентинитовый лиственит	2,01	413±5
	Слюдистый лиственит	0,43	270±7
р. Чаган-Гол (Монгольский Алтай, МНР)			

* Определения выполнены в лаборатории геохронологии ИГиГ СО АН СССР доктором геолог.-мин. наук Л. В. Фирсовым.

личаются по минеральному составу, физико-химическим условиям образования, текстурно-структурным особенностям и целому ряду других признаков и относятся к различным минеральным типам — тальковому, слюдиному и гидрослюдиному.

Наиболее редкие тальковые листвениты в виде мощной линзы обнажаются в зоне контакта серпентинитов с вмещающими их породами в левом борту р. Чуя у горы Пай-Бюре. Они представляют собой довольно крупнозернистые кварц-доломит-брейнеритовые с тальком породы с многочисленными прожилками и жилами кварца, карбонатов и зеленовато-серого талька. Сульфиды в этих лиственитах отсутствуют, содержание ртути не превышает фоновых ($1-5 \cdot 10^{-6}$ мас. %).

Слюдистые марипозитовые листвениты известны в районе урочищ Талды-Дюргун и Туерык, где они развиваются вдоль зон тектонических нарушений внутри тел серпентинитов либо вдоль их контактов с вмещающими известняками и сланцами нижнего кембрия. При этом серпентиниты подвергаются лиственитизации, а алюмосиликатные кембрийские породы — кварц-серицит-карбонатному изменению. Слюдистые листвениты представляют собой довольно крупнокристаллические породы с марипозитом (Sr-содержащим фенгитом). В них находятся многочисленные жилы кварца мощностью до 0,5 м, содержащие иногда значительные скопления сульфидов: пирита и халькопирита. Вероятная температура образования этих лиственитов, по данным гомогенизации газовой-жидких включений, равна 290—160°C. Следов ртутной минерализации в этих породах не устанавливается. По температурам минералообразования и минеральному составу эти листвениты очень близки к лиственитам, описанным ранее В. А. Кузнецовым [Кузнецов и др., 1962] в районе р. Курумду-Айры. Возраст слюдиных лиственитов Чаганузунского гипербазитового массива 336—441 ± 18 млн. лет.

Гидрослюдистые листвениты наиболее распространены в Чаганузунском гипербазитовом массиве. Среди них выделяются две разновидности — гидрослюдистые листвениты, не содержащие сульфидов (гора Пай-Бюре, район пос. Чаган-Узун и др.), и листвениты с обильной сульфидной минерализацией (рудноносные листвениты Чаганузунского и Красногорского месторождений). Эти метасоматиты представляют собой мелкозернистые зеленовато-серые породы, располагающиеся в виде вытянутых линзовид-

ных тел, приуроченных к разрывным нарушениям, секущим или ограничивающим серпентиниты. Рудоносные листвениты Чаганузузунского месторождения локализованы в зоне Главного Чаганузузунского разлома (см. рис. 3), по которому приведены в соприкосновение нижнекембрийские серпентиниты с породами верхнего протерозоя, кембрия и верхнего девона. Возраст гидрослюдистых лиственитов Чаганузузунского месторождения 150—170 млн. лет. Гидрослюдистые листвениты (рудные и безрудные) образуются при одних и тех же температурах и давлениях, но растворы, образовавшие рудоносные листвениты, отличаются более высокими концентрациями солей п сульфидной серы (до 4,5 г/кг H₂O).

Кроме лиственитов в пределах Чаганузузунского гипербазитового массива отмечается большое количество зон тальк-карбонатных пород, сульфидная минерализация в них, как правило, не проявлена и повышенных содержаний ртути не зафиксировано. Таким образом, в этом районе установлено три типа лиственитов, различающихся по возрасту, геологическому положению и минеральному составу, ртутное же оруденение связано лишь с одним из них — гидрослюдистым. Все другие типы лиственитов (тальковые, слюдистые и тальк-карбонатные породы) пространственно разобщены со ртутным оруденением и не несут никаких следов ртутной минерализации.

Рассмотрим соотношение ртутного оруденения с гидрослюдистыми лиственитами. Зоны гидротермально измененных пород, содержащие ртутное оруденение, имеют сложное зональное строение: серпентинит → → оталькованный карбонатизированный серпентинит → тальк-карбонатная порода → кварц-тальк-карбонатная порода → кварц-карбонатная порода (оруденелый лиственит) → аргиллизированная алюмосиликатная порода (или окварцованный доломитизированный известняк) → неизменная алюмосиликатная порода (или неизменный известняк). В этой зональной метасоматической колонке ртутное оруденение занимает строго определенное положение. Наиболее богатые руды, как уже отмечалось многими исследователями, располагаются обычно в брекчированных окварцованных и доломитизированных известняках или аргиллизированных алюмосиликатных породах. Причем в этих же породах установлены и наиболее крупные скопления антимонита, отложение которого предшествовало отложению киновари. Богатые руды отмечаются и в апосерпентинитовых лиственитах, но в основном вблизи их контакта с аргиллизированными породами или окварцованными известняками. По направлению к неизменным серпентинитам в лиственитах заметно уменьшается количество киновари п особенно антимонита, уменьшаются степень раздробленности лиственита и количество кварц-карбонатных и карбонатных прожилков.

В процессе формирования гидротермально измененных пород и ртутного оруденения различаются стадии: предрудного метасоматоза; рудо-сопровождающего метасоматоза и рудоотложения; пострудная. Наиболее полно и четко стадийность проявляется в аргиллизированных алюмосиликатных породах, контактирующих с лиственитами. Метасоматическая колонка аргиллизированных песчаников (рис. 36) представлена альбит-хлорит-карбонатной, гидрослюдисто-монтмориллонитовой, каолинитовой и гидрослюдисто-каолинитовой зонами в виде:

0. Кв + Алб + Эпид + Карб + Муск + Гем (неизменный песчаник)

1. Кв + Алб + Гсл-I + Хл + Карб + Гем

2. Кв + Алб + Гсл-I + Монтм + Карб

3. Кв + Гсл-I + Монтм + Каол

4. Кв + Гсл-I + Каол

5. Кв + Каол + Пир

6. Кв + Каол + Гсл-II + Карб + Пир

Во внутренней метасоматической зоне этой колонки отмечаются многочисленные прожилки, выполненные кварцем, карбонатами, гидрослюдой, альбитом и рудными минералами.

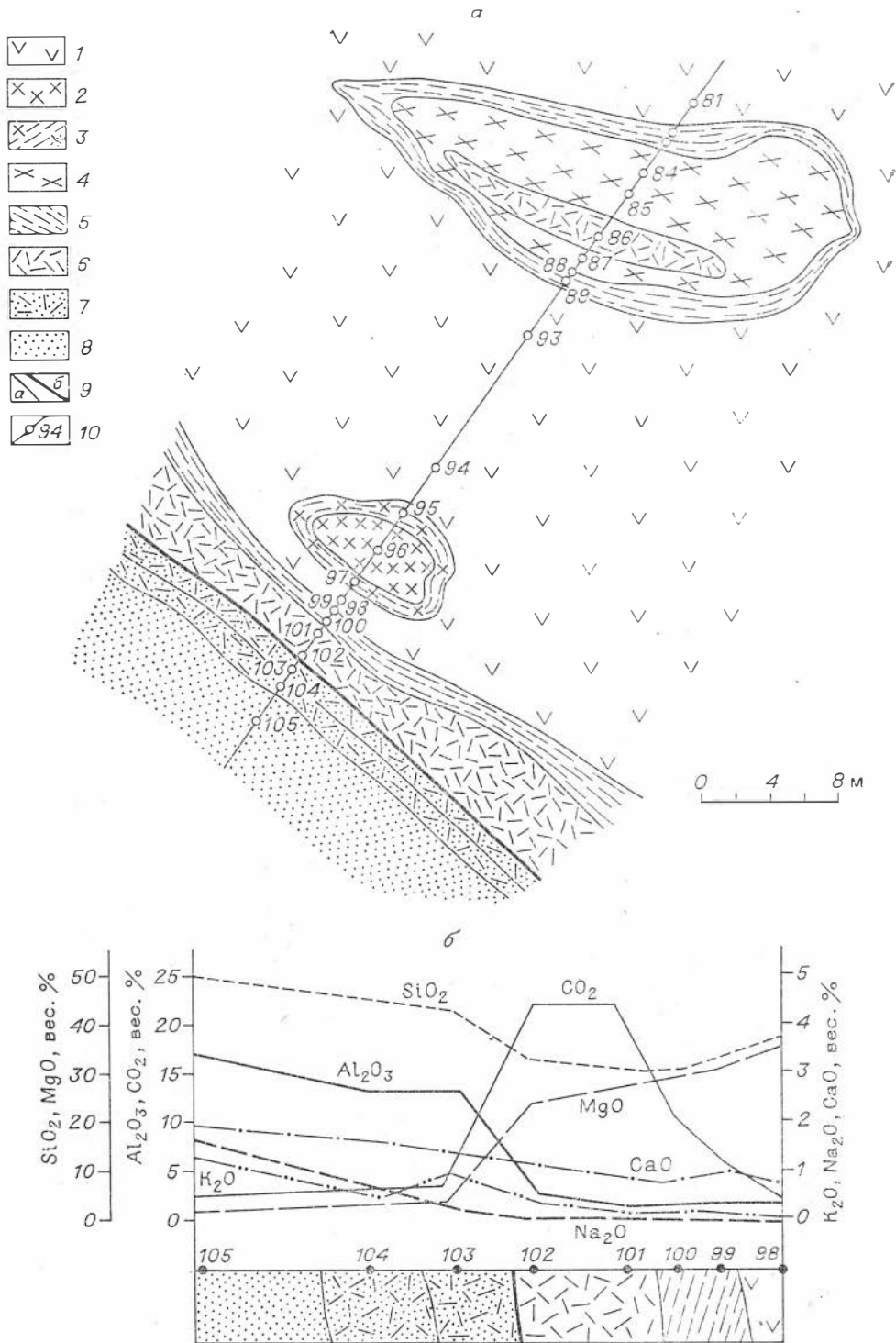


Рис. 36. Схема геологического строения зоны аргиллизированных песчаников и лиственитизированных серпентинитов (а) и изменение химического состава пород при гидротермальном изменении (б) [по Оболенскому, Борсенко, 1978].

1 — серпентиниты; 2 — габбро-диабазы; 3 — измененные габбро-диабазы; 4—7 — гидротермально-измененные породы (4 — кварц-карбонатная порода с хлоритом, 5 — тальк-карбонатные породы и оталькованные карбонатизированные серпентиниты, 6 — кварц-карбонатная порода (лиственит), 7 — аргиллизированный песчаник); 8 — неизменный песчаник; 9 — геологические границы (а), разломы (б); 10 — место отбора и номер пробы.

В раннюю стадию гидротермального процесса происходят интенсивная аргиллизация песчаников и формирование зональной метасоматической колонки с кварц-каолинит-пиритовой внутренней зоной. Стадия рудосопровождающего метасоматоза начинается с интенсивного развития гидрослюды II, замещающей каолинит в этой зоне и образующей прожилки вместе с кварцем и карбонатами. Отложение гидрослюды II (часто Cr-содержащей) непосредственно предшествует отложению киновари и антимонита в аргиллизированных песчаниках. Отложение альбита в кварц-доломитовых прожилках следует за отложением киновари I, но предшествует отложению киновари II. К концу рудоотложения и в пострудную стадию происходит образование диккита, замещающего более ранние гидрослюду II и альбит. В результате в аргиллизированных песчаниках устанавливается такая последовательность образования силикатных минералов: каолинит → гидрослюда → альбит → диккит. Отложение киновари происходит после гидрослюды, но до отложения диккита.

Близкая схема развития гидротермального процесса устанавливается и в гидрослюдистых лиственитах, контактирующих с аргиллизированными песчаниками. Так же, как и в аргиллизированных песчаниках, устанавливаются предрудная стадия гидротермального изменения пород и стадия рудосопровождающего метасоматоза, выражающиеся в образовании предрудных и сорудных лиственитов. Предрудные листвениты на Чаганузунском месторождении слагают протяженную зонально построенную полосу гидротермально измененных серпентинитов, протягивающуюся вдоль тектонического контакта серпентинитов с песчаниками и известняками. Метасоматическая колонка гидротермально измененных серпентинитов представлена следующим рядом метасоматических зон: неизменный серпентинит → оталькованный карбонатизированный серпентинит → тальк-карбонатная порода → кварц-карбонатная порода (лиственит). Несмотря на то, что изменение состава главных парагенезисов зон лиственитизированных пород соответствует изменению минерального состава в зонах лиственитов, состав псевдоморфоз по кочубейту (Cr-клинохлору), присутствующему в незначительных количествах в исходных серпентинитах (от внешних зон к внутренним), отвечает изменению минерального состава в зонах аргиллизированных пород: кочубейт → кочубейт + смешанослойный хлорит-монтмориллонит → кварц + гидрослюда + каолинит (табл. 14). Это указывает на то, что предрудные листвениты Чаганузунского месторождения являются апосерпентинитовыми аналогами аргиллизированных песчаников этого месторождения и образуются с ними в одну предрудную стадию гидротермального процесса.

Т а б л и ц а 14

Минеральный состав метасоматических зон колонки лиственитизированных пород предрудной стадии (месторождение Чаганузунское)

Порода	Главные минералы	Второстепенные минералы (состав псевдоморфоз по кочубейту)
Неизменный серпентинит	0. Серпентинит + хромит + гематит	Кочубейт
Оталькованный карбонатизированный серпентинит	1. Серпентин + брейнерит + тальк + доломит + хромит + гематит	»
Тальк-карбонатная порода	2. Брейнерит + тальк + доломит + хромит + гематит	»
Кварц-тальк-карбонатная порода	3. Кварц + брейнерит + тальк + доломит + хромит + гематит	Кочубейт + смешанослойный минерал хлорит-монтмориллонит
Кварц-карбонатная порода (лиственит)	4а. Кварц + магнезит + доломит + хромит + пирит 4б. Кварц + магнезит + доломит + хромит + пирит	Кварц + Cr-гидрослюда Кварц + Cr-гидрослюда + каолинит

Стадия рудосопровождающего метасоматоза в различных зонах лиственитизированных пород проявляется по-разному. В кварц-карбонатных породах предрудной стадии она выражена в широком развитии метасоматической вкрапленности Сг-гидрослюда и кварц-гидрослюдистых, кварц-доломит-альбитовых прожилков, в составе которых иногда отлагается и киноварь. Рудосопровождающий метасоматоз в серпентинитах и тальк-карбонатных породах проявляется в форме локальных зон гидрослюдистых лиственитов, где киноварь образует метасоматическую вкрапленность вдоль фронта преобразования тальк-карбонатных и кварц-тальк-карбонатных пород в листвениты, или же в карбонатных и кварц-карбонатных прожилках [Оболенский, Борисенко, 1978].

Взаимоотношения предрудных и сорудных лиственитов устанавливаются достоверно. Сорудные листвениты приурочены к пологим трещинам, секущим лиственитизированные породы предрудной стадии. Вдоль этих трещин, выполненных карбонатом или кварцем и карбонатом, предрудные тальк-карбонатные, кварц-тальк-карбонатные породы и оталькованные карбонатизированные серпентиниты замещаются кварцем, магнетитом, сульфидами и гидрослюдой, в результате чего превращаются в типичные гидрослюдистые листвениты, т. е. процесс их образования и представляет собой околожильную лиственитизацию. Отложение киновари несколько сдвинуто во времени по отношению к сорудной лиственитизации, хотя наличие метасоматической вкрапленности киновари во фронтальных частях таких локальных зон лиственитов свидетельствует о близком по времени образовании ранних генераций киновари и сорудных лиственитов. Основная масса киновари отлагается в жильном выполнении несколько позже. Установленные на Чаганузунском месторождении две генерации киновари разделены между собой во времени образованием прожилков кварц-альбит-карбонатного состава. Одновременно с рудоотложением отлагается диккит, характерный и для заключительной стадии гидротермального процесса. Таким образом, лиственитам, так же как и сопряженным с ними аргиллизированным породам, свойственно последовательное образование силикатных минералов: гидрослюда + каолинит (предрудная стадия) → гидрослюда → альбит → диккит (рудная стадия) → диккит (пострудная стадия), т. е. проявлена направленная эволюция кислотности-щелочности минералообразующих растворов от кислых (предрудная стадия) к щелочным (рудная стадия) и далее вновь к кислым (пострудная стадия). Тесная пространственная ассоциация гидрослюдистых лиственитов и аргиллизированных пород, идентичность состава глинистых минералов, сходная последовательность развития метасоматических зон и их рудоносность, а также одинаковые физико-химические условия образования гидрослюдистых лиственитов и аргиллизированных пород свидетельствуют об образовании их в ходе единого гидротермального процесса.

Аналогичные соотношения лиственитов, аргиллизированных пород и ртутного оруденения известны и в других районах и ртутных провинциях. Так, по данным Р. К. Линна [1973], апогипербазитовые кварц-карбонатные породы (листвениты) и ассоциирующие с ними аргиллизированные породы ртутного месторождения Нью-Идрия (США) возникли в результате окolorудных гидротермальных изменений серпентинитов и осадочно-вулканогенных пород францисканской серии. Листвениты неизменно сопровождают все сколько-нибудь заметные ртутные проявления в серпентинитах и являются преобладающим типом окolorудных метасоматитов на месторождениях Берегового хребта в Калифорнии, в связи с чем и были названы американскими геологами «ртутными породами Калифорнии». Такие же соотношения лиственитов, аргиллизированных пород и ртутного оруденения описаны Ф. Хендерсоном [Henderson, 1969] на месторождении Маунт-Джексон, где апосерпентинитовые кварц-карбонатные породы и ртутные руды образовались в ходе одного гидротермального процесса. Наглядная взаимосвязь процессов лиственитизации серпентинита, аргиллизации песчаников и рудоотложения установлена на

ртутном месторождении Авала в Югославии [Maksimovič, Crnkovič, 1968; Jadranić, Rasić, 1965]. В лиственитах этого месторождения установлены глинистые минералы — галлуазит, каолинит, гидрослюда, монтмориллонит, закономерно располагающиеся в соответствующих метасоматических зонах колонки лиственитизированных пород. По данным И. С. Розенблюма и А. П. Пермякова [1974], листвениты, аргиллизированные породы и ртутное оруденение Тамватнейского месторождения, как и на вышеописанных месторождениях, также образовались в ходе единого гидротермального процесса. Таким образом, листвениты и лиственитизированные породы представляют собой типичные апосерпентинитовые метасоматиты, широко распространенные в различных рудных провинциях. Они заметно различаются по составу второстепенных алюмосиликатных минералов, наличие которых предопределяет их принадлежность к формации березитов или аргиллизитов и отражает физико-химические условия образования. По-видимому, и щелочно-карбонатные растворы, производящие лиственитизацию, могут быть различными по генезису — ювенильными, метаморфогенными, нагретыми минерализованными вадозовыми водами глубокой циркуляции, что прежде всего и предопределяет фациальные условия образования и рудоносность той или иной зоны лиственитов.

Листвениты и лиственитизированные породы, развитые на ртутных месторождениях, как правило, тесно ассоциируют с аргиллизированными породами алюмосиликатного состава, образуя сложные, часто многостадийные метасоматические колонки, сопровождающиеся ртутной минерализацией, преимущественно в жильном выполнении.

ПЕРВИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ РТУТИ И СОПУТСТВУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Как впервые показал А. А. Сауков [Сауков, 1946], формирование ртутных месторождений и зон ртутной минерализации сопровождается развитием первичных ореолов рассеяния ртути во вмещающих их породах. Содержания ртути в ореоле оказываются в несколько раз выше ее содержания в этих же породах на некотором удалении от минерализованных зон (т. е. геохимического фона). Выявление и оконтуривание первичных ореолов рассеяния ртути положено в основу литогеохимических методов поисков ртутных, ртутно-сурьмяных, золото-серебряных, колчеданных и некоторых других видов сульфидных месторождений, сопровождающихся формированием первичных ореолов рассеяния ртути, нашедших широкое применение как в нашей стране, так и за рубежом [Вершковская, 1956; Верге, 1965; Озерова, 1959, 1962; Brown, 1966; Fridrich, Hawkes, 1966; и др.].

Специальные геохимические работы, проведенные в последнее время на ртутных месторождениях [Григорян, Янишевский, 1968; Оболенский и др., 1968; Ростов и др., 1973; Епифанцев, Оболенский, 1974; Геология и генезис..., 1978], показали, что первичные ореолы на ртутных месторождениях оказываются комплексными полиэлементными, и из широкого круга сопутствующих химических элементов, образующих первичные ореолы, могут быть выделены ореолы элементов-индикаторов ртутного оруденения. Установлено зональное строение первичных ореолов, которое выражается в закономерном изменении в вертикальном разрезе месторождения содержания ртути и других элементов-индикаторов в надрудной и подрудной их частях. Литогеохимические исследования, проведенные в различных районах Алтае-Саянской области, позволили выявить и описать ореолы рассеяния ртути на Белоосиповском, Чаганузунском и Терлигхайском месторождениях. Достаточно четко установлен эндогенный полимодальный ореол рассеяния ртути на площади Белоосиповского ртутного месторождения [Оболенский и др., 1968]. Он в общих чертах соответствует форме рудной зоны и отличается величиной и неоднородностью

распределения содержаний. Почти во всех профилях выявляются дополнительные максимумы, обязанные своим происхождением существованию субпараллельных разломов и трещин, зон гидротермально измененных пород, служивших в период рудообразования путями проникновения рудоносных растворов. Фоновое содержание ртути за пределами месторождения определяется равным $1 \cdot 10^{-6}$; среднее содержание ртути в породах рудного поля — $5 \cdot 10^{-4}$, а значимые максимумы околорудной зоны имеют содержания в ореоле рассеяния $3 \cdot 10^{-4}$ — $1 \cdot 10^{-3}$ мас. %.

Интенсивные и сложные по строению первичные ореолы рассеяния ртути установлены в пределах Чаганузунского рудного поля [Епифанцев, Оболенский, 1974]. Вариационные кривые распределения содержания ртути характеризуются пятью максимумами с модальными значениями $2,5 \cdot 10^{-6}$; $7,5 \cdot 10^{-5}$; $1,5 \cdot 10^{-4}$; $8,5 \cdot 10^{-4}$; $8,5 \cdot 10^{-4}$ мас. %. Статистическая обработка анализов выявила особенности поведения ртути и других элементов и их корреляционные связи при переходе от пород с «ореольной» концентрацией к листовенитам с концентрированной ртутной минерализацией (т. е. к собственно ртутным рудам). Корреляционный анализ показал, что с повышением содержания ртути в рудах возрастает содержание мышьяка и стронция и снижается — меди, свинца, цинка, кобальта, никеля и других элементов.

Наиболее детально первичные эндогенные ореолы рассеяния ртути и других сопутствующих ей рудных элементов изучены на Терлигхайском ртутном месторождении сотрудниками Центральной геохимической экспедиции ИМГРЭ [Ростов и др., 1973; Симкин, 1972], где было проведено оконтуривание эндогенных ореолов по минимально аномальным содержаниям и с применением статистического метода разграничивания геологических объектов. Идентичные «положительные» эндогенные ореолы по данным обоих методов образуют ртуть, мышьяк, серебро, цинк, сурьма, реже медь, свинец, молибден. «Отрицательные» ореолы образуют ванадий, кобальт, иногда медь, свинец и цинк. Проведенные исследования позволили выявить сложное строение и комплексный полиэлементный характер ореола рассеяния, куда входят и элементы-индикаторы, такие как ртуть, серебро, мышьяк, цинк, сурьма, генетически связанные с продуктивной стадией процесса эндогенного гидротермального рудообразования на Терлигхайском ртутном месторождении.

Ореолы ртути, мышьяка, серебра, сурьмы, цинка и меди в совокупности образуют комплексный (полиэлементный) первичный ореол, в строении которого в вертикальном разрезе наблюдается зональность. Наиболее четко она проявлена для первых пяти рудных элементов. Анализ распределения элементов в вертикальном разрезе дал следующий ряд (сверху вниз): ртуть → мышьяк → серебро → сурьма → (медь) → цинк. Первые три элемента в этом ряду образуют «надрудную» группу, а сурьма и цинк — группу «подрудных» элементов.

Сравнивая размеры эндогенных ореолов Hg, As, Ag, Zn, Cu и Sb, можно заметить, что наибольший ореол имеет Hg, а наименьшие — As и Ag. Если ореол Hg развит по всему разрезу рудной зоны, выходя иногда далеко за его пределы, то аномальные положительные концентрации As и Ag фиксируются в основном в верхней и нижней частях рудной зоны. Ореолы Zn и Sb распространены исключительно в нижней части разреза рудоносной толщи. Как правило, поля высоких аномальных концентраций As, Ag, Zn, Sb развиваются там, где сосредоточена большая часть рудовмещающих трещин, т. е. форма и размеры этих полей определяются в основном структурными факторами. По мощности эндогенные ореолы превышают размеры рудных тел в 5, 10, 20 раз.

В заключение можно сделать некоторые выводы.

1. Распределение содержаний ртути в эндогенных первичных ореолах месторождений ртутной рудной формации носит полимодальный характер, т. е. представляет собой сумму элементарных распределений. Именно полимодальный характер вариационных кривых отражает многоступенчатость (стадийность) формирования первичных ореолов рассеяния ртути:

от местного геохимического фона к первичному ореолу и затем к рудному телу. В то время как местный геохимический фон фиксирует рассеянное состояние рудного вещества, каждая последующая ступень есть отражение возрастающей концентрации ртути — так формируются «положительные» аномалии ее концентраций.

Полимодальность вариационных кривых распределения содержаний, по-видимому, вообще характерна для первичных ореолов не только ртутных, но и других месторождений. Аналогичные явления описаны для медных, полиметаллических и золоторудных месторождений. Полимодальность вариационных кривых распределения содержания ртути в первичных ореолах рассеяния, очевидно, следует расценивать как отражение ступенчатости (стадийности) процессов гидротермального минералообразования. Более того, она может быть использована и как индикатор продуктивности таких первичных ореолов [Нарсеев и др., 1969].

2. Ореолы рассеяния на ртутных месторождениях являются комплексными (полиэлементными). Уровни содержаний в ореолах элементов-спутников ртути, таких как сурьма, мышьяк, цинк, серебро и медь, прямо коррелируются с уровнями ее содержаний. Эти же элементы часто образуют самостоятельные рудные минералы или изоморфно входят в состав ртутных и других минералов [Геология и генезис..., 1978].

3. В строении первичных эндогенных ореолов рассеяния на изученных ртутных месторождениях отмечается вертикальная зональность. Элементы-индикаторы, входящие в комплексный ореол рассеяния, образуют закономерный ряд (сверху вниз): ртуть → мышьяк → серебро → сурьма → цинк. Этот устойчивый набор элементов характеризует, по-видимому, геохимическую специализацию рудообразующих магматогенных мантийных флюидов, которые, смешиваясь на путях движения с различными типами вод (метаморфогенными, седиментогенными, вадозными), формируют рудообразующие гидротермы. Другими словами, этот набор элементов отражает вероятную полноту проявления генетического ряда рудных формаций, в который закономерно входит и ртутная формация.

4. Комплексность и четкие границы эндогенных ореолов рассеяния на ртутных месторождениях могут рассматриваться как надежные и четкие критерии для поисков ртутных и других месторождений и слепых рудных тел.

III. НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ РТУТНОЙ И РТУТНО-СУРЬМЯНО-ВОЛЬФРАМОВОЙ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ В ОБЛАСТЯХ МЕЗОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Центрально-Азиатский ртутный пояс как крупная трансконтинентальная рудоконтролирующая структура, сопоставимая по своим масштабам с Тихоокеанским и Средиземноморским глобальными поясами ртутного оруденения, был выделен В. А. Кузнецовым [1974 и др.]. Тектоническое положение этого рудного пояса соответствует позиции одноименного палеозойского складчатого пояса, который протягивается на несколько тысяч километров из районов Южного Тянь-Шаня на западе до Становика — Джугджура на востоке, располагаясь между Сибирской платформой на севере и Таримской и Северо-Китайской платформами на юге. Вместе с тем Центрально-Азиатский складчатый пояс является составной частью или крупным сегментом Урало-Монгольского геосинклинально-складчатого и металлогенического пояса, его южной и восточной ветвью

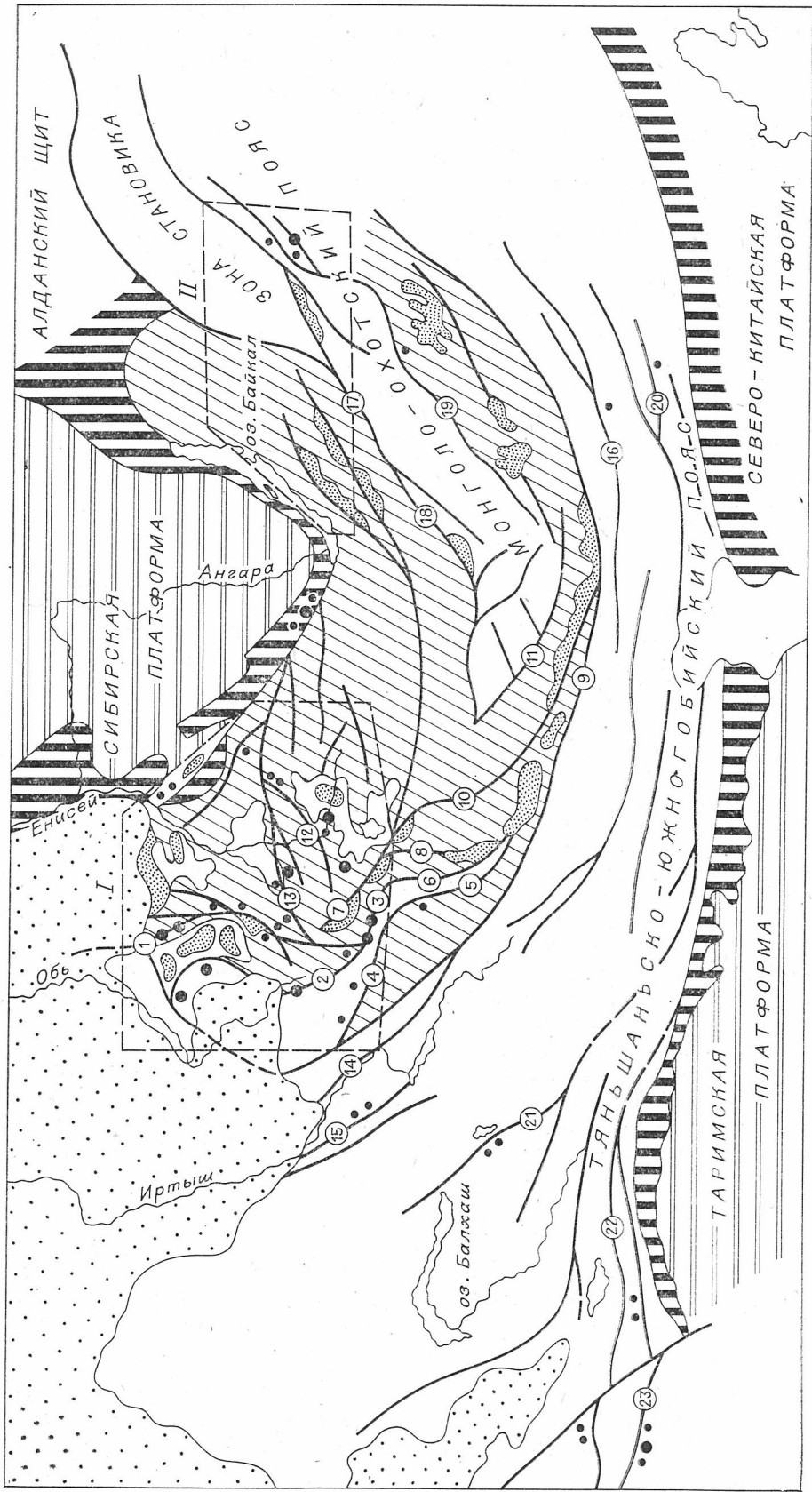
[Тектоника..., 1974; Металлогения..., 1983]. Основные черты геологического строения и истории развития Центрально-Азиатского складчатого пояса охарактеризованы Л. П. Зоненшайном [1972], а особенности мезозойской тектоники — К. В. Боголеповым [1967] и другими геологами [Очерки тектоники..., 1974]. Для Центрально-Азиатского складчатого пояса характерны сложное строение и длительное многоэтапное «полигеосинклинальное» развитие. В целом наблюдается дугообразный изгиб складчатых структур, закономерно обрамляющих южный выступ Сибирской платформы: байкалиды, сменяющиеся южнее каледонидами и еще южнее герцинидами. В северо-западной части пояса преобладают блоковые структуры преимущественно северо-западного, а на востоке — северо-восточного простирания, на юге — линейные субширотные структуры (рис. 37).

Важнейшее значение в строении Центрально-Азиатского пояса имеют протяженные зоны глубинных разломов с офиолитовыми и гипербазитовыми поясами, которые, вероятно, фиксируют положение существовавших в палеозое глубинных сейсмофокальных зон, или палеозон Беньофа [В. А. Кузнецов, 1974]. Зоны глубинных разломов имеют особое значение для металлогении ртути, поскольку вдоль них размещаются ртутные месторождения и рудопроявления, образующие линейные ртутно-рудные пояса и зоны. По времени заложения различаются раннекаледонские (или салаирские), девонские (или раннегерцинские) и позднегерцинские зоны глубинных разломов. Первые развиты в северной части пояса, особенно в байкалидах и каледонидах Алтае-Саянской области, Северной и Центральной Монголии и Западного Забайкалья; вторые прослеживаются вдоль протяженной полосы, включающей в себя на западе Зайсанскую (Чарскую) зону Восточного Казахстана, а на востоке — Южно-Монгольскую эвгеосинклинальную зону с Гобийским и Манлайским гипербазитовыми поясами; третьи размещаются еще южнее, в полосе от южного Тянь-Шаня на западе до Южно-Гобийской складчатой системы позднепалеозойской Солонкерской эвгеосинклинальной зоны на востоке.

Ртутное оруденение в Центрально-Азиатском поясе размещается вдоль зон глубинных разломов различных типов. Наибольшее значение имеют зоны глубинных разломов, сопровождаемые офиолитовыми поясами с гипербазитами, однако не все зоны такого типа рудоносны, и в ряде случаев оруденение контролируется региональными разломами, не сопровождаемыми офиолитовыми поясами. Установлено, что ртутное оруденение преимущественно локализуется в зонах региональных разломов, несущих признаки мезозойской тектономагматической активизации, вдоль которых сформированы позднепалеозойские и мезозойские приразломные прогибы и грабены, выполненные существенно молассовыми континентальными толщами, а в Забайкалье — мезозойскими вулканогенно-осадочными отложениями. Характерным признаком структур активизации служит проявление глубинного базальтоидного и щелочно-базальтоидного магматизма, выраженного обычно вулканоструктурами и протяженными поясами даек или мелких штоков самостоятельных малых интрузий.

РОЛЬ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ В ЛОКАЛИЗАЦИИ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

По одному из важнейших признаков глубинных разломов — их роли в разграничении крупных структур земной коры — глубинные разломы Центрально-Азиатского пояса могут быть отнесены к одному из трех главнейших типов (табл. 15): краевым швам, или перикратонным разломам; внутригеосинклинальным граничным разломам и, наконец, к меж-



- 1 [Symbol: Horizontal lines]
- 2 [Symbol: Vertical lines]
- 3 [Symbol: Diagonal lines (top-left to bottom-right)]
- 4 [Symbol: Empty box]
- 5 [Symbol: Dotted pattern]
- 6 [Symbol: Stippled pattern]
- 7 [Symbol: Wavy lines]
- 8 [Symbol: Circle with dot]
- 9 [Symbol: Square with horizontal lines]

Типы глубинных разломов, активизированных в мезозое и соответствующие им рудоносные структуры

Типы глубинных разломов	Рудоносные структуры
<i>Региональные структуры</i>	
Краевые швы (перикратонные глубинные разломы) по границам платформ и геосинклинальных складчатых областей	Металлогенические пояса (Восточно-Саянский и Байкальский ртутные)
Внутригеосинклинальные (граничные) разломы и их системы по границам разновозрастных геосинклинальных складчатых областей, срединных массивов, геосинклинальных прогибов и геантиклинальных поднятий	Металлогенические пояса и металлогенические линейные зоны (Кузнецко-Алтайский и Монголо-Охотский рудные пояса, Саяно-Тувинская и Южно-Тотаньская ртутные зоны, Приаргунская свинцово-цинково-флюоритовая зона)
Межглыбовые разломы по границам отдельных структурных элементов геосинклинальных прогибов, геантиклинальных поднятий, срединных массивов, щитов	Металлогенические линейные (рудные) зоны (Ерминско-Горхонская ртутная, Онон-Турункая золото-сурьмяно-ртутная, Керуленская ртутно-флюоритовая, Чакульско-Пельорукская ртутная и т. д.)

Локальные структуры

Отдельные крупные дизъюнктивные структуры типа надвигов, взбросов, взбросо-сдвигов и др., ограничивающие шовные (приразломные) прогибы, грабены, горсты и другие разнородные тектонические блок-элементы региональных структур, «буферные» зоны и т. д.

Тектонические узлы — сопряжения и пересечения разломов, флексурные изгибы, зоны повышенной трещиноватости и разветвления разломов, структуры типа «конского хвоста», штокверковые зоны и т. д.

Рудные кулисы, рудные узлы, рудные поля (Акташская и Чаганузувская рудные кулисы; Терлигхайский рудный узел; Ундинская рудная кулиса; Келянский рудный узел и др.)

Рудные поля, месторождения, рудные тела

глыбовым (или внутриглыбовым) разломом [Шейве, 1945, 1956а, б; 1980; Шатский, 1946; Хаин, 1973; и др.]. Принадлежность к тому или иному типу в определенной мере предопределяет другие важные характеристики глубинных разломов: время их заложения, глубину проникновения, длительность развития и металлогеническую специализацию.

К краевым швам, или перикратонным разломом, относятся глубинные разломы, разграничивающие платформы и геосинклинальные области. Это — Главный Восточно-Саянский и Байкальский (Обручевский) краевые швы, ограничивающие южный выступ Сибирской платформы с юго-запада и юго-востока. К типу краевых швов, по-видимому, может быть отнесен и Становой разлом, рассматриваемый как глубинная структура сверхдлительного развития на границе Алданского щита с протерозойской складчатой областью Становика — Джугджура [Казанский, 1971, 1972].

Ко второму типу относятся внутригеосинклинальные граничные разломы, либо разделяющие геосинклинальные прогибы и геантиклинальные поднятия или разновозрастные складчатые системы, либо обрамляю-

Рис. 37. Схема строения Центрально-Азиатского пояса ртутного оруденения [по В. А. Кузнецову, 1978].

1 — древние платформы; 2 — краевые выступы фундамента древних платформ; 3 — байкалпды и каледониды северной части пояса; 4 — герцинские складчатые структуры и прогибы; 5 — Западно-Сибирская низменность; 6 — позднемезозойские прогибы, в том числе приразломные; 7 — зоны глубинных разломов; 8 — месторождения и рудопроявления ртути; 9 — ртутные провинции (I — Алтай-Саянская; II — Забайкальская). Глубинные разломы: 1 — Кузнецкий; 2 — Сарасинский; 3 — Курайский; 4 — Чарышско-Теректинский; 5 — Толбонурский; 6 — Кобдинский; 7 — Шапшальский; 8 — Чаганшибетинский; 9 — Ихэбогдинский; 10 — Дзабханский; 11 — Баянхонгорский; 12 — Саяно-Тувинский; 13 — Западно-Саянский; 14 — Иртышский; 15 — Чарский; 16 — Манлайский; 17 — Чикой-Ингодинский; 18 — Баянгольский; 19 — Ононский; 20 — Солонкерский (Тотаньский); 21 — Алакульско-Джунгарский; 22 — разломы Восточного Тянь-Шаня; 23 — разломы Южного Тянь-Шаня.

щие срединные массивы. Это важнейшие структурные швы складчатых областей восточной части Центрально-Азиатского пояса. Размещение главнейших глубинных разломов подчинено общему структурному плану (см. рис. 37, 38). Как правило, зоны внутригеосинклинальных глубинных разломов проявлены как сложно построенные системы сопряженных региональных разломов, прослеживающихся на многие сотни и тысячи километров. К числу важнейших граничных внутригеосинклинальных разломов относятся: Приенисейский, Сисимо-Казырский и Удино-Витимский разломы, ограничивающие байкальские складчатые структуры обрамления Сибирской платформы, и Мамско-Витимский дугообразный разлом, огибающий Байкало-Витимское поднятие в Северном Прибайкалье.

Система региональных разломов, образующих Кузнецко-Алтайский глубинный разлом и одноименный ртутный пояс, прослеживается в субмеридиональном направлении более чем на 1500 км, погружаясь на севере под мезозойско-кайнозойские толщи Западно-Сибирской равнины, а на юго-востоке продолжаясь на территорию Монголии, и квалифицируется как важнейшая структурная линия Алтае-Саянской складчатой области [В. А. Кузнецов, 1966 и др.]. Положение разлома в тектонических структурах и его роль в их геологическом развитии определяется тем, что его значительная часть служит границей между древними каледонскими структурами востока Алтае-Саянской складчатой области (Кузнецкий Алатау, Горная Шория, Катунский антиклинорий) и Западной Монголии (Озерная зона) с испытавшими унаследованное геосинклинальное развитие в среднем и позднем палеозое каледонско-герцинскими складчатыми структурами ее западной части (Салаир, Ануйско-Чуйская зона). Геологически описываемая глубинная структура совпадает с зоной герцинских прогибов и мезозойско-кайнозойских впадин, вытянутых в направлении простираения региональных разломов, обрамляющих эти структуры (прогибы Кузбасса, Уйменско-Лебедский, Чуйский, Делюно-Юстыдский и мезозойские прогибы-грабены). В числе важнейших региональных разломов могут быть названы: Кузнецкий и Салаирский по обрамлению прогиба Кузбасса, Ташелгино-Кондомский, Сарасинский, Курайский, Чарышско-Теректинский, разграничивающий Ануйско-Чуйский прогиб и Холзунско-Чуйский антиклинорий. Прямыми структурными продолжениями Курайского и Чарышско-Теректинского разломов служат зоны Кобдинского и Толбонурского региональных разломов, Шапшальский и Цаганшибетинский разломы в Северо-Западной Монголии (см. рис. 38).

Монголо-Охотский глубинный разлом — главный структурный шов Восточного Забайкалья и Северного Приамурья, протягивающийся почти на 3000 км из районов Северной Монголии до побережья Охотского моря, в пределах Забайкалья обычно считается границей между каледонскими и герцинскими складчатыми структурами, а в Северном Приамурье он ограничивает с юга область протерозойской складчатости Становика-Джугджура. Зона Монголо-Охотского глубинного разлома отличается сложным геологическим строением. На всем своем протяжении она выражена системой широких приразломных прогибов, выполненных палеозойскими и мезозойскими отложениями и разделенных поперечными поднятиями (Бархинским, Агинским, Аникинским), в пределах которых обнажены метаморфические породы фундамента (толщи протерозоя) или нижнего структурного этажа — нижнего палеозоя [Алтухов и др., 1973]. Монголо-Охотский разлом состоит из ряда кулисно расположенных, продолжающих друг друга и сопряженных региональных разломов: Баянгольского и Ерогольского в Северной Монголии, переходящих в Чикой-Ингодинский, Куналейский, затем Шилкинский, Борщевочный и, наконец, Северо-Тукурингский. Каждый из этих разломов разграничивает разнородные по геологическому строению и истории развития блоки, отличается большой глубиной заложения и длительностью развития. Монголо-Охотский разлом рассматривается как элемент глобальной Монголо-Чукотской системы глубинных разломов, являющейся древней сейсмофокаль-

ной зоной, возникшей над зоной первичной неоднородности мантии Земли [Шило, Умитбаев, 1977].

Отчетливо проявленной системой граничных глубинных разломов выражено юго-восточное обрамление герцинских прогибов Восточной Монголии, Забайкалья и Северного Приамурья. В эту систему входят: Северо-Гобийский, Эрендабанский (Ононский) разломы, затем Урулюнгуевский, разграничивающий структуры домезозойского фундамента Приаргунского поднятия, существенно отличающиеся историей геологического развития в палеозое, и далее Амуру-Аргунский (Янканский) и Южно-Тукурингский разломы, обрамляющие с севера Бурейнский срединный массив.

К этому же типу разломов, по-видимому, следует отнести систему разломов, образующих «Главный линеамент Монголии» (Ихе-Богдинский, Сайхандуленский и Делгирский), Гоби-Тяньшаньский, Гурбан-Сайханский, Манлайский и Северо-Тотошаньский разломы; Саяно-Минусинский и Саяно-Тувинский разломы в Туве.

К глубинным структурам третьего типа относятся межглыбовые (и внутриглыбовые) разломы, разграничивающие, как правило, отдельные тектонические элементы в пределах более крупных структур складчатых областей, срединных массивов, щитов и других тектонических структур, в связи с чем они могут быть как продольными, так и поперечными по отношению к граничным разломам и краевым швам. По глубине заложения они могут быть подкоровыми, проникающими в мантию Земли, но чаще проявлены как глубокие коровые разломы или зоны повышенной проницаемости. Типичными межглыбовыми являются, например, разломы, оперяющие Главный Восточно-Саянский разлом и разграничивающие блоковые поднятия фундамента Сибирской платформы, — Онотский, Точерский (Ерминско-Горхонский), Бирусинский и др.

К этому же типу относятся Онон-Туринский и Восточно-Агинский разломы, отделяющие соответственно на западе и востоке Агинское поднятие от Даурского и Борзинского герцинских прогибов. Своеобразную кулисно-перистую систему образуют межблоковые разломы по северному обрамлению Тувинского прогиба. Структуры такого типа В. Г. Тюлькин и В. Н. Гречищева [1978] описывают как «буферные» зоны. К числу межглыбовых разломов относятся Жуинский, по которому происходит торцовое сочленение структур Байкало-Нижневитимской системы с западной окраиной Алданского щита и Становой складчатой зоной, Керуленский в блоке каледонид Северо-Восточной Монголии и многие другие второстепенные разломы.

Таким образом, в восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса выделяются глубинные разломы и их системы, различающиеся по своему значению в истории геологического развития этой территории. Каждый глубинный разлом или система разломов занимает определенное положение в тектонических структурах, располагаясь либо на границе платформы и обрамляющих ее складчатых областей, либо на границах областей разновозрастной складчатости, геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий, либо на границах отдельных структурных элементов складчатых областей, срединных массивов и щитов. Зоны глубинных разломов характеризуются исключительно сложным геологическим строением, обусловленным длительностью тектонического развития, многократным проявлением разновозрастного магматизма, метаморфизма и эндогенного оруденения. Это обстоятельство уже на ранних этапах изучения закономерностей размещения рудных месторождений позволило выявить линейный характер их распределения в виде рудных поясов, отчетливо вытянутых вдоль глубинных разломов [Ферсман, 1926; В. А. Кузнецов, 1939; С. С. Смирнов, 1944; В. И. Смирнов, 1947; Нехорошев, 1966; и др.].

Линейное, поясовое размещение вдоль глубинных разломов особенно характерно для низкотемпературных гидротермальных (эпитермальных) месторождений свинца и цинка, золота и серебра, арсенидных место-

рождений никеля и кобальта, флюорита, сурьмы, ртути и мышьяка, для которых устанавливается определенное соответствие типов и рангов рудоносных и разрывных тектонических структур. Причем в региональном плане размещения эпitherмальных месторождений отчетливо проявлена их закономерная приуроченность к различным типам глубинных разломов, а на распределение оруденения в этих линейных зонах оказывает влияние большее количество факторов и прежде всего наличие тектонических узлов, особенности проявления магматизма и контактового метаморфизма, морфология дизъюнктивов (развитие надвиговых структур), литология вмещающих пород, палеогеогеологические условия и другие факторы. Как показали проведенные исследования, размещение ртутных и ртутно-сурьяно-вольфрамовых месторождений в Алтае-Саянской складчатой области, в Забайкалье и в Монголии строго следует этой главной закономерности. Практически все известные месторождения и рудопроявления ртутных, сурьяно-ртутных и ртутно-сурьяно-вольфрамовых руд расположены в зонах региональных глубинных разломов, испытавших позднепалеозойские и мезозойские подновления. Ртутная минерализация особенно развита вдоль систем региональных разломов, обрамляющих позднепалеозойские и мезозойские прогибы и грабены, формировавшиеся унаследованно (Кузбасс, Тувинский, Минусинский, Делюно-Юстыдский, Хангай-Хентейский и другие прогибы, Каргинский и Курайский грабены, Онон-Туринская, Ундино-Даинская и другие депрессии Восточного Забайкалья и т. д.).

Характерно, что ртутная минерализация и признаки ее проявления сопровождают все три типа глубинных разломов: краевые швы и внутригеосинклинальные глубинные разломы на ранних этапах своего развития, сопровождаемые офиолитовыми шовными зонами и поясами гипербазитов, а также типичные межблоковые разломы. Будучи по возрасту мезозойским, ртутное оруденение обнаруживает тесную связь со структурами мезозойской тектонической активизации и приурочено к активизированным в мезозое участкам более древних швов глубинных разломов. Такие участки в зонах глубинных разломов выделяются в качестве тектонических узлов и, как правило, оказываются рудными узлами.

Размещение же тектонических узлов в зонах региональных разломов подчинено особенностям геологического строения и истории развития приразломных структур этапа активизации, морфологии и характеру образующих их дизъюнктивов, формам проявления магматизма, ореолов контактово и гидротермально измененных пород, их литологии и другим факторам. В Алтае-Саянской и Забайкальской металлогенических областях, а также в Монголии размещение тектонических и рудных узлов предопределяется:

1) формированием приразломных прогибов, грабен-синклиналей, депрессий, выполненных толщами среднего и верхнего палеозоя, раннего мезозоя;

2) кулисным, или эшелонным, строением зон разломов, отражающим горизонтальные, сдвиговые перемещения крупных тектонических блоков и плит;

3) сопряжением разломов, их ответвлением и развитием перистых систем разрывов типа «конского хвоста»;

4) изгибами сместителей разломов с развитием зон повышенной трещиноватости и проницаемости в участках перегибов;

5) пересечением региональных разломов со скрытыми структурами фундамента;

6) развитием надвиговых структур, перистых систем трещин в связи со взбросо-сдвиговыми движениями блоков по рудоконтролирующим разломам.

Перечисленные признаки не исчерпывают всего многообразия условий локализации тектонических узлов и опираются в основном на их морфо-структурные особенности, которые могут быть существенно дополнены данными современных геофизических методов исследования. Такие иссле-

дования выполнены для Восточного Забайкалья Г. И. Менакером [Прогнозирование..., 1976] и применяются в практике геолого-поисковых работ.

Установлено, что ртутное оруденение реже локализуется в швах крупных региональных разломов первого порядка, по которым осуществлялся подъем гидротермальных растворов из глубин. Для локализации оруденения благоприятнее оказываются сопряженные с ними разрывы более высоких порядков, надвиговые структуры, системы трещин оперения и др. Совершенно очевидно, что условия, в которых происходили локализация и концентрация оруденения в рудных узлах и на месторождениях, еще более разнообразны и в самой обобщенной форме отражены в классификации месторождений по структурным типам, при составлении которой за основу была принята известная классификация В. И. Смирнова [Смирнов, 1947а, б; Смирнов, Рыженко, 1958]. В рассматриваемой Южно-Сибирской ртутной провинции и в Монголии можно выделить следующие структурные типы месторождений:

- 1) месторождения в линейных зонах региональных разломов;
- 2) поднадвиговые субпластовые (стратиформные) месторождения;
- 3) месторождения в системах кулисно-перистых трещин и в минерализованных зонах дробления, штокверки;
- 4) гнездовые месторождения;
- 5) жилы.

Поскольку между структурным типом месторождения и геологической средой, в которой оно формируется, существует достаточно тесная взаимосвязь, устанавливается определенное соответствие структурных и минеральных (т. е. промышленно-генетических) типов месторождений. Так, месторождения, локализованные в зонах региональных разломов, практически все относятся к магнезиально-карбонатно-киноварному (лиственитовому) минеральному типу, так как именно вдоль региональных разломов располагаются тела и линзы гипербазитов, на контактах которых с известняками и песчаниками развиваются зоны лиственитов, вмещающих ртутное оруденение. Примерами таких рудных зон и месторождений являются: Чаганузунский надвиг с Чаганузунским, Красногорским и другими месторождениями и рудопроявлениями, Чазадырский разлом с одноименным месторождением, месторождение Ханги-Обо в МНР, Кысхыштубекский и Курумдинский разломы и др.

Поднадвиговые месторождения преимущественно представлены двумя минеральными типами: карбонатно-киноварным и кварц-диккит-киноварным, что в первую очередь обусловлено наличием под надвигом карбонатных или алюмосиликатных пород. Надвиговые структуры, в которых локализованы ртутные месторождения этих двух минеральных типов, относятся к крупным дизъюнктивным швам в обрамлении грабен-синклиналей, приразломных прогибов и других шовных структур, характерных для этапа тектонической активизации. Значительная протяженность по простиранию и падению, высокая проницаемость для растворов в сочетании с благоприятной литологической обстановкой обеспечивают условия для формирования в зонах надвигов наиболее крупных и богатых месторождений ртутных руд. К этому типу относятся Акташское, Курайское, Таджикинское и другие месторождения в Акташском надвиге Курайской зоны, Сухонькое месторождение в Сарасинской зоне, Келянское в Прибайкалье и др.

В системах кулисно-перистых трещин, развивающихся преимущественно в связи с дизъюнктивами более высоких порядков, сопряженных с крупными региональными разломами и надвигами, локализована самая многочисленная группа ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений различных минеральных типов. Преобладающими оказываются кварц-киноварные, барит-киноварные, кварц-барит-блеклорудные и др. Это разнообразие минеральных типов обусловлено различием составов вмещающих пород: вулканогенных, вулканогенно-осадочных, осадочных, в особенности наличием эвапоритовых отложений, характерных для позд-

непалеозойских межгорных прогибов — Тувинского, Минусинского, Делюно-Юстыдского, отчасти Кузнецкого. К этому структурному типу принадлежат Терлигхайское, Арзакское, Тебекское, Изерлигское и другие многочисленные месторождения Тувы; Горхонское в Восточном Саяне; Белоосиповское в Кузнецком Алатау; Баруншивеинское, Устьегьинское и Лучинное в Забайкалье и т. д.

Гнездовые и жильные месторождения, в сущности, различаются лишь формой. Состав минералов жильного выполнения в них предопределяется литологическим составом вмещающих пород и может меняться от кварцевого до карбонатного через различные промежуточные сочетания. В ряде случаев существенная роль среди жильных минералов может принадлежать бариту. Нередко в жилах и гнездах встречается дикцит. К этой группе относятся мелкие месторождения и многочисленные рудопроявления ртути, сурьмы и мышьяка. Типичные месторождения — Пезасское в Кузнецкой зоне, Чуйское и Актюльское на Алтае, Ильдиканское, Нерчинское и Оленевское в Забайкалье.

Жильная форма весьма характерна для многих сурьмяно-ртутных и сурьмяных месторождений Забайкалья: Грбовского, Тьргетуйского, Дыльбарейского, Жипкошинского, а также для ртутно-сурьмяно-вольфрамового Новоивановского месторождения.

При всем разнообразии структурных и минеральных типов важнейшей региональной закономерностью размещения ртутных и ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений является их приуроченность к линейным металлогеническим зонам. Обычно зоны глубинных разломов выделяются как линейные металлогенические зоны сложного профиля, потому что в них оказываются пространственно совмещенными различные по генезису и возрасту месторождения полезных ископаемых, связанные с разнотипным и разновозрастным магматизмом. В Южно-Сибирской провинции и входящих в ее состав Алтае-Саянской и Забайкальской металлогенических областях выделены и описаны разные по типу и металлогенической специализации рудные пояса и зоны [Шахов, 1940; Нехорошев, 1966; В. А. Кузнецов, 1939, 1958 и др.; С. С. Смирнов, 1944; Щеглов, 1966, 1968 и др.; Кормилицы, А. А. Иванова, 1968; А. А. Иванова, 1974; Геология и закономерности..., 1970; Константинов, 1973; Глобальные закономерности..., 1974; Прогнозирование..., 1976; Радкевич, 1977; и др.]. Однако наиболее специфичной оказывается эндогенная металлогения эпохи мезозойской тектономагматической активизации, в которой различают две последовательные стадии, отличающиеся типом структур, характером магматизма и устойчивыми ассоциациями эндогенных рудных месторождений или генетических рядов рудных формаций [Щеглов, 1966, 1968, 1976 и др.; В. А. Кузнецов, 1975а, б и др.; Оболенский, 1971, 1975, 1976а, б и др.]. С этими двумя стадиями проявления и развития процессов тектономагматической активизации может быть сопоставлена глыбово-складчатая «гранитоидная» и «базальтоидная» активизация в понимании М. С. Нагибиной, В. Е. Хайна и А. Л. Яншина [1975], где в первом случае эндогенная минерализация генетически связана с развитием преимущественно внутрикорового гранитоидного магматизма, а во втором — обнаруживает парагенетические связи со сложными вулканоплутоническими и интрузивными дайковыми базальтоидными и щелочно-базальтоидными магматическими комплексами мантийного происхождения. Преимущественное развитие эпитермальных месторождений свинца, цинка, арсенидов никеля и кобальта, золота, серебра, сурьмы, ртути, мышьяка и фтора свойственно металлогении глыбово-складчатых областей «базальтоидной» активизации. Ртутные и ртутно-сурьмяно-вольфрамовые месторождения проявляются как закономерный член генетических рядов рудных формаций в различных рудных провинциях и районах Центрально-Азиатского ртутного пояса позднего этапа мезозойской тектономагматической активизации и эпитермального оруденения [В. А. Кузнецов, 1974, 1975а, б; В. А. Кузнецов, Оболенский, 1982].

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ РЯДЫ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ ЭТАПА МЕЗОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Обоснованное выделение генетических рядов рудных формаций является главным и ведущим элементом металлогенических построений на основе рудноформационного анализа. Как отмечали И. Г. Магакьян [1967, 1969], В. А. Кузнецов [1975а, б и др.], Р. М. Константинов [1966, 1973], А. Д. Щеглов [1966, 1976], генетические ряды рудных формаций имеют не только важное теоретическое значение в познании генетических связей оруденения с магматизмом, стадийности и зональности процессов рудообразования, природы и источников рудного вещества, гидротермальных растворов и других вопросов генезиса, но и большое практическое значение, так как позволяют целеустремленно ориентировать геолого-поисковые работы на вероятные, хотя пока не открытые в данном районе рудные формации — звенья того или иного генетического ряда рудных формаций. Таким образом, выделение генетических рядов рудных формаций является важным элементом прогнозно-металлогенического анализа и составляет его теоретическую основу. Наиболее существенным аспектом обоснованного выделения генетических рядов рудных формаций оказывается выявление характера связей оруденения с магматизмом. При этом необходимо рассматривать связи не с отдельными типами изверженных пород или их ассоциациями, а с магматическими комплексами (магматическими формациями, по Ю. А. Кузнецову) в целом, считая ряды рудных формаций рудными комплексами, связанными генетически или парагенетически с соответствующими материнскими магматическими формациями в их конкретном проявлении.

Как было показано выше, гидротермальные низкотемпературные (эпитеpmальные) месторождения (в том числе ртутные и ртутно-сурьмяно-вольфрамовые) обнаруживают связь с проявлениями щелочно-базальтоидного магматизма позднего этапа мезозойской активизации, причем связь эта носит парагенетический характер и проявляется избирательно. Наиболее четко она устанавливается лишь с завершающими активизацию комплексами щелочно-базальтоидных малых интрузий, т. е. с производными наиболее глубинных магматических очагов. Такие дайковые комплексы щелочных базальтоидов нередко являются сложными многофазными, а серии даек оказываются дорудными или внутрирудными. Однако даже такая тесная ассоциация интрузивных пород с рудными месторождениями во времени и пространстве не означает, что именно эти породы были источником оруденения. В случае парагенетических соотношений и рудные месторождения, и магматические породы связаны единством происхождения с предполагаемым, но не доступным для непосредственного наблюдения и изучения глубинным магматическим очагом. Исследования последних лет показали, что многие проблемы генезиса низкотемпературных гидротермальных (эпитеpmальных) месторождений (такие как глубинный мантийный источник главных рудных элементов и некоторых минерализаторов, полигенная природа рудоносных гидротерм, тесная парагенетическая ассоциация с проявлениями щелочно-базальтоидного магматизма, локализация в зонах активизированных глубинных разломов) достаточно корректно увязываются в общей генетической модели образования эпитеpmальных месторождений — с развитием мантийных очагов щелочно-базальтоидных магм под воздействием потоков интрателлурических растворов, возникающих в корневых частях зон глубинных разломов в ходе их тектонической активизации и дегазации мантии [Оболенский, 1975; Оболенский и др., 1979, 1983]. В этой модели достаточно корректно увязываются такие, казалось бы, противоречивые стороны генезиса: глубинный источник магм, минерализаторов и рудных компонентов и приповерхностное формирование даек и рудных залежей; присутствие в

рудообразующих гидротермах как ювенильных, так и метаморфогенных и вадозных вод и компонентов рассолов, захороненных в эвапоритовых толщах (по данным изотопных исследований δC^{13} , δO^{18} и δS^{34}). Однако это не означает, что модельным подходом легко решаются все неясные генетические проблемы, хотя именно такой общий методологический подход наиболее объективен. Именно общая генетическая модель демонстрирует смысл парагенетического характера связи с магматизмом и своеобразие состава [низкотемпературного рудного комплекса (генетического ряда рудных формаций) щелочно-базальтоидной магматической формации: его формирование обусловлено значительной глубиной и прерывистым режимом отделения от расплава флюидной фазы, претерпевшей при дальнейшем подъеме к поверхности земли значительные изменения компонентного состава и концентрации (многократное разбавление различными типами подземных вод, окисление и т. д.). При этом внедрение магматического расплава несколько «отстает» и субвулканические дайковые тела, сингенетичные рудам, оказываются пнтрарудными. Для месторождений ранних рудных формаций (никель-кобальтовой арсенидной, свинцово-цинковой) дайки чаще интратермальные или послерудные, для поздних (флюоритовой, ртутной) — дорудные. Пространственное совмещение эпитермальных руд и даек щелочных базальтоидов в одних и тех же разломах достаточно редко, так как пути движения гидротерм и внедряющейся магмы могут не совпадать в силу разных геодинамических условий.

Реальной основой создания качественной геолого-генетической модели послужили результаты рудноформационных исследований и обобщения материалов по тектонике, магматизму и металлогении Алтае-Саянской складчатой области, Прибайкалья, Забайкалья, Монголии и других смежных регионов. Кроме того, в последние годы более детально была разработана схема магматизма и металлогении для двух этапов мезозойской тектономагматической активизации Алтае-Саянской области [Оболенский, 1975; Оболенский, Оболенская, 1968, 1982; Оболенская, 1983]. Формационный анализ мезозойского магматизма показал, что в целом для Алтае-Саянской области и прилегающих регионов он может быть охарактеризован как магматизм автономной тектонической активизации «базальтоидного» типа, связанный с континентальным рифтогенезом. Закономерно также, что почти во всех рассматриваемых структурно-формационных зонах мы прослеживаем в мезозе полные и неполные ряды базальтоидных магматических комплексов с различной рудной специализацией, характеризующие антидромную направленность эволюции магматизма: от толеитового и оливин-базальтового к щелочно-базальтоидному, сменяющемуся иногда щелочно-ультраосновным (щелочно-сиенитовым). Мезозойские гранитоидные комплексы (за исключением Восточного Забайкалья) проявлены спорадически.

Генетические аспекты рассматриваемой модели эпитермального рудообразования базируются также на экспериментальных и теоретических петрологических данных. Как было показано многими исследователями, породы мантийного субстрата содержат значительные количества летучих компонентов и щелочей, которые могут образовывать при тектонической активизации интрателлурические потоки в зонах повышенной проницаемости, что приводит к частичному плавлению мантии [Ю. А. Кузнецов, 1964; Коржинский, 1968, 1977; Бейли, 1972; Wyllie, 1978; Йодер, 1979; и др.]. Из исследований по плавлению мантийных ультраосновных пород [G. Green, 1970; Ito, Kennedy, 1974; Mysen, Boettcher, 1976; Mysen e. a., 1976] при различных термодинамических параметрах известно, что вблизи температуры солидуса при незначительной степени плавления (~ 5%) появляются легкоплавкие расплавы, обогащенные летучими и рудными компонентами (сульфидами). Такие расплавы, возможно, занимают межзерновые пространства в породах астеносферного слоя и являются потенциальным коллектором многих металлов (олово, золото, сурьма, мышьяк, ртуть, медь и др.). Весь объем расплава, таким образом, быстро насыщается летучими и рудными компонентами в соответствии с их парциальными

давлениями и движется к поверхности Земли. Перемещение флюида вместе с магмой осуществляется быстрее, чем его диффузия в твердой породе, в результате чего магма служит эффективным проводником флюидной фазы и растворенных в ней рудных компонентов. Капли таких расплавов, перемещаясь вверх по магмоводу вместе с потоками интрателлурических флюидов и концентрируясь, образуют магматические очаги, развитие и становление которых ведет к созданию рудоносных флюидно-гидротермальных систем [Кадик, 1980]. Основным фактором миграции рудных компонентов в мантии, где они, по мнению В. А. Кутолина, могут накапливаться при динамометаморфизме пород в интерстициях минералов [Кутолин, 1981], являются зарождение и перемещение интрателлурических растворов. Возможность миграции металлов в потоках таких растворов подтвердил Г. Грин, обнаруживший в магматических оливинах мантийных ксенолитов во включениях с углекислотой под давлением более 10 кбар калий, магний, цезий, рубидий, стронций, барий, свинец и другие металлы [H. Green, 1979]. Он рассматривает содержимое этих включений как флюидную фазу мантии Земли.

Предполагая дегазацию магматических очагов как главный механизм развития флюидных рудоносных систем, необходимо отметить, что экспериментальными и теоретическими исследованиями показаны принципиальные различия в режиме отделения летучих от гранитоидных и базальтоидных расплавов при снятии давления («декомпрессии»). В отличие от гранитоидных базальтоидные расплавы «сбрасывают» CO_2 , воду и другие летучие еще задолго до кристаллизации на значительных глубинах [Кеннеди, 1951; Хитаров, 1960; Hamilton e. a., 1964; Кадик, 1980; В. А. Жариков и др., 1978; Wyllie, 1978; и др.]. Многие исследователи отводят существенную роль таким процессам для объяснения природы гидротермального эндогенного рудообразования в связи с базальтоидным магматизмом [В. И. Смирнов, 1969; Шипулин, 1969; В. А. Кузнецов, Оболенский, 1970; Барсуков, Дмитриев, 1972; Овчинников, 1973; Таусон, 1979; и др.].

Возможность отделения значительных количеств флюидов от магматического расплава прямо пропорциональна степени их растворимости в нем. Растворимость воды, углекислоты и других летучих компонентов, пределы насыщения ими расплавов и условия отделения в природных системах остаются в основном нерешенными проблемами. Правда, в последнее время появились теоретические расчеты и экспериментальные данные по растворимости в силикатных и алюмосиликатных расплавах воды и углекислоты, в отношении же других компонентов — хлора, фтора, бора, серы и других — имеются лишь предварительные оценки. Растворимость воды в природных алюмосиликатных расплавах [Кадик и др., 1971; Hamilton e. a., 1964] достаточно велика и возрастает с одновременным увеличением мольных долей катионов щелочных металлов [Островский и др., 1964; Kurkijan, Russell, 1958]. В базальтоидных расплавах вода в диссоциированной форме составляет ~ 50 мол. % [Hamilton e. a., 1964], но свыше 50 мол. % ее находится в расплаве в недиссоциированном состоянии [Burnham e. a., 1969]. Растворимость других летучих компонентов (CO_2 , P , Cl , F и др.) в расплавах уступает воде, но также повышается с возрастанием щелочности расплавов [Югарко, 1977]. Состав магматических флюидов и соотношения летучих компонентов в них регулируются давлением. Э. Реддер [Roedder, 1965] обнаружил в оливинах из мантийных базальтоидных пород включения с высокой концентрацией CO_2 . Экспериментальные исследования по совместной растворимости воды, углекислоты и дегазации магматических расплавов показали, что при высоких давлениях (около 1 ГПа) отделяющийся флюид имеет высокую концентрацию CO_2 [Кадик, Луканин, 1973] и только около 0,5 ГПа начинается обогащение флюида водяным паром. Большое значение имеют эксперименты Б. Майсена [Mysen, Voettcher, 1976; Mysen e. a., 1976], показавшие, что соотношение CO_2 и H_2O во флюиде, регулируемое общим давлением в системе, оказывает заметное влияние и на состав расплава. При явном преобладании CO_2 во флюиде из ультраосновных пород получали расплавы

более основного состава — оливиновые, щелочно-оливиновые и пикритовые. При преобладании водяного пара из этих же пород выплавлялись существенно андезито-дацитовые расплавы, а некоторое снижение мольной доли воды приводило к образованию толеитовых расплавов. Таким образом, различия в составе флюида, сосуществующего с расплавом, могут привести к генерации магм различного состава и с различной металлогенностью. Криометрическое изучение состава флюидных включений в клинопироксенах щелочных базальтоидов [Бердников, Приходько, 1981] показало, что дегазация расплавов начиналась уже при понижении давления до 1 ГПа, что соответствует давлению нагрузки на глубинах 40 км и носит существенно углекислотный характер. При давлениях же меньше 0,6 ГПа начинается резкое отделение водяного пара, а содержание CO_2 при этом составляло около 1%. Опираясь на результаты работ А. А. Кадика [Кадик, 1975], П. Уйали [Wyllie, 1971], Б. Майсена [Musen, Voettcher, 1976], В. А. Жарикова и др. [1978], можно полагать, что состав флюидов, отделяющихся от щелочно-базальтоидных расплавов, а следовательно, их специализация и металлогенность будут зависеть от последовательности и режима отделения летучих компонентов, которые обеспечивают перенос рудных элементов и в конечном счете регулируются давлением. Отделяющиеся при больших давлениях ювенильные флюиды будут обогащены углекислотой и хлоридами, а при меньших — водой, фторидами и соединениями серы. В силу различного сродства металлов к протону, хлору, фтору, сере и кислороду, показанному А. А. Маракушевым [1975], изменение состава минерализаторов во флюидах неизбежно должно привести к обособлению во времени и пространстве отдельных порций разных по набору рудных элементов и металлогенности растворов. Закономерная последовательность формирования эпитермальных месторождений, выдержанность и повторяемость рядов рудных формаций в различных провинциях и районах, по-видимому, могут рассматриваться как результат последовательного прерывистого режима отделения ювенильных флюидов от глубинных базальтоидных магматических очагов. Проникая в верхние зоны земной коры, ювенильные флюиды будут взаимодействовать с окружающими породами и смешиваться на путях движения, в зависимости от палеогидрогеологической обстановки, с метаморфогенными водами, с захороненными рассолами в эвапоритовых толщах, трещинно-жилльными и другими типами подземных вод, приобретая состав и свойства гидротермальных растворов, которые непосредственно формируют рудные залежи.

Вместе с тем образовавшиеся гидротермальные растворы, проникая в верхние зоны земной коры при повышенных температурах (более 200—300°C), оказываются способными к мобилизации из вмещающих пород (при наличии в них первичных либо эпигенетических повышенных концентраций) ряда рудных элементов, таких как вольфрам, никель, кобальт, свинец, цинк, медь и пр., что приводит к усложнению состава руд некоторых минеральных типов месторождений и возникновению комплексных рудных формаций.

Проникновение металлогенных флюидов в верхние горизонты земной коры, взаимодействие с вмещающими породами и локализованными в них различными типами вадозных вод определяют своеобразие условий эволюции гидротермальных систем низкотемпературных месторождений. И об этих процессах достаточно достоверно можно судить по характеру горизонтальной и вертикальной зональности оруденения и зональности околорудных метасоматитов, по смене парагенетических ассоциаций минералов в рудах, по данным термобарогеохимии.

Таким образом, предлагаемая нами качественная генетическая модель гидротермального низкотемпературного (эпитермального) рудообразования охватывает различные уровни генерации гидротерм. Ведущая роль принадлежит восходящим потокам ювенильных флюидов, зарождавшихся в глубинах мантии Земли в связи с процессами ее активизации, частичного плавления и дегазации, с чем связан привнос необходимого

количества тепла, обеспечивавшего энергию гидротермальных процессов. Состав ювенильных флюидов определяется $P - T$ -условиями, при которых различные минерализаторы, способные производить эффективное растворение и массоперенос рудных элементов, отделялись от расплавов. Различное сродство металлов к S, Cl, F, CO₂ обуславливает обособление флюидов с различной рудной специализацией. Проникновение металлоносных флюидов в верхние горизонты земной коры, взаимодействие с вмещающими породами и локализованными в них различными типами вадозных вод определяет своеобразие условий эволюции гидротермальных систем низкотемпературных месторождений и прежде всего их полигенность. Генетические ряды рудных формаций являются отражением, с одной стороны, прерывистого режима дегазации очагов мантийных щелочно-базальтоидных магм, а с другой — множественности источников рудообразующих веществ в коре и металлогенической специализации самих рудных провинций, которая определяется неоднородностью состава мантии по латерали.

Процессы возникновения потоков интрателлурических растворов, зарождения и развития «рудноносных» магматических очагов в мантии, перемещения магм, отделения металлоносных флюидов от базальтоидных расплавов и их последующая эволюция очень сложны и многообразны. Они проявляются в глубинных структурах с различной геолого-тектонической обстановкой и историей геологического развития, что, несомненно, обуславливает специфические особенности протекания процессов минералообразования в каждой такой структуре и ее металлогеническое своеобразие — развитие полного или редуцированного генетического ряда рудных формаций. Геохимическое родство рудных элементов такого генетического ряда рудных формаций отчетливо отражается в составе и зональном строении комплексных первичных эндогенных ореолов рассеяния отдельных месторождений, в усложненных минеральных парагенезисах руд, в характерном унаследованном составе элементов-примесей основных рудных минералов, в зональном размещении самой рудной минерализации [Сауков и др., 1972; Китаев и др., 1968; Симкин, 1972; Васильев, Лаврентьев, 1976; Флюорит, 1976; Захаров, Захарова, 1980].

Из приведенных парагенетических соотношений низкотемпературной гидротермальной (эпитермальной) минерализации с глубинным щелочно-базальтоидным магматизмом этапа мезозойской тектонической активизации вытекает важный теоретический и практический вывод о том, что в конкретных рудных провинциях, поясах и рудных районах месторождения арсенидных руд никеля и кобальта, золота и серебра, свинца, цинка, сурьмы, ртути, вольфрама и флюорита проявляются, как правило, не обособленно, а закономерно входят в состав соответствующих конкретных рудных комплексов, образованных генетическими рядами родственных рудных формаций позднего этапа мезозойской тектономагматической активизации.

ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ РТУТНЫХ ПРОВИНЦИЙ В ОБЛАСТЯХ МЕЗОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ И ИХ ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Как уже отмечалось, в составе Центрально-Азиатского пояса мезозойской тектономагматической активизации выделяется ряд ртутных провинций, областей и районов: в складчатых структурах южного обрамления Сибирской платформы размещается Южно-Сибирская металлогеническая провинция, в которую входят на западе Алтае-Саянская и на востоке — Забайкальская ртутные области, с юга к ним примыкает ртутная область Монголии. Далее к юго-западу, в герцинидах Восточного и Южно-

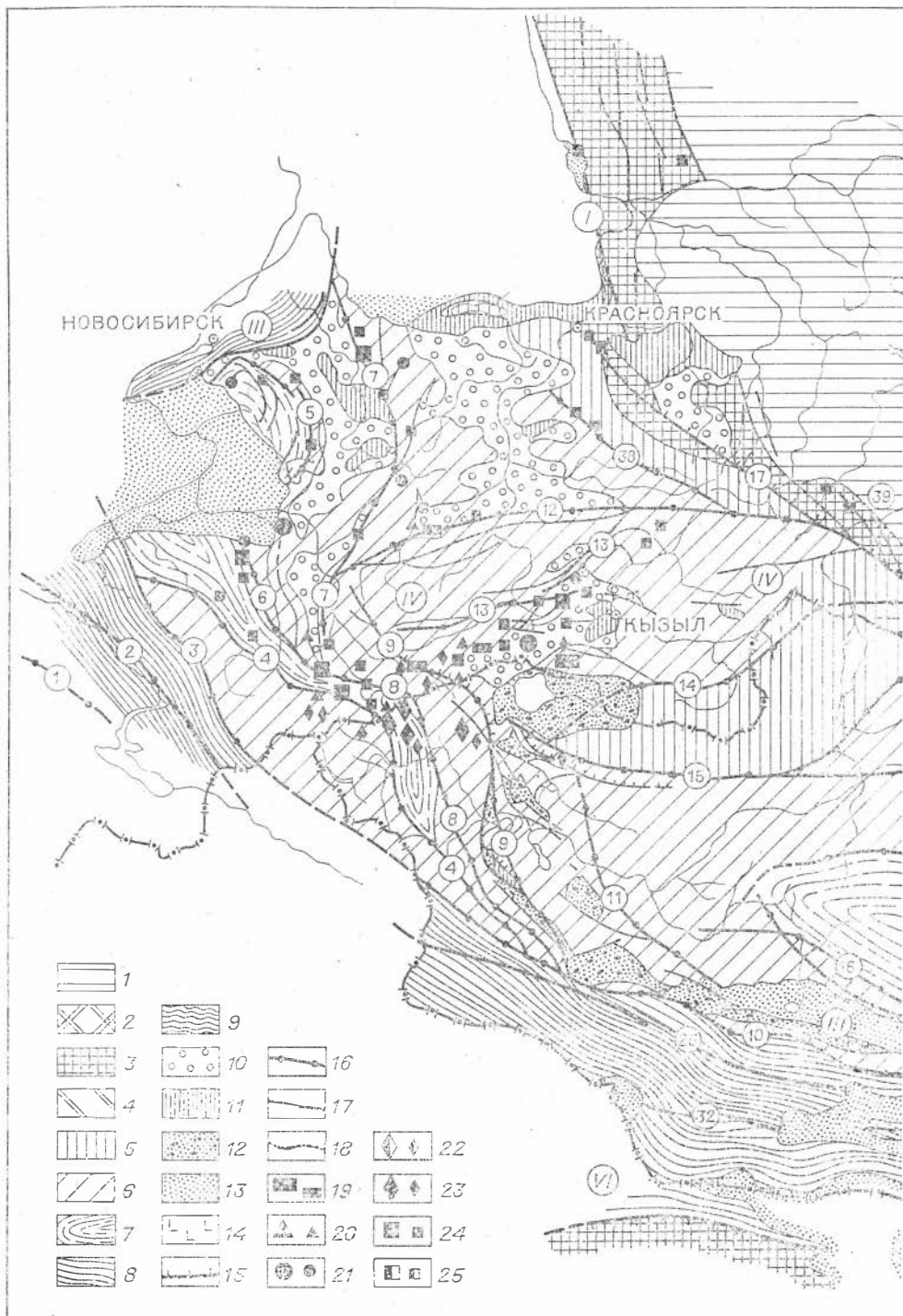
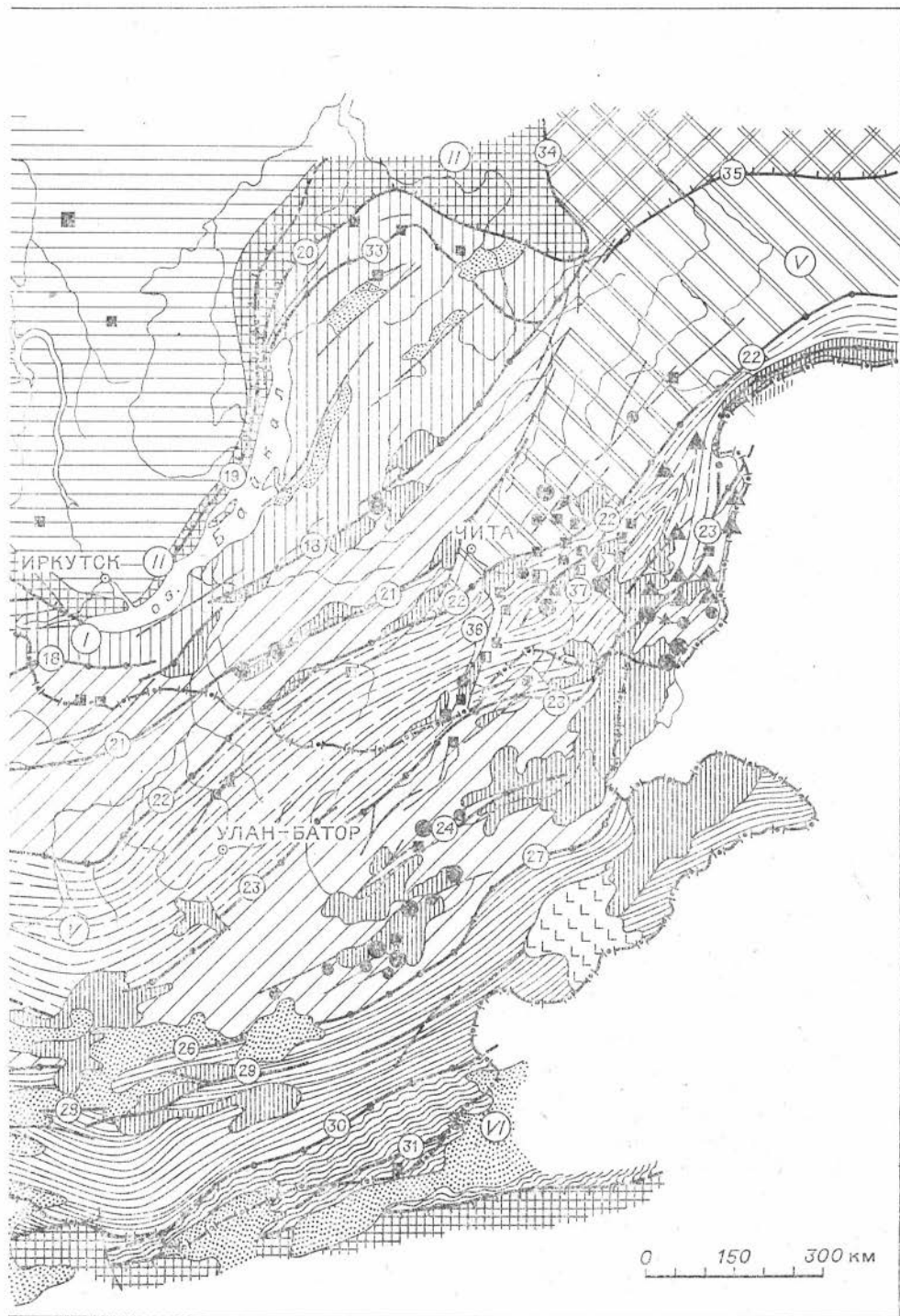


Рис. 38. Схема размещения месторождений низкотемпературных гидротермальных рудных формаций в мезозойских структурах активизации Южно-Сибирской металлогенической провинции и Монголии.

1—4 — структуры древних платформ: 1 — Сибирская платформа, 2 — Алданский щит, 3 — выступы фундамента платформ, 4 — сводовое поднятие Становина; 5—10 — геосинклинальные складчатые структуры: 5 — байкальские, 6 — каледонские, 7 — каледонско-герцинские, 8 — герцинские, 9 — позднегерцинские, 0 — герцинские унаследованные и наложенные (орогенные) прогибы; 11, 12 — структуры мезозойской активизации: 11 — мезозойские дейтероорогенные (терригенно-вулканогенные) прогибы и впадины, 12 — мезо-кайнозойские (терригенные) межгорные впадины; 13, 14 — структуры кайнозойской активизации: 13 — терригенные впадины, 14 — платобазальты; 15—18 — разрывные структуры: 15 — краевые швы (перикратонные глубинные разломы), 16 — внутригеосинклинальные (границные) глубинные разломы, 17 — межглыбовые разломы, 18 — крупные надвиги; 19—25 — рудные формации (месторождения и рудопроявления): 19 — арсенидная ни-



Продолжение

Гель-кобальтовая, 20 — свинцово-цинковая, 21 — флюоритовая, 22 — золото-серебряная, 23 — сербрюно-сульфосольная, 24 — ртутная, 25 — ртутно-сурьмяно-вольфрамовая.

Рудные пояса: I — I — Восточно-Саянский; II — II — Байкальский; III — III — Кузнецко-Алтайский; IV — IV — Саяно-Тувинский; V — V — Монголо-Охотский; VI — VI — Тяньшаньско-Южно-Гобийский.

Зоны глубинных разломов, соответствующие им линейные металлогенетические зоны и генетические ряды рудных формаций: 1 — Чарская (As, Ni, Co — Pb, Zn — ? — Hg); 2 — Иртышская (?); 3 — Северо-Восточная (?); 4 — Чарышко-Теректинско-Толбонурская (As, Ni, Co — Pb, Zn — ? — Ag, Bi, S — Hg); 5 — Салаирская (CaF₂ — Ag, Bi, S — Hg); 6 — Сарасинская (CaF₂ — ? — Hg); 7 — Кузнецко-Чокранская (CaF₂ — ? — Hg); 8 — Курайско-Кобдинская (As, Ni, Co — Pb, Zn — ? — Ag, Bi, S — Hg); 9 — Шапшальско-Цаганшибетинская (As, Ni, Co — Pb, Zn — ? — Ag, Bi, S — Hg); 10 — Ихэбогдинская (?); 11 — Дзабханская (?); 12 — Саяно-Минусинская (As, Ni, Co — ? — CaF₂ — ? — Hg); 13 — Саяно-Тувинская (CaF₂ — ? — Hg);

го Казахстана выделяются Чарский и Джунгарский ртутные районы, а в складчатых сооружениях Тянь-Шаня располагается одна из крупнейших в СССР Средне-Азиатская ртутная провинция. По-видимому, в качестве самостоятельных ртутных районов могут выделяться Енисейский кряж и Северное Прибайкалье, активизированные участки юга Сибирской платформы.

Средне-Азиатская ртутная провинция, Алтае-Саянская, Забайкальская и Монгольская ртутные области, ртутные районы Казахстана по классификации В. А. Кузнецова относятся к одному и тому же металлогеническому типу рудоносных площадей, названному алтае-саянским [Кузнецов, 1970]. К этому типу им отнесены рудные провинции и области сложного металлогенического профиля, в которых ртутная минерализация, связанная с явлениями мезозойской тектономагматической активизации, накладывается на ранее консолидированные складчатые структуры с соответственно более ранними проявлениями магматизма и оруденения, что создает предпосылки для появления сложных, комплексных рудных формаций, в частности ртутно-сурьмяно-вольфрамовой и др.

Ртутные районы Енисейского кряжа, Северного Прибайкалья и юга Сибирской платформы относятся к другому металлогеническому типу — донецкому и связаны с явлениями тектономагматической активизации окраинных участков древних платформ, в данном случае краевых поднятий Енисейского кряжа и Байкало-Витимской горной страны, и скрытых разломов фундамента южной части самой платформы (Ангаро-Илимский, Ангаро-Катский районы).

Вместе с тем в пределах самих ртутных провинций, областей и районов ведущая рудоконтролирующая роль принадлежит линейным металлогеническим поясам и зонам. В пределах Алтае-Саянской металлогенической области размещение ртутного оруденения контролируется тремя региональными поясами: Кузнецко-Алтайским, Саяно-Тувинским и Восточно-Саянским.

Кузнецко-Алтайский ртутный пояс является важнейшей рудоконтролирующей структурой западной части Алтае-Саянской металлогенической области. Он был выделен уже в первых обобщающих работах по закономерностям размещения ртутных месторождений в Западной Сибири В. А. Кузнецовым, а более полное описание его приведено в ряде недавно опубликованных работ [Кузнецов, 1975а, б, 1978; Геология и генезис..., 1978; Оболенский, 1981а]. Размещение ртутного оруденения в структурах Кузнецко-Алтайского пояса подчинено системе внутригеосинклинальных граничных разломов (рис. 38). Его составляют: Салаирская и Кузнецкая ртутные зоны, симметрично обрамляющие впадину Кузбасса; Ташелгино-Кондомская зона в Горной Шории; Чарышско-Теректинская, Сарасинская и Курайская ртутные зоны в Горном Алтае и Шапшальская зона в Западной Туве. Наиболее крупные и представляющие промышленную ценность месторождения ртути сосредоточены в Кузнецкой, Сарасинской и в особенности Курайской ртутных зонах. Они представлены карбонатно-киноварным и листовит-киноварным минеральными типами и обнаруживают тесные парагенетические соотношения с проявлениями низкотемпературной гидротермальной свинцово-цинковой, флюоритовой и серебряно-сульфосольной минерализации. Наиболее

О к о н ч а н и е

14 — Агардагская (As, Ni, Co — ? — ? — ? — ? — Hg); 15 — Хангайская (? — Ag, Bi, S — ?); 16 — Баянхонгорская (Hg); 17 — Главная Восточно-Саянская (Pb, Zn — CaF₂ — ? — Hg); 18 — Аргинь голско-Удино-Витимская (CaF₂ — ? — Hg); 19 — Приморская (Hg); 20 — Левоминьская (Hg); 21 — Селенгинско-Хилокская (CaF₂ — ?); 22 — Баянгольско-Чпкой-Ингодинско-Борщевочно-Шилкинско-Южно-Тукурингская (CaF₂ — Au, Ag — Hg/Hg, Sb, W); 23 — Северо-Гобийско-Ононско-Урулонгуевская (Pb, Zn — CaF₂ — ? — Hg); 24 — Керуленская (CaF₂ — ? — Hg); 25 — Заалтайская (?); 26 — Сайхандуленская (?); 27 — Делгирская (?); 28 — Гурбансайханская (?); 29 — Манлайская (? — Hg); 30 — Северо-Тотошанская (?); 31 — Южно-Тотошанская (Hg); 32 — Гобий-Тяньшаньская (?); 33 — Мамско-Витимская (CaF₂ — Hg); 34 — Жуинская (?); 35 — Становая (Hg); 36 — Онон-Туринская (CaF₂ — Au, Ag — Hg/Sb); 37 — Восточно-Агинская (CaF₂); 38 — Сисимо-Казырская (Hg); 39 — Ерминско-Горхонская (Точерская) (CaF₂ — ? — Hg).

отчетливо эти связи устанавливаются в юго-восточной части Горного Алтая, в пределах Курайской рудной зоны, где можно проследить последовательное и близкое по времени проявление свинцово-цинковой (Кызыларт, Кызылчинское, Тюте, Бугузунское и др.), флюоритовой (Аккаинский, Арыджанский участки и др.) и ртутной минерализации. В Юстыдском районе на восточном фланге Курайской зоны парагенетические соотношения устанавливаются по тесной геохимической связи и близкому возрасту серебряно-сульфосольной и сереброносной ртутной минерализации барит-блеклорудного минерального типа. В Чарышко-Теректинской зоне известны месторождения и рудопроявления мезозойской арсенидной и сульфоарсенидной никель-кобальтовой (Аюуту, Карагемское, Ирбисту, Владимирское) и рудопроявления ртутной рудной формаций. Аналогичные соотношения флюоритовой, золото-серебряной и ртутной минерализации намечаются в Салаирской зоне [Щербаков и др., 1981; Оболенский, Оболенская, 1982].

Столь же значительны Саяно-Тувинский и Восточно-Саянский ртутные пояса (см. рис. 38). Саяно-Тувинский ртутный пояс размещается в граничных внутригеосинклинальных разломах Западного Саяна. Вдоль северной границы структур последнего с Минусинским позднепалеозойским межгорным прогибом расположена Минусинская ртутная зона. На юге с разломами, ограничивающими Тувинский позднепалеозойский прогиб, связана Саяно-Тувинская ртутная зона. По границе структур Сангилена с каледонидами и герцинидами центральной части Тувы намечается Агардагская зона. В юго-западной части Тувы, на стыке тектонических структур Горного Алтая и Северо-Западной Монголии, располагается крупная Шапшальско-Цаганшибетинская ртутная зона, которая представляет собой как бы промежуточное звено между Курайской зоной Горного Алтая и Саяно-Тувинской зоной Тувы.

В Саяно-Тувинском поясе известны низкотемпературные гидротермальные месторождения арсенидной никель-кобальтовой, флюоритовой, серебряно-сульфосольной и ртутной рудных формаций. Наиболее важными в промышленном отношении являются арсенидные никель-кобальтовые, представленные Ховуаксинским месторождением и рядом рудопроявлений, и ртутные месторождения барит-киноварного минерального типа, к которому относятся Терлигхайское месторождение и ряд заслуживающих внимания рудопроявлений в Саяно-Тувинской рудной зоне.

Восточно-Саянский ртутный пояс располагается в тектонических структурах Восточного Саяна и Енисейского кряжа. Его отличают исключительно четкая тектоническая позиция на границе Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой области, сложная внутренняя структура и значительная протяженность (см. рис. 38). В состав Восточно-Саянского пояса включаются: Главная Восточно-Саянская, Сисимо-Казырская, Ийско-Урикская (Горхонско-Ермосохинская) и Ильчирская линейные рудные зоны. В качестве северного самостоятельного звена этого пояса может рассматриваться рудный район Енисейского кряжа с Чернореченской (Приенисейской) на западе и Танаульской на востоке кряжа рудными зонами. Значительных месторождений ртuti в Восточно-Саянском рудном поясе неизвестно, а установленные рудопроявления относятся к ртутной рудной формации, в парагенетических соотношениях с ними, по видимому, находятся проявления эпитермальной флюоритовой минерализации, известные в Манском прогибе, в Агул-Туманшетском районе на северо-востоке Восточного Саяна и некоторые другие.

Таким образом, важнейшими рудными районами ртутной минерализации в Алтае-Саянской ртутной области являются Горно-Алтайский, Тувинский, Салаирский и Кузнецко-Алатауский, а ведущими промышленными минеральными типами ртутных месторождений в них — карбонатно-киноварный (Акташское), листовит-киноварный (Чаганузунское, Чазадырское) и барит-киноварный (Терлигхайское). В Алтае-Саянской ртутной области преобладают месторождения ртутной субформации,

и лишь некоторые из них могут быть отнесены к мышьяково-ртутной субформации (Сухонькое в Горном Алтае).

Детальные геологические исследования последних лет дали многочисленные факты, подтверждающие исключительно важную роль этапа мезозойской тектономагматической активизации как в формировании геологических структур, так и в определении металлогенической специализации Алтае-Саянской рудной области в целом. С этапом мезозойской тектономагматической активизации в ней связано проявление наиболее полного генетического ряда рудных формаций: арсенидная никель-кобальтовая → свинцово-цинковая → флюоритовая → серебряно-сульфосольная → ртутная. Этот генетический ряд рудных формаций образует рудный комплекс щелочно-базальтоидной магматической формации, проявленной в структурах мезозойской активизации Алтае-Саянской складчатой области в виде конкретных щелочно-базальтоидных магматических дайковых комплексов — чуйского, белоосиповского, агардагского, ингашинского и др. [Оболенский, Оболенская, 1982]. В различных рудных поясах, линейных металлогенических зонах и рудных районах характер проявления рудной минерализации меняется, а полнота генетического ряда может быть вызвана либо особенностями развития процесса рудообразования (развитием редуцированного генетического ряда рудных формаций), либо еще слабой геологической изученностью и недостаточной опосредованностью данного района или металлогенической зоны. И тогда при наличии признаков минерализации с полным основанием можно ставить вопрос о выявлении неизвестных ранее месторождений, относящихся к рудным формациям — закономерным, но недостающим звеньям полного генетического ряда родственных рудных формаций. Сопоставление генетических рядов рудных формаций в линейных металлогенических зонах и рудных районах Алтае-Саянской рудной области с элементами прогноза приведено в табл. 16. Такой сравнительный анализ позволяет сделать вывод о том, что известные линейные ртутные зоны Алтае-Саянской складчатой области должны рассматриваться как линейные металлогенические зоны сложного профиля, в которых наряду со ртутными могут быть обнаружены арсенидные никель-кобальтовые, флюоритовые, серебряно-сульфосольные, а также, возможно, и ртутно-сурьмяно-вольфрамовые место-

Т а б л и ц а 16

Металлогеническая характеристика линейных рудных поясов, зон и рудных районов Алтае-Саянской рудной области

Рудный пояс, район, зона	Генетические ряды рудных формаций
I. Активизированные участки юга Сибирской платформы	Hg
II. Енисейский кряж	
1. Танаульская	Hg
2. Приенисейская	CaF ₂ → ? → Hg
III. Восточно-Саянский пояс	
3. Восточно-Саянская	Pb, Zn → CaF ₂ → ? → Hg
4. Спешмо-Назырская	Hg
5. Ерминско-Горхонская (Точерская)	CaF ₂ → ? → Hg
IV. Саяно-Тувинский пояс	
6. Саяно-Минусин	Ni, Co, As → ? → CaF ₂ → ? → Hg
7. Саяно-Тувин	CaF ₂ → ? → Hg
8. Агардагская	Ni, Co, As → ? → ? → ? → Hg
V. Кузнецко-Алтайский пояс	
9. Кузнецкая	CaF ₂ → ? → Hg
10. Ташелъино-Кондомская	CaF ₂ → ? → Hg
11. Салапрская	CaF ₂ → Ag, Sb, S → Hg
12. Сарасинская	CaF ₂ → ? → Hg
13. Курайская	Ni, Co, As → Pb, Zn → CaF ₂ → Ag, Sb, S → Hg
14. Чарышско-Теректинская	Ni, Co, As → Pb, Zn → ? → Ag, Sb, S → Hg
15. Шашпальская	Ni, Co, As → Pb, Zn → ? → Ag, Sb, S → Hg

рождения, характерные для рудного комплекса (генетического ряда рудных формаций) позднего этапа мезозойской тектономагматической активизации. В этом заключается важное прогнозно-поисковое значение выявленного генетического ряда рудных формаций мезозойской тектономагматической активизации в Алтае-Саянской металлогенической области.

В Забайкальской металлогенической области размещение ртутного оруденения связано с двумя поясами: Байкальским и Монголо-Охотским. В состав Байкальского пояса входят ртутные зоны, контролируемые краевым швом Сибирской платформы (Лево-Миньский, Приморский разломы), а также активизированными в мезозое и кайнозое перикратонным Абчадско-Верхне-Жуинским и граничным Мамско-Витимским глубинными разломами в Северном Прибайкалье. Наиболее значительные проявления ртутной минерализации флюорит-киноварного и лиственит-киноварного минеральных типов сосредоточены в Келяно-Мамаканском надвиге и оперяющих его разломах (Келянское месторождение, Огнейское и Янчуйское рудопроявления). В. И. Игнатович и В. И. Кандер, выделившие Байкальский ртутный пояс, в него включают также Селенгино-Витимскую линейную металлогеническую зону сложного профиля (связанную с Удино-Витимским внутригеосинклинальным граничным разломом), рудоконтролирующее значение которой отмечали многие исследователи [Щеглов, 1966; Арсентьев, Хренов, 1966; и др.]. В пределах Байкальского пояса наиболее отчетливые связи устанавливаются между ртутной и флюоритовой минерализацией, причем для последней обоснован послераннемеловой возраст [Щеглов, 1966 и др.; Булнаев, 1976]. Это позволяет пока наметить неполный, редуцированный генетический ряд рудных формаций для Байкальского пояса, в состав которого входят лишь флюоритовая и ртутная рудные формации.

Монголо-Охотский пояс как крупная рудоконтролирующая металлогеническая структура впервые был выделен А. Е. Ферсманом [1926], и его важная роль в металлогеническом районировании Забайкальской рудной области особо подчеркивалась всеми последующими исследователями [С. С. Смирнов, 1944; Билибин, 1961; Нагибина, 1963; Кормилицы, А. А. Иванова, 1968; Геология и закономерности..., 1970; Щеглов, 1960а, б, 1966; и др.]. В качестве ртутного он описан Э. В. Сидоренко [1968], В. А. Кузнецовым [1973, 1975а, б], В. И. Бергером [1975а, б] и автором [Оболенский, 1971, 1975, 1976а, б; Металлогения ртути, 1976; В. А. Кузнецов и др., 1978]. Схема строения Монголо-Охотского ртутного пояса приведена на рис. 38. В пределах пояса известно несколько ртутных месторождений, и все большее внимание привлекают комплексные ртутно-сурьмяно-вольфрамовые месторождения, в частности Баруншивеинское. Вместе с тем целеустремленных систематических поисков ртутных месторождений в Монголо-Охотском поясе не проводится, и с этой точки зрения изучен он слабо. Большая часть известных месторождений тяготеет к мезозойским тектоническим депрессиям в зонах крупных активизированных разломов либо к разрывным структурам, обрамляющим эти депрессии. Это — Южно-Ононская, Ингодинская, Шилкинская, Ундино-Даинская, Верхне-Олинская и др., в которых преимущественно развиты небольшие сурьмяные и ртутные месторождения кварц-диккит-киноварного или кварц-антимонитового минеральных типов (Дылбыркейское, Тьргетуйское, Булыктинское, Нерчинское, Устьегьинское, Лучинное и др.). В разрывных структурах Агинского поднятия наряду со ртутными (Булакское) локализованы ртутно-сурьмяно-вольфрамовые месторождения (Баруншивеинское, Новоказачинское, Мухорбулакское). В Приаргунье известно Солонечное месторождение антимонит-флюоритового (джаспероидного) минерального типа и имеются признаки выявления карбонатно-киноварных руд (Ильдикан). В Джагдинской зоне установлены лишь рудопроявления лиственит-киноварного и кварц-диккит-киноварного минеральных типов. Месторождения и рудопроявления ртутной и ртутно-сурьмяно-вольфрамовой рудных формаций в Монголо-Охотском поясе завершают генетический ряд родственных рудных формаций: эпитеpmаль-

Металлогенетическая характеристика линейных рудных поясов, зон и рудных районов Забайкальской рудной области

Рудный пояс, район, зона	Генетические ряды рудных формаций
I. Байкальский пояс	
1. Байкало-Верхне-Ангарская	Hg
2. Баргузино-Муйская	CaF ₂ → ? → Hg
3. Удино-Витимская	CaF ₂ → ? → Hg
II. Монголо-Охотский пояс	
4. Чикой-Ингодинская	Hg(Sb)
5. Куналейская	Hg, Sb, W
6. Шилкинская	Hg(Sb)
7. Борщевочная	CaF ₂ → Au, Ag → Hg (Hg, Sb, W)
8. Могоча-Бушулейская	CaF ₂ → ? → Hg
9. Онон-Туринская	CaF ₂ → Au, Ag → Hg
10. Восточно-Агинская	Hg
11. Ононская	Hg
12. Урулюнгуевская	Pb, Zn → CaF ₂ → ? → Hg
13. Джагдинская	Au, Ag → Hg

ная свинцово-цинковая → флюоритовая → золото-серебряная → ртутная и ртутно-сурьмяно-вольфрамовая. Сравнительная металлогенетическая характеристика основных линейных рудных зон Забайкальской рудной области приведена в табл. 17. Типичная особенность металлогении этих зон — интенсивное развитие фторидной минерализации наряду с золото-серебряной, сурьмяной, ртутной и ртутно-сурьмяно-вольфрамовой, что также характеризует линейные рудные зоны Забайкальской области как металлогенетические зоны сложного профиля.

В Монголии, которая рассматривается в качестве самостоятельной ртутной области, потенциально рудоносны системы граничных внутригеосинклинальных глубинных разломов на продолжении Кузнецко-Алтайского и Монголо-Охотского ртутных поясов (см. рис. 38). В них намечается развитие генетических рядов рудных формаций, аналогичных установленным в соседних Алтае-Саянской и Забайкальской металлогенетических областях. Наиболее перспективными в Западной Монголии являются Толбонурская, Кобдинская и Цаганшибетинская, а в Восточной — Баянгольская, Ононская и Керуленская зоны [В. А. Кузнецов и др., 1977, 1978]. Кроме того, глубинные разломы герцинской эвгеосинклинальной структурно-формационной зоны (Манлайский и Гурбансайханский), а в особенности позднегерцинской складчатой области Внутренней Монголии (Солонкерский и Южно-Тотошанский) могут рассматриваться как звено крупной рудоконтролирующей структуры — Тяньшаньско-Южногобийского ртутного пояса, простирающегося из районов Восточного и Южного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау в Гобийский Тянь-Шань и Тото-Шань вдоль системы глубинных разломов северного обрамления Таримской и Северо-Китайской платформ (см. рис. 38). Наиболее перспективна Южно-Тотошанская ртутная зона, в которой нами было обнаружено рудопроявление промышленного листовит-киноварного минерального типа Ханги-Обо [В. А. Кузнецов и др., 1973]. Проявлений эпитермальной минерализации других рудных формаций в этих зонах не установлено, что может быть связано с очень низкой степенью их изученности и опоскованности.

Металлогенетический анализ территории Монголии показывает, что в различных рудных поясах, линейных металлогенетических зонах и рудных районах интенсивность проявления рудной минерализации и полнота генетических рядов не выдерживаются, что может быть связано как с особенностями развития процесса рудообразования (редуцирование генетического ряда), так и с очень слабой еще геологической изученностью и недостаточной опоскованностью различных ее районов, металлогенетических зон. При наличии признаков минерализации можно ставить вопрос о

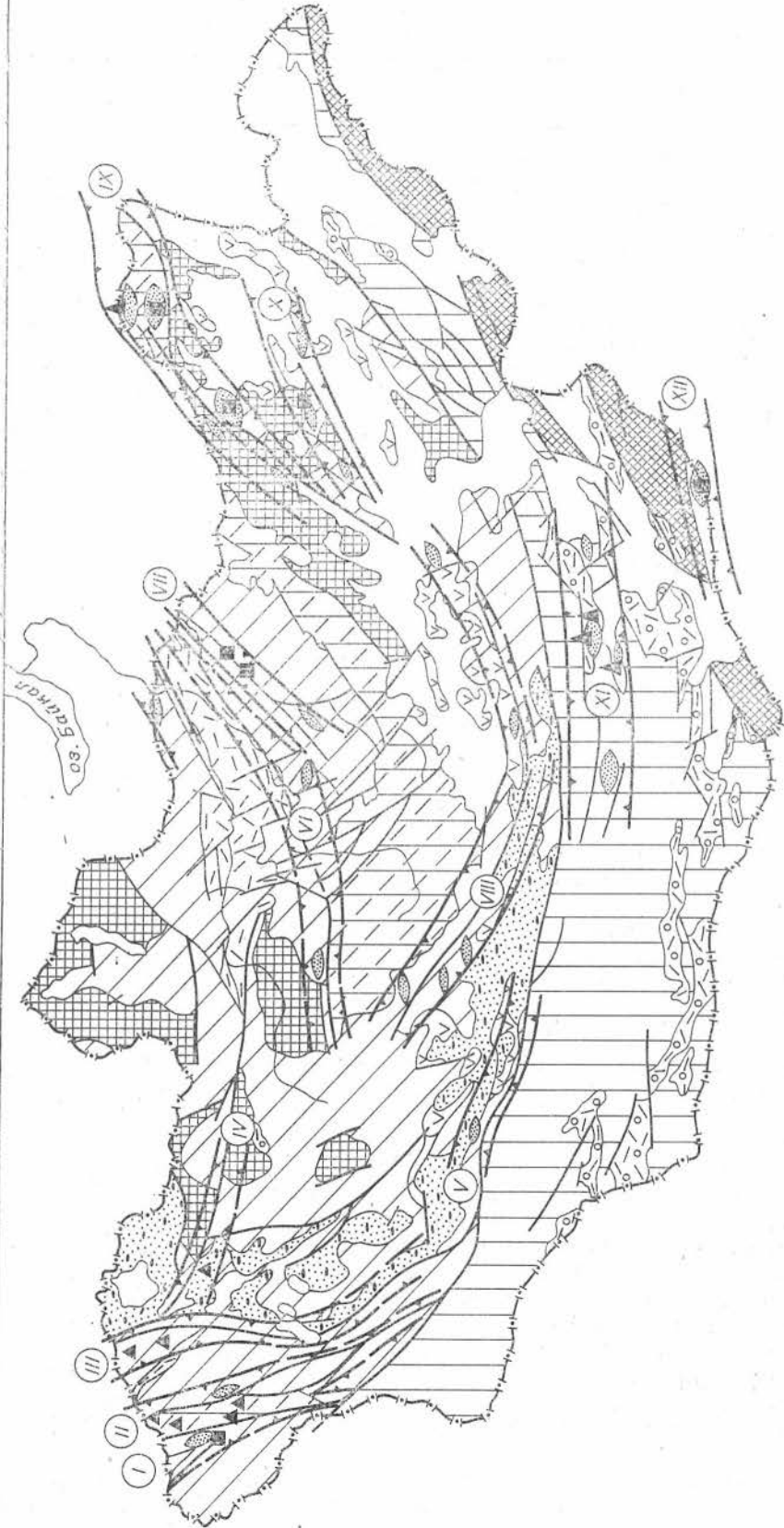
Металлогеническая характеристика линейных рудных поясов, зон и рудных районов Монголии

Рудный пояс, район, зона	Генетические ряды рудных формаций
I. Кузнецко-Алтайский пояс	
1. Толбонурская	? → ? → ? → Ag, Sb, S → Hg
2. Кобдинская	? → ? → ? → Ag, Sb, S → ?
3. Цаганшибетинская	Ni, Co, As → ? → ? → Ag, Sb, S → ?
4. Ихэбогдинская	? → Hg
II. Монголо-Охотский пояс	
5. Баянгольская	? → Hg
6. Ерогольская	? → Hg
7. Ононская	? → CaF ₂ → Ag, Au → Hg
8. Керуленская	CaF ₂ → ? → Hg
III. Тяньшаньско-Южногобийский пояс	
9. Гурбансайханская	? → Hg
10. Манлайская	CaF ₂ → ? → Hg
Тотошаньский рудный район	
11. Южно-Тотошаньская	? → Hg

выявлении неизвестных ранее месторождений, относящихся к рудным формациям—недостающим звеньям полного генетического ряда родственных рудных формаций. Сопоставление генетических рядов рудных формаций в линейных металлогенических зонах и рудных районах Монголии с элементами прогноза приведено в табл. 18. Такой сравнительный анализ позволяет сделать вывод о том, что известные линейные рудные зоны Монголии должны рассматриваться как металлогенические зоны сложного профиля, в которых могут быть обнаружены арсенидные никель-кобальтовые, свинцово-цинковые, флюоритовые, золото-серебряные и серебряно-сульфосольные, ртутные и сурьмяные, а также ртутно-сурьмяно-вольфрамовые месторождения, характерные для рудного комплекса (генетического ряда рудных формаций) этапа мезозойской тектономагматической активизации (рис. 39).

Закономерности проявления ртутной минерализации, установленные в Южно-Сибирской металлогенической провинции и рудной области Монголии, выдерживаются и в других рудных районах и провинциях Центрально-Азиатского ртутного пояса. Так, в Средне-Азиатской металлогенической провинции важнейшими структурами локализации ртутного оруденения являются Южно-Ферганский и Зеравшано-Гиссарский рудные пояса, оба имеющие сложное кулисное строение, обусловленное приуроченностью к системе граничных внутригеосинклинальных глубинных разломов герцинид Южного Тянь-Шаня [Металлогения ртути, 1976]. Известные месторождения относятся к ртутной и сурьмяно-ртутной субформациям; ведущими промышленными минеральными типами являются флюорит-киноварный (джаспероидный) — Хайдарканское, Чаувайское, Джижикрутское и другие месторождения — и лиственит-киноварный — Чонкойское. Гораздо меньшее значение имеют месторождения карбонат-киноварного — Сымап, Бирксу, Ташрабат, Карасу и др., барит-киноварного и других минеральных типов. Для Средне-Азиатской провинции не характерны месторождения диккит-киноварного минерального типа. Месторождения ртутной рудной формации входят в единый генетический ряд рудных формаций (эпитермальная свинцово-цинковая → флюоритовая → ртутная), которые обнаруживают парагенетические связи со щелочно-базальтоидным мезозойским магматизмом Тянь-Шаня [Мушкин, Ярославский, 1975].

Джунгарский, Чарский, Джалаир-Найменский, Каратауский и другие рудные районы Казахстана являются связующим звеном между Средне-Азиатской и Южно-Сибирской ртутными провинциями и позволяют



- 1 [Grid pattern]
- 2 [Diagonal lines, top-left to bottom-right]
- 3 [Cross-hatch pattern]
- 4 [White box]
- 5 [Diagonal lines, top-right to bottom-left]
- 6 [White box]
- 7 [Diagonal lines, top-left to bottom-right, with small circles]
- 8 [Diagonal lines, top-left to bottom-right, with small triangles]
- 9 [White box with 'V' symbol]
- 10 [Dotted pattern]
- 11 [Diagonal lines, top-left to bottom-right, with small circles]
- 12 [Diagonal lines, top-left to bottom-right, with small triangles]
- 13 [White box with horizontal lines]
- 14 [White box with triangle symbol]
- 15 [White box with circle symbol]
- 16 [White box with circle symbol]
- 17 [White box with triangle symbol]

рассматривать Казахстан как самостоятельную ртутную область. Наиболее значительное ртутное оруденение в ней проявлено вдоль Чарско-Горностаевского глубинного разлома в Зайсанской складчатой области и представлено месторождением листовенит-киноварного минерального типа Кызыл-Чар и рядом рудопроявлений [Генкин, 1969]. Ртутная минерализация в ассоциации с арсенидно-медно-никель-кобальтовыми и полиметаллическими рудопроявлениями установлена в связи с Алакульско-Джунгарским и Арасанским региональными разломами [Мулдагалиев, 1972; Мулдагалиев, Розенков, 1977]. В Чарском районе, по данным последних исследований, ртутная минерализация структурно и во времени тесно ассоциирует с мезозойским дайковым комплексом щелочных базальтоидов — сельвсбергитов [Кораблев, 1978]. В этой же зоне обнаружены свинцово-цинковые, пирротиновые и кобальт-сульфоарсенидные с серебром рудопроявления, что позволяет провести аналогию с рудным комплексом Тувы и Горного Алтая и ожидать выявления здесь месторождений полного генетического ряда рудных формаций, характерного для щелочно-базальтоидной магматической формации.

Таким образом, генетические ряды рудных формаций в рудных провинциях и районах формируют конкретные рудные комплексы, при сравнительном изучении которых, с одной стороны, выявляются промышленные месторождения ведущих рудных формаций и минеральных типов, определяющих металлогенический профиль данного рудного района или зоны, а с другой — намечаются отсутствующие, еще неизвестные в этом рудном районе или зоне, хотя и вероятные месторождения других рудных формаций, типичных для полного генетического ряда рудных формаций этапа мезозойской тектономагматической активизации, иногда лучше проявленного в одном из соседних рудных районов. В этом случае метод сравнительного изучения рудных комплексов, являющихся конкретным выражением генетических рядов рудных формаций в рудных районах, металлогенических зонах (областях) и провинциях, может использоваться как важный критерий для прогнозно-металлогенических построений на основе последовательного применения принципов рудноформационного анализа.

Некоторые результаты такого сравнительного анализа рудных комплексов, характерных для рассматриваемых рудных провинций, областей и районов, приведены в табл. 19. В ней сопоставлены генетические ряды рудных формаций этапа мезозойской тектономагматической активизации, установленные в основных рудных провинциях, областях и районах Центрально-Азиатского металлогенического пояса. Обращает на себя внимание постоянная тесная ассоциация рудных комплексов эпitherмальных месторождений с позднемезозойскими интрузивными магматическими комплексами щелочно-базальтоидных пород [Оболенский, Оболенская, 1982; Оболенская, 1983]. В целом установленные генетические ряды рудных формаций сходны, но в отдельных рудных районах и провинциях они приобретают некоторые специфические особенности в связи с различной интенсивностью проявления тех или других рудных формаций, входящих в данный генетический ряд, т. е. в конкретных рудных районах и металлогенических зонах проявляется полный или редуцированный ряд рудных формаций. Определенные различия генетических рядов рудных формаций связаны и с их изменчивостью в латеральных или горизонталь-

Рис. 39. Схема размещения линейных металлогенических зон Монголии.

1 — выступы пород протерозойского основания в складчатой области каледонид; 2 — область каледонской складчатости; 3 — выступы пород каледонского основания в складчатой области герцинид; 4 — область герцинской и позднегерцинской складчатости; 5 — унаследованные и наложенные каледонско-герцинские прогибы; 6 — мезозойские прогибы и впадины; 7—9 — вулканоплутонические пояса: 7 — Северо-Монгольский, 8 — Центрально-Монгольский, 9 — Южно-Монгольский; 10 — мезо-кайнозойские впадины; 11 — главнейшие глубинные разломы; 12 — второстепенные и поперечные разломы; 13 — границы металлогенических поясов и зон; 14, 15 — эндогенные рудные формации: 14 — ртутная, 15 — серебряно-сульфосоляная; 16 — шлиховые оролы киновари; 17 — лито-геохимические оролы. I—XII — металлогенические зоны: I — Толбонурская, II — Кобдинская, III — Цаганшибетинская, IV — Хангайская, V — Ихэбогдинская, VI — Баянгольская, VII — Ерогольская, VIII — Баянхонгорская, IX — Ононская, X — Керуленская, XI — Манлайская, XII — Южно-Тотошанская.

Генетические ряды формаций эпитермальных месторождений позднемезозойского деитероорогенного Центрально-Азиатского металлогенического пояса

Рудные провинции, области и районы	Генетические ряды рудных формаций
Рудный район юга Сибирской платформы	? → ? → <u>CaF₂</u> → ? → Hg
Забайкальская область	<u>Pb, Zn</u> → <u>CaF₂</u> → <u>Au, Ag</u> → <u>Hg, Sb</u> (Hg, Sb, W)
Рудный район Прибайкалья	? → ? → <u>CaF₂</u> → ? → Hg
Алтае-Саянская область	<u>As, Ni, Co</u> → <u>Pb, Zn</u> → <u>CaF₂</u> → <u>Ag, Sb, S</u> → <u>Hg</u>
Рудный район Енисейского края	? → ? → <u>CaF₂</u> → ? → Hg
Рудная область Монголии:	
Рудный район Западной Монголии	? → ? → ? → <u>Ag, Sb, S</u> → ?
Рудный район Восточной Монголии	? → <u>CaF₂</u> → ? → Hg
Рудная область Казахстана:	
Чарский рудный район	<u>As, Ni, Co</u> → <u>Pb, Zn</u> → ? → ? → <u>Hg</u>
Джунгарский » »	<u>As, Ni, Co</u> → <u>Pb, Zn</u> → ? → ? → <u>Hg</u>
Тянь-Шаньская провинция	<u>As, Ni, Co</u> → <u>Pb, Zn</u> → <u>CaF₂</u> → <u>Au, Ag</u> → <u>Hg, Sb</u>

Примечания. 1. Рудные формации: As, Ni, Co — арсенидная никель-кобальтовая; Pb, Zn — эпитермальная свинцово-цинковая; CaF₂ — флюоритовая; Ag, Sb, S — серебряно-сурьмяно-сульфосольная; Au, Ag — золото-серебряная; Hg — ртутная (Hg, Sb — ртутно-сурьмяная субформация); Hg, Sb, W — ртутно-сурьмяно-вольфрамовая. 2. Подчеркнуты рудные формации, определяющие металлогенический профиль рудной провинции, области или района. 3. ? — прогнозируемые рудные формации.

ных [по Константинову, 1965] генетических рядах. Типичный пример такой изменчивости по латерали — развитие в одних районах ртутной, а в других — сопряженной с ней ртутно-сурьмяно-вольфрамовой рудной формации. Вероятно, как следствие изменчивости по латерали можно рассматривать проявление серебро-сульфосольной рудной формации в районах Юго-Западной Тувы, Северо-Западной Монголии и Юго-Восточного Горного Алтая вместо эпитермальной золото-серебряной формации, характерной для районов Восточного Забайкалья. Изменения в составе рудной минерализации по латерали могут происходить под влиянием различных причин и факторов. Наиболее очевидным является изменение геохимических свойств среды минералообразования, когда зоны эпитермальной минерализации накладываются на ореолы повышенной концентрации определенных элементов (W, Ni, Co, Au и др.), образованные в результате предшествующих процессов (региональный метаморфизм, контактовые ореолы гранитных интрузий и т. д.), и тем самым создаются благоприятные условия мобилизации и перераспределения этих элементов гидротермальными растворами и формирования комплексных руд. Именно таким представляется происхождение ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений в Восточном Забайкалье. Их распространение ограничено Агинским выступом протерозойских метаморфических пород, отдельные горизонты которых обогащены вольфрамом [Корчагин, Сагало, 1976; Алексеев, 1981]. Заимствование и перераспределение вольфрама уже в виде шеелита или ферберита вместе с антимонитом, киноварью и другими минералами в комплексных рудах приводят к формированию месторождений.

Усложнение состава руд может быть вызвано особенностями процесса рудообразования в отдельных рудных районах и рудных полях. Наиболее обычно пространственное совмещение в одних и тех же структурах последовательно проявленной разноэтапной и отличающейся по составу минерализации, например свинцово-цинковой и флюоритовой, флюоритовой и ртутной (Идермег-Баян-Хан Монголии, Кызылчинское, Сарасинское на Алтае), серебро-сульфосольной и флюоритовой (Шахтерское рудное поле в Забайкалье), арсенидной никель-кобальтовой и

серебро-сульфосольной (Юго-Западная Тува, юго-восток Горного Алтая).

Наконец, металлогеническая специализация конкретных рудных комплексов, рудных зон (т. е. полнота или редуцированность генетического ряда рудных формаций), как это было показано нами выше, непосредственно связана с особенностями проявления глубинного щелочно-базальтоидного магматизма, становлением и развитием флюидно-гидротермальной системы, металлоносность и продуктивность которой во многом зависят от состава мантии, режима дегазации магматических очагов и взаимодействия ювенильных флюидов с различными типами вадозных вод и вмещающими породами. По-видимому, это одна из главных причин, предопределяющая интенсивность процессов рудообразования и в конечном итоге рудоносность тех или иных структур и площадей.

Таким образом, особенности металлогении отдельных рудных провинций, областей, поясов и рудных районов могут быть выявлены на основе рудноформационного анализа конкретных, развитых в них рудных комплексов, а их прогнозная оценка должна опираться на сопоставление, т. е. на сравнительный металлогенический анализ, в основу которого заложены принцип аналогии, ориентирующий на выявление признаков и поиска неизвестных, но вероятных звеньев полных генетических рядов рудных формаций этапа мезозойской тектономагматической активизации, характерных для рудных провинций, рудных поясов, зон и районов Центрально-Азиатского металлогенического пояса. Именно в этом состоит исключительно важное теоретическое и практическое значение выделения генетических рядов рудных формаций, парагенетически связанных со щелочно-базальтоидной магматической формацией в областях мезозойского дейтероорогенеза, и использования их не только для решения вопросов генезиса, но и для прогнозирования и поисков.

Высказанное положение можно проиллюстрировать рядом примеров из других рудных районов, поясов и провинций Советского Союза и зарубежных стран. Кроме Центрально-Азиатского трансконтинентального ртутного пояса, существование которого было обосновано В. А. Кузнецовым [1974 и др.], известны два других глобальных ртутных пояса — Средиземноморский и Тихоокеанский, выделенные ранее В. И. Смирновым [Смирнов, 1947а, б; Смирнов, Рыженко, 1958]. Как показано выше, Центрально-Азиатский ртутный пояс является глобальной структурой, мезозойская металлогения которого обусловлена этапом тектономагматической активизации (дейтероорогенеза), и ведущими для него оказываются месторождения ртути, сурьмы и флюорита, подчиненное значение имеют эпitherмальные свинцово-цинковые, золотые и серебряные, арсенидные никель-кобальтовые и некоторые другие месторождения. Сравнивая ртутный пояс Центральной Азии с Тихоокеанским и Средиземноморским глобальными поясами, необходимо отметить, что структуры двух последних поясов связаны с развитием геосинклиналиного процесса в зоне перехода от океана к континенту и активизацией лишь прилегающих участков древних и молодых платформ и областей завершённой складчатости, тогда как Центрально-Азиатский пояс — это типичная внутриконтинентальная дейтероорогенная структура, целиком созданная процессами континентального рифтогенеза. Этим же объясняются своеобразие закономерностей размещения рудной минерализации и генетические особенности низкотемпературных гидротермальных месторождений, известных в пределах этих поясов и представленных не только эпitherмальными, но и вулканогенно-гидротермальными, а в ряде рудных провинций стратиформными вулканогенными гидротермально-осадочными месторождениями колчеданов, свинца и цинка, флюорита, цеолитов, барита и ртути [Mlakar, 1974; La Toscana..., 1971; Matteuchi, Mie, 1971; The Pianciano..., 1978; Оболенский, 1981а, б], существенно дополняющими генетические ряды рудных формаций.

Таким образом, важно подчеркнуть неоднородность геологического строения этих двух поясов по сравнению с Центрально-Азиатским и от-

метить развитие в их пределах ртутных провинций и областей различных металлогенических типов (по В. А. Кузнецову): камчатского, верхояно-колымского, алтае-саянского и донецкого. Характерно и то, что ртутные месторождения представлены в этих поясах двумя рудными формациями — более молодой альпийской опалитовой ртутной (вулканогенно-гидротермальной) и ртутной (эпитермальной), как правило, мезозойского возраста.

Сопоставим металлогенические особенности некоторых типовых ртутных провинций Средиземноморского и Центрально-Азиатского рудных поясов. Общая металлогения Средиземноморского геосинклинального пояса детально рассмотрена Г. А. Твалчрелидзе [1972], а закономерности формирования и размещения ртутных месторождений в главных рудных провинциях, областях и районах этого пояса охарактеризованы в работах В. И. Смирнова [1947; Смирнов, Рыженко, 1958], В. П. Федорчука [Металлогения ртути, 1976], Э. Бейли [Bailey e. a., 1973; Barnes e. a., 1969; Yildiz, Bailey, 1978], Р. Хёля [Höll, 1966], Э. Я. Церцвадзе [1972], В. М. Баба-Заде [Сулейманов, Баба-Заде, 1974], В. Б. Черницына [1977; Нетреба и др., 1980], И. Л. Никольского [1959 и др.], В. И. Скаржинского [1973; Геология ртутных месторождений..., 1975], Б. С. Панова [Лазаренко и др., 1975], В. В. Науменко [1974; Науменко и др., 1978], И. Млакара [Mlakar, Drovenik, 1971], Ф. Сопе [Sauré, 1973], в сводной обобщающей работе по сурьмяным и ртутным месторождениям Италии [La Toscana..., 1971] и Чехословакии [Antimony..., 1980].

По Г. А. Твалчрелидзе [1967], в составе Средиземноморского пояса выделяются Западно-Средиземноморская, Средне-Европейская, Альпийско-Динарская, Кавказско-Анатолийская и Ирано-Афганская металлогенические области, каждая из которых включает ряд рудных провинций и районов. В качестве наиболее важных ртутных провинций выделяются: Пиренейская, Атласско-Андалузская, Апеннино-Альпийско-Карпатская, Донецкая, Большекавказско-Крымская, Балкано-Малокавказская, Динаро-Таврская, Копетдаг-Кугитангская, Гиндукуш-Памирская. В Средиземноморском поясе находятся известные эпитермальные и вулканогенно-гидротермальные месторождения ртути — Альмаден в Испании, Идрия в Югославии, район Монте-Амиата в Италии (Аббадиа-Сан-Сальваторе, Сольфрате, Сиеле и др.), Измаил в Алжире, Никитовское в Донбассе и др. В Апеннино-Альпийско-Карпатской, Большекавказско-Крымской, Динаро-Таврской провинциях наряду с ртутными проявлены ртутно-сурьмяно-вольфрамовые месторождения. Значительная роль в формировании Пиренейской, Средне-Европейской, Донецкой, Динаро-Таврской ртутных провинций принадлежала мезозойским дейтероорогенным процессам, активизировавшим как древнюю Русскую платформу (Днепровско-Донецкая и другие впадины), так и эпигерцинскую Европейскую платформу, Анатолийский срединный массив и другие консолидированные к тому времени структуры. Именно с эпохой мезозойского дейтероорогенеза совпадает во времени формирование ртутных месторождений в названных выше провинциях, в то время как в альпийских геосинклинальных структурах (Альпы, Балканы, Карпаты, Крым, Кавказ, Копетдаг и др.) образование ртутных месторождений связано либо с поздним орогенным периодом их развития, либо с частичной тектонической активизацией структур ранней консолидации [В. И. Смирнов, 1960; Твалчрелидзе, 1972; Черницын, 1977]. Самыми молодыми являются вулканогенно-гидротермальные месторождения, сопровождающие современный наземный щелочно-базальтовый вулканизм. Например, возраст минерализованных трахитов горы Монте-Амиата в провинции Тоскана 0,4 млн. лет, и рудоотложение продолжается до настоящего времени [La Toscana..., 1971]. Вместе с тем генетические ряды рудных формаций в общих своих чертах выдерживаются как для дейтероорогенных, так и для геосинклинально-складчатых и современных вулканических областей, т. е. для ртутных провинций различных металлогенических типов (табл. 20).

Генетические ряды рудных формаций эпитеpмальных и вулканогенно-гидротермальных месторождений Средиземноморского металлогенического пояса

Рудная провинция	Генетические ряды рудных формаций
Донецкая Пиренейская Средне-Европейская	$? \rightarrow \text{Pb, Zn} \rightarrow \text{CaF}_2 \rightarrow (\text{Au})\text{Ag, Sb, S} \rightarrow \text{Hg}$ $\text{As, Ni, Co} \rightarrow \text{Pb, Zn} \rightarrow \text{CaF}_2(?) \rightarrow ? \rightarrow \text{Hg}$ $\text{As, Ni, Co} \rightarrow \text{Pb, Zn} \rightarrow \text{CaF}_2 \rightarrow \text{As, Sb, S} \rightarrow \text{Hg, Sb; Sb}$
Динаро-Таврская	$\text{As, Ni, Co} \rightarrow \text{Pb, Zn} \rightarrow ? \rightarrow ? \rightarrow ? \rightarrow \begin{cases} \text{Hg} \\ (\text{Hg, Sb, W}) \end{cases}$
Апеннинно-Альпийско-Карпатская	$\text{Pb, Zn} \rightarrow \text{CaF}_2 \rightarrow \text{Au, Ag} \rightarrow \begin{cases} \text{Hg; Sb} \\ (\text{Hg, Sb, W}) \end{cases}$
Крымско-Кавказская Копетдаг-Памирская Атласско-Андалузская	$? \rightarrow ? \rightarrow (\text{Au})\text{Ag, Sb, S} \rightarrow \begin{cases} \text{Hg} \\ (\text{Hg, Sb, W}) \end{cases}$ $\text{Pb, Zn} \rightarrow \text{CaF}_2 \rightarrow \text{Au, Ag}(?) \rightarrow \text{Hg}$ $\text{Pb, Zn} \rightarrow ? \rightarrow \text{Ag, Sb, S} \rightarrow \text{Hg}$

Аналогичные закономерности проявления ртутной и ртутно-сурьмяно-вольфрамовой рудных формаций устанавливаются и в основных ртутных провинциях Тихоокеанского металлогенического пояса, где обе эти формации являются закономерным звеном полных или редуцированных генетических рядов рудных формаций эпитеpмальных и вулканогенно-гидротермальных месторождений (табл. 21) [Металлогения ртути, 1976; Шило и др., 1978; Радкевич, 1977; и др.].

Устойчивость и повторяемость генетических рядов рудных формаций в различных металлогенических поясах и рудных провинциях мира — самое убедительное и неопровержимое доказательство эндогенного постмагматического происхождения как эпитеpмальных, так и вулканогенно-гидротермальных ртутных месторождений и мантийных источников ртути, сурьмы, мышьяка, золота, серебра, фтора и некоторых других элементов. Очевидной становится и полигенность ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений. Их генезис обусловлен множественностью источников вольфрама в породах коры и высокой миграционной способностью комплексных соединений вольфрама, перенос и отложение которых подобно ртути, сурьме, мышьяку и фтору осуществляется системами современных термальных источников [Уайт, 1959; Carpenter, Garrett, 1959].

Вывод о преимущественно коровых источниках вольфрама в рассматриваемых месторождениях обоснован геохимическими и геологическими данными и подтверждается тем обстоятельством, что минералы вольфрама отмечаются не только в ртутных, ртутно-сурьмяных и сурьмяных место-

Т а б л и ц а 21

Генетические ряды рудных формаций эпитеpмальных и вулканогенно-гидротермальных месторождений Тихоокеанского металлогенического пояса

Рудная провинция	Генетические ряды рудных формаций
Верхояно-Чукотская Охотско-Чукотская	$\text{Pb, Zn} \rightarrow \text{CaF}_2 \rightarrow \text{Ag, Sb, S} \rightarrow \text{Hg}$ $\text{As, Ni, Co} \rightarrow ? \rightarrow ? \rightarrow \text{Au, Ag} \rightarrow \text{Hg}$
Корякско-Камчатская Сихотэ-Алиньская	$\text{Pb, Zn} \rightarrow ? \rightarrow \text{Au, Ag} \rightarrow \begin{cases} \text{Hg} \\ (\text{Hg, As, W}) \end{cases}$ $? \rightarrow \text{Au, Ag} \rightarrow \text{Hg}$
Юго-Восточной Азии Британской Колумбии и Аляски	$\text{Pb, Zn} \rightarrow ? \rightarrow \text{Au, Ag} \rightarrow \begin{cases} \text{Hg} \\ (\text{Hg, Sb, W}) \end{cases}$ $\text{Pb, Zn} \rightarrow ? \rightarrow \text{Au, Ag} \rightarrow \text{Hg}$
Невадийская	$\text{Pb, Zn} \rightarrow \text{CaF}_2 \rightarrow \text{Au, Ag} \rightarrow \begin{cases} \text{Hg, (Au, Ag)} \\ (\text{Hg, Sb, W}) \end{cases}$
Южно-Американская	$\text{Pb, Zn} \rightarrow ? \rightarrow \text{Au, (Sn), Sb, S} \rightarrow \begin{cases} \text{Hg, Sb} \\ (\text{Hg, Sb, W}) \end{cases}$

рождениях, но нередко ферберит и шеелит в заметных количествах присутствуют в рудах других эпитермальных месторождений рассматриваемых генетических рядов, например в золото-серебряных (Тонопа, Крипл-Крик, США; Бая-Сприе, Нагаг, Румыния) и серебро-сульфосольных (Кер-д'Ален и др., США). Вольфрамовая (шеелитовая) минерализация установлена в арсенидных и сульфоарсенидных никель-кобальтовых рудах Куруузекского и Каракульского месторождений в Горном Алтае [Долгушина, Мариич, 1981]. Вместе с тем надо отметить, что еще не существует геохимических методов, позволяющих достоверно определить долю мобилизованного (переотложенного) и ювенильного вольфрама, поэтому исключить полностью вероятность поступления в зону минералообразования эпитермальных месторождений некоторой доли вольфрама из ювенильного, магматического источника нет достаточных оснований, тем более что возможность участия вольфрама в процессах протокристаллизации базальтовой магмы отмечал еще А. А. Сауков [1966].

Одним из важных и убедительных аргументов генетического родства месторождений различных рудных формаций в рассматриваемых генетических рядах и характера их парагенетических связей с щелочно-базальтоидной магматической формацией является возникновение в специфических геологических условиях комплексов по составу, телескопированных («полиформационных») месторождений. Такие месторождения могут рассматриваться как идеальные модельные объекты гидротермального низкотемпературного рудообразования, поскольку пространственно и во времени они ассоциируют с третичными вулканоструктурами, расположенными среди докембрийских метаморфических образований. Огромный разрыв во времени формирования докембрийских метаморфических образований, достаточно однородный состав докембрийских метаморфических пород и явно подкоровое происхождение третичных вулканитов, наконец, локализация рудной минерализации главным образом в вулканитах позволяют рассматривать формирование низкотемпературных гидротермальных месторождений как типичный постмагматический процесс, «порожденный» этим подкоровым магматизмом, причем влияние каких бы то ни было коровых процессов было сведено к минимуму и сивелировано. Докембрийские породы коры выполняли здесь лишь роль вмещающей среды.

К числу таких уникальных, с точки зрения автора, модельных объектов относится знаменитое эпитермальное (вулканогенно-гидротермальное) месторождение Крипл-Крик в штате Колорадо на западе США. Это месторождение разрабатывается уже более 100 лет, открыто на глубину 930 м от поверхности горными выработками и детально изучено. Описание Крипл-Крика можно встретить практически во всех курсах по рудным месторождениям и многочисленных работах по геологии и металлогении золота [Lindgren, Ransome, 1906; Loughlin, 1927; Геология..., 1937; Loughlin, Koschman, 1935; Ветман, 1949; Boyle, 1979; В. И. Смирнов и др., 1981].

Рудное поле Крипл-Крик представляет собой крупную вулканоструктуру третичного возраста, расположенную в Скалистых горах на высоте около 3000 м над ур. м. среди докембрийских гранитов и гнейсов. Ее размеры от 3,2 до 4,8 км в поперечнике. Верхняя часть вулканоструктуры сложена туфами и брекчиями базальтов, которые, в свою очередь, прорваны дайками и штоками фонолитов, сиенитов, мончикитов и везитов. Месторождения и рудные тела представлены жилами, минерализованными зонами дробления, метасоматическими залежами в брекчиях вдоль трещин и минерализованными эруптивными брекчиями, выполняющими трубки взрыва (рис. 40, 41). Рудные тела известны как в докембрийских, так и в третичных породах, причем в последних встречаются пластообразные залежи значительной мощности (до 12 м). Наиболее выдержанные жильные зоны связаны с трещинами во вмещающих гранитах. Руды отличаются незначительным количеством самородного золота и обилием теллуридов и флюорита. Главный минерал руд — калаверит — содержит 4% серебра. Ему сопутствуют в небольших количествах сиванит, пет-

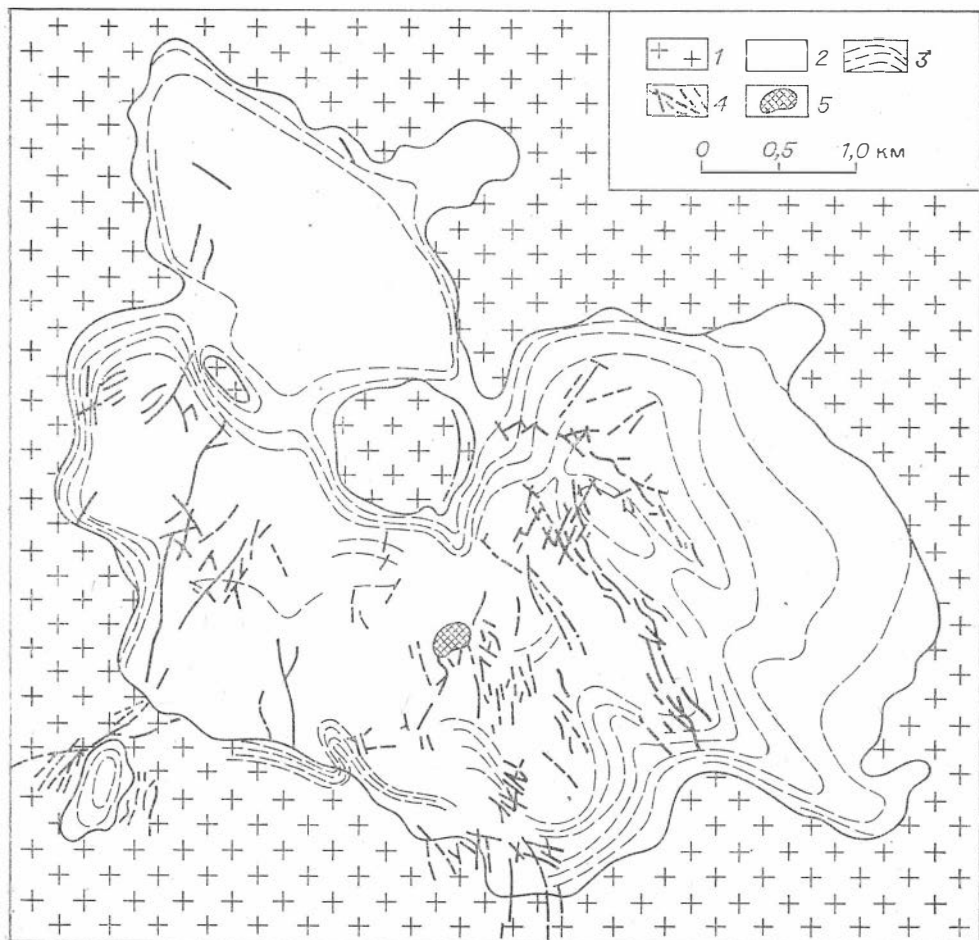


Рис. 40. Схема геологического строения месторождения Крипл-Крик (по Г. Лафлину и А. Кошману).

1 — докембрийские граниты; 2 — третичные вулканогенные породы; 3 — изогипсы стенок вулканотектонической постройки (проведены через 150 м); 4 — главные золото-кварцевые жилы; 5 — тело золотоносных брекчий («Крессонов раздув»).

цит, пирит, сфалерит, галенит, тетраэдрит, антимонит, киноварь, молибденит и очень редко вольфрамит (гюбнерит). В первичных рудах установлен колорадоит, в зоне окисления встречены акантит, самородное золото и ярозит. Жильные минералы — кварц, флюорит, карбонат и роскоэлит (ванадиевая слюда). Для жил характерна друзовая текстура. Околорудные изменения представлены пиритизацией, карбонатизацией и пропили-тизацией, спорадически встречается адуляр.

Г. Лафлин и А. Кошман [Loughlin, Koschman, 1935] различают три стадии в формировании рудных тел Крипл-Крика. В первую стадию отлагались агрегаты яшмовидного и пористого кварца, адуляра, тонкозернистые сростания флюорита и кварца с отдельными кристаллами пирита. Типичная ассоциация минералов второй стадии — кварц, флюорит, мелкозернистый пирит, доломит или анкерит, целестин, роскоэлит, сфалерит, галенит, тетраэдрит, теллуриды золота, а в некоторых случаях теллуриды серебра и меди. Теллуриды — всегда наиболее поздние минералы второй стадии. Третья стадия в основном представлена минералами, отложившимися в открытых полостях, — дымчатым кварцем, халцедоном, тонкозернистым и радиально-лучистым пиритом, кальцитом и киноварью. Руды Крипл-Крика образовались из горячих щелочных растворов, подымавшихся из жерл девяти субкратеров, осложняющих общую крупную вулканоструктуру на глубине. Растворы поднимались по главным каналам и бли-

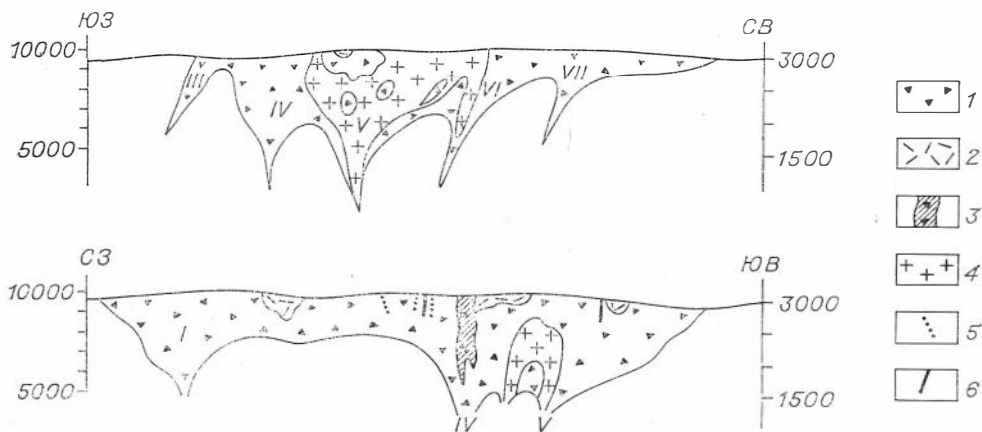


Рис. 41. Схематический разрез через вулканоструктуру Крипл-Крик в Колорадо, США [по Бойлю, 1979].

1 — брекчия; 2 — латит-фонолиты; 3 — «Крессонов раздув»; 4 — сипиты; 5 — базальтоидные дайки; 6 — фонолитовые дайки. Римскими цифрами обозначены субкратеры.

же к поверхности распространялись в многочисленные ответвляющиеся трещины. Исключительно высокими концентрациями отличались руды в так называемом «раздуве Крессон», представляющем собой минерализованную трубку взрывной брекчии молодых базальтов диаметром 210 м и глубиной 600 м, расположенную в центральной части вулканоструктуры.

Несмотря на то, что Крипл-Крик — золоторудное месторождение, в последовательно проявленных стадиях минерализации этого месторождения отчетливо прослеживается смена рудной специализации минералообразующих растворов, а в минеральных парагенезисах кварц-флюоритовой → сульфосольно-теллуридной → халцедон-пирит-киноварной стадий минерализации как бы отражена последовательность развития генетического ряда рудных формаций, представленного флюоритовой → золото-серебряной → ртутной рудными формациями. Крипл-Крик является показательным, но не единственным примером «полиформационных» месторождений, т. е. месторождений, стадии минерализации которых в определенной мере отражают набор рудных формаций всего или части рассматриваемого генетического ряда. К числу таких модельных объектов может быть отнесено Верхне-Сеймчанское месторождение в Верхояно-Чукотской складчатой области, ранняя минеральная ассоциация которого представлена арсенидами и сульфоарсенидами никеля и кобальта с редкими гуанатуитом, тетрадимитом, клаусталитом, гесситом, креннеритом, пруститом, пираргиритом, миллеритом, герсдорфитом, самородным висмутом и серебром; со второй стадией связано отложение небольших количеств халькопирита, сфалерита, галенита, пирита, пирротина, марказита совместно с кварцем, серицитом, карбонатами и отчасти с флюоритом, и заключительная стадия представлена халцедоновидным кварцем, кальцитом и флюоритом [Крутов, 1974]. В стадиях минерализации Верхне-Сеймчанского месторождения отражен совмещенный (телескопированный) ряд рудных формаций: арсенидная никель-кобальтовая → свинцово-цинковая → флюоритовая.

Не менее убедителен пример Карамкенского месторождения в Охотско-Чукотском вулканическом поясе, сформированном, согласно А. Н. Некрасовой [1971], в несколько стадий минерализации: кварц-карбонат-сфалерит-галенитовую; адуляровую (гидрослюды, блеклые руды, сульфосоли серебра, селениды, золото, серебро); кварц-карбонат-антимонит-киноварную и кварц-карбонатную. Приведенная последовательность стадий минерализации представляет телескопирование генетического ряда рудных формаций: свинцово-цинковой → серебро (золото)-сульфосольной → ртутной. Аналогичная последовательность минерализации уста-

новлена на детально изученном месторождении Туи в районе Хаураки в Новой Зеландии [Робинсон, 1977], где выделяются три стадии гипогенного минералообразования: кварц + пирит I + халькопирит I + гематит → кварц + галенит + сфалерит + пирит II + халькопирит II + тетраэдрит → каолинит + кварц + карбонаты + киноварь + гематит + барит, отражающие тот же генетический ряд рудных формаций низкотемпературных гидротермальных месторождений.

С некоторой долей вероятности к числу «полиформационных» месторождений можно отнести эпитермальные золото-ртутные месторождения «типа Карлин», к которым кроме Карлина относятся месторождения Гетчел, Бутстрап, Манхаттен в штате Невада, Меркур в штате Юта (США) и Спикона в Британской Колумбии (Канада) [Boyle, 1979]. В процессе формирования руд этих месторождений различают два периода минерализации: ранний барит-полиметаллический и поздний золото-сурьмяно-ртутно-мышьяковый [Хаусен, Керр, 1973]. К «типу Карлин» есть все основания отнести первичные ртутьсодержащие руды Куранахского месторождения, расположенного на Алданском щите и обнаруживающего парагенетическую связь с дайковым комплексом мезозойских щелочных базальтоидов [Казаринов, 1967; и др.], проявленным в связи с тектонической активизацией этой древнейшей структуры. «Полиформационными», по-видимому, являются и такие известные флюоритово-ртутные месторождения, как Хайдарканское, Чаувайское, Джижикрутское и некоторые другие в Средней Азии, образовавшиеся в результате пространственного совмещения флюоритовой и сурьмяно-ртутной минерализации в едином многоэтапном процессе минералообразования.

Возникновение сложных по составу «полиформационных» месторождений является важным доказательством генетического родства рудных формаций, входящих в качестве отдельных звеньев в генетический ряд, и ведущей роли ювенильных металлоносных растворов в формировании различных месторождений этого генетического ряда, обнаруживающих парагенетические связи с проявлениями щелочно-базальтоидного магматизма как в геосинклинально-складчатых, так и в дейтероорогенных областях. Поэтому проявления щелочно-базальтоидного магматизма должны рассматриваться как благоприятный признак и важный поисково-оценочный критерий при прогнозно-металлогеническом анализе и поисках низкотемпературных гидротермальных месторождений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные выше результаты изучения ртутных и ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений в Алтае-Саянской складчатой области, на юге Сибирской платформы, в Забайкалье и Монголии позволяют сформулировать основные научные выводы и вытекающие из них практические рекомендации.

1. Месторождения отличаются сравнительно простым и устойчивым минеральным составом руд. Различия в минеральном составе руд и характере околорудных изменений вмещающих пород, наиболее полно отражающие условия образования различных групп месторождений ртути, и были положены в основу их рудноформационного анализа. Согласно ранее разработанным классификациям ртутных месторождений [В. А. Кузнецов и др., 1966; Оболенский, 1966; В. А. Кузнецов, 1972; и др.], изученные месторождения относятся к собственно ртутной и комплексной ртутно-сурьмяно-вольфрамовой рудным формациям, различным субформациям и минеральным типам. Важно подчеркнуть возрастающее практическое значение комплексных рудных формаций, в особенности содержащих вольфрам, золото и серебро, в связи с выявлением комплексных промышленных месторождений таких руд («центрально-альпийский тип» сурьмяно-

вольфрамовых месторождений, золото-ртутные и серебряно-ртутные месторождения типа «Карлин» и «деламарского», Тамватнейское мышьяково-ртутно-вольфрамовое месторождение в Корякском нагорье и др.). Группы месторождений, выделяемые в те или иные минеральные типы, рассматриваются как промышленно-генетические типы месторождений, определяющие металлогенетический профиль конкретных рудных районов, зон и поясов (лиственит-киноварный и карбонатно-киноварный для Горного Алтая, барит-киноварный для Тувы, флюорит-киноварный для Прибайкалья и т. д.), и позволяют ориентировать поисковые и разведочные работы в этих районах, зонах и поясах на наиболее важные и перспективные в промышленном отношении минеральные типы.

2. Выявлены главнейшие закономерности размещения месторождений ртутной и ртутно-сурьмяно-вольфрамовой рудных формаций в геологических структурах и показаны условия их локализации. Изучение закономерностей размещения ртутных и ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений обнаружило, что основная рудоконтролирующая роль принадлежит структурам мезозойской тектономагматической активизации, созданным процессами дейтероорогенеза, причем ведущим оказывается процесс «базальтоидной» активизации, сопровождающий сводообразование и активизацию систем более древних глубинных разломов различных типов и рангов по окраине Сибирской платформы, в областях завершенной байкальской, каледонской и герцинской складчатости Центрально-Азиатского пояса. Ртутные и ртутно-сурьмяно-вольфрамовые месторождения локализуются в зонах глубинных разломов. В Алтае-Саянской рудной области описан Кузнецко-Алтайский ртутный пояс, включающий ряд ртутно-рудных зон, рудных полей и месторождений, прослеживающихся на протяжении более 900 км, и продолжающийся на территории Монгольской Народной Республики. Столь же значительны Саяно-Тувинский и Восточно-Саянский ртутные пояса. В качестве ртутного охарактеризован известный Монголо-Охотский рудный пояс в пределах Восточного Забайкалья, причем он также продолжается на территорию МНР. Установленная закономерная приуроченность ртутного оруденения к крупным рудным поясам, принадлежность к одной рудной формации и близкий возраст оруденения позволили обосновать перспективы обнаружения ртутного оруденения на территории Монголии. Эти предположения подтверждены находками целого ряда коренных рудопроявлений ртутных руд, а территория МНР охарактеризована как новая самостоятельная ртутная область.

3. Обоснованы мезозойский возраст ртутных и ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений, их парагенетическая связь с глубинным щелочно-базальтоидным магматизмом, проявленным в виде самостоятельных дайковых комплексов малых интрузий, и закономерное положение ртутной и ртутно-сурьмяно-вольфрамовой рудных формаций в генетических рядах эпитермальных рудных формаций этапа мезозойской тектономагматической активизации, связанных со щелочно-базальтоидной магматической формацией, что имеет особенно важное значение для прогнозной оценки отдельных рудных районов Забайкальской и Алтае-Саянской ртутных областей и сопредельных территорий МНР. Вхождение ртутной и ртутно-сурьмяно-вольфрамовой рудных формаций в рудный комплекс щелочно-базальтоидной магматической формации определяет многие генетические особенности этих месторождений и прежде всего принадлежность их к генетической группе гидротермальных месторождений, к классу низкотемпературных (эпитермальных) образований, значительно удаленных от родоначальных магматических очагов, ювенильную природу металлоносных флюидов и источники основных рудных элементов. Формационные черты ртутных и ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений обусловлены геологическими условиями образования в областях тектономагматической активизации (дейтероорогенеза).

4. На основе термобарогеохимических исследований газово-жидких включений в минералах и применения изотопного анализа серы, свинца,

ртути, кислорода, углерода, использования методов классической геохимии выяснены природа и различные источники рудообразующих растворов и рудного вещества. В формировании ртутных и ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений принимали участие полигенные рудообразующие растворы: в верхних зонах земной коры ювенильные магматогенные флюиды смешивались с различными типами экзогенных вод (метаморфогенными, погребенными седиментогенными, метеорными), участие которых в процессах минералообразования определяет не только своеобразие химического состава гидротермальных растворов, но и особенности минерального состава руд и характер гидротермально измененных пород. Об этом же свидетельствуют компонентный состав и концентрация растворов, состав газовой фазы индивидуальных включений в рудных и жильных минералах месторождений изученных рудных формаций и минеральных типов. В ряде рудных провинций и районов полигенность гидротерм подтверждается изотопными исследованиями водорода, углерода и кислорода в газовой-жидких включениях и минералах руд.

Месторождения этих рудных формаций сформированы сложными по составу и различными по концентрации сульфидно-хлоридными, сульфидно-хлоридно-карбонатными и сульфидно-карбонатными (бикарбонатными) растворами, образовавшимися в результате смешения мантийных ювенильных флюидов, несущих основные рудные элементы As, Hg, Sb (частично Au, Ag, Bi, Cd и др.), щелочи и минерализаторы F, Cl, CO₂ (частично S), с различными типами вод земной коры, обогащенных Na, Ca, Mg, Fe, Ba, Cu, Pb и др., а также Cl⁻, H₂S, CO₂ и углеводородами. Кроме того, такие растворы при повышенных температурах (300—200°C) оказываются способными к мобилизации из окружающих пород (при наличии в них первичных повышенных концентраций) ряда рудных элементов, таких как W, Au, Cu, Ni, Co, Pb, Ag, Zn и др.

Различаются два уровня миграции основных рудных элементов: в надкритическом состоянии в глубинных зонах Земли и в гидротермальных условиях. Основными миграционными формами в надкритических условиях могли быть пары As, Hg, Sb или их летучие соединения с хлором и фтором, а также атомарные формы As⁰, Hg⁰, Sb⁰, имеющие эффективно повышенную растворимость в водяном паре при высоких температурах.

В гидротермальных растворах рудные элементы преимущественно переносились в виде комплексных соединений.

Термодинамический анализ условий комплексообразования в подсистеме химических форм Hg (II) показал, что баланс растворения и (или) осаждения ее сульфида зависит от температуры, pH, концентрации сульфидной серы, а в хлоридных растворах — и от величины pCl. Изменение этих параметров в конкретных природных процессах функционально связано со многими факторами, к числу которых прежде всего относятся кислотно-щелочная эволюция растворов во времени, взаимодействие растворов с вмещающими породами, изменение окислительно-восстановительных условий при подъеме растворов к поверхности, дегазация, разбавление и др., и определяет их металлоносность и продуктивность. Как отмечалось выше, ведущая роль в локализации рассматриваемых месторождений принадлежит зонам активизированных глубинных разломов и сопровождающим их приразломным структурам. От структурного положения во многом зависят свойства среды минералообразования (в том числе и палеогидродинамический режим гидротермальной системы), которые предопределяют обособление месторождений различных рудных формаций, субформаций и минеральных типов, а в ряде случаев — «полиформационных» месторождений.

Выявление причин, вызывающих осаждение сульфида ртути из растворов, позволяет определить условия рудоотложения на основных промышленных типах ртутных месторождений, что имеет не только большое теоретическое, но и практическое значение для прогноза, поисков и разведки этих месторождений.

5. На месторождениях ртутной и ртутно-сурьмяно-вольфрамовой рудных формаций проявлены метасоматиты формации гидротермальных аргиллизитов, к которым относятся аргиллизированные породы алюмосиликатного состава, листвениты и апокарбонатные гидротермально измененные породы. Несмотря на глубокие метасоматические преобразования исходных пород, при детальном исследовании практически всегда удается определить их фациальную и формационную принадлежность по ряду геологических взаимоотношений и особенностям минерального состава, прежде всего по наличию характерных алюмосиликатных минералов. Для гидротермальных аргиллизитов на рассматриваемых месторождениях выделены три фации — каолинитовая, галлузитовая и гидрослюдистая. Установленные различия минерального состава метасоматических фаций прерудных и рудосопровождающих метасоматитов аргиллизированных пород имеют важное значение для понимания кислотно-щелочной эволюции рудоносных растворов и выявления условий локализации концентрированного оруденения. Выделение фаций рудосопровождающих метасоматитов позволяет конкретизировать поисково-оценочные критерии на ртутные и ртутно-сурьмяно-вольфрамовые руды. В частности, наличие метасоматитов гидрослюдистой фации может рассматриваться как прямой поисковый признак оруденения.

6. Формирование ртутных и ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений сопровождается развитием интенсивных первичных ореолов рассеяния во вмещающих породах. Распределение содержаний ртути в эндогенных первичных ореолах на Чаганузунском, Белоосиповском и Терлигхайском месторождениях носит полимодальный характер и представляет собой сумму ее элементарных распределений. Полимодальность вариационных кривых отражает стадийность формирования первичных эндогенных ореолов рассеяния: в них обособляются значения местного геохимического фона, эндогенного ореола и рудной зоны. Кроме того, важно отметить, что эндогенные ореолы рассеяния являются комплексными полиэлементными (Hg, Sb, As, Ag, Zn, Cu и др.), а уровень содержаний элементов-спутников ртути прямо коррелируется с уровнями ее содержаний в конкретных ореолах, что доказывает генетическое «родство» рудных элементов, формирующих полный генетический ряд рудных формаций этапа мезозойской тектономагматической активизации.

7. Ртутные и ртутно-сурьмяно-вольфрамовые месторождения развиты не обособленно. Они являются закономерными звеньями генетического ряда рудных формаций этапа мезозойской тектономагматической активизации, представленного арсенидной никель-кобальтовой → свинцово-цинковой → флюоритовой → золото-серебряной (серебро-сульфосольной) → ртутной (ртутно-сурьмяно-вольфрамовой) рудными формациями. Выполненные исследования показали, что многие проблемы генезиса эпитеpmальных месторождений (глубинный мантийный источник главных рудных элементов и некоторых минерализаторов, полигенность рудоносных гидротерм, тесная парагенетическая ассоциация эпитеpmального оруденения с проявлениями мантийного щелочно-базальтоидного магматизма и локализация в зонах активизированных разломов) достаточно корректно увязываются в общей качественной генетической модели образования эпитеpmальных месторождений в связи с развитием мантийных очагов щелочно-базальтоидных магм под воздействием потоков интрателлурических растворов, возникающих в корневых частях зон глубинных разломов в ходе их тектонической активизации и дегазации мантии [Оболенский и др., 1979, 1981, 1983]. Генетическая модель демонстрирует суть парагенетического характера связи низкотемпературного гидротермального оруденения с магматизмом и своеобразии состава рудного комплекса (генетического ряда рудных формаций) щелочно-базальтоидной магматической формации. Его формирование обусловлено прерывистым режимом и значительной глубиной отделения флюидной фазы, претерпевшей при дальнейшем подъеме к поверхности Земли значительные изменения состава (конденсация флюида, многократное разбавление вадозными и дру-

гими типами подземных вод, окисление и т. д.). Состав ювенильных флюидов определяется $P-T$ -условиями, при которых различные минерализаторы (способные производить эффективное растворение в массоперенос рудных элементов) отделялись от расплавов. Различное сродство металлов к S, Cl, F, CO_2 обуславливает обособление флюидов с различной рудной специализацией.

Генетические ряды рудных формаций отражают, с одной стороны, прерывистый режим дегазации очагов щелочно-базальтоидных магм и металлогеническую специализацию самих рудных провинций, которая определяется, в свою очередь, неоднородностью состава мантии по латерали, а с другой — множественность источников рудообразующих веществ в земной коре.

Особенности металлогении отдельных рудных поясов, провинций, областей, зон и рудных районов могут быть выявлены на основе сравнительного рудноформационного анализа конкретных, развитых в них рудных комплексов, а их прогнозная оценка должна опираться на принцип аналогии, ориентирующий на выявление признаков и поиски неизвестных, но вероятных звеньев полных генетических рядов рудных формаций. Именно в этом состоит исключительно важное теоретическое и практическое значение генетической модели низкотемпературного гидротермального рудообразования, парагенетически связанного с проявлениями щелочно-базальтоидной магматической формации в областях мезозойского дейтероорогенеза. Эта модель используется не только для решения вопросов генезиса, но и для целей прогнозирования и поисков оруденения, в том числе сингенетичных гидротермально-осадочных стратиформных месторождений ртути, флюорита и др.

- Абрамович Г. Я. Парагенез щелочных магматических формаций позднеалейско-мезозойского этапа тектономагматической активизации Восточного Саяна и Хамар-Дабана.— В кн.: Магматические формации складчатых областей Сибири. Новосибирск, 1981, с. 98—100.
- Абрамович Г. Я., Свиригина И. Ф., Волюнец Ю. А. Магматические комплексы Восточного Саяна.— В кн.: Основные черты геологии Восточного Саяна. Иркутск, 1979, с. 37—48.
- Абрамовский Б. П., Алимов В. Н., Ионов В. А. и др. Выброс в атмосферу газообразных и аэрозольных продуктов извержения вулкана Толбачик (Камчатка).— Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 6, с. 1479—1482.
- Айдиньян Н. Х., Озерова Н. А., Головня С. В. О поведении ртути в процессе регионального метаморфизма осадочных пород.— В кн.: Очерки геохимии ртути, молибдена и серы в гидротермальном процессе. М.: Наука, 1969, с. 70—80.
- Александров Г. В., Александрова С. В. Субщелочные основные породы Северо-Восточного Забайкалья и связь с ними эпitherмального оруденения.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1966, вып. 1(3), с. 43—46.
- Алексеев Д. Н. Эволюция рудогенеза в развитии геологических формаций Забайкалья.— В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М.: Наука, 1977, с. 193—205.
- Алексеев Д. Н. Главные эпохи образования рудоносных формаций и стратиформных месторождений в Забайкалье и Прибайкалье.— В кн.: Геология рудных полезных ископаемых Забайкалья и смежных территорий. Чита, 1981, с. 16—18.
- Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д., Леонтьев Л. Н. Тектоника Забайкалья. М.: Недра, 1973. 171 с.
- Арсентьев В. П., Хренов П. М. Структурно-металлогенетические зоны Центральной части Саяно-Байкальской горной области.— В кн.: Вопросы генезиса и закономерностей размещения эндогенных месторождений. М.: Наука, 1966, с. 257—276.
- Бадамгарав Ж., Содов Ц., Самбуудорж Д. О времени образования флюоритовых месторождений Восточной Монголии.— Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 5, с. 1220—1223.
- Барабанов В. Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. Т. I. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1961. 360 с.
- Барабанов В. Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Забайкалья. Т. II. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1975. 360 с.
- Барнс Г. Л., Чаманский Г. К. Растворимость и перенос рудных минералов.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: ИЛ, 1970, с. 286—324.
- Барсуков В. Л. О проблеме источников рудного вещества гидротермальных месторождений.— В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1971, с. 21—29.
- Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В. О верхней мантии Земли как возможном источнике рудного вещества.— Геохимия, 1972, № 12, с. 17—35.
- Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В. О мантийном источнике рудного вещества и его роли в формировании и размещении некоторых месторождений полезных ископаемых.— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 12—30.
- Бартицкий Е. Н., Кузнецов Ю. А., Скаржинский В. И. Изотопы свинца галенитов Донецкого бассейна.— Геол. журнал, 1975, т. 35, № 3, с. 64—72.
- Бейли Д. Поток летучих, концентрация тепла и генерация магмы.— В кн.: Механизм интрузий магмы. М.: ИЛ, 1972, с. 152—159.
- Белеванцев В. И., Гущина Л. В., Оболенский А. А. Гидротермальные растворы и миграция ртути. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1980. 32 с.
- Белеванцев В. И., Гущина Л. В., Оболенский А. А. Гидротермальные растворы и миграция ртути.— В кн.: Гидротермальное низкотемпературное рудообразование и метасоматоз. Новосибирск: Наука, 1982, с. 3—49.
- Белеванцев В. И., Колонин Г. Р., Пещевский Б. И. О способе оценки констант устойчивости и возможной роли в минералообразовании смешанных комплексных

- соединений (на примере гидроксо-галогенокомплексов). Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. (Тезисы докладов). Т. III. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1977, с. 62—63.
- Белеванцев В. И., Королева Т. И., Пещевницкий Б. И.** Термохимическое изучение галогенидных комплексов ртути (II) в водном растворе.—Координат. химия, 1978, т. 4, вып. 1, с. 60—63.
- Белеванцев В. И., Пещевницкий Б. И.** Исследование сложных равновесий в растворе. Новосибирск: Наука, 1978. 253 с.
- Белеванцев В. И., Пещевницкий Б. И., Бадмаева Ж. О.** Ступенчатое замещение Cl^- на I^- в $HgCl_2$.—ЖНХ, 1972, т. 17, вып. II, с. 2897—2902.
- Белеванцев В. И., Пещевницкий Б. И., Литвинова В. Ф.** Хлоридно-бромидные комплексы ртути (II) в водном растворе. I. Дигалогенидные комплексы.—Изв. СО АН СССР, 1971а, № 2, Сер. хим. наук, вып. 1, с. 60—66.
- Белеванцев В. И., Пещевницкий Б. И., Литвинова В. Ф.** Хлоридно-бромидные комплексы ртути (II) в водном растворе. II. Три- и тетрагалогенидные комплексы.—Изв. СО АН СССР, 1971б, № 4. Сер. хим. наук, вып. 2, с. 56—61.
- Белов И. В.** Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 371 с.
- Белоусов В. В.** Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 232 с.
- Бергер В. И.** Эволюция сурьмяного и ртутного оруденения подвижных областей.— В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л.: Недра, 1973, с. 110—114.
- Бергер В. И.** Структурные условия размещения и главные типы ртутных и сурьмяных месторождений Забайкалья.— В кн.: Структурные и магматические факторы контроля эндогенного оруденения. Л.: Недра, 1975а, с. 69—84.
- Бергер В. И.** Условия размещения ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений.— В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л.: Недра, 1975б, с. 46—54.
- Бергер В. И.** Сурьмяные месторождения. Л.: Недра, 1978. 295 с.
- Бергер В. И., Голубчина М. И., Миркина С. А.** Генетические особенности Келянского сурьмяно-ртутного месторождения по изотопным данным.— В кн.: V Всесоюзный симпозиум по геохимии стабильных изотопов. Ч. 1. М.: изд. ГЕОХИ им. В. И. Вернадского АН СССР, 1974, с. 63—64.
- Бергер В. И., Жидков А. Я., Кормилицын В. С. и др.** Металлогения палеозойского этапа активизации Забайкалья.— В кн.: Металлогения областей тектономагматической активизации. Иркутск, 1973, с. 160—162.
- Бергер В. И., Мурина Г. А.** Новые данные о возрасте ртутного оруденения Байкальского пояса.— Докл. АН СССР, 1972, т. 203, № 3, с. 647—649.
- Бердников Н. В., Приходько В. С.** Углекислотная дегазация щелочно-базальтоидных магм.— Докл. АН СССР, 1981, т. 259, № 3, с. 708—710.
- Бетехтин А. Г.** О метаморфических породах, образующихся за счет ультраосновных пород.— В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 58—80.
- Бетман А. М.** Промышленные минеральные месторождения. М.: ИЛ, 1949. 646 с.
- Билибин Ю. А.** Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 88 с.
- Билибин Ю. А.** Основные черты мезозойской эндогенной металлогении Восточного Забайкалья.— В кн.: Избр. труды. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 319—365.
- Благонравов В. А., Каленов А. В., Шабаловский А. В.** Проявления кинварной минерализации в Монголии и перспективы обнаружения коренных месторождений ртути.— В кн.: Магматизм и металлогения МНР. М.: Наука, 1971, с. 126—133.
- Блашкова Т. Н., Оболенский А. А., Русяев В. Г.** Определение изотопного отношения Hg^{196}/Hg^{204} методом нейтронного активационного анализа.— В кн.: Активационный анализ. Ташкент, 1968, с. 92—97.
- Боголепов К. В.** Мезозойская тектоника Сибиря. М.: Наука, 1967. 328 с.
- Бондаренко П. М.** Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1976. 116 с.
- Борисенко А. С.** О возможном определении карбонатов и бикарбонатов натрия в растворах газовой-жидких включений в минералах.— Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 4, с. 917—920.
- Борисенко А. С.** Физико-химические условия образования лиственитов по данным изучения газовой-жидких включений.— В кн.: Геология и генезис рудных месторождений юга Сибиря. Новосибирск: Наука, 1977а, с. 144—157.
- Борисенко А. С.** Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии.— Геол. и геофиз., 1977б, № 8, с. 16—27.
- Борисенко А. С.** Формации околорудных метасоматитов месторождений ртути, сурьмы и мышьяка.— В кн.: Эндогенные рудные формации и процессы рудообразования. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 111—119.
- Борисенко А. С., Васильев В. И., Оболенский А. А., Шугурова Н. А.** Состав газовой-жидких включений в минералах руд ртутных месторождений и химизм рудоносных растворов.— Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 3, с. 673—676.
- Борисенко А. С., Гречищева В. Н.** Формации околорудных метасоматитов ртутных месторождений Тувы.— В кн.: Гидротермальное низкотемпературное рудообразование и метасоматоз. Новосибирск: Наука, 1982, с. 43—82.

- Борисенко А. С., Лебедев В. И., Зайков В. В. и др. Физико-химические условия формирования гидротермальных месторождений Западной Тувы.— В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. II. Новосибирск: Наука, 1979, с. 226—235.
- Борисенко А. С., Оболенский А. А. Минеральные типы ливственитов и физико-химические условия их образования.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. IX. Новосибирск: Наука, 1976, с. 193—207.
- Борисенко А. С., Оболенский А. А. О соотношении аргиллизации вмещающих пород и рудоотложения на ртутных месторождениях.— В кн.: Геохимия процессов миграции рудных элементов. М.: Наука, 1977, с. 119—138.
- Борисенко А. С., Оболенский А. А. Метасоматиты и условия локализации в них ртутного оруденения.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978, с. 168—176.
- Борисенко А. С., Оболенский А. А., Васильев В. И. Состав минералообразующих растворов, формировавших месторождения некоторых рудных провинций СССР.— В кн.: Тезисы докладов V Всесоюзного совещания по термобарогеохимии. Уфа, 1976, с. 196—197.
- Бородаевская М. Б. Некоторые особенности петрогенезиса формации малых интрузивов послеверхнеюрского возраста в одном из регионов Восточного Забайкалья.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 6, с. 70—91.
- Бородаевская М. Б., Шмидт А. И. Петрогенетические особенности формации малых интрузивов послеверхнеюрского возраста одного из районов Восточного Забайкалья.— Тр. НИГРИЗолото, 1956, вып. 21, с. 103—172.
- Бородаевский Н. И. О генезисе ртутных месторождений Курайской зоны в Горном Алтае.— Тр. ЦНИГРИ, 1959, вып. 31, с. 105—117.
- Бородаевский Н. И. О генезисе ртутных рудопроявлений в некоторых районах Горного Алтая.— Тр. ЦНИГРИ, 1960а, вып. 37, с. 161—174.
- Бородаевский Н. И. Ливственитизация как генетический комплекс гидротермальных изменений.— В кн.: Генетические проблемы руд. М.: Изд-во АН СССР, 1960б, с. 118—128.
- Бородаевский Н. И., Бородаевская М. Б. Березовское рудное поле. М.: Metallurgizdat, 1947. 265 с.
- Борщевский Ю. А., Апельцин Ф. Р., Борисова С. Л. и др. Изотопный состав кислорода вольфрамитов из вольфрамовых месторождений различных формационных и генетических типов.— Зап. ВМО, 1980, вып. 6, с. 633—643.
- Борщевский Ю. А., Апельцин Ф. Р., Борисова С. Л., Кудрина М. А. Изотопный состав кислорода шеелитов из вольфрамовых месторождений различных генетических типов.— Геол. рудных месторождений, 1979, № 1, с. 62—71.
- Борщевский Ю. А., Оболенский А. А., Борисова С. Л. и др. Изотопный состав кислорода и углерода жильных минералов низкотемпературных гидротермальных месторождений Центральной Азии.— В кн.: Генетическая минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1984, с. 100—113.
- Брызгалов О. В. Геохимия вольфрама в гидротермальном процессе. М.: Наука, 1976. 71 с.
- Булаев К. Б. Флюоритовые месторождения Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 128 с.
- Вавилов С. М., Хренов П. М., Шерман С. И. Хурай-Байбинские дайки и флюоритовое оруденение Западного Забайкалья.— Геол. и геофиз., 1968, № 9, с. 31—39.
- Васильев В. И. Новые минералы руд ртутных и ртутьсодержащих месторождений и их парагенезисы.— В кн.: Эндогенные рудные формации и процессы рудообразования. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 119—126.
- Васильев В. И., Лаврентьев Ю. Г. Новые находки ртутьсодержащих сфалеритов и их значение.— Геол. и геофиз., 1976, № 1, с. 48—53.
- Васильев В. И., Лаврентьев Ю. Г., Пальчик Н. А. Шаховит — новый гипергенный минерал.— Геол. и геофиз., 1980, № 11, с. 128—132.
- Васильев В. И., Оболенский А. А. Температурные условия образования ртутной рудной формации.— В кн.: Тезисы докладов III Всесоюзного совещания по минералотермобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. М., 1968, с. 77—78.
- Васильев В. И., Оболенский А. А., Борисенко А. С. Температурные условия формирования ртутных месторождений.— Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 2, с. 451—454.
- Васильев В. И., Оболенский А. А., Лаврентьев Ю. Г., Гущина Л. В. Каломель и эггестонит в рудах месторождений Сибири.— Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 1, с. 178—181.
- Васильев В. П. О влиянии полной силы на константы нестойкости комплексных соединений.— ЖНХ, 1962, т. 7, вып. 8, с. 1788—1794.
- Вахрушев В. А., Гущина Л. В., Оболенский А. А., Плахова Г. С. Ртуть в шритах магнетитовых месторождений юга Сибирской платформы.— Геол. и геофиз., 1979, № 6, с. 103—105.
- Вершковская О. В. Первичные ореолы рассеяния ртути как поисковый признак ртутно-сурьмяных месторождений.— Разведка и охрана недр, 1956, № 4, с. 19—24.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962а, № 7, с. 555—571.
- Волостных Г. Т. Аргиллизация и оруденение. М.: Недра, 1972. 240 с.

- Вопросы геологии и генезиса некоторых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 646 с.
- Гаврикова С. Н., Орлов В. Н. и др. Геологическая позиция и геохимические особенности позднетюрского (амуджиканского) интрузивного комплекса в Олекминском Становике.— В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. Т. 1. М.: Наука, 1979, с. 171—187.
- Галкин М. А. Структурно-минералогические и генетические особенности ртутных месторождений Северо-Восточной Якутии.— В кн.: Вопросы металлогении ртути. М.: Наука, 1968, с. 163—177.
- Генкин Ю. Б. О связи ртутного оруденения с листовитами в Чарском ультрабазитовом поясе.— Геол. и геофиз., 1969, № 6, с. 23—28.
- Геология и генезис ртутных месторождений Алтае-Саянской области/Кузнецов В. А., Васильев В. И., Оболенский А. А., Щербань И. П. Новосибирск: Наука, 1978. 294 с.
- Геология и закономерности размещения эндогенных месторождений Забайкалья. М.: Недра, 1970. 230 с.
- Геология МНР. М.: Недра. Т. I, 1973. 750 с.; Т. II, 750 с.; Т. III, 1977. 701 с.
- Геология ртутных месторождений и рудопроявлений Украины. Киев: Наукова думка, 1975. 284 с.
- Геология рудных месторождений западных штатов США. М. — Л.: ОНТИ, 1937. 644 с.
- Геохимия молибдена и вольфрама. М.: Наука, 1971. 168 с.
- Глоба В. А., Гордиенко И. В., Шмотов А. П. О гидротермальных проявлениях в юрских отложениях Восточного Саяна.— Геол. и геофиз., 1964, № 12, с. 127—134.
- Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М.: Недра, 1974. 193 с.
- Гворов И. Н. Термодинамика попно-минеральных равновесий и минералогения гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1977. 238 с.
- Головин Ф. И. Термодинамическая константа первой ступени диссоциации сероводородной кислоты в водных растворах при различных температурах. — Гидрохим. материалы, 1959, т. 29, с. 179—182.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. И., Фогельман Н. А. О металлогеническом районировании зон активизации.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VIII. М.: Наука, 1967, с. 139—158.
- Горжевский Д. И., Фогельман И. А., Алекторов Е. А. и др. Геология и закономерности размещения эндогенных месторождений Забайкалья. М.: Недра, 1970. 231 с.
- Горностаев Н. Н. Ртуть в Западной Сибири.— В кн.: Полезные ископаемые Западно-Сибирского края. Металлы. Т. 1. Томск, 1934, с. 142—154.
- Гребенников А. М., Гайворонский Б. А. Минерально-геохимические особенности вмещающих пород редкометальных гранитоидов.— Зап. Забайкальского филиала Геогр. о-ва СССР, 1972, вып. 83, с. 20—25.
- Григорян С. В., Янишевский Е. М. Эндогенные геохимические ореолы рудных месторождений и их использование при поисках скрытого оруденения. М.: Недра, 1968. 204 с.
- Грицюк Я. М., Епифанцев О. Г., Никонов И. И., Уразлин Н. И. Новые данные о телетермальном оруденении западной части Алтае-Саянской рудной провинции.— В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Вып. 6. Томск, 1970, с. 25—39.
- Даченко В. М., Корнев Т. Я. Магматические комплексы северо-западной части Енисейского кряжа.— В кн.: Новые данные по магматизму и рудоносности Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: изд. СНИИГГиМС, 1968, с. 43—47.
- Денисенко В. К., Рундквист Д. В. Новые перспективные типы стратиформного вольфрамового оруденения.— Сов. геология, 1977, № 6, с. 32—46.
- Диксон Ф. Происхождение ореолов рассеяния ртути.— В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М.: Наука, 1971, с. 45—52.
- Диксон Ф., Танелл Г. Ртутные и сурьмяные месторождения западного побережья США, связанные с термальными минеральными источниками.— В кн.: Рудные месторождения США. М.: ИЛ, 1973, с. 380—418.
- Дистанов Э. Г., Оболенский А. А., Кочеткова К. В., Борсенко А. С. Удерейское сурьмяное месторождение в Енисейском кряже.— В кн.: Геология и генезис рудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 5—32.
- Доплыницын Е. Ф., Зюзин В. И., Оболенский А. А., Перцева А. П. Фракционирование изотопов ртути в природе.— В кн.: Изотопы в природе.— Тр. Центр. ин-та изотопов и излучений АН ГДР, Лейпциг, 1980, № 30, с. 233—238.
- Доплыницын Е. Ф., Зюзин В. И., Оболенский А. А., Перцева А. П. Фракционирование изотопов ртути в природе.— В кн.: Физико-химические методы исследования в геологии. Новосибирск: Наука, 1981, с. 111—134.
- Долгушина А. А., Марич И. В. Минералого-геохимические особенности вольфрамового оруденения на юго-востоке Горного Алтая.— В кн.: Четвертая конференция по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР. (Тезисы докладов). Л., 1981, с. 17—18.
- Епифанцев О. Г., Оболенский А. А. Условия формирования первичных ореолов рассеяния ртути в Чаганузунском рудном поле.— В кн.: Минералогия эндогенных образований. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1974, с. 13—29.

- Жариков В. А.** Геология и метасоматические явления скарново-поллметаллических месторождений Западного Карамазара. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 371 с.
- Жариков В. А.** Некоторые закономерности метасоматических процессов.— В кн.: Метасоматические изменения боювых пород и их роль в рудообразовании. М.: Наука, 1966, с. 47—63.
- Жариков В. А., Ишбулатов Р. А., Литвин Ю. А.** Влияние щелочных и флюидных компонентов на генезис мантийных магм.— В кн.: XI съезд ММА. Т. 2. Новосибирск, 1978, с. 48—49.
- Жариков В. А., Омеляненко Б. И.** Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями.— В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях. М.: Наука, 1965, с. 119—194.
- Жариков В. А., Омеляненко Б. И.** Классификация метасоматитов.— В кн.: Метасоматизм в рудообразовании. М.: Наука, 1978, с. 9—27.
- Жариков М. Г.** О новом листовитном типе ртутной минерализации в Южной Фергане.— Учен. зап. САНГИМС, 1961, вып. 6, с. 102—113.
- Заводнов С. С., Крюков П. А.** О величине второй константы диссоциации сероводородной кислоты.— Изв. АН СССР. Сер. хим., 1960, № 5, с. 1704—1706.
- Захаров Е. Е., Королев Н. И.** Структура рудного поля, минералогический состав и генезис Никитовского ртутного месторождения в Донецком бассейне. М.— Л.: Изд-во АН СССР, 1940. 170 с.
- Захаров Е. П., Захарова Г. П.** Ртуть в сульфосеннидных кобальто-медных рудах Узунойского месторождения. М., 1980. 11 с. (Рукопись деп. в ВИНТИ 17 марта 1980, № 991—80).
- Зоненшайн Л. П.** Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972. 240 с.
- Зорина Л. Д., Санин Б. П.** Петрохимия и геохимические особенности шпрокинского вулcano-плутонического комплекса (Восточное Забайкалье).— Геохимия, 1980, № 2, с. 217—225.
- Иванкин П. Ф., Туркин И. С.** Вопросы генезиса ртутного оруденения.— Сов. геология, 1972, № 1, с. 53—61.
- Пванова А. А.** Флюоритовые месторождения Восточного Забайкалья. М.: Недра, 1974. 208 с.
- Иванова Г. Ф.** Геохимические условия образования вольфрамовых месторождений. М.: Наука, 1972. 150 с.
- Иванов И. П., Сорокин В. И., Покровский В. А.** Некоторые актуальные проблемы исследования систем типа спликат—сульфид—летучий при параметрах гидротермального процесса.— В кн.: Тезисы II Всесоюзного симпозиума по экспериментальному исследованию эндогенного рудообразования. Черногловка: изд. ЦЭМ АН СССР, 1981, с. 33—36.
- Игнатович В. И., Кандер В. М.** Геологические особенности и возраст ртутного оруденения Прибайкалья.— В кн.: Вопросы металлогении ртути. М.: Наука, 1968, с. 219—227.
- Интрузивные комплексы Забайкалья.** М.: Недра, 1964. 214 с.
- Источники рудного вещества эндогенных месторождений.** М.: Наука, 1976. 340 с.
- Иодер Х.** Образование базальтовой магмы. М.: Мпр, 1979. 230 с.
- Кадик А. А.** Вода и углекислота в магматических процессах.— В кн.: Физико-химические проблемы гидротермальных и магматических процессов. М.: Наука, 1975, с. 5—32.
- Кадик А. А.** Режим летучих компонентов ($H_2O + CO_2$) при подъеме продуктов частичного плавления коры и мантии к поверхности Земли.— В кн.: Геохимия, минералогия. М.: Наука, 1980, с. 70—77.
- Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И.** Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971. 267 с.
- Кадик А. А., Луканин О. А.** Поведение воды и углекислоты в магматических расплавах, определяемое их растворимостью.— Геохимия, 1973, № 3, с. 17—35.
- Казанский В. И.** К истории развития разломов Алдаского щита.— Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 4, с. 913—916.
- Казанский В. И.** Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М.: Недра, 1972. 240 с.
- Казаринов А. И.** Закономерности размещения главных типов золотоносного оруденения в Алдаском районе и принципы их перспективной оценки.— Тр. ЦНИГРИ, 1967, вып. 68, с. 5—30.
- Кандер В. М., Гудобин Г. М.** К вопросу о связи ртутного оруденения в Присаянье с магматизмом.— В кн.: Материалы к юбилейной геологической конференции. Улан-Удэ, 1967, с. 234—236.
- Карпов Г. А., Павлов А. Л.** Узон — гейзерная гидротермальная рудообразующая система Камчатки. Новосибирск: Наука, 1976. 88 с.
- Кашкай М. А., Аллахвердиев Ш. М.** Листвениты, их классификация и генезис. Баку: Изд-во АН АЗССР, 1965. 153 с.
- Кеннеди Дж.** О роли воды в магме.— В кн.: Земная кора. М.: ИЛ, 1951, с. 328—345.
- Киреев В. А.** Методы практических расчетов в термодинамике химических реакций. М.: Наука, 1970. 518 с.
- Киркилица С. И.** Донецкая ртутная провинция.— В кн.: Металлогения ртути. М.: Недра, 1976, с. 138—144.

- Китаев Н. А., Нарышев А. М., Поликарповичи В. В.** Первичные ореолы рассеяния ртути в Балейском золоторудном поле.— В кн.: Вопросы металлогении ртути. М.: Наука, 1968, с. 228—232.
- Ковалев К. Р.** Генетические особенности сфалеритов колчеданно-полиметаллических месторождений Салаира и Тувы.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. VII. Новосибирск: Наука, 1972, с. 20—38.
- Когарко Л. И.** Проблемы генезиса агантовых магм. М.: Наука, 1977. 294 с.
- Колонин Г. Р.** Кислотность-щелочность рудообразующих растворов и возможные формы переноса металлов.— В кн.: Термобарохимия земной коры и рудообразование. М.: Наука, 1978, с. 27—34.
- Колонин Г. Р.** Спектрофотометрический метод и его возможности при гидротермальных исследованиях.— В кн.: Методы экспериментального исследования гидротермальных равновесий. Новосибирск: Наука, 1979, с. 5—36.
- Колонин Г. Р., Птицын А. Б.** О физико-химических условиях выделения сульфида ртути из гидротермальных растворов.— Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 2, с. 459—462.
- Колонин Г. Р., Птицын А. Б.** Термодинамический анализ условий гидротермального рудообразования. Новосибирск: Наука, 1974. 103 с.
- Колпакова Н. Н.** О формах существования сурьмы (III) в сульфидных растворах.— В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1971, с. 197—209.
- Колпакова Н. Н.** Экспериментальные и полевые исследования ионных равновесий в системе $Sb_2S_3 - H_2O - H_2S$. — Геохимия, 1982, № 1, с. 47—55.
- Комаров Ю. В.** Магматизм областей активизации.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI. М.: Наука, 1975, с. 100—108.
- Комарова Г. Н.** О возрасте Солопечного месторождения в Восточном Забайкалье.— В кн.: Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1962 г. М.: изд. ИГЕМ АН СССР, 1963, с. 10—11.
- Константинов Р. М.** Изучение эндогенных рудных месторождений различных рудных формаций при крупномасштабных металлогенетических исследованиях.— В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенетических исследованиях рудных районов. М.: Недра, 1965, с. 7—118.
- Константинов Р. М.** Методы изучения и критерии выделения магматогенных рудных формаций при крупномасштабных металлогенетических исследованиях (на примере Восточного Забайкалья).— В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966, с. 19—30.
- Константинов Р. М.** Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1973. 213 с.
- Константинов Р. М., Томсон И. Н.** О месте низкотемпературного золотого оруденения в общей истории мезозойского рудообразования в Восточном Забайкалье в связи с задачами поисков.— В кн.: Золоторудные месторождения Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966, с. 61—72.
- Кораблев Б. К.** Ртутная минерализация в северо-западной части Чарского ультрабазитового пояса.— В кн.: Вопросы металлогении, вещественного состава и геологического строения месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1978, с. 108—115.
- Корепбаум С. А.** Физико-химические условия кристаллизации минералов вольфрама и молибдена в гидротермальных средах. М.: Наука, 1970. 241 с.
- Коржинский Д. С.** Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 333—456.
- Коржинский Д. С.** Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М.: Наука, 1968, с. 69—74.
- Коржинский Д. С.** Взаимодействие магм с трансмагматическими флюидами.— Зап. ВМО, 1977, т. 106, № 2, с. 173—178.
- Кормилицын В. С.** Рудные формации и процессы рудообразования (на примере Забайкалья). Л.: Недра, 1973. 327 с.
- Кормилицын В. С., Иванова А. А.** Широкинское рудное поле и металлогения Восточного Забайкалья. М.: Недра, 1968. 175 с.
- Корчагин У. А., Сагдо В. В.** О выявлении месторождений вольфрама в древних осадочных толщах Забайкалья.— Сов. геология, 1976, № 7, с. 128—135.
- Котов П. А.** Возраст эпitherмальных флюоритовых месторождений Забайкалья в свете данных литологии, стратиграфии и абсолютной геохронологии.— Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 4, с. 123—127.
- Кошелев Ю. Я.** Новый тип флюоритовой и мышьяковой минерализации нижнемелового возраста в Восточном Забайкалье.— Сов. геология, 1972, № 9, с. 142—146.
- Краускопф К. В.** Определение состава магматической газовой фазы по равновесным расчетам.— В кн.: Геохимические исследования. М.: ИЛ, 1961, с. 333—357.
- Крутов Г. А.** Месторождения кобальта. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 220 с.
- Крутов Г. А.** Месторождения кобальта.— В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 2. Недра, 1974, с. 75—98.
- Крюков П. А., Перковец В. Д.** Константы ионизации воды при температурах до 150°C.— Изв. СО АН СССР, 1969, № 7. Сер. хим. наук, вып. 3, с. 9—12.
- Крюков П. А., Старостина Л. П., Тарасенко С. Я. и др.** Константы ионизации угольной, сероводородной, борной и серной кислот при повышенных температурах.—

- В кн.: Доклады I Международного геохимического конгресса. Т. II. М.: изд. ГЕОХИ им. В. И. Вернадского АН СССР, 1973, с. 186—196.
- Кузнецов В. А.** Чаганузуновское ртутное месторождение на Алтае.— Вестн. ЗСГРТ, Томск, 1934, вып. 5, с. 26—36.
- Кузнецов В. А.** Кузнецко-Алтайские структуры и зона ларамийского ртутного оруденения.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. управления, Новосибирск, 1939, № 1, с. 18—29.
- Кузнецов В. А.** Закономерности образования и пространственного размещения ртутных месторождений в Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. М.: Наука, 1958, с. 302—314.
- Кузнецов В. А.** Ртутные провинции СССР.— Геол. рудных месторождений, 1970, № 1, с. 3—21.
- Кузнецов В. А.** Центрально-Азиатский ртутный пояс.— Геол. и геофиз., 1974, № 5, с. 103—122.
- Кузнецов В. А.** Центрально-Азиатский пояс мезозойской тектономагматической активизации и ртутного оруденения.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI. М.: Наука, 1975а, с. 190—200.
- Кузнецов В. А.** Генетические ряды и серии рудных формаций.— В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент: Фан, 1975б, с. 6—15.
- Кузнецов В. А.** Месторождения ртути.— В кн.: Рудные месторождения СССР. 2-е изд., М., 1978, с. 285—326.
- Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А.** Общие принципы и методы выделения рудных формаций и их систематики.— В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М.: Наука, 1972, с. 7—22.
- Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. и др.** Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. Новосибирск: Наука, 1966а. 155 с.
- Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. и др.** Геолого-генетические модели рудных формаций.— В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1983, с. 5—14.
- Кузнецов В. А., Оболенский А. А.** Проблема возраста ртутного оруденения Алтае-Саянской складчатой области.— Геол. и геофиз., 1969, № 5, с. 3—9.
- Кузнецов В. А., Оболенский А. А.** Вопросы генезиса ртутных месторождений и проблема источников рудного вещества.— Геол. и геофиз., 1970, № 4, с. 44—56.
- Кузнецов В. А., Оболенский А. А.** Некоторые вопросы генезиса ртутных месторождений и характер их связи с магматизмом.— В кн.: Магматизм и связь с ним рудообразования. М.: Наука, 1972, с. 137—144.
- Кузнецов В. А., Оболенский А. А.** Ртутный пояс Центральной Азии и проблемы генезиса ртутных месторождений.— Материалы по геологии, минералогии и геохимии ртутных месторождений. Киев: Наукова думка, 1982, с. 5—12.
- Кузнецов В. А., Оболенский А. А., Борисенко А. С. и др.** Первое рудопроявление ртути в МНР.— Геол. и геофиз., 1973, № 6, с. 113—116.
- Кузнецов В. А., Оболенский А. А., Васильев В. И.** Опыт систематики ртутных месторождений Сибири и Дальнего Востока.— В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966б, с. 197—202.
- Кузнецов В. А., Оболенский А. А., Васильев В. И., Борисенко А. С.** Монголия — новая ртутная область.— Геол. и геофиз., 1977, № 5, с. 67—73.
- Кузнецов В. А., Оболенский А. А., Васильев В. И., Борисенко А. С.** Ртутное оруденение Монголии.— В кн.: Геология и генезис редкометалльных и полиметаллических месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 5—26.
- Кузнецов В. А., Тычинский А. А., Щербань И. П.** Гетерогенность кварцево-карбонатных пород листовитового облика и связь с ними ртутного оруденения.— Геол. и геофиз., 1962, № 10, с. 132—147.
- Кузнецов В. В., Оболенский А. А.** Возможный механизм природного фракционирования изотопов ртути.— Докл. АН СССР, 1980, т. 252, № 2, с. 459—460.
- Кузнецов Влк. А., Ефремова Е. П., Колонин Г. Р.** Об устойчивости киновари в высокотемпературных растворах.— Геохимия, 1973, № 5, с. 653—662.
- Кузнецов Ю. А.** Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
- Кузнецов Ю. А., Изох Э. П.** Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магнообразования.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М.: Наука, 1969, с. 7—20.
- Кумок В. Н.** Закономерности в устойчивости координационных соединений в растворах. Томск: изд. Томск. ун-та, 1977. 213 с.
- Кутюлин В. А.** Трапшовая формация Кузбасса. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1963. 95 с.
- Кутюлин В. А.** Петрологические критерии потенциальной рудоносности верхней мантии.— В кн.: Петрология литосферы и рудоносность. (Тезисы VI Всесоюзного петрографического совещания). Л., 1981, с. 301—302.
- Кутыев Ф. Ш., Эрлик Э. Н.** Самородная ртуть в вулканических стеклах кальдеры Хангар (Чамчатка).— Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 4, с. 916—917.
- Лазаренко Е. К., Панов Б. С., Груба В. И.** Минералогия Донецкого бассейна. Киев: Наукова думка, 1975. 253 с.

- Лапин Б. Н., Широких И. Н.** Структурный контроль золотого оруденения в Алханайском районе Восточного Забайкалья.— Геол. и геофиз., 1979, № 6, с. 16—23.
- Ларнонов Э. Г., Крюков П. А., Перковец В. Д.** Вторая константа ионизации угольной кислоты при температуре до 150°C. (Рукопись деп. в ВИНТИ 1969 г., № 1116—69).
- Лебедев В. И.** О дайках Ховуаксинского рудного узла.— В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл: Тувинское кн. изд-во, 1971, с. 74—86.
- Лемлейн Г. Г., Клевцов П. В.** Физико-химический анализ жидких включений в кварце, содержащих кристаллики галита и сильвина.— Зап. ВМО, 1955, ч. 84, вып. 1, с. 47—52.
- Линдгрэн В.** Минеральные месторождения. М.: ОНТИ, 1934. Вып. I. 187 с.; Вып. II. 131 с.; Вып. III. 394 с.
- Линн Р. К.** Рудный район Нью-Идрия.— В кн.: Рудные месторождения США. М.: ИЛ, 1973, с. 331—359.
- Лувсан-Данзан Б.** Роп даек в Западной Монголии.— В кн.: Материалы по геологии МНР. М.: Недра, 1966, с. 116—121.
- Лузгин Б. Н., Шенеленко Л. И., Шатилов Ю. И.** Сравнительный анализ серы Сараспнских рудопроявлений с месторождениями ртути других районов.— В кн.: Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 70—74.
- Лучицкий И. В.** Основные черты вулканизма Восточного Забайкалья.— В кн.: Петрография СССР. Сер. региональная. Вып. 12. М.: Изд-во АН СССР, 1950, с. 61—84.
- Магакьян И. Г.** Рудные месторождения. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 335 с.
- Магакьян И. Г.** Опыт классификации рудных формаций СССР.— Геол. рудных месторождений, 1967, № 5, с. 35—43.
- Магакьян И. Г.** Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М.: Недра, 1969. 223 с.
- Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов/Базарова Т. Ю., Бакуменко И. Т., Костюк В. П. и др.** Новосибирск: Наука, 1975. 232 с.
- Майсен Б., Бетчер А.** Плавление водосодержащей мантии. М.: Мир, 1979. 120 с.
- Малых В. С.** Металлогения мезозойской тектономагматической активизации Байкальской складчатой области протерозоя.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI. М.: Наука, 1975, с. 286—295.
- Манучарянц Б. О., Наумов В. Б., Ходаковский И. Л.** Физико-химические условия формирования гидротермальных месторождений сурьмы и ртути.— Геохимия, 1970, № 11, с. 1291—1301.
- Маракушев А. А.** Термодинамическая основа образования парагенезисов химических элементов в процессах глубинного минералообразования.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1975, с. 121—194.
- Маракушев А. А., Безмен Н. И.** Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудообразования. М.: Наука, 1972. 229 с.
- Маракушев А. А., Граменицкий Е. Н., Коротаев М. Ю.** Петрологическая модель эндогенного рудообразования.— Геол. рудных месторождений, 1983, № 1, с. 3—20.
- Маракушев А. А., Перчук Л. Л.** Термодинамическая модель флюидного режима Земли.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. IV. М.: Наука, 1974, с. 102—130.
- Маринов Н. А.** О времени формирования месторождений флюорита в Монголии.— Сов. геология, 1958, № 9, с. 164—167.
- Маслова И. Н.** Ультрамикрхимические исследования состава растворов включений в кварце сурьмяно-ртутного месторождения.— Зап. ВМО, 1963, ч. 92, вып. 6, с. 706—707.
- Меерсон Г. А., Зелникман А. Н.** Металлургия редких металлов. М.: Metallurgizdat, 1955. 305 с.
- Менакер Г. И.** Разработка методов объемного прогнозирования и оценки рудоносности на основе геолого-геофизических моделей.— В кн.: Прогнозирование рудоносных площадей. М.: Наука, 1976, с. 195—245.
- Меняйлов И. А., Никитина Л. П., Гусева Р. В., Шапарь В. И.** Результаты отбора и анализа вулканических газов на Толбачинском трещинном извержении в 1975 г.— Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 2, с. 440—442.
- Месторождения талька СССР.** М.: Недра, 1973. 220 с.
- Металлогения ртути.** М.: Недра, 1976. 256 с.
- Металлогения Урало-Монгольского складчатого пояса.** Алма-Ата: Наука, 1983. 175 с.
- Металлогенический анализ в областях активизации.** М.: Наука, 1977. 176 с.
- Миронова Г. Д., Зотов А. В.** Экспериментальные исследования устойчивости сульфидных комплексов мышьяка (III) при 90°C методом растворимости.— Геохимия, 1980, № 3, с. 397—410.
- Михалева Л. А.** Разнообразные дайки основных пород и ртутное оруденение Центральной Тувы.— В кн.: Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 158—178.
- Михалева Л. А.** Сравнительное изучение малых интрузий в рудных полях эндогенных месторождений юга Сибири.— В кн.: Эндогенные рудные формации и про-

цессы рудообразования. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 127—134.

- Михалева Л. А., Тычинский А. А. Дайки и оруденение Ключкинского рудного района.— Геол. и геофиз., 1972, № 7, с. 40—49.
- Михно Н. П., Смолянский Е. Н. Мезозойский магматизм.— В кн.: Геология СССР. Т. XXXV. Ч. 1. М.: Недра, 1964, с. 411—434.
- Мокеев А. А., Козловский Е. В., Васильев В. П. Изменения энтальпии и теплоемкости в реакциях образования простых и смешанных хлоридно-бромидных комплексов ртути (II).— В кн.: Тезисы VIII Всесоюзной конференции по калориметрии и химической термодинамике. Т. 1. Иваново, 1979, с. 185—186.
- Муддагалиев Т. Г. Геологические особенности и перспективы ртутной рудоносности Джунгарского Алатау. Алма-Ата: ОНТИ КазИМС, 1972.
- Муддагалиев Т. Г., Розенков В. С. Ртутные проявления Казахстана. М.: Недра, 1977. 149 с.
- Мушкин И. В., Ярославский Р. И. Щелочные базальтоиды и мезозойская металлогения Западного Узбекистана.— Докл. АН УзССР, 1975, № 7, с. 395—398.
- Мясников В. С. Получение синтетического шесслита и некоторые соображения о его генезисе в природе.— Докл. АН СССР, 1941, т. 33, № 6, с. 234—237.
- Набоко С. И. Металлоносность кальдеры Узон.— В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Наука, 1974, с. 162—195.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 464 с.
- Нагибина М. С., Хаин В. Е., Яншин А. Л. Типы структур тектономагматической активизации и закономерности их развития.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI. М.: Наука, 1975, с. 41—45.
- Наковник Н. И. Проплавитизированные породы, их минеральные фации, генезис и практическое значение.— Зап. ВМО, 1954, ч. 83, вып. 2, с. 85—94.
- Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М.: Недра, 1964. 338 с.
- Налетов П. П. Интрузивные горные породы центральной части Бурятской АССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 149 с.
- Нарсеев В. А., Левин Г. Б., Лось В. Л. Структура распределения содержания полезного компонента, уровни минерализации и рудные столбы.— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск: Наука, 1969, с. 34—38.
- Науменко В. В. Закономерности размещения и формирования эндогенного оруденения Советских Карпат. Киев: Наукова думка, 1974. 188 с.
- Науменко В. В., Гончарук А. Ф., Контюк Ю. М. Рудоконтролирующие факторы золото-полиметаллических и ртутных месторождений Советских Карпат. Киев: Наукова думка, 1978. 152 с.
- Наумов Г. Б., Наумов В. Б. Влияние температуры и давления на кислотность эндогенных растворов и стабильность рудообразования.— Геол. рудных месторождений, 1977, № 1, с. 13—23.
- Наумов Г. Б., Рыженко В. И., Ходаковский И. Л. Справочник термодинамических величин. М.: Атомиздат, 1971. 236 с.
- Некрасова А. Н. Минералогия Карамкенского месторождения.— Геол. рудных месторождений, 1971, № 3, с. 28—39.
- Немцович В. М. Агардагский комплекс щелочных базальтоидов на юго-востоке Тувы.— Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 2, с. 442—444.
- Непenna Л. А., Пещевский Б. И. О возможном переносе ртути природными растворами в форме сульфидных комплексов.— В кн.: Вопросы металлогении ртути. М.: Наука, 1968, с. 73—78.
- Нетреба А. В., Радько В. И., Черныцын В. Б., Зубов В. И. Ртутно-сурьмяно-мышьяковое оруденение Большого Кавказа. М.: Недра, 1980. 179 с.
- Нехорошев В. П. Тектоника Алтая. М.: Недра, 1966. 306 с.
- Никольская И. П. Эволюция позднемезозойского вулканизма Восточного Забайкалья.— В кн.: Закономерности формирования и металлогения активизированных зон Алтае-Саянской складчатой области. Л.: Недра, 1975, с. 93—103.
- Никольский П. Л. Геология ртутных месторождений Центрального района Донецкого бассейна. Донецк, 1959. 87 с.
- Никольский И. Л., Добрянский А. М., Корчемагин В. А. К вопросу об источниках и путях миграции ртути.— Геол. журнал, Киев, 1970, т. 30, № 3, с. 91—100.
- Оболенская Р. В. Слюдистые лампрофилы юго-восточной части Горного Алтая.— В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Алтайского края. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 24—25.
- Оболенская Р. В. Чуйский комплекс щелочных базальтоидов Горного Алтая. Новосибирск: Наука, 1971. 147 с.
- Оболенская Р. В. Магматизм этапа раннемезозойской тектонической активизации юго-восточной части Горного Алтая, Центральной и Западной Тувы.— В кн.: Магматические формации складчатых областей Сибири. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 100—102.
- Оболенская Р. В. Мезозойский магматизм Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983. 48 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.

- Оболенская Р. В., Борисенко А. С., Шпицын Ю. Г., Макуха Т. Н. Микроэлементы в мезозойских щелочных базальтоидах Горного Алтая.— В кн.: Микроэлементы как индикаторы геологических процессов. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1982, с. 10—18.
- Оболенский А. А. Ртутная рудная формация.— В кн.: Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. Новосибирск: Наука, 1966, с. 132—147.
- Оболенский А. А. Критерии прогнозирования ртутных месторождений в складчатых областях юга Сибири и Монголии.— В кн.: Основы научного прогноза месторождений полезных ископаемых. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1971, с. 387—388.
- Оболенский А. А. Источники рудного вещества и геохимические условия образования месторождений ртутной рудной формации в зонах тектонической активизации складчатых областей юга Сибири.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI. М.: Наука, 1975, с. 200—210.
- Оболенский А. А. Физико-химические условия образования ртутных месторождений.— В кн.: Металлогения ртути. М.: Недра, 1976а, с. 68—77.
- Оболенский А. А. Некоторые вопросы генезиса ртутных месторождений в областях тектонической активизации.— В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск: Наука, 1976б, с. 170—180.
- Оболенский А. А. Кузнецко-Алтайский ртутный пояс.— Геол. рудных месторождений, 1981а, т. XXIII, № 3, с. 55—66.
- Оболенский А. А. Проблема гидротермально-осадочных стратиформных месторождений флюорита.— В кн.: Стратиформные месторождения цветных, редких, благородных металлов и других полезных ископаемых. Фрунзе: изд. ФПИ, 1981б, с. 324—326.
- Оболенский А. А., Белеванцев В. И., Борисенко А. С. Геологические и физико-химические основы генетических моделей ртутных месторождений различных рудных формаций.— В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций (Тезисы докладов). Т. 2. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 160—162.
- Оболенский А. А., Борисенко А. С. О соотношении лиственитизации и рудоотложения на ртутных месторождениях магнезиально-карбонатно-киноварного (лиственитового) типа.— В кн.: Геология и генезис редкометалльных и полиметаллических месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 27—42.
- Оболенский А. А., Борисенко А. С. Физико-химические параметры и главные факторы рудообразования на эпитермальных месторождениях ртути, сурьмы и мышьяка.— В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. II. Новосибирск: Наука, 1979, с. 181—193.
- Оболенский А. А., Борисенко А. С., Оболенская Р. В. Природа гидротермальных растворов и источники рудного вещества эпитермальных месторождений ртути, сурьмы и мышьяка.— В кн.: Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1979, с. 42—71.
- Оболенский А. А., Васильев В. И., Оболенская Р. В. Геологическое строение и генезис Белоосиловского месторождения ртути в Кузнецком Алатау.— В кн.: Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1968, с. 56—75.
- Оболенский А. А., Вахрушев В. А. Ртуть в ксеноблитах эглогитов кимберлитовой трубки «Обнаженная» и некоторых других глубинных изверженных пород.— Геол. и геофиз., 1974, № 2, с. 120—123.
- Оболенский А. А., Доильницын Е. Ф. О природном фракционировании изотопов ртути.— Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 3, с. 701—704.
- Оболенский А. А., Оболенская Р. В. Связь ртутных месторождений с магматизмом и природа рудоносных растворов.— В кн.: Вопросы металлогении ртути. М.: Наука, 1968, с. 79—100.
- Оболенский А. А., Оболенская Р. В. Золото-сурьмяная и ртутная рудные формации Якутии.— В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М.: Наука, 1972, с. 53—64.
- Оболенский А. А., Оболенская Р. В. Роль интрателлурических растворов в формировании эпитермальных месторождений ртути.— В кн.: Флюидный режим земной коры и верхней мантии. Иркутск, 1977, с. 88—89.
- Оболенский А. А., Оболенская Р. В. Критерии связи эпитермального оруденения с магматизмом.— В кн.: Критерии прогнозной оценки эндогенного оруденения Алтае-Саянской области. Новосибирск: Наука, 1982, с. 96—107.
- Оболенский А. А., Оболенская Р. В., Борисенко А. С. Актуальные аспекты генетических моделей рудообразования эпитермальных месторождений.— В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1983, с. 154—161.
- Оболенский А. А., Оболенская Р. В., Шпилов Л. Д. Сходство изотопного состава свинцов в рудах ртутных и свинцово-цинковых месторождений как критерий единства источников рудного вещества.— В кн.: III Всесоюзный симпозиум по применению стабильных изотопов в геохимии. (Тезисы докладов). М., 1970, с. 50—51.
- Оболенский А. А., Павлов А. Л. Взаимосвязь процессов гидротермального метаморфизма и рудоотложения на ртутных месторождениях.— В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Алма-Ата, 1971, с. 289—300.

- Обручев В. А.** Роль и значение молодых глыбовых движений в создании рельефа и месторождений редких металлов Сибири.— В кн.: Юбилейный сборник к 30-летию Великой Октябрьской социалистической революции. М.— Л., 1947, с. 22—45.
- Овчинников Л. Н.** Интрателлурические растворы, магматизм и рудообразование.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973, с. 318—329.
- Овчинников Л. Н., Козлов Е. Д., Масалович А. М.** Растворимость антимонита и киновари в воде при температурах 140—500°C.— Докл. АН СССР, 1981, т. 255, № 1, с. 191—194.
- Озерова Н. А.** О применении первичных ореолов рассеяния ртути для поисков свинцово-цинковых месторождений.— Геохимия, 1959, № 7, с. 638—645.
- Озерова Н. А.** Первичные ореолы рассеяния ртути. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 135 с.
- Озерова Н. А.** Ртутная дегазация Земли и образование ртутных месторождений.— В кн.: Геохимия. Минералогия. Труды XIV сессии МГК. М.: Наука, 1980, с. 40—53.
- Озерова Н. А., Айдиньян Н. Х., Виноградов В. И.** Изотопный состав серы ртутных месторождений.— В кн.: Изотопы серы и вопросы рудообразования. М.: Наука, 1967, с. 84—105.
- Озерова Н. А., Виноградов В. И., Млакар И. и др.** Изотопный состав серы в рудах некоторых месторождений западной части Средиземноморского ртутного пояса.— В кн.: Очерки геохимии отдельных элементов. М.: Наука, 1973, с. 275—310.
- Озерова Н. А., Виноградов В. И., Оболенский А. А. и др.** Об источниках серы ртутных и сурьмяных месторождений южной части Сибирской платформы и ее обрамления.— В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск: Наука, 1976, с. 187—210.
- Омельяненко Б. И., Лисицина Г. А., Наумов С. С.** О формационной самостоятельности низкотемпературных натровых метасоматитов (эйситов).— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974, с. 160—171.
- Ониси Х., Санделл Э.** Геохимия мышьяка.— В кн.: Геохимия редких элементов. М.: ИЛ, 1959а, с. 435—492.
- Ониси Х., Санделл Э.** Заметки по геохимии сурьмы.— В кн.: Геохимия редких элементов. М.: ИЛ, 1959б, с. 493—510.
- Основные закономерности развития и металлогения областей тектономагматической активизации юга азиатской части СССР.** Л.: Недра, 1979. 303 с.
- Островский И. А., Орлова Г. Н., Рудницкая Е. С.** О стехиометрии растворов воды в щелочно-алюмосиликатных расплавах.— Докл. АН СССР, 1964, т. 195, № 5, с. 1224—1227.
- Очерки тектоники мезозоя Центрально-Азиатского складчатого пояса.** Новосибирск: Наука, 1974. 77 с.
- Павлов А. Л.** Физико-химическая обстановка миграции и отложения ртути и сопутствующих элементов при низкой температуре.— В кн.: Вопросы металлогении ртутн. М.: Наука, 1968, с. 53—72.
- Павлов А. Л., Оболенский А. А.** Роль взаимодействия гидротермальных растворов и вмещающих пород в образовании ртутных месторождений.— В кн.: Физическое и физико-химическое развитие магматогенных и рудных систем. М.: Наука, 1972, с. 158—197.
- Павловский Е. В., Лучицкий И. В.** Восточное Забайкалье. Геолого-петрографический очерк Газимуровского района.— В кн.: Очерки по геологии Сибири. Вып. 10. М.— Л., 1950.
- Панов Б. С.** Изотопы свинца рудных месторождений Донбасса.— Докл. АН СССР, 1970, т. 195, № 2, с. 454—455.
- Парк Ч. Ф., Мак-Дормид Р. А.** Рудные месторождения. М.: Мир, 1966. 544 с.
- Пейве А. В.** Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 5, с. 23—46.
- Пейве А. В.** Главнейшие типы глубинных разломов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956а, № 1, с. 90—105.
- Пейве А. В.** Главнейшие типы глубинных разломов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956б, № 3, с. 57—71.
- Пейве А. В.** Глубинные разломы.— В кн.: Тектоника в исследованиях ГИНа АН СССР. М.: Наука, 1980, с. 95—122.
- Петровская Н. В., Андреева М. Г.** Ключевское месторождение как представитель золото-турмалинового оруденения (Вост. Забайкалье).— В кн.: Золоторудные формации Дальнего Востока. М.: Наука, 1969, с. 36—60.
- Петровская Н. В., Бернштейн П. С., Мирчинк С. Г., Андреева М. Г.** Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Баяшского рудного поля (Вост. Забайкалье).— Тр. ЦНИГРИ, М., 1961, вып. 45, ч. 1, с. 19—95; ч. 2, с. 52—84.
- Петровская Н. В., Сафонов Ю. Г., Шер С. Д.** Формации золоторудных месторождений.— В кн.: Рудные формации эндогенных месторождений. Т. 2. М.: Наука, 1976, с. 3—110.
- Пещевникий Б. И., Белванцев В. И., Земсков С. В., Габуда С. П.** Закономерности комплексобразования и структурные особенности комплексов переходных металлов в конденсированных средах.— В кн.: Фундаментальные исследования. (Химические науки). Новосибирск: Наука, 1977, с. 110—127.

- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 295 с.
- Писцов Ю. П. Тектоника верхнемезозойских впадин Восточного Забайкалья. Геол. и геофиз., 1963, № 9, с. 52—66.
- Писцов Ю. П. Стратиграфия верхнемезозойских пресноводно-континентальных отложений Восточного Забайкалья.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области. М.: Недра, 1966, вып. 2, с. 61—70.
- Плюснин Г. С., Санин Б. П. О генезисе рудных свинцов Приаргунья по изотопным данным.— Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 5, с. 1181—1183.
- Повилайтис М. М. Основные формации месторождений вольфрама.— В кн.: Рудные формации эндогенных месторождений. Т. 1. М.: Наука, 1976, с. 8—167.
- Полякова О. П. О возрастных соотношениях лампрофиров и рудной минерализации на Каданском месторождении в Восточном Забайкалье.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 1, с. 55—65.
- Попова М. Я., Ходаковский И. Л., Озерова Н. А. Экспериментальное определение термодинамических свойств гидроксо- и гидроксофторидных комплексов сурьмы при температурах до 200°C.— Геохимия, 1975, № 6, с. 835—843.
- Полярков В. Э. Хайдаркан. М.: Изд-во АН СССР, 1937. 279 с.
- Полярков В. Э. Ртуть и сурьма. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 208 с.
- Полярков В. Э. О некоторых общих закономерностях распространения ртути.— Вестн. АН КазССР, 1966, № 2, с. 13—23.
- Привидны прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. Т. 1, 2. М.: Недра, 1977. 524 с.
- Прогнозирование рудоносных площадей. М.: Наука, 1976. 275 с.
- Радкевич Е. А. Положение свинцово-цинкового оруденения в общей схеме металлогении Забайкалья.— В кн.: Вопросы геологии и генезиса некоторых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 525—528.
- Радкевич Е. А. Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1977. 176 с.
- Рашкама К. Изотопы в геологии. М.: ИЛ, 1956. 464 с.
- Рафальский Р. П. Гидротермальные равновесия и процессы минералообразования. М.: Атомиздат, 1973. 287 с.
- Робинсон Б. В. Происхождение минерализации на руднике Туи в свете исследования стабильных изотопов.— В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977, с. 358—396.
- Розенблюм И. С., Пермяков А. П. Околорудные изменения Тамватнейского месторождения ртути и их поисковое значение.— Материалы по геологии и полезным ископаемым СВ СССР, Магадан, 1974, вып. 21, с. 240—246.
- Розин М. И. Посленижнемеловой комплекс.— В кн.: Интрузивные комплексы Забайкалья. М.: Недра, 1964, с. 106—112.
- Ростов В. Г., Каменников В. Г., Симкин Г. С. и др. Геохимические критерии для поисков скрытых ртутных месторождений.— В кн.: Геохимические критерии прогнозирования и поисков рудных месторождений. М.: Недра, 1973, с. 102—124.
- Рудные формации Тувы. Новосибирск: Наука, 1981. 200 с.
- Рыженко Б. И. Определение констант диссоциации угольной кислоты и расчет степени гидролиза CO_3^{2-} и HCO_3^- ионов в растворах карбонатов и бикарбонатов при повышенных температурах.— Геохимия, 1963, № 2, с. 137—148.
- Сазонов В. Н. Локализация, метасоматическая зональность и золоторудная минерализация листовитов Пышминско-Мало-Истокского района на Среднем Урале.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Свердловск, 1974, с. 23—54.
- Сазонов В. Н. Лиственизация и оруденение. М.: Наука, 1975. 172 с.
- Сазонов Ю. Б. Минералогия, рудные формации и особенности размещения ртутных месторождений южной части Дальнего Востока.— В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Л.: Недра, 1972, с. 266—276.
- Санин Б. П., Зорина Л. Д. Геология и геохимия Кличкинского рудного узла и прогноз оруденения. Новосибирск: Наука, 1978. 182 с.
- Санин Б. П., Зорина Л. Д. Формации свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. М.: Наука, 1980. 194 с.
- Санин Б. П., Зорина Л. Д., Андрулайтис Л. Д. О ртутьносности некоторых районов Восточного Забайкалья.— Геохимия, 1978, № 8, с. 1181—1187.
- Сауков А. А. Нерчинское месторождение ртути.— Докл. АН СССР, 1930, № 12, с. 315—320.
- Сауков А. А. Геохимия ртути. М.: Изд-во АН СССР, 1946. 128 с.
- Сауков А. А. Геохимия. М.: Наука, 1966. 487 с.
- Сауков А. А., Айдиньян Н. Х., Озерова Н. А. Очерки геохимии ртути. М.: Наука, 1972. 325 с.
- Сахарова М. С. Минеральный состав и особенности рудообразования ферберит-антимонитовых месторождений Горной Рачи.— Геол. рудных месторождений, 1959, № 2, с. 63—73.
- Семинский Ж. В. Вулканизм и гидротермальное оруденение в активизированных областях. М.: Недра, 1980. 138 с.

- Сергеева Э. И., Наумов В. Б., Ходаковский И. Л. Условия образования сульфидов мышьяка в гидротермальных месторождениях.— В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1971, с. 210—222.
- Сидоренко З. В. Сурьмяно-ртутные металлогенические зоны юга Дальнего Востока.— В кн.: Вопросы металлогении ртути. М.: Наука, 1968, с. 130—141.
- Сидоренко З. В., Голубчина Н. М., Миркина С. Л., Токсебаев А. И. О генезисе ртутных месторождений Якутии.— Геол. рудных месторождения, 1977, т. XIX, № 3, с. 44—51.
- Симкин Г. С. О методике выбора элементов-индикаторов ртутного оруденения Терлихайского месторождения (Тува).— Изв. вузов. Геология и разведка, 1972, № 9, с. 147—148.
- Скарякинский В. И. Эндогенная металлогения Донецкого бассейна. Киев: Наукова думка, 1973. 204 с.
- Скарякинский В. И., Зарицкий А. И., Кузнецов Ю. А. и др. Рудообразование и металлогения.— В кн.: Металлогения Донбасса. Киев: Наукова думка, 1981, с. 133—162.
- Смирнов В. И. Рудные пояса.— В кн.: Вопросы теоретической и прикладной геологии. Л.: Гостехиздат, 1947а, с. 5—10.
- Смирнов В. И. Геология ртутных месторождений Средней Азии. М.: Госгеолтехиздат, 1947б. 80 с.
- Смирнов В. И. Некоторые черты металлогении Большого Кавказа.— В кн.: Труды Кавказской экспедиции ВАГТ, МГУ. Т. 2. Ставрополь, 1960, с. 7—25.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1965. 590 с.
- Смирнов В. И. Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 3, с. 3—17.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. 3-е изд. М.: Недра, 1976а. 688 с.
- Смирнов В. И. Эволюция источников минерального вещества эндогенных рудных месторождений в истории развития земной коры.— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976б, с. 5—11.
- Смирнов В. И. Рудообразующие элементы ювенильных газов вулкана Толбачик.— Геол. рудных месторождений, 1976в, т. XVIII, № 6, с. 82—85.
- Смирнов В. И. Эндогенная металлогения.— В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978, с. 121—168.
- Смирнов В. И., Рыженко Л. М. Некоторые особенности образования и размещения ртутных месторождений.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 289—301.
- Смирнов В. И., Гинзбург А. И., Григорьев В. М., Яковлев Г. Ф. Курс рудных месторождений. М.: Недра, 1981. 348 с.
- Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья.— В кн.: Полиметаллические месторождения и металлогения Восточного Забайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 433—502.
- Соломин Ю. С. Эпимагматические минералы лампрофиров как индикаторы связи гидротермального рудообразования с магматизмом (на примере Амуджикано-Ключевского рудного узла в Восточном Забайкалье).— Вестн. Львовск. ун-та. Сер. геол., 1966, вып. 4.
- Сорокин В. И. Растворимость ртути в воде в интервале температур 300—500°C и давлений 500—1000 атм.— Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 4, с. 852—855.
- Сорокин В. И., Алексин Ю. В., Дадзе Т. П. Растворимость ртути в системах Hg — H₂O; Hg — S — (Cl) — H₂O и формы ее существования в сульфидообразующих термальных водах Камчатки и о. Кунашир.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. VIII. М.: Наука, 1978, с. 133—149.
- Сорокин В. И., Груздев В. С. Растворимость ртути в воде и проблема переноса металлов в гидротермальных условиях в виде паров элементов.— В кн.: Эксперимент в минералогии и петрографии. М.: Наука, 1975, с. 199—203.
- Сретенская И. Г. Термодинамическая характеристика процесса диссоциации сероводородной и угольной кислот по данным изучения электропроводности растворов H₂S и H₂CO₃.— В кн.: Методы экспериментального исследования гидротермальных равновесий. Новосибирск: Наука, 1979, с. 46—54.
- Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977. 597 с.
- Страна П. А. К вопросу об источниках низкотемпературного оруденения в Восточном Забайкалье.— Геол. рудных месторождений, 1962, № 4, с. 97—100.
- Суетенко О. Д. Основные черты стратиграфии докембрийских и палеозойских отложений Юго-Восточной Монголии.— В кн.: Стратиграфия и тектоника МНР. М.: Наука, 1970, с. 64—84.
- Сулейманов С. М., Баба-Заде В. М. Геология ртутных месторождений Малого Кавказа. Баку: Изд-во Азерб. гос. ун-та, 1974. 227 с.
- Сургай В. Т. Регионально-геохимические особенности локализации ртути и сурьмы в Тянь-Шане.— В кн.: Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970, с. 469—484.
- Сургай В. Т. О генезисе некоторых месторождений ртути зарубежных стран и СССР.— В кн.: Геология и геохимия ртути и сурьмы Киргизии. Фрунзе: Илим, 1972, с. 3—57.
- Сургай В. Т. О природе сурьмяно-ртутного оруденения.— Геол. рудных месторождений, 1980, т. XXII, № 3, с. 3—14.

- Тапеночни С., Кеннеди Дж. К.** Биарная система $H_2O - CO_2$ при высоких температурах и давлениях.— В кн.: Термодинамика постмагматических процессов. М.: ИЛ, 1968, с. 110—136.
- Тарасенко С. Я., Крюков П. А.** Применение стеклянных электродов с натриевой функцией при температуре до $150^\circ C$ в качестве электродов сравнения. 1. Определение второй константы ионизации угольной кислоты. (Рукопись деп. в ВИНТИ 1972 г., № 4676—72).
- Таусон Л. В.** Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
- Таусон Л. В.** Магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1979. 36 с. (XIX чтения им. В. И. Вернадского).
- Таусон Л. В., Захаров М. Н.** Геохимические особенности калиевых щелочных базальтоидов Приаргуны.— Геохимия, 1974, № 3, с. 380—391.
- Твалчрелидзе Г. А.** О некоторых закономерностях размещения сурьмяно-ртутных месторождений Средиземноморского складчатого пояса.— Бюл. НТИ. Сер. Методика съемки, поисков, разведки и оценки месторождений полезных ископаемых, М., 1967, № 1, с. 5—7.
- Твалчрелидзе Г. А.** Основные типы и закономерности размещения ртутных месторождений Грузии.— Разведка и охрана недр, 1968, № 8, с. 7—13.
- Твалчрелидзе Г. А.** Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). М.: Недра, 1972. 357 с.
- Тейлор Д.** Нейтронное излучение и активационный анализ. М.: Атомиздат, 1965. 465 с.
- Тектоника Евразии.** М.: Наука, 1966. 487 с.
- Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса.** М.: Наука, 1974. 177 с.
- Термические константы веществ.** Вып. VI. М.: Наука, 1972, с. 78—113.
- Тимофеевский Д. А.** О первичной зональности на примере Дарасунского месторождения Восточного Забайкалья.— Тр. ЦНИГРИ, 1959, вып. 31, с. 41—60.
- Тимофеевский Д. А.** Свинцово-цинковая минерализация на золоторудных месторождениях Восточного Забайкалья.— Тр. ИГЕМ, 1963, вып. 83, с. 445—467.
- Токовенко В. С.** Возможный механизм вторичной сегрегации ртути в Никитовских куполах.— В кн.: Полезные ископаемые Украины. Киев: Наукова думка, 1966, с. 124—137.
- Томсон П. Н., Архангельская В. В., Семенова П. Г.** О системах глубинных разломов в Восточном Забайкалье.— Тр. ИГЕМ, 1962, вып. 84, с. 85—92.
- Томсон П. Н., Иванов И. Б., Константинов Р. М.** и др. Об абсолютном возрасте мезозойских магматических комплексов и рудных формаций Восточного Забайкалья.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 12, с. 31—40.
- Томсон П. Н., Кочнева И. Т.** Верхнемезозойские сводовые поднятия Восточного Забайкалья и их металлогеническое значение.— Сов. геология, 1969, № 12, с. 22—35.
- Томсон П. Н., Полякова О. П., Кочнева И. Т.** Мегасвод Восточного Забайкалья и связь с ним нижнемелового «эпитермального» оруденения.— В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1974, с. 92—101.
- Трофимов Н. Н., Полякова О. П., Малюковский Е. П.** Свинцово-цинковые месторождения Смирновского рудного поля.— В кн.: Вопросы геологии и генезиса некоторых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 161—200.
- Троценко В. Н.** Дайки лампрофиров в поле ртутной минерализации.— Геол. и геофиз., 1960, № 5, с. 117—121.
- Троценко В. Н.** Некоторые особенности геологии и генезиса ртутных месторождений северной окраины Чуйской степи в Горном Алтае.— Геол. рудных месторождений, 1962, № 5, с. 59—69.
- Туманова Т. А., Мищенко К. П., Флис И. Е.** О диссоциации сероводорода в водных растворах при разных температурах.— ЖХХ, 1957, т. 2, вып. 9, с. 1990—1996.
- Туркин И. С.** О вторичном ртутном оруденении.— Тр. СНИИГГПМС, Новосибирск, 1973, вып. 171, с. 107—110.
- Туркин И. С.** Ртутное оруденение Кузнецко-Алтайской зоны.— Геол. рудных месторождений, 1979, т. XXI, № 6, с. 85—88.
- Тюлькин В. Г., Гречищева В. П.** О ртутносных структурах Тувы и некоторых вопросах их формирования.— Геол. и геофиз., 1978, № 1, с. 82—89.
- Уайт Д.** Термальные источники и эпитермальные месторождения.— В кн.: Проблемы рудных месторождений. М.: ИЛ, 1959, с. 99—154.
- Уайт Д.** Месторождения ртути и цветных металлов, связанные с термальными источниками.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970, с. 479—528.
- Усов М. А.** Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск, 1936. 209 с.
- Усов М. А.** Трапповые формации Кузбасса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1937, № 4, с. 743—763.
- Фаворская М. А., Томсон П. Н., Иванов Р. Г.** и др. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М.: Недра, 1969. 264 с.
- Федорчук В. П.** Методика поисков и разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруденения. М.: Недра, 1964. 286 с.

- Федорчук В. П. Телетермальные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 544—585.
- Федорчук В. П. Околорудные изменения ртутно-сурьмяных месторождений. М.: Недра, 1969. 286 с.
- Федорчук В. П. Промышленные типы ртутных месторождений.— Сов. геология, 1974, № 8, с. 3—27.
- Ферман А. Е. Монголо-Охотский металлогенический пояс.— Поверхность и недра, 1926, № 3.
- Флюорит. М.: Наука, 1976. 288 с.
- Фогельман Н. А. Новые данные о связи близповерхностных золоторудных месторождений Забайкалья с нижнемеловым вулканизмом.— В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М.: Недра, 1965а, с. 171—180.
- Фогельман Н. А. Типы глубинных разломов Забайкалья и их роль в тектоническом развитии области.— Геологический сборник Львовск. геол. о-ва, 1965б, № 9, с. 25—39.
- Ханн В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 510 с.
- Харнед Г., Оуэн Б. Физическая химия растворов электролитов. М.: ИЛ, 1952. 628 с.
- Хаусен Д. М., Керр П. Ф. Месторождение тонкодисперсного золота Карлин, штат Невада.— В кн.: Рудные месторождения США. М.: Мир, 1973, с. 590—624.
- Хитаров Н. И. О соотношениях между водой и магматическим расплавом.— Геохимия, 1960, № 7, с. 821—825.
- Ходаковский И. Л. Некоторые вопросы термодинамики водных растворов при высоких температурах и давлениях.— В кн.: Физико-химические проблемы гидротермальных и магматических процессов. М.: Наука, 1975, с. 124—150.
- Ходаковский И. Л., Попова М. Я., Озерова Н. А. О роли сульфидных комплексов в переносе ртути гидротермальными растворами.— Геохимия, 1975, № 3, с. 360—370.
- Ходаковский И. Л., Попова М. Я., Озерова Н. А. О формах переноса ртути в гидротермальных растворах.— В кн.: Геохимия процессов миграции рудных элементов. М.: Наука, 1977, с. 86—118.
- Ходаковский И. Л., Рыженко Б. И., Наумов Г. Б. Термодинамика водных растворов электролитов при повышенных температурах (температурная зависимость теплоемкости ионов в водных растворах).— Геохимия, 1968, № 12, с. 1486—1502.
- Ходаковский И. Л., Шкипина Н. Д. О роли карбонатных комплексов в переносе ртути гидротермальными растворами.— Геохимия, 1981, № 5, с. 671—682.
- Церцвадзе З. Я. Условия формирования и геохимические поисковые признаки ртутных, мышьяковых и сурьмяных месторождений. М.: Недра, 1972. 256 с.
- Чеглоков С. В., Хомич В. Г. О возрасте, пространственном размещении и взаимоотношениях с другим оруденением флюоритовой минерализации в Ундино-Данской депрессии.— В кн.: Вестник научной информации Забайкальского географического о-ва СССР. Чита, 1965, № 4, с. 15—19.
- Черницын В. Б. Металлогения Большого Кавказа. М.: Недра, 1977. 268 с.
- Чичинадзе К. И. Металлогения Горной Рачи и Сванетии в связи с геологическим строением области. М.: Изд-во АН СССР, 1945. 137 с.
- Чубугина В. Л. О щелочно-ультраосновных породах Чадобецкого поднятия и их взаимосвязи.— В кн.: Новые данные по геологии юга Красноярского края. Красноярск, 1964.
- Шатков Г. А. О структурном расчленении верхнемезозойских вулканогенно-осадочных отложений и возрасте низкотемпературного гидротермального оруденения Приаргунья (Восточное Забайкалье).— Геол. рудных месторождений, 1966, № 1, с. 101—105.
- Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 4, с. 7—21.
- Шахов Ф. Н. Магматические породы Кузнецкого бассейна.— Изв. Сибирского технологического ин-та, 1927, т. 47, вып. 3.
- Шахов Ф. Н. Основные черты металлогении Алтая.— В кн.: Труды научной конференции по изучению и освоению производительных сил Сибири. Т. II. Томск, 1940.
- Шахов Ф. Н. Генезис месторождений ферберитовых руд района Верхней Рачи (Закавказье).— Изв. Томского индустриального ин-та, 1941, т. 62, вып. 1, с. 14—26.
- Шкипина Н. Д., Зотов А. В., Ходаковский И. Л. Экспериментальное изучение растворимости кишвары в сероводородных растворах при 90°C.— Геохимия, 1979, № 2, с. 302—305.
- Шкипина Н. Д., Ходаковский И. Л., Озерова Н. А. Новые данные о формах переноса ртути гидротермальными растворами.— В кн.: Геохимия процессов рудообразования. М.: Наука, 1982, с. 137—160.
- Шилю Н. А., Умитбаев Р. Б. Монголо-Чукотская система глубинных разломов — древняя сейсмофокальная зона.— Геол. и геофиз., 1977, № 11, с. 158—165.
- Шилю Н. А., Бабкин П. В., Кобыткин В. Н. Металлогения ртути северного сегмента Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1978. 235 с.
- Шпилев Л. Д., Тычинский А. А., Вахрушев В. А. Изотопный состав свинца галенитов в рудных месторождениях Алтае-Саянской области.— В кн.: Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1968, с. 114—129.

- Шпундлин Ф. К.** Отщепленные и самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение.— В кн.: Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. М.: Недра, 1965, с. 152—266.
- Шпундлин Ф. К.** Об источниках веществ при эндогенном рудообразовании.— В кн.: Проблемы геологии гидротермальных месторождений, петрографии и минералогии. Т. 1. М.: Наука, 1969, с. 32—65.
- Шугурова Н. А.** Химические обоснования методики газового анализа индивидуальных включений в минералах.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. II. М.: Наука, 1968, с. 18—23.
- Щеглов А. Д.** О некоторых особенностях формирования ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений Забайкалья.— Зап. ВМО, 1959, ч. 88, вып. 1, с. 48—59.
- Щеглов А. Д.** Некоторые вопросы металлогении Юго-Восточного Забайкалья.— Сов. геология, 1960а, № 6, с. 46—54.
- Щеглов А. Д.** Генетические особенности ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений Забайкалья.— В кн.: Генетические проблемы руд. М.: изд-во АН СССР, 1960б, с. 139—144.
- Щеглов А. Д.** Основные черты геологии и генезиса флюоритовых месторождений Западного Забайкалья.— Геол. рудных месторождений, 1961, № 3, с. 51—69.
- Щеглов А. Д.** Об эндогенных месторождениях активизированных складчатых областей.— Тр. ВСЕГЕИ, 1964, т. 104, с. 11—23.
- Щеглов А. Д.** Металлогения активизированных складчатых областей Востока СССР.— В кн.: Вопросы металлогении. М.: Недра, 1965, с. 193—202.
- Щеглов А. Д.** Металлогения областей автономной активизации. Л.: Недра, 1968. 180 с.
- Щеглов А. Д.** Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1976. 295 с.; 2-е изд., 1980. 430 с.
- Щеглов А. Д., Буткевич Т. В.** Месторождения вольфрама.— В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 3. М.: Недра, 1974, с. 170—214.
- Щеглов А. Д., Розинов М. И.** О связи флюоритовых месторождений Западного Забайкалья с интрузивными породами.— Докл. АН СССР, 1961, т. 139, № 5, с. 1201—1204.
- Щеглов А. Д., Розинов М. И.** О признаках связи эпитермальной флюоритовой минерализации Западного Забайкалья с посленижнемеловыми интрузиями.— В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М.: Недра, 1964, с. 361—373.
- Щеглов А. Д., Розинов М. И.** Еще раз о возрасте флюоритовых месторождений Западного Забайкалья.— Геол. и геофиз., 1970, № 3, с. 133—137.
- Щербаков Ю. Г., Рослякова Н. В., Агеенко И. Ф. и др.** О генетическом соотношении полиметаллического и золотого оруденения в Саянском рудном поле.— Геол. и геофиз., 1981, № 5, с. 68—73.
- Щербань И. П.** Гидротермальная аргиллизация вмещающих пород Акташского месторождения.— Геол. и геофиз., 1962, № 2, с. 48—60.
- Щербань И. П.** Условия образования низкотемпературных околорудных метасоматитов. Новосибирск: Наука, 1975. 198 с.
- Щербань И. П.** Гидротермальный метаморфизм вмещающих пород.— В кн.: Геология и генезис рудных месторождений Алтас-Саянской области. Новосибирск: Наука, 1978, с. 154—209.
- Щербань И. П., Оболенский А. А.** Генетические типы окварцованных пород Юго-Восточного Алтая и их поисковое значение.— Геол. и геофиз., 1967, № 6, с. 40—50.
- Язкин А. А.** Закономерности размещения и формирования флюоритовых месторождений Забайкалья. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 249 с.
- Ярославский Р. И., Мушкин И. В., Власюга С. П., Добрецов Г. Л.** К геохимии и металлогении сурьмы Тянь-Шаня.— Геохимия, 1979, № 10, с. 1461—1466.
- Ackermann Th.** Aussagen über die Eigendissociation des Wassers aus Molwärmessungen gelöster Electrolyte.— Z. Electrochem., 1958, Bd 62, N 4. S. 411—419.
- Ahlfeld F.** Epithermale Wolframlagerstätten in Bolivien.— N. Jahrb., 1938, Bd 74, Hft 1, Abt. A., S. 1—19.
- Ahlfeld F.** Neue Beobachtungen über die Tektonik und die Antimonlagerstätten Bolivians.— Minér. Deposita, 1974, v. 8, N 2, p. 125—131.
- Akeret R.** Über die Löslichkeit von Antimon (3) Sulfid. Diss. Z.— Brun. Eidg. Techn. Hochschule. Zürich, 1953, 77 S.
- Anger G., Lehman F.** Mode of mercury mineralization. La Union, Micres, Spain.— In: I Congreso Internacional del Mercurio. V. 1. Barcelona, 1974, p. 221—224.
- Antimony ore mineralizations of Czechoslovakia.** Bratislava, 1980. 174 p.
- Arribas S. M., Montoto M.** Observaciones textirales sobre las Ckarcitas del Criadero (Almaden) en relacion con las mineralizaciones de cinabrio.— In: I Congreso Internacional del Mercurio. V. 1. Barcelona, 1974, p. 171—175.
- Aurivillius K., Heidemstam O.** On the stability relations and solubilities of hexagonal and orthorombic mercury (II) oxide.— Acta Chem. Scandinav., 1961, v. 15, N 10.
- Bailey E. H., Everhart D. L.** Geology and quicksilver deposits of the New Almaden district Santa Clara County, California.— Geol. Surv. Proff. Paper, Washington, 1964, N 360. 206 p.
- Bailey E. H., Clark A. L., Smith R. M.** Mercury.— US Geol. Surv. Proff. Paper, 1973, N 820. 873 p.

- Bainbridge K. T., Nier A. O.** Relative isotopic abundances of the elements.— Prelim. Report. Nuclear Series, Washington, N 9, 1950.
- Barnes H. L., Romberger S. B., Stenprok M.** Ore Solution Chemistry. II. Solubility of HgS in Sulfide Solutions.— *Econ. Geol.*, 1967, v. 62, N 7, p. 957—982.
- Barnes J. W., Nackowski M. P., Bailey E. H.** Geology and Ore Deposits of the Sızma-Ladik Mercury District, Turkey. Report the forth CENTO Training Program. Ankara, 1969, p. 75—130.
- Barton R.** Instant islands.— *Sea Front*, 1974, v. 20, N 3, p. 130—138.
- Becker G. F.** Geology of the quicksilver deposits of the Pacific slope with an Atlas.— *US Geol. Surv. Monogr.*, v. 13, 1888. 486 p.
- Berce B.** The use of mercury in geochemical prospecting for mercury.— *Econ. Geol.*, 1965, v. 60, N 7, p. 1516—1528.
- Boyle R. W.** The geochemistry of silver and its deposits.— *Geol. Surv. of Canada, Ottawa*, 1968, bull. N 160.
- Boyle R. W.** The geochemistry of gold and its deposits.— *Geol. Surv. Bull.*, 1979, N 280, 584 p.
- Brönsted J. W., Hevesy G.** The separation of the isotopes of mercury.— *Nature*, 1920, N 106, p. 144.
- Brönsted J. W., Hevesy G.** Über die Trennungen der Isotopen des Quecksilbers.— *Z. Physik. Chem.*, 1921, Bd 99, S. 189—206.
- Brönsted J. W., Hevesy G.** Das Atomgewicht von Quecksilber verschiedener Herkunft.— *Z. Anorg. Allgem. Chem.*, 1922, Bd 124, S. 22—24.
- Brown A.** Investigation of mercury dispersion haloes around mineral deposits in Central British Columbia.— *Proc. Sumpos. Geochem. Prospecting, Ottawa*, 1966.
- Burnham C. W., Hollaway J. R., Davis N. F.** The specific volume of water in the range 1000 to 8900 bars, 20° to 900°C.— *Amer. J. Sci.*, 1969, v. 267A, p. 1235—1242.
- Calvo F. A., Guilemany J. M.** Mineralogenesis del mineral de mercurio de Almaden.— In: *I Congreso Internacional del Mercurio. V. 1. Barcelona*, 1974, p. 189—200.
- Carpenter L. G., Garrett D. E.** Tungsten in Searles Lake.— *Mining engin.*, 1959, v. 11, N 3.
- Ciavatta L., Grimaldi M.** Equilibrium constants of mercury (II) chloride complexes.— *J. Inorg. Nucl. Chem.*, 1968, v. 30, N 1, p. 197—205.
- Ciavatta L., Grimaldi M.** A thermochemical study on the hydrolysis of mercury (II) chloride and mercury (II) thiocyanate complexes.— *J. Inorg. Nucl. Chem.*, 1976, v. 38, N 4, p. 823—826.
- Christy S. B.** On the genesis of cinnabar deposits.— *Amer. J. Sci.*, 3rd Ser., 1879, N 17, p. 453—463.
- Cuta F., Strofelda F.** The second dissociation konstant of H₂CO₃.— *Chem. Listy*, 1954, v. 48, N 9, p. 1308—1314.
- Davies C. W.** Ionassociation. V. 190. London: Butterworth, 1962. 41 p.
- Debye P., Hückel E.** Zur Theorie der Electrolyte.— *Physik. Z.*, 1923, Bd 24, N 9, S. 185—206.
- Debate V. G.** Tungsten occurrences in India and their genesis.— *Econ. Geol.*, 1967, v. 62, N 4, p. 556—571.
- Dickson F. W.** Solubility of cinnabar in Na₂S solutions at 50—250°C and 1—1800 bars, with geological applications.— *Econ. Geol.*, 1964, v. 59, N 4, p. 625—635.
- Dickson F., Tunell G.** The stability relations of cinnabar and metacinnabar.— *Amer. Min.*, 1959, v. 44, N 5—6, p. 471—487.
- Dreyer R. M.** The geochemistry of quicksilver mineralization.— *Econ. Geol.*, 1940, v. 35, N 1—2, p. 140—157.
- Ehmann W. D., Lovering Y. F.** The abundance of mercury in meteorites and rocks by neutron activation analyses.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1967, v. 31, N 3, p. 357—376.
- Ellis A. J.** The solubility of calcite in carbon dioxide solutions.— *Amer. J. Sci.*, 1959, v. 257, N 5, p. 354.
- Ellis A. J., Giggenbach W.** Hydrogen sulphide ionization and sulphure hydrolysis in high temperature solution.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1971, v. 35, N 3, p. 247.
- Ellis A. J., Milestone N. B.** The ionization constants of hydrogen sulfide from 20 to 90°C.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1967, v. 31, N 4, p. 615.
- Eshleman A., Siegel S., Siegel B.** Is the mercury from Hawaiian volcanoes a natural source of pollution? — *Nature*, 1971, v. 233, p. 471—472.
- Friedrich G., Hawkes H.** Mercury dispersion haloes as ore guides for massive sulfide deposits.— *Mineralium Deposita*, 1966, v. 1, N 2, p. 77—88.
- Giggenbach W.** Optical spectra of highly alkaline sulfide solutions and the second dissociation constant of hydrogen sulfide.— *Inorg. Chem.*, 1971, v. 10, N 7, p. 1333—1338.
- Glew D., Hames D.** Aqueous nonelectrolite solutions. Pt X. Mercury solubility in water.— *Can. J. Chem.*, 1971, v. 49, N 19.
- Green G. H.** The origin of basaltic and nephelinitic magmas.— *Trans. Leicester. Lit., Phill. Soc.*, 1970, v. 64, p. 26—54.
- Green H. W.** Trace elements in the fluid phase of the Earth's mantle.— *Nature*, 1979, v. 277, N 5696, p. 465—467.

- Gundlach H., Thormann W. Versuch der Deutung der Entstehung von Wolfram- und Zinnlagerstätten.— *Deutsch. Geol. Gesellschaft*, 1960, Bd 112, T. I.
- Hamilton D. L., Burnham C. W., Osborn E. F. The solubility of water and effects of oxygen fugacity and water content on crystallization in mafic magmas.— *J. Petrol.*, 1964, v. 5, N 1, p. 21—39.
- Handbook of geochemistry. V. 1—2. Berlin: Springer-Verlag, 1970.
- Harned H., Davies R. Ionization constant of carbonic acid in water and solubility of CO₂ in water and aqueous solution from 0 to 50°C.— *J. Amer. Chem. Soc.*, 1943, v. 65, p. 2030.
- Harned H., Hamer W. J. The thermodynamics of ionized water in potassium and sodium bromid solutions.— *J. Amer. Chem.*, 1933, v. 55, N 11, p. 4496—4507.
- Harned H., Schools S. R. The ionization constant of HCO₃⁻ from 0 to 50°C.— *J. Amer. Chem. Soc.*, 1941, v. 63, N 6, p. 1706.
- Helgeson H. C. Thermodynamic of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures.— *Amer. J. Sci.*, 1969, v. 267, N 7, p. 729—804.
- Henderson F. B. Hydrothermal alteration and ore deposition in serpentinite-type mercury deposits.— *Econ. Geol.*, 1969, v. 64, N 5, p. 489—499.
- Höll R. Genese und Alterstellung von Vorkommen der Sb — W — Hg Formation in der Türkei und auf Chios (Griechenland). Bd 199. München, 1966, S. 111.
- Höll R. Time- and stratabound early paleozoic scheelite, stibnite and cinnabar deposits in the Eastern Alps.— In: *Geologisches Bundesanstalt. Proceedings of 3rd JSMIDA. Hf. 3. Wien*, 1979, S. 369—387.
- Höll R., Maucher A. The strata-bound ore deposits in the Eastern Alps.— In: *Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits. V. V. Amsterdam*, 1976, p. 1—36.
- Höll R., Maucher A., Westenberger H. Synsedimentary-diagenetic ore fabrics in the strata- and time-bound scheelite deposits of the Kleinarltoi and Folbertal in the Eastern Alps.— *Mineralium Deposita*, 1972, v. 7, N 3, p. 217—226.
- Hulin C. D. Metallization from basic magmas.— *Univ. of Califor., Bull., Dept. Geol. Sci.*, 1929, v. 18, 223 p.
- Ito K., Kennedy C. C. The composition of liquids formed by partial melting of eclogites at high temperatures and pressure.— *J. Geol.*, 1974, 82, N 3, p. 707—725.
- Jadranin D., Racić S. Ni-paragenesis in the Suplij Stena Mercury Mine.— *Vestnik zavoda za geologika i geofizika i geostrazivanja*, 1965, ser. A, 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, v. 16, p. 278—291.
- Jovannič S., Reed G. W. Hg in metamorphic rocks.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1968, v. 32, N 3, p. 341—346.
- Jovannič S., Reed G. W. Hg¹⁹⁶ and Hg²⁰² isotopic ratios in chondrites: revisited.— *Earth and Plan. Science Letters*, 1976, v. 31, p. 95—100.
- Kerr P. F. Tungsten mineralization in the United States.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1946, v. 15, p. 45—61.
- Knox J. Zur Kenntnis Jonenbildungen des Schwefels und der Komplex Jonen des Quecksilbers.— *Z. Electrochem. Ang. Physik. Chem.*, 1906, v. 12, N 28, p. 477—481.
- Krauskopf K. B. Physical chemistry of quicksilver transportation in vein fluids.— *Econ. Geol.*, 1951, v. 46, N 5, p. 498—523.
- Krauskopf K. B. Possible role of volatile metal compounds in ore genesis.— *Econ. Geol.*, 1964, v. 59, p. 22—45.
- Krauskopf K. B. Tungsten (Wolfram). *Handbook of Geochemistry. V. 2. Berlin — Heidelberg: Springer-Verlag*, 1970.
- Kurkijan C. R., Russell L. E. Solubility of water in molten alkali silicates.— *J. Soc. Glass Technol.*, 1958, v. 42, p. 1365—1389.
- Learned R. E. The solubilities of quartz, quartz-cinnabar and cinnabar-stibnite in sodium sulfide solutions and their implications for ore genesis.— *Ph. D. Thesis. Univ. Californ. Riverside*, 1966. 166 p.
- Learned R. E., Tunell G., Dickson F. W. Equilibria of cinnabar, stibnite and saturated solutions in the system HgS — Sb₂S₃ — Na₂S — H₂O from 150 to 250°C at 100 bars, with implications concerning ore genesis.— *J. of Res. of the US Geol. Surv.*, 1974, v. 2, N 4, p. 457—466.
- Lindgren W., Ransome F. Geology and gold deposits of the Cripple Creek district, Colorado.— *US Geol. Surv. Prof. Paper.*, 1906, v. 54.
- Loughlin G. F. Ore of deep levels in the Cripple Creek district.— *Trans. Amer. Inst. Min. and Met. Engrs.*, 1927, v. 75, p. 42—73.
- Loughlin G. F., Koschman A. H. Geology and ore deposits of the Cripple Creek district, Colorado.— *Colo. Sci. Proc.*, 1935, v. 13, N 6, 435 p.
- Lovering T. G. Jasperoid in the United States — its characteristics, origin and economic significance.— *Geol. Surv. Prof. Paper, Washington*, 1972, v. 710. 164 p.
- Maksimović Z., Crnković B. Halloysite and kaolinite formed through alteration of ultramafic rocks. Genesis of the kaolin deposits. Prague: Academia, 1968.
- Maucher A. Die Antimon-Wolfram-Quecksilber und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik.— *Freiberger Forschungshefte*, 1965, Reihe C-186, S. 173—187.
- Maucher A., Höll R. Die Bedeutung geochemisch-stratigraphischer Bezugshorizonte für die Alterstellung der Antimonitlagerstätten von Schaining im Burgeuland, Österreich.— *Mineralium Deposita*, 1968, Bd 3, N 1, S. 272—285.

- Matteuchi E., Mie R. Il Giacimenti fluorito-baritico sedimentare cli Pianciano-castel Ginliano (Lazio).— Bull. Assoc. Minerarki Subalpini, Anno VIII, N 3—4, 1971, 71 p.
- Mercury in the Environment. Washington, 1970. 67 p.
- Mlakar J. New aspects on the origin of the Idrija mercury ore deposit.— In: I Congresso Internazionale del Mercurio. V. I. Barcelona, 1974, p. 157—160.
- Mlakar J., Drovenik M. Struktura in genetske posebosti Idrijskega rudisca.— Geologija — Razprave in poročila, 14 kn, Ljubljana, 1971, p. 67—126.
- Moisejev A. N. A non-magmatic source for mercury ore deposits? — Econ. Geol., 1971, v. 66, N 4, p. 591—601.
- Mulliken B. S., Harkins W. D. The separation of isotopes, theory of resolution of isotopic mixtures by diffusion and similar processes, Experimental separation of mercury by evaporation in a vacuum.— J. Amer. Chem. Soc., 1922, v. 44, N 1, p. 37—51.
- Mysen B. O., Boettcher A. L. Melting of hydrous mantle.— J. Petrology, 1976, v. 16, N 3, p. 520—548.
- Mysen B. O., Egger D. H., Seitz M. G., Holloway J. R. Carbon dioxide in silicate melts and crystals. Pt. I. Solubility measurement.— Amer. J. Sci., 1976, v. 276, N 4, p. 1575—1596.
- Nakai N., Jensen M. L. Sulfur isotope fractionation by bacterial oxidation and reduction of sulfur.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1964, v. 28, p. 1893—1912.
- Nier A. O. A redetermination of the relative abundances of the isotopes of neon, krypton, rubidium, xenon and mercury.— Phys. Rev., 1950, v. 79, p. 450—455.
- Noves A. A., Sosman R. S., Kato G. Die Hydrolyse von Ammoniumacetat und die Ionization von Wasser bei hohen Temperaturen.— Z. Phys. Chem., 1910, N 1, S. 73.
- Partridge J. A., Izatt R., Christensen J. J. Values of $\log K$, $\Delta\bar{H}^0$ and ΔS^0 at 25°C for stepwise replacement of Cl by OH in mercuric chloride ($HgCl_2$).— J. Chem. Soc., 1965, v. 8, p. 4231—4235.
- Piccardi G., Martini M., Gegittimo P. On the presence of Cu, Zn, Cd, Sb, Bi and Pb in the fumarolic gases of vulcano (Acolian islands).— Rend. Soc. Ital. miner. e petrol., 1979, v. 35, p. 627—632.
- Ransome F. U. The ore of the Almaden mine.— Econ. Geol., 1924, v. XVI, N 4, p. 313—321.
- Reed G. M. Radioactivation analyses.— In: Proceedings of the radioactivation analyses symposium. London: Butterworths, 1960, p. 48—52.
- Reed G. W., Iovanović S. Hg^{196} and Hg^{202} isotopic ratios in chondrites.— J. Inorg. Nucl. Chem., 1969, v. 31, p. 383—388.
- Röedder E. Liquid CO_2 inclusions in olivine bearing nodules and phenocrysts from basalts.— Amer. Min., 1965, v. 50, p. 1746—1782.
- Rose G. Mineralogische-geognostische Reise nach dem Ural. Bd 2. Berlin, 1842.
- Rubey W. W. Geologic history of sea water.— Geol. Sci. Amer. Bull., 1951, p. 1111—1147.
- Sainsbury C. L., Mackevett E. M. Quicksilver deposits of Southwestern Alaska.— US Geol. Surv. Bull., 1965, N 1187. 89 p.
- Saupè F. La Geologie du gisement de mercure d'Almaden.— Science de la Terre, 1973, Mem., N 29. 342 p.
- Schuette C. N. Occurrence of quicksilver ore bodies.— Amer. Inst. Min. and Met. Engrs. Tech., Pub., 1931, v. 335, 88 p.
- Schwarzenbach G., Widmer M. Die Löslichkeit von Metallsulfiden. I. Schwarzes Quecksilbersulfid.— Helvetica Chim. Acta, 1963, Bd 46, S. 2613—2628.
- Shedlovsky Th., MacInnes D. The first ionization constant carbonic acid 0 to 38°C from conductance measurements.— J. Amer. Chem. Soc., 1935, v. 57, N 9, p. 1705—1710.
- Siegel S., Siegel B. Geothermal hazards mercury emission.— Environmental Sci. and Technology, 1975, v. 9, N 5, p. 473—474.
- Sillen L. G., Martell A. E. Stability constants of metal-ion complexes.— Chem. Soc., Spec. publ. 17, 1964. 764 p.
- Sillen L., Martell A. E. Stability constants of metal-ion complexes. Suppl. N 1, L. 1971. 865 p.
- Spurr J. E. The ore magmas. N. Y., 1929. 278 p.
- Stephens H. P., Cobble G. W. Thermodynamic properties of the aqueous sulfide and bisulfide ions and the second ionization constant of hydrogen sulfide over extended temperatures.— Inorg. Chem., 1971, v. 10, N 3, p. 619—625.
- Sweeton F. H., Baes C. F. Water dissociation equilibrium to 300°C.— Sol. Chem., 1974, v. 3, N 3.
- The Pianciano fluospar project — set for 1980? — Industrial Minerals, July 1978, p. 49—52.
- Thompson G. A. Transportation and deposition of quicksilver ores in the Terlingua district, Texas.— Econ. Geol., 1954, v. 49, N 2, p. 175—197.
- Tischendorf G., Pälchen W., Ungethüm H. Zum System der Faktoren und Indikatoren bei der Prognose und Suche von Quecksilberlagerstätten.— Z. Angew. Geologie, 1973, H. 8, S. 19.
- La Toscana Meridionale fondamenti geologico-minerari und prospettiva di valorizzazione

delle risorse naturali. Rendiconti della Società Italiana di mineralogia e petrologia. V. XXVII, 1971. 571 p.

- Tunell G.** Chemical processes in the formation of mercury ores and ores of mercury and antimony.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1964, v. 28, p. 1019—1037.
- Tunell G.** Mercury. Handbook of geochemistry. Berlin: Springer-Verlag, 1970, v. 11/2, p. 80-B-I—80-M-I.
- Tweto O.** Scheelite in the Precambrian gneisses of Colorado.— *Econ. Geol.*, 1960, v. 55, N 7, p. 1406—1428.
- Watson B. N.** Large low grade silver deposits in North America.— *World Mining*, 1977, v. 30, N 3.
- Weissberg B. G., Dickson F. W., Tunell G.** Solubility of orpiment in $\text{Na}_2\text{S} - \text{H}_2\text{O}$ solutions from 25 to 200°C and 100 bars to 1500 bars pressure.— *Geol. Soc. Amer.*, Spec. paper, 1964, v. 76, p. 178.
- Weissberg B. G., Dickson F. W., Tunell G.** Solubility of orpiment (As_2S_3) in $\text{Na}_2\text{S} - \text{H}_2\text{O}$ at 50—200°C and 10—1500 bars, with geological applications.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1966, v. 30, N 8, p. 815—827.
- White D. E.** Mercury and base-metal deposits with associated thermal and mineral waters.— *Geochemistry of Hydrothermal ore deposits*. N. Y., 1967, p. 575—631.
- White D. E.** Diverse Origins of Hydrothermal Ore Fluids.— *Econ. Geol.*, 1974, v. 69, p. 954—973.
- White D. E., Brennock W. W.** The sources of heat and water supply of thermal springs with particular reference of Steamboat Springs, Nevada.— *Amer. Geophys. Union Tr.*, 1950, v. 31, p. 566—574.
- White K. H., Maase O.** The electrical conductivity of aqueous solutions of Hydrogen sulfide and the state of the dissolved gas.— *Can. J. Res.*, 1932, v. 6, N 6, p. 588.
- Wyllie P. J.** The role of water in magma generation and initiation of diapiric uprise in the mantle.— *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, p. 1328—1338.
- Wyllie P. J.** Influence of volatile components on upper mantle processes.— In: XI General Meeting of IMA Abstracts. V. II. Novosibirsk, 1978, p. 54—55.
- Yildiz M., Bailey E. H.** Mercury deposits in Turkey.— *US Geol. Surv. Bull.*, Washington, 1978. 80 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
I. Ртутная провинция юга Сибири и Монголии	6
Алтае-Саянская ртутная область	—
Закономерности размещения ртутного оруденения, ртутные пояса и зоны	7
Минеральные типы месторождений	10
Забайкальская ртутная область	29
Закономерности размещения ртутного оруденения, ртутные пояса и зоны	31
Рудные формации и минеральные типы месторождений	33
Проявления ртутно-сурьмяно-мышьяковой минерализации на место- рождениях других формационных типов	46
Ртутная область Монголии	47
Закономерности размещения ртутного оруденения, рудные пояса и зоны	—
Минеральные типы месторождений	49
Ртутные зоны Енисейского кряжа и рудопроявления ртути на юге Си- бирской платформы	53
II. Генезис месторождений ртутной и ртутно-сурьмяно-вольфрамовой рудных формаций	55
Существующие представления о генезисе ртутных и ртутно-сурьмяно- вольфрамовых месторождений	—
Связь ртутных и ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений с магматизмом	58
Происхождение гидротермальных рудоносных растворов	69
Состав и концентрация растворов	—
Ювенильные металлоносные флюиды	73
Полигенность гидротермальных растворов	77
Источники рудообразующих веществ	79
Ртуть, сурьма, мышьяк	—
Свинец	85
Сера	—
Вольфрам	88
Петрогенные элементы	90
Физико-химические условия рудообразования	91
Основные параметры процессов рудообразования	92
Стехиометрия и термодинамические характеристики химических форм ртути (II) в водном растворе	94
Долевое распределение ртути (II) в природных гидротермах	101
Оценка металлоносности природных гидротерм по ртути (II)	106
Химические формы переноса вольфрама и других элементов в при- родных гидротермах	112
Соотношение процессов окологрудного метасоматоза и рудоотложения Аргиллизация и рудоотложение	116
Лиственитизация и рудоотложение	119
Первичные ореолы рассеяния ртути и сопутствующих элементов	128
136	136
III. Некоторые закономерности проявления ртутной и ртутно-сурьмяно-воль- фрамовой рудных формаций в областях мезозойской тектономагматической активизации	138
Роль глубинных разломов в локализации низкотемпературных гидро- термальных месторождений	139
Генетические ряды рудных формаций этапа мезозойской тектономагмати- ческой активизации и их металлогеническое значение	147
Особенности металлогении ртутных провинций в областях мезозойской тектономагматической активизации и их прогнозно-поисковое значение	151
аключение	169
итература	174