ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА"
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
Выпуск 363

Серия «ЭНДОГЕННЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ СИБИРИ»

ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Ответственный редактор академик *В. А. Кузнецов*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск·1978

УДК 553.499(235.221+235.223)

В монографии приводится характеристика Алтае-Саянской ртутной провинции и рассматривается ее место среди других ртутных провинций СССР. Предлагается классификация ртутных месторождений на формационной основе. Впервые описываются типовые месторождения ртути Алтае-Саянской области. Особое внимание в работе уделено минералогии ртутных руд, описанию околорудных гидротермальных изменений вмещающих пород. Рассматриваются вопросы генезиса ртутных месторождений, в том числе физико-химические условия рудообразования, источники и состав рудообразующих растворов, источники рудного вещества и др.

Работа представляет интерес для специалистов в области геологии рудных месторождений и металлогении.

Авторы: *В. А. Кузнецов, В. И. Васильев, А. А. Оболенский, П. П. Щербань.*

Г $\frac{20803-775}{055(02)-78}$ 171 — 77

© Издательство «Наука», 1978.

ВВЕДЕНИЕ

Алтае-Саянская складчатая область включает в себя горные сооружения юга Западной и Средней Сибири, примыкающие к древней Сибирской платформе: Восточный и Западный Саяны, Восточно-Тувинское нагорье, Танну-Ола, Кузнецкий Алатау и Горную Шорию, Горный Алтай и Салаир, а также заключенные между ними впадины: Кузнецкую, Минусинскую и Тувинскую. В пределы области может быть включена и Колывань-Томская зона, расположенная на северо-западе области, хотя обычно ее рассматривают как часть соседней к западу Зайсанской складчатой системы.

Алтае-Саянская складчатая область давно известна как рудная, или металлогеническая, провинция. В ее пределах располагаются золотоносные районы, железорудные месторождения, а также месторождения колчеданных свинцово-цинковых, вольфрамовых, молибденовых и других руд. Вместе с тем Алтае-Саянская область представляет собой одну из известных ртутных провинций Советского Союза.

До 1931—1935 гг. ртутное оруденение в коренном залегании было известно лишь в небольшом месторождении на Орлиной горе в Салаирском кряже. Затем были открыты Чаганузунское и Акташское ртутные месторождения в Горном Алтае, а затем выявлены некоторые другие рудопроявления и установлено наличие в юго-восточной части Горного Алтая Курайской ртутной зоны. Почти в то же время были обнаружены Мавринское месторождение на Салаире, Пезасское в Кузнецком Алатау и Сайзакское в Горной Шории и наметилось существование Салаирской и Кузнецкой ртутных зон, структурно связанных с Курайской в Горном Алтае. Несколько позднее были открыты месторождения в Сарасинском районе на северной окраине Горного Алтая. В начале 50-х годов ртутные месторождения — Терлигхайское и Чазадырское — обнаружены в Туве. Горный Алтай, Тува, Кузнецкий Алатау и Салаир приобрели характер ртутнорудных районов. Наконец, еще позднее проявления ртутного оруденения были установлены в пределах Восточного и Западного Саян.

В изучении ртутных месторождений Алтае-Саянской провинции принимали участие большие коллективы геологов производственных организаций и научно-исследовательских институтов. В результате накоплен обширный материал, касающийся главным образом вопросов геологии и структурной позиции месторождений и в меньшей мере минерального состава руд, характера гидротермально измененных пород, сопровождающих руды, и вопросов генезиса месторождений. В числе наиболее значительных исследований могут быть названы работы: по Горному Алтаю — В. А. Кузнецова, А. С. Мухина, А. А. Саукова, Л. Д. Староверова, Н. Х. Белоус, Н. И. Бородаевского, В. Н. Трощенко, Л. П. Зеликовского, П. М. Бондаренко, В. Е. Бурлакина, А. А. Оболенского, И. П. Щербаня, З. С. Россихиной, Я. М. Грицюка, О. Г. Епифанцева; по Туве — С. Н. Кондакова, Я. С. Зубрилина, А. Н. Павлова, В. И. Сотникова и группы геологов

ИМГРЭ Л. Н. Морозова, В. А. Каменщикова, В. С. Груздева, Г. С. Симкина и др.; по Салаиру — И. В. Дербикова; по Кузнецкому Алатау и Горной Шории — В. А. Кузнецова, А. С. Мухина, В. И. Васильева, А. А. Оболенского и др. Обобщения по Западно-Сибирской, или Алтае-Саянской, ртутной провинции в целом были выполнены В. А. Кузнецовым.

Эти исследования внесли существенный вклад в изучение геологии и генезиса ртутных месторождений Алтае-Саянской рудной провинции, имея, кроме того, и более общее значение. Однако следует признать, что для решения части вопросов генезиса ртутных месторождений, важных для установления закономерностей размещения и локализации ртутных руд, этих исследований было недостаточно. Оставались еще относительно слабо разработанными вопросы о связи оруденения с магматизмом, о природе рудообразующих растворов и об источниках рудного вещества, о физико-химических условиях переноса и отложения компонентов руд, об эволюции рудообразующих растворов и о зональности рудоотложения, а также некоторые другие вопросы, касающиеся условий локализации ртутного оруденения.

Долгое время большинство исследователей за основу принимали представления об однотипности ртутных месторождений во всех районах Алтае-Саянской провинции и о закономерности их размещения вдоль региональных глубинных разломов, испытавших герцинские и послегерцинские подновления. Следует отметить, что эта гипотеза была весьма плодотворной, правильно ориентируя поиски и способствуя открытию многих месторождений. Вместе с тем в последнее время у части исследователей появились представления о наличии в Алтае-Саянской провинции ртутных месторождений различных типов, в том числе вулканогенных, генетически связанных с древним, главным образом девонским, вулканизмом, и метаморфогенно-гидротермальных, возникших в результате деятельности метаморфогенных растворов, мобилизовавших ртуть из пород, испытавших метаморфизм. Естественно, что из этих представлений должны следовать практические выводы о соответствующих направлениях и методах поисков ртутных месторождений.

В связи с этим возникла необходимость проведения специальных исследований и более углубленного анализа всего накопленного фактического материала для выяснения недостаточно разработанных или спорных вопросов. Потребность в таких работах определяется еще и тем, что в ртутнорудных районах Алтае-Саянской рудной провинции, тяготеющих к горнорудным предприятиям и экономически освоенных, возможности обнаружения новых легкооткрываемых, т. е. обнаженных на современной дневной поверхности ртутных месторождений уже в значительной мере исчерпаны и дальнейшие поиски должны все в большей степени ориентироваться на обнаружение месторождений закрытого типа и на слепые рудные тела на флангах и глубоких горизонтах известных месторождений. В других районах, где еще есть реальные перспективы обнаружения новых месторождений открытого типа, эффективность поисков снижается из-за плохой обнаженности и труднодоступности этих районов. В обоих случаях для повышения эффективности поисковых работ особенное значение приобретает разработка научно обоснованных прогнозов, для чего, очевидно, необходимо проводить углубленные исследования, направленные на выяснение условий образования ртутных месторождений, в том числе недостаточно ясных и спорных вопросов их генезиса и возраста, и на установление закономерностей их размещения.

В рудном отделе Института геологии и геофизики Сибирского отделения Академии наук СССР такие исследования велись несколько лет. Основными объектами изучения были месторождения Алтае-Саянской ртутной провинции, главным образом Горного Алтая и Тувы. Для сравнения привлекался материал по ртутным месторождениям других ртутных провинций СССР, в связи с чем исполнители работ познакомились с Хай-

дарканским и Чонкойским месторождениями Средней Азии, Никитовским и Славянским месторождениями Донбасса, месторождениями Вышковского района Закарпатской области, некоторыми месторождениями Северо-Востока СССР, Забайкалья и Монголии.

Главным содержанием и целью исследований было изучение оставшихся недостаточно разработанными или спорными вопросов генезиса ртутных месторождений, необходимых для обоснования прогнозов на ртутные руды, способствующих повышению эффективности геологопоисковых и разведочных работ. Наиболее детально работы были выполнены на лучше разведанных месторождениях, характерных для выделяемых нами формационных и минеральных типов месторождений. Особенное внимание было обращено на углубленное изучение минералогии руд и всесторонний анализ дорудных и сопровождающих оруденение метасоматитов. Широко использовались термобарометрические исследования газово-жидких включений в минералах руд, давшие новую информацию о физико-химических условиях рудообразования. Они позволили ближе подойти к решению неясных вопросов генезиса ртутных месторождений.

Результаты исследований по отдельным вопросам отражены в публикациях авторов. Наиболее полное изложение их впервые приводится в данной работе, которая представляет собою коллективный труд. Минералогические исследования выполнены В. И. Васильевым, изучение метасоматитов — И. П. Щербанем, характеристика Алтае-Саянской ртутной провинции и рудных зон, описание большинства типовых месторождений, разработка вопросов генезиса и возраста ртутных месторождений — В. А. Кузнецовым и А. А. Оболенским. Распределение разделов между авторами указано в оглавлении. В сборе и обработке материалов данной работы участвовали также научные сотрудники института Б. Н. Лапин, Л. А. Михалёва, И. Н. Широких, А. С. Борисенко. В полевых исследованиях на некоторых месторождениях принимали участие геологи производственных организаций, в том числе В. А. Зыбин, А. Е. Корнев, В. Н. Гречищева, Н. С. Анастасиев, О. К. Гречищев, З. С. Россихина и др. Аналитические работы выполнены в лабораториях Института геологии и геофизики СО АН СССР, исполнители каждого вида анализов указаны в соответствующих местах текста работы.

Графические материалы оформлены В. В. Скорицкой, микрофотографии сделаны С. Г. Мотриным. Всем товарищам, способствовавшим выполнению работы, авторы выражают искреннюю признательность.

I. ВОПРОСЫ СИСТЕМАТИКИ РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ. ФОРМАЦИОННЫЙ МЕТОД АНАЛИЗА. РТУТНЫЕ ФОРМАЦИИ

Для группировки ртутных месторождений, так же как для рудных месторождений вообще, применяются различные методы. Широко известно разделение рудных, и в том числе ртутных, месторождений на генетические группы, или типы. Как установлено трудами многочисленных исследователей (С. Кристи, Г. Беккер, И. Кнокс, Р. Дрейер, Э. Бейли, Д. Уайт, А. А. Сауков, В. И. Смирнов, В. Э. Поярков, Е. Е. Захаров, В. П. Федорчук и др.), практически все ртутные месторождения мира принадлежат к одному генетическому типу гидротермальных низкотемпературных месторождений. В некоторых систематиках рудных месторождений ртутные месторождения относятся к группе эпитермальных (Линдгрен, 1934; Парк, Мак-Дормид, 1966).

В классификационной системе П. Ниггли (1933) месторождения ртути и сурьмы отнесены к группе вулканических или близповерхностных месторождений. И. Г. Магакьян (1955) выделил две группы ртутных месторождений: а) сформированных на умеренных глубинах, связанных с умеренно кислыми гранитоидными очагами, не вскрытыми на поверхности, и б) образованных на малых глубинах в приповерхностных условиях в связи с вулканической деятельностью и горячими минеральными источниками. В. И. Смирнов (1965, 1967) относит ртутные месторождения к группам телетермальных и вулканогенных гидротермальных месторождений. В. А. Кузнецов (1972_1) выделяет три генетические группы: а) вулканогенную гидротермальную группу месторождений, образованных в приповерхностных условиях в областях синхронного вулканизма; б) эпитермальную (плутоногенно-гидротермальную) группу месторождений, сформировавшихся в условиях небольших глубин вне областей синхронного вулканизма, обычно обнаруживающих связь с крупными разломами и проявлениями глубинного магматизма в виде дайковых комплексов пород щелочно-основного состава; в) телетермальную группу месторождений, не обнаруживающих связи ни с проявлениями магматизма, ни с глубокими разломами.

Наряду с группировкой ртутных месторождений по генетическим типам, существует ряд схем систематики месторождений, основанных на структурно-морфологических особенностях. В. М. Крейтер выделял два промышленных типа ртутных руд: а) пластообразные рудные залежи и б) трещинные жилы, мелкие гнезда и брекчированные зоны. В. И. Смирнов и Л. М. Рыженко (1958) подразделяли рудные тела ртутных месторождений на пластовые залежи; минерализованные зоны дробления; жилы, локализующиеся в одиночных трещинах, и гнезда, связанные с различными структурами.

Известны, кроме того, схемы систематики месторождений ртути, в основу которых положены представления о глубинности рудообразования и сведения о формационном типе рудовмещающих толщ (Поярков, 1962). В. П. Федорчук предложил схему группировки ртутных месторож-

дений по генетически-промышленным типам, в которой в известной степени использованы наши предложения о выделении в качестве наиболее дробной единицы классификации минеральных типов месторождений и руд составных частей рудных формаций. Как важнейшие промышленные типы месторождений ртути выделяются кварц-диккитовый, карбонатный, джаспероидный, лиственитовый, карбонатно-полиаргиллитовый и др. (Федорчук, 1974).

Рациональность группировки рудных месторождений на основе выделения генетических групп, структурных и промышленно-генетических типов не вызывает сомнений и подтверждается практикой. Вместе с тем нам представляются особенно перспективными применение метода формационного анализа при расчленении и систематике рудных месторождений и выделение рудной формации в качестве основы систематики.

Как известно, после работ В. А. Обручева (1928), М. А. Усова (1933) и особенно С. С. Смирнова (1937, 1947) понятие о рудной формации вошло в литературу и стало довольно широко применяться в систематиках месторождений олова (С. С. Смирнов, Е. А. Радкевич и др.), молибдена (Н. А. Хрущов), железных руд и т. д. Известны опыты разработки на формационной основе общих классификаций рудных месторождений (Е. Е. Захаров, И. Г. Магакьян). Большой интерес в этом отношении представляют работы Д. И. Горжевского, Р. М. Константинова. Нами в ряде работ рассматривались различные аспекты применения формационного метода к анализу эндогенных рудных месторождений (Кузнецов, 1966, 1972_2; Кузнецов, Дистанов, Оболенский и др., 1966, $1972_{1,2}$; и др.).

В основе формационного метода анализа рудных месторождений лежит выделение рудных формаций. В качестве рудных формаций мы, как и большинство исследователей, вслед за С. С. Смирновым выделяем группы рудных месторождений близкого минерального состава, принадлежащих к одному генетическому типу и образующихся в сходных геологических условиях. При этом мы учитываем структурные условия, литологический состав вмещающих пород и характер околорудных метасоматитов, однако в основу выделения рудных формаций должны быть прежде всего положены признаки, заключающиеся в самих месторождениях, поддающиеся непосредственному изучению, в первую очередь — вещественный состав руд.

Примером конкретных рудных формаций, выделенных в свое время С. С. Смирновым, явились касситерит-кварцевая и касситерит-сульфидная рудные формации, причем, как известно, выделение последней, наиболее важной в промышленном отношении, имело большое практическое значение. В литературу давно вошли представления о золото-серебряной, медно-никелевой сульфидной, хромитовой и многих других рудных формациях.

Выделение и изучение рудных формаций — первый этап исследований, опирающихся на формационный метод. Следующие, более сложные, этапы — установление пространственных и парагенетических ассоциаций рудных формаций, установление и изучение генетических рядов рудных формаций или рудных комплексов, а также установление тех или иных форм связи последних с магматическими комплексами, метаморфическими сериями и т. д. Таким образом, выяснение вопросов генезиса и генетических связей с магматизмом представляет собой одну из задач формационного анализа.

В связи с этим следует отметить ошибочность позиции тех исследователей (Кормилицын, 1968), которые, во-первых, вносят путаницу в терминологию и называют рудными формациями сложные по составу группы месторождений различных генетических типов (их С. С. Смирнов, а за ним Ю. А. Билибин называли рудными комплексами), а во-вторых, в основу выделения подобных «рудных формаций» кладут гипотетические представления о генезисе и генетических связях рудных месторождений с теми или

иными магматическими комплексами. Как мы уже отмечали (Кузнецов, 1972_2), эти представления должны быть задачей, а не средством формационного анализа рудных месторождений.

Обращаясь к ртутным месторождениям, следует отметить, что имеются примеры разделения ртутных месторождений на ртутные формации (Магакьян, 1955, 1967; Смирнов, Рыженко, 1958; Захаров, 1953; Федорчук, 1961, 1964). Нами были разработаны схемы систематики ртутных месторождений Сибири и Дальнего Востока на формационной основе. Группы месторождений в них делятся на формации, субформации и минеральные типы, причем последние отражают частные особенности условий и среды рудообразования, особенно литологический состав вмещающих пород, влияющий на состав нерудных минералов ртутных руд (В. А. Кузнецов, 1964, 1968; Кузнецов, Оболенский, Васильев, 1966). Следует отметить, что принципы этой систематики ртутных месторождений были использованы другими исследователями. Так, для месторождений юга Дальнего Востока подобная систематика была разработана З. В. Сидоренко (1968). На той же основе построены систематики ртутных месторождений Северо-Востока СССР (Бабкин, 1968), Корякско-Камчатской рудной провинции (Титов, Тарасенко, 1968) и других районов.

Месторождения ртути разделяются на собственно ртутные и комплексные ртутьсодержащие, в которых ртуть является примесью в рудах. Практическое значение имеют и рассматриваются в дальнейшем только собственно ртутные месторождения.

Ртутные месторождения мы разделяем на две **рудные формации**: а) ртутную, в которую входят месторождения эпитермальной и телетермальной генетических групп, развитые вне областей синхронного с оруденением вулканизма, и б) опалитовую ртутную, включающую вулканогенные месторождения, развитые в областях синхронного вулканизма и гидротермальной деятельности.

Для р т у т н о й формации характерны в составе руд: главный рудный минерал — киноварь, второстепенные — антимонит, реальгар, аурипигмент, блеклые руды; нерудные — карбонаты, кварц, флюорит, барит. Околорудные гидротермальные изменения — окремнение, аргиллизация, баритизация, доломитизация. Ртутная формация нередко ассоциирует с флюоритовой, сурьмяной, мышьяковой (реальгаровой), образуя мышьяково-сурьмяно-ртутный комплекс.

О п а л и т о в а я р т у т н а я формация отличается более сложным минеральным составом руд. Кроме киновари, антимонита, реальгара, аурипигмента, метациннабарита, здесь нередки сульфосоли серебра, серебро, серебристое золото, сфалерит, халькопирит. В числе нерудных минералов — опал, алунит, каолинит, гипс, сера, барит, цеолиты, твердые углеводороды. Околорудные гидротермальные изменения вмещающих пород — опализация, аргиллизация, алунитизация, вторичные кварциты. Характерна ассоциация опалитовой ртутной формации с серной и золото-серебряной формациями.

По особенностям минерального состава руд и относительно повышенному содержанию в рудах сурьмы и мышьяка обе формации могут быть разделены на субформации: собственно ртутную, сурьмяно-ртутную и мышьяково-ртутную. Кроме того, по особенностям состава руд, главным образом по составу нерудных минералов, выделяются еще более дробные группы, которые называются минеральными типами месторождений.

В составе ртутной формации, по материалам из различных рудных провинций СССР и, частично, зарубежным данным, выделяются следующие минеральные типы (Кузнецов, 1972_1; Металлогения ртути, 1976):

а) кварц-флюорит-киноварный (джаспероидный), представленный наиболее широко в Средней Азии, в частности Хайдарканским месторождением. Ему свойственно предрудное окремнение вмещающих пород, главным образом известняков, с образованием джаспероидов. Характерно обилие

флюорита и значительное количество антимонита. Рудными телами являются субпластовые залежи джаспероидных брекчий. Главные рудные минералы — киноварь, антимонит, среди второстепенных отмечаются — пирит, арсенопирит, блеклые руды, гетчелит, ливингстонит, золото, галенит, сфалерит, реальгар, аурипигмент;

б) магнезиально-карбонатно-киноварный (лиственитовый) тип, впервые выделенный в Алтае-Саянской провинции, представлен Чаганузунским и Чазадырским месторождениями. К тому же типу относятся Чонкойское месторождение в Средней Азии, Тамватнейское в Корякско-Камчатской провинции, Агятагское на Кавказе, Нью-Альмаден в Калифорнии (США);

в) карбонатно-киноварный тип представлен Акташским и Сарасинским месторождениями в Горном Алтае, Сымапским — в Средней Азии и др.

г) кварц-диккит-киноварный тип. К нему относятся Курайское месторождение и некоторые рудопроявления Горного Алтая, а в других рудных провинциях — Никитовское в Донбассе, ряд месторождений Северо-Западного Кавказа, Палянское на Чукотке и др.;

д) баритово-киноварный тип. В пределах Алтае-Саянской области к нему отнесены Терлигхайское месторождение в Туве и Орлиногорское на Салаире.

В составе опалитовой ртутной формации выделяются в качестве минеральных типов:

а) опалитово-киноварный (месторождения Опалит в США, Чемпура на Камчатке);

б) травертиновый (Узон и Апапель, Камчатка);

в) кварц-диккит-киноварный (месторождения Вышковского района Закарпатской провинции).

Как уже отмечалось выше, некоторые группы месторождений, выделенные в тот или иной минеральный тип, могут рассматриваться как промышленно-генетические типы месторождений. Более полная характеристика минеральных типов ртутных месторождений приводится ниже, при описании месторождений Алтае-Саянской ртутной провинции.

II. ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ РУДНОЙ ПРОВИНЦИИ. МЕСТО РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В СХЕМЕ ЕЕ РАЗВИТИЯ

Алтае-Саянская провинция весьма сложного профиля. Вопросы металлогении области рассматривались В. А. Обручевым, М. А. Усовым, Ф. Н. Шаховым, А. Я. Булынниковым, В. П. Нехорошевым, В. А. Уиксовым, А. Л. Додиным, В. А. Кузнецовым и многими другими исследователями. Алтае-Саянская область относится к регионам весьма сложного гетерогенного строения и многоэтапного полициклического развития (Кузнецов, 1967). Здесь проявлены магматизм и эндогенное оруденение трех тектономагматических циклов: байкальского (протерозойского), салаиро-каледонского и герцинского; кроме того, область испытала позднегерцинскую и мезозойскую магматическую и металлогеническую активизацию.

С байкальским (протерозойским) циклом, металлогения которого еще недостаточно изучена, связано формирование складчато-глыбовых структур Восточного Саяна и востока Тувы. Наиболее четко с этим этапом связано образование метаморфогенных железорудных месторождений и

золота в метаморфических зеленокаменных и черносланцевых толщах, а также слюдоносных и редкометальных гранитовых пегматитов.

Наиболее важен для металлогении области салаиро-каледонский цикл, или этап, включающий период от позднего докембрия до середины девона. В раннюю салаирскую стадию (поздний докембрий — средний кембрий) ложем в большей части Алтае-Саянской области была кора океанического типа с сравнительно тонкой и прерывистой сиалической оболочкой и относительно неглубоким залеганием мантийного субстрата, что определило широкое развитие здесь основного вулканизма и внедрение основных и ультраосновных интрузий, а также фемический профиль эндогенной металлогении этого этапа. С этим этапом связаны консолидация складчатых структур запада Восточного Саяна, Тувы, Кузнецкого Алатау, Горной Шории и востока Горного Алтая, образование многочисленных месторождений железных руд вулканогенно-осадочного и скарнового формационных типов, известных в Восточном и Западном Саянах и в Горной Шории, золоторудных месторождений золото-сульфидной, скарновой и золото-кварцевой формаций (Ольховское, Берикульское, Коммунаровское и др.) и колчеданно-полиметаллических месторождений вулканогенного типа (Кызыл-Таштыгское в Туве). С собственно каледонским этапом (ордовик — силур) связаны накопление флишоидных толщ, формирование на всей территории области континентальной коры, развитие гранитоидных интрузий, консолидация складчатых структур Западного Саяна и Горного Алтая, а также образование месторождений золота, вольфрама и молибдена, редких металлов скарнового, штокверкового и жильного типов.

В герцинском цикле (средний девон — поздний палеозой) продолжалось геосинклинальное развитие в центральной и западной частях Горного Алтая, Салаира и Колывань-Томской зоны. В конце цикла были сформированы складчатые структуры этих районов, оформились прогибы — Тувинский, Минусинский и Кузнецкий — и закончилась консолидация всей Алтае-Саянской области. С девонским вулканизмом в пределах Горного Алтая связаны образование железорудных гематитовых месторождений и проявления полиметаллической минерализации, с позднедевонскими и нижнекарбоновыми интрузиями габбро и несколько более поздних гранитоидов — месторождения железных руд (Холзунское, Инское и др.) и титаномагнетитов (Харловское). С малыми диабазовыми интрузиями Салаира близкого возраста связываются колчеданно-полиметаллические месторождения, с гранитными интрузиями средних стадий герцинского цикла — месторождения вольфрама, молибдена и редких металлов скарнового, грейзенового и кварцево-жильного типов в Горном Алтае, с дайковыми диабазовыми комплексами поздних стадий герцинского цикла — арсенидно-медно-висмут-кобальтовая, свинцово-цинковая, флюоритовая и другие минерализации.

Как уже отмечено, в пределах Алтае-Саянской складчатой области проявились процессы позднегерцинской и мезозойской тектономагматической и металлогенической активизации.

По-видимому, герцинской активизацией каледонид должно быть обусловлено появление среди древних структур востока Алтае-Саянской области позднепалеозойских (по данным абсолютной геохронологии) основных интрузий Торгалыкского комплекса, сопровождающихся скарновыми месторождениями гематитовых руд и арсенидно-висмут-кобальтовым оруденением, а также базитов и ультрабазитов Белозиминского комплекса, сопровождающегося редкометальными карбонатитами.

Особое значение имел мезозойский этап тектономагматической активизации палеозойских структур. Он проявился как этап сводово-глыбовых поднятий, подновления ранее заложенных разломов, особенно зон глубинных разломов, с образованием вдоль них систем приразломных прогибов — грабенов с толщами сохранившихся в них позднепалеозойских и юрских континентальных угленосных отложений. Он сопровождался появлением

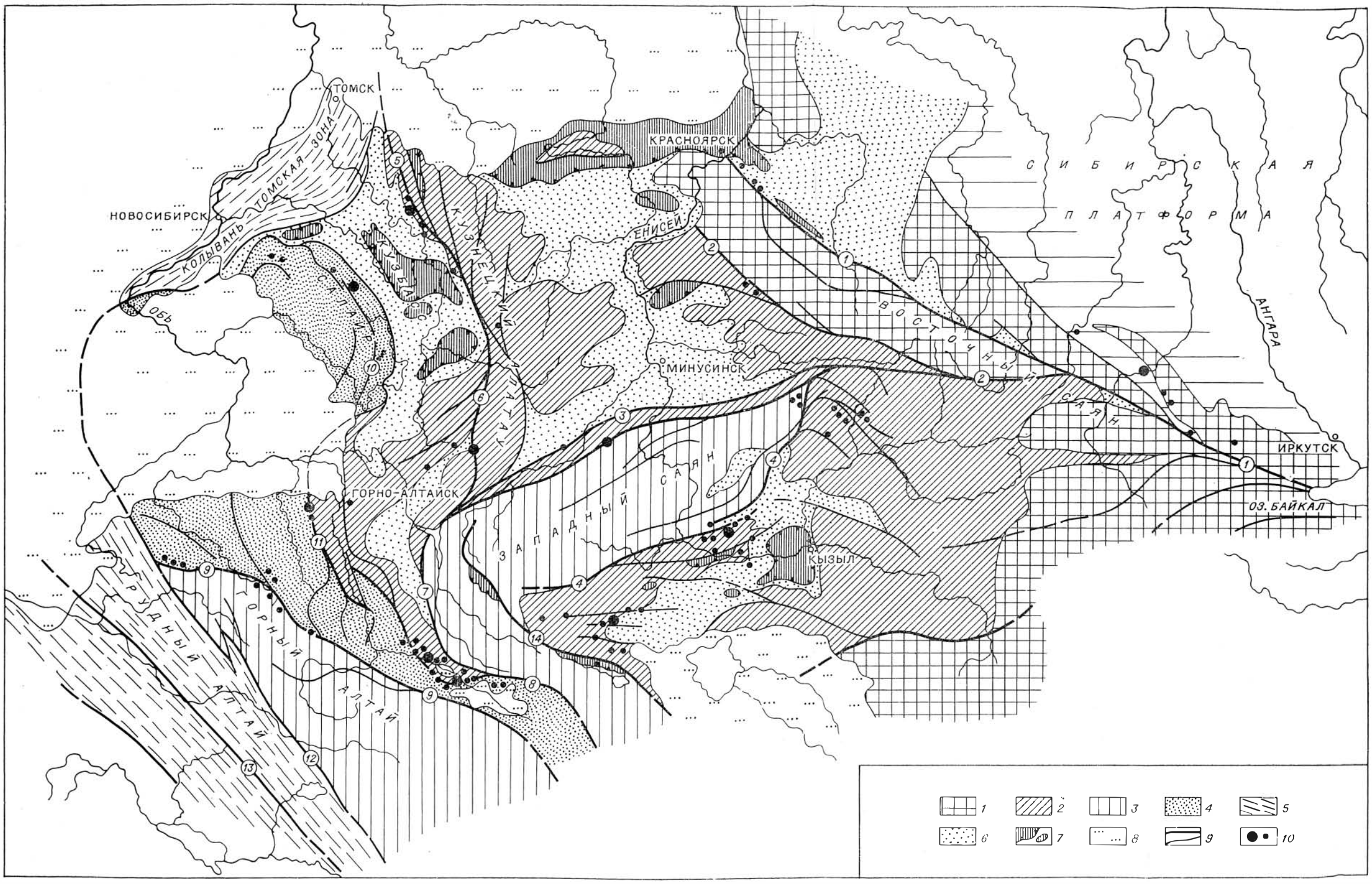


Рис. 1. Схема Алтае-Саянской ртутной провинции (по В. А. Кузнецову).

1 — байкалиды — позднепротерозойские складчато-глыбовые структуры южного обрамления Сибирской платформы; *2* — ранние каледониды (салириды); *3* — каледонские складчатые структуры; Западного Саяна и Горного Алтая; *4* — каледонско-герцинские складчатые структуры Горного Алтая и Салаира; *5* — герцинские складчатые структуры Рудного Алтая и Колывань-Томской зоны; *6* — герцинские прогибы; *7* — мезозойские (юрские) прогибы; *8* — кайнозойские прогибы; *9* — разломы главные и второго порядка; *10* — ртутные месторождения и рудопроявления. Разломы: 1 — Главный Восточно-Саянский; 2 — Спешно-Казырский; 3 — Саяно-Минусинский; 4 — Саяно-Тувинский; 5 — Кузнецкий; 6 — Ташелгино-Кондомский; 7 — Чокракский; 8 — Курайский; 9 — Чарышско-Теректинский; 10 — Салаирский; 11 — Сарасинский; 12 — Северо-Восточная зона Рудного Алтая; 13 — Иртышский; 14 — Шапшальский.

в ряде районов дайковых комплексов диабазов и лампрофиров, щелочно-основных производных глубинных магматических очагов. С этим этапом связывается флюорит-барит-сидеритовая минерализация в Туве.

Позднегерцинской и мезозойской активизацией обусловлено ртутное и сурьмяное оруденение и сопутствующие ему баритовая, флюоритовая и блекловорудная минерализации.

Таким образом, металлогенический облик Алтае-Саянской рудной провинции оказывается особенно сложным, что, очевидно, было вызвано ее весьма длительным многоэтапным и полициклическим развитием. Полицикличность (бицикличность) особенно четко проявилась на Салаире и в западной части Горного Алтая, которые испытали геосинклинальное развитие дважды: в каледонском и герцинском этапах.

Для Алтае-Саянской рудной провинции в целом наиболее характерна ассоциация эндогенных месторождений железа, золота, свинца, цинка, молибдена, ртути, для отдельных рудных районов, кроме того — месторождения титана, кобальта, меди, никеля, хрома, вольфрама, фтора. Алтае-Саянская провинция в целом отличается от многих рудных провинций СССР, обнаруживая сходство с районами соседнего Казахстана, и может быть отнесена к сиалическо-фемическому типу рудных провинций.

Есть много оснований считать, что подавляющее большинство эндогенных месторождений Алтае-Саянской рудной провинции и особенно типоморфных для нее месторождений железа, золота и других металлов, генетически и парагенетически связывается с производными глубинного подкорового магматизма или с деятельностью глубинных рудогенерирующих очагов. Для этой провинции менее характерны месторождения, связанные с производными внутрикоровых гранитоидных магм — олова, вольфрама, редких металлов. По-видимому, металлогеническая специализация Алтае-Саянской рудной провинции определяется главным образом особенностями глубинных подкоровых магматических и иных рудогенерирующих очагов и в меньшей мере явлениями мобилизации вещества в процессах магмообразования и при постмагматических гидротермальных процессах (Кузнецов, 1967).

Обращаясь к вопросу о закономерностях размещения эндогенного оруденения в пределах Алтае-Саянской рудной провинции, необходимо отметить следующие основные положения.

На рис. 1 приведена структурно-металлогеническая схема Алтае-Саянской рудной провинции, где показано размещение различных по времени консолидации складчатых структур, которые характеризуются преимущественным развитием определенных рудных формаций. Следует иметь в виду, что схема размещения рудных формаций значительно усложняется наложениями на поля развития ранних рудных формаций более поздних рудных комплексов и формаций, связанных с явлениями повторного геосинклинального развития некоторых частей провинции, а также с явлениями тектономагматической и металлогенической активизации.

Необходимо отметить региональную зональность размещения площадей эндогенного оруденения, хотя и осложненную явлениями наложений.

На крайнем востоке Алтае-Саянской области, вдоль окраины Сибирской платформы, выделяются блоки краевых поднятий фундамента платформы, сложенные архейскими и протерозойскими кристаллическими сланцами с слюдоносными пегматитами.

К окраине платформы примыкает байкальская (протерозойская) складчато-глыбовая система. Это — метаморфические толщи протерозоя и терригенно-карбонатные толщи рифея с докембрийскими гранитоидами, а также с наложенными каледонскими и герцинскими основными и кислыми интрузиями. Для этих структур характерны метаморфогенные месторождения железа, золота, слюдоносные и редкометалльные пегматиты. С наложенными щелочными интрузиями связаны месторождения редких металлов. Вдоль разломов проявляется ртутная минерализация.

В центральной части Алтае-Саянской области (юго-западная окраина Восточного Саяна, восточная часть Тувы и Восточный Танну-Ола, Кузнецкий Алатау, Горная Шория и часть Восточного Алтая), располагаются складчато-глыбовые структуры, сформированные в раннекаледонском (салаирском) этапе развития области. Это в основном эффузивно-осадочные и карбонатные толщи позднего протерозоя, рифея и раннего кембрия и интрузивные комплексы гипербазитов, габброидов, гранитоидов; месторождения железных руд, золота, титана, никеля, хрома, асбеста, меди, молибдена, вольфрама; наложенные позднекаледонские и герцинские интрузии и оруденение (железо, кобальт и др.).

Далее выделяются зоны собственно каледонской стабилизации (Западный Саян, восточная часть Горного Алтая). Для них наиболее характерны флишоидные терригенные толщи кембрия — ордовика и силура и гранитоидные интрузии. Здесь ограниченно развиты рудные формации, типичные для салаирид, и более широко — пегматитовые редкометальные и вольфрамово-молибденовые рудопроявления.

Еще дальше к западу размещаются зоны длительного каледонско-герцинского (бициклического) развития (центральная и западная части Горного Алтая, Салаир). Это переходные зоны от каледонид и байкалид востока Алтае-Саянской области к герцинидам Зайсанской системы, сложенные частично теми же формациями, что и собственно каледонские, т. е. кембрийскими эффузивно-осадочными и кембро-ордовикскими флишоидными терригенными формациями с кембрийскими гипербазитами (Салаир) и каледонскими гранитоидными интрузиями (Горный Алтай). Вместе с тем здесь, особенно в геосинклинальных структурах (Ануйско-Чуйская зона), широко развиты геосинклинальные девонские эффузивно-сланцевые формации и герцинские габброидные, прежде всего гранитные интрузии (см. рис. 1).

В зонах каледонско-герцинской минерализации развиты каледонские рудные формации: хромитовая и никелевая (силикатные руды Южного Салаира), кварц-золоторудная (Салаир) и гидротермальная кварц-вольфрамитовая (Восточный Алтай). Для Салаира особенно характерна колчеданно-полиметаллическая формация, связанная с позднекаледонскими или герцинскими малыми интрузиями, производными основных магм в зонах глубинных разломов. В Горном Алтае широко развиты герцинские рудные формации (вулканогенно-осадочная гематитовая, скарновая магнетитовая, мышьяково-висмут-кобальтовая, колчеданно-полиметаллическая и другие) и особенно связанные с герцинскими гранитоидами формации — скарновая и пегматитовая редкометальные и кварцево-вольфрам-молибденовая гидротермальная. Последние определяют положение вольфрам-молибденового рудного пояса Горного Алтая, который, как известно, далее к юго-западу, уже за пределами Алтае-Саянской области, сменяется колчеданно-полиметаллическим поясом Рудного Алтая, а еще далее — золоторудным и оловянно-вольфрамовым поясами Калбы (Нехорошев, 1966).

Среди салаирских, каледонских и герцинских складчатых структур располагаются герцинские и мезокайнозойские прогибы различных типов: Минусинский, Тувинский и Кузнецкий, а также менее крупные, но имеющие существенное значение для металлогении ртути, приразломные прогибы: Казанышский в Горной Шории, Уйменско-Лебедской в Горном Алтае, Шапшальский (Каргинский) в Юго-Восточном Алтае и Юго-Западной Туве (см. рис. 1, 2).

В ряде прогибов имеются проявления базальтоидного магматизма, аналогичного траппам Сибирской платформы. В Тувинском прогибе среди позднедевонских толщ известны интрузии габбро и граносиенитов. Значительно интенсивнее проявился магматизм и ассоциирующее с ним эндогенное оруденение в разломах, ограничивающих эти прогибы, и в тех из них, которые четко проявляются только в фундаменте прогибов. В таких

разломах, испытавших иногда послеюрские подновления, установлены проявления эндогенной минерализации, в том числе медно-кобальт-висмутового оруденения (Юго-Восточный Алтай, Тува), эпитермального барит-флюорит-сидеритового оруденения (Тува), эпитермальной золото-серебряной минерализации (Горная Шория), баритово-блекловорудной минерализации в юрских толщах (Юго-Западная Тува) и, наконец, сурьмяно-ртутного оруденения. Отсюда следует, что:

а) ртутное (и сурьмяно-ртутное) оруденение в Алтае-Саянской рудной провинции ближе всего ассоциирует с проявлениями эпитермальной минерализации — сидерит-барит-флюоритовой, барит-блекловорудной, барит-свинцово-цинковой, арсенидно-медно-висмут-кобальтовой;

б) ртутное и ассоциирующее с ним оруденение проявляется на самых поздних стадиях развития складчатой области в связи с процессами позднегерцинской и мезозойской активизации каледонских и герцинских складчато-глыбовых структур;

в) ртутное и сопутствующее ему оруденение в Алтае-Саянской рудной провинции проявилось на сложном «геохимическом фоне» предшествующей магматической деятельности и эндогенного оруденения преобладающего фемического профиля.

Весьма важен вопрос о возможной причинной связи особенностей металлогении Алтае-Саянской ртутной провинции с глубинным строением земной коры. Известно, что некоторые ртутные провинции (Донецкая, Закарпатская) характеризуются положительными гравитационными аномалиями. Однако для Алтае-Саянской складчатой области геофизических данных для выяснения этого вопроса еще недостаточно, хотя имеются материалы, свидетельствующие о том, что некоторые зоны глубинных разломов, контролирующих ртутное оруденение, фиксируются геофизическими аномалиями и являются ступенями в современных уровнях поверхности Мохоровичича (Тектоника и глубинное строение..., 1973).

Как уже было отмечено, в строении Алтае-Саянской складчатой области и размещении производных магматизма и эндогенного оруденения большую роль играют глубинные разломы. Среди них важное значение имеет система разломов, которая составляет Кузнецко-Алтайский пояс. В ее составе на севере выделяется Кузнецкий разлом, отделяющий массив Кузнецкого Алатау от впадины Кузбасса. Его южное продолжение — — Ташелгино-Кондомский разлом, пересекающий структуры Горной Шории и дальше — разломы Горного Алтая, включая Сарасинский, Кадринский и Курайский. Кроме того, важнейшее значение имеют Саяно-Минусинский, Саяно-Тувинский и Главный Восточно-Саянский разломы.

Особенный интерес как структуры, контролирующие эндогенное оруденение, вызывают сложные зоны глубинных разломов, сформировавшихся, по-видимому, еще на ранних стадиях развития складчатой области, сопровождающиеся офиолитовыми комплексами раннего кембрия и цепями гипербазитовых массивов, т. е. зоны разломов, в которых можно предполагать древние тектоногены, или сейсмофокальные зоны Беньоффа, сохранившие некоторую мобильность на поздних стадиях развития области и особенно испытавшие позднейшие, в том числе позднепалеозойские и мезозойские, подновления, активизацию и приобревшие в связи с этим свойства зон повышенной проницаемости.

Известны примеры локализации эндогенного оруденения различных типов в зонах глубинных разломов. Так, в Ташелгино-Кондомской зоне разлома и ее ответвлениях в Горной Шории локализуются магнетитовые месторождения вулканогенно-осадочного и скарнового формационных типов нижнепалеозойского возраста. В известной Северо-Восточной зоне смятия, т. е. зоне разломов, отделяющих каледониды Горного Алтая от герцинид Рудного Алтая, размещаются и железорудные, и колчеданно-полиметаллические месторождения. Колчеданно-полиметаллические месторождения Салаира также размещаются в пределах кулисно-эшелонной зоны

разломов и смятия вдоль границы Салаира с прогибом Кузбасса. Очень четкая локализация в зонах разломов арсенидно-медно-висмут-кобальтовой минерализации Тувы и юга Горного Алтая. Эти примеры можно было бы продолжить.

Наиболее четко проявляется пространственная связь ртутного и сопутствующего ему эпитермального оруденения с испытавшими позднепалеозойскую и мезозойскую активизацию зонами глубинных разломов.

III. НЕКОТОРЫЕ РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ. РТУТНЫЕ ПОЯСА И ЗОНЫ

Главные факторы, определяющие размещение ртутного оруденения в Алтае-Саянской провинции,— структурные, 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. разрывные структуры крупного масштаба и длительного развития, формирующиеся в зонах максимальной неоднородности земной коры на границах между крупными геотектоническими структурами и, по-видимому, проникающие в пределы верхней мантии Земли. Как уже отмечено, к числу таких рудоконтролирующих структур относятся зоны раннепалеозойских эвгеосинклинальных трогов, выполненных офиолитовыми комплексами с цепями гипербазитовых массивов, т. е., по-видимому, древние сейсмофокальные зоны Беньоффа, испытавшие позднейшие, в том числе позднегерцинские и мезозойские, подновления, активизацию и приобревшие в связи с этим свойства зон повышенной проницаемости. Эти структуры являются рудопроводящими, причем роль рудовмещающих структур чаще всего играют сопряженные с ними разломы второго и последующего порядков. В некоторых случаях зоны региональных разломов являются и рудовмещающими. В связи с этим ряд региональных разломов приобретает характер ртутных зон линейного типа, вдоль которых размещаются цепи ртутных месторождений и рудопроявлений.

В Алтае-Саянской ртутной провинции выделяются следующие важнейшие ртутные зоны (рис. 2). Кузнецкая зона — вдоль одноименной зоны разломов, отделяющих герцинский и мезозойский прогиб Кузбасса от глыбового массива Кузнецкого Алатау. С нею связаны Пезасское, Белоосиповское и другие месторождения и рудопроявления. Салаирская зона — в западном обрамлении прогиба Кузбасса. С ней связаны Орлиногорское и Мавринское месторождения. На южном продолжении тех же зон в Горной Шории располагается Ташелгино-Кондомская зона с Сайзакским и другими рудопроявлениями, а в северной части Горного Алтая — Сарасинская зона с одноименными рудопроявлениями. Еще далее к югу кулисно по отношению к Сарасинской располагается известная Курайская ртутная зона с Акташским, Чаганузунским и другими месторождениями и рудопроявлениями. Следующей кулисой той же системы является Чарышско-Теректинская зона с рядом рудопроявлений сурьмы и ртути. Все эти зоны в целом образуют Кузнецко-Алтайский ртутный пояс, прослеживающийся, таким образом, на территории СССР на протяжении около 1000 км и продолжающийся далее на юго-восток на смежную территорию Монголии. Прямыми структурными продолжениями Курайской и Чарышско-Теректинской зон являются соответственно Коблинский и Толбанурский региональные разломы в Западной Монголии, вдоль которых также установлены признаки ртутного оруденения.

Кроме того, в центральной и восточной частях Алтае-Саянской области выделяются следующие ртутные зоны. Саяно-Тувинская зона распо-

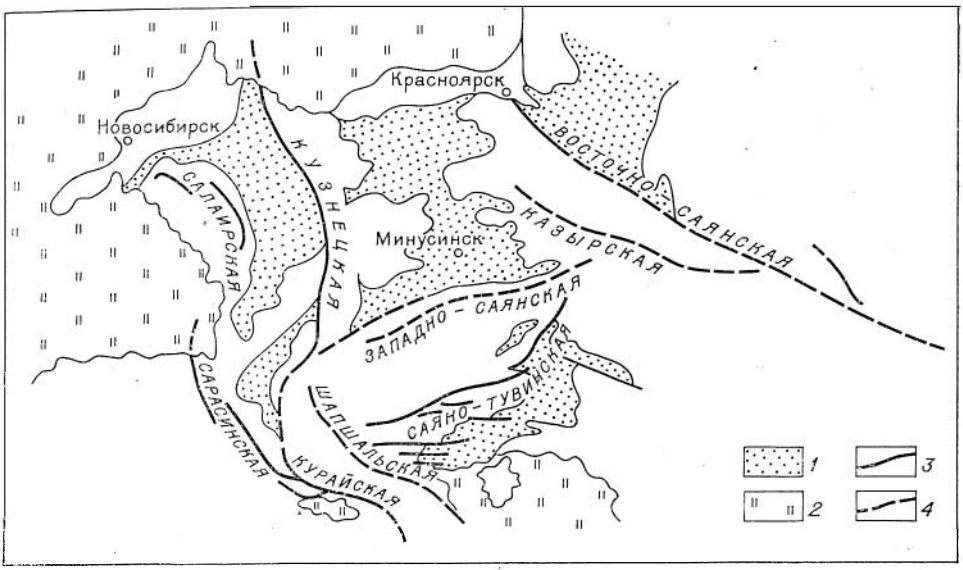


Рис. 2. Размещение ртутнорудных поясов и зон Алтае-Саянской провинции.
1 — позднегерцинские; *2* — кайнозойские прогибы; *3* — ртутные пояса и зоны; *4* — положение вероятных ртутных поясов.

ложена вдоль системы разломов, отделяющих позднепалеозойский и мезозойский Тувинский прогиб от поднятия Западного Саяна. С этой зоной связаны Терлигхайское, Чазадырское и ряд других месторождений и рудопроявлений. Западно-Саянская зона лежит вдоль стыка структур массива Западного Саяна и позднепалеозойского Минусинского прогиба с Бабаковским и другими рудопроявлениями. В структурах Восточного Саяна выделяется ряд зон ртутной минерализации — Главная Восточно-Саянская, Сисимо-Казырская и Ерминско-Горхонская.

Анализ размещения рудопроявлений показывает, что ртутнорудные зоны совмещаются главным образом с теми зонами глубинных разломов, которые ограничивают герцинские унаследованные и наложенные прогибы на каледонском складчатом основании. Характерно также то, что оруденение локализуется чаще в тех разломах, которые испытали не только позднепалеозойские, но и интенсивные глыбовые движения, связанные с тектономагматической активизацией в мезозое и кайнозое, в связи с чем эти разломы иногда хорошо геоморфологически выделяются как зоны проявления неотектоники и современных глыбовых поднятий, вдоль которых происходит формирование междугорных впадин.

Ртутное оруденение в пределах рудных зон распределено крайне неравномерно. Наряду с участками интенсивного оруденения наблюдаются практически безрудные интервалы. Для концентрации оруденения необходимо сочетание локальных геологических и, в первую очередь, структурных факторов. Установлено, что для формирования рудных узлов и рудных полей благоприятное условие — наличие тектонических узлов, положение которых предопределяется кулисным сопряжением параллельных региональных разломов; разветвлением региональных разломов, в частности развитием структур типа «конского хвоста»; резким изгибом разломов, особенно осложненных системами сопряженных разрывных структур второго и более высоких порядков; пологим падением сместителей региональных разломов, особенно надвиговым характером последних; развитием поперечных разломов и т. д.

Необходимое условие для концентрации оруденения и формирования месторождений — наличие структурно-литологических экранов и других благоприятных для рудоотложения структур. Оруденение локализуется

предпочтительнее не в региональных разломах, играющих роль рудоподводящих каналов, а в сопряженных с ними разрывных и трещинных структурах.

Стратиграфические факторы не имеют в условиях Алтае-Саянской области существенного значения для локализации ртутного оруденения. Оно проявляется в различных по геологическому возрасту толщах от докембрия до позднего палеозоя. Литологический состав вмещающих толщ также не играет решающей роли. Ртутное оруденение размещается в разнообразных по литологическому составу толщах. Однако в некоторых случаях на локализацию оруденения положительно влияют карбонатные породы. По-видимому, не случайно многие месторождения Алтае-Саянской провинции размещаются в карбонатных породах. Вместе с тем при неблагоприятной тектонической обстановке, в том числе при отсутствии структурно-литологических экранов, в широких полях карбонатных пород нередко имеет место широкое рассеяние киновари и не происходит достаточной концентрации оруденения.

Наиболее важное условие для концентрации оруденения — проницаемость пород и наличие структурно-литологических экранов. В частности, весьма благоприятная обстановка возникает в тех случаях, когда блоки карбонатных пород соприкасаются с рудопроводящими разломами и перекрываются экранирующими породами, слабопроницаемыми для восходящих рудоносных растворов. Такие условия наблюдаются, например, в Акташском и Чаганузунском районах в Горном Алтае.

Как уже отмечалось, магматический контроль имеет для размещения ртутного оруденения в Алтае-Саянской области ограниченное значение. Совмещение многих проявлений ртутного оруденения с поясами развития гипербазитов — это фактор структурного контроля. Наличие гипербазитов указывает на вероятный глубинный характер соответствующего разлома и может быть косвенным признаком возможного ртутного оруденения. Как показывают наблюдения в ряде районов, отмечается пространственная ассоциация ртутного оруденения с сериями даек щелочных базальтоидов, закономерно размещающихся в зонах тех же глубинных разломов. По-видимому, наличие даек щелочных базальтоидных пород в зонах глубинных разломов может быть одним из косвенных признаков возможного проявления и ртутного оруденения, т. е. поисковым критерием на ртутные руды.

1. КУЗНЕЦКО-АЛТАЙСКИЙ РТУТНЫЙ ПОЯС

Для локализации ртутного оруденения в Алтае-Саянской рудной провинции особенное значение имеет серия региональных разломов, слагающая в целом Кузнецко-Алтайскую зону глубинного разлома и одноименный ртутный пояс (рис. 3). Эта структура в целом прослеживается в субмеридиональном направлении на протяжении свыше 900 км, на севере уходя под мезокайнозойские толщи Западно-Сибирской равнины, а на юго-востоке продолжаясь на территории Монголии. Геологическая позиция пояса определяется тем, что он на значительном протяжении служит границей между древними каледонскими структурами востока Алтае-Саянской складчатой области и испытавшими геосинклинальную перестройку в среднем и позднем палеозое каледонско-герцинскими складчатыми структурами запада Алтае-Саянской области, переходными к Иртышско-Зайсанской герцинской геосинклинальной системе.

Алтае-Кузнецкий пояс слагается серией крупных региональных по масштабу разломов, прослеживающихся на десятки и сотни километров. Важно отметить следующие обстоятельства. Разломы развивались в течение всего палеозоя, о чем свидетельствует сопоставление стратиграфических разрезов тектонических блоков, разделенных разломами. Разломы

характеризуются преимущественно крутопадающими, до вертикальных, сместителями нарушений, что выражается в прямолинейности их линий выходов на карте, независимых от резко расчлененного рельефа. Во многих случаях они испытали позднепалеозойские и мезозойские подновления, о чем свидетельствует наличие грабенов — блоков позднепалеозойских и мезозойских толщ, участвующих в строении зон разломов. В последних локализуются разновозрастные производные магматизма. В некоторых случаях зоны разломов сопровождаются зонами локально проявляющегося метаморфизма пород.

В состав Кузнецко-Алтайского пояса входят следующие (с севера на юг) крупные разломы, контролирующие ртутное оруденение.

Кузнецкий разлом отделяет древний каледонский массив Кузнецкого Алатау от средне-позднепалеозойского прогиба Кузбасса, испытавшего прогибание в мезозое и являющегося впадиной в кайнозое. К востоку от разлома выступают древнейшие толщи Кузнецкого Алатау: карбонатная — рифея, метаморфические — протерозоя и вулканогенно-осадочные — кембрия. К западу в пределах Кузбасса располагаются толщи верхнего девона, нижнего карбона и продуктивные толщи верхнего палеозоя, а иногда непосредственно с толщами кембрия по разломам соприкасаются породы триаса, юры и траппы Кузбасса (в районе р. Пезас, притока р. Нижняя Терсь).

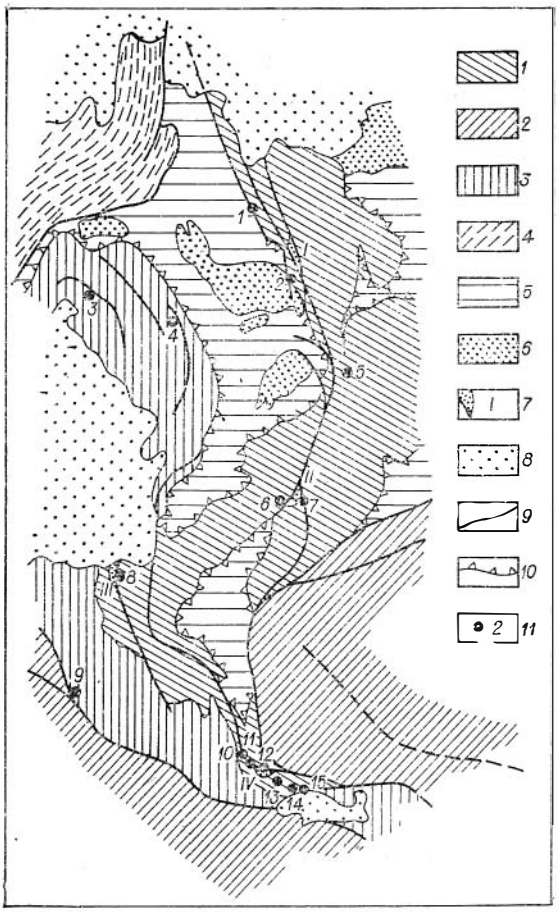


Рис. 3. Схема строения Кузнецко-Алтайского ртутнорудного пояса.

1 — раннекаледонские (салаирские) структуры Кузнецкого Алатау, Горной Шории и Горного Алтая; *2* — каледонские структуры Западного Саяна и Горного Алтая; *3* — каледонско-герцинские структуры Салаира и Горного Алтая; *4* — герцинская складчатая зона (Колывань-Томская); *5* — герцинские прогибы (Кузнецкий, Минусинский, Лебедской); *6* — мезозойские (юрские) толщи в прогибах Кузбасса и Чулымо-Енисейском; *7* — позднегерцинские и мезозойские прпразломные прогибы: I — Тайдонский, II — Верхнекондомский и Казаныхский, III — Сарасинский, IV — Курайский; *8* — кайнозойские толщи окраин Западно-Сибирской равнины; *9* — разломы; *10* — контуры прогибов; *11* — месторождения ртути: 1 — Белоосиповское, 2 — Пезасское; 3 — Мавринское, 4 — Орлиногорское, 5 — Сарыгаинское, 6 — Кочуринское, 7 — Сайзанское, 8 — Сарасинские, 9 — Козульское, 10 — Чубекульское, 11 — Красноворотское, 12 — Акташское, 13 — Курайское, 14 — Чаганузунское, 15 — Красногорское.

В зоне разлома, среди блоков древних толщ, иногда находятся втянутые в зону блоки пород верхнего палеозоя и мезозоя (бассейн р. Тайдон, притока р. Томь), что свидетельствует о том, что формирование зоны разлома продолжалось в мезозое. Разлом имеет довольно сложное кулисно-перистое строение с ответвлениями, раскрывающимися на север. Составляющие разлома прямолинейны, имеют близкие к вертикальным сместители и представляют собой взбросы, взбросо-сдвиги, сбросы. Отсутствие пологих надвигов, как мы знаем, неблагоприятно для концентрации ртутного оруденения. Вдоль зоны Кузнецкого разлома известны различные

древние интрузивные массивы и проявления, по-видимому, древнего, каледонского, оруденения — железорудные месторождения, золото, колчеданное оруденение. Герцинские гранитоидные интрузии и ассоциирующая с ними минерализация не обнаружены.

Интересны геофизические данные о глубинном строении зоны Кузнецкого разлома. По данным ГСЗ, Кузнецкий блок, т. е. прогиб Кузбасса, характеризуется сравнительно неглубоким залеганием поверхности Мохоровичича — около 38 км. Под Кузнецким Алатау поверхность Мохо располагается на глубине 48—49 км. Следовательно, Кузнецкий разлом фиксирует резкую ступень в поверхности Мохо порядка 10 км, что подтверждает справедливость отнесения разлома к категории глубинных (Тектоника и глубинное строение..., 1973, с. 49).

В зоне Кузнецкого разлома известны два месторождения ртути (Пезасское и Белоосиповское) и ряд рудопроявлений, в связи с чем этот разлом представляет собою линейную ртутнорудную зону. Следует отметить, что Кузнецкая ртутная зона еще недостаточно изучена в связи с неблагоприятными условиями обнаженности, залесенности и т. д., поэтому есть реальные перспективы обнаружения новых рудопроявлений.

Пезасское месторождение (Кузнецов, 1939_2) приурочено к одному из разломов, составляющих зону Кузнецкого глубинного разлома, и располагается среди карбонатной толщи рифея в зоне дробления. Рудой является тектоническая брекчия известняков и кварцитов, в цементе которой развиты киноварь, пирит, лимонит, кварц, железистый карбонат.

В ближайших окрестностях обнаружены рудопроявления по р. Кучумонда. В одном участке минерализация размещается в гидротермально измененных порфиритах девона, в другом — в тектонической зоне на контакте между окремненными аргиллитами и испытавшими лиственитизацию серпентинитами.

Белоосиповское месторождение расположено в толще эффузивов и песчаников среднего девона и приурочено к секущему эту толщу дайковому телу порфиритов и к послойной брекчии. Характеристика этого месторождения приводится ниже.

Кроме указанных проявлений ртутного оруденения, расположенных непосредственно в зоне разлома, известны рудопроявления в сопряженных с главным разломом разрывных структурах второго порядка. Так, с Усинским разломом, расположенным в глубине Кузнецкого Алатау, связано Саргаинское рудопроявление. Оруденение в нем размещается в пределах кондомской свиты нижнего кембрия, локализуясь главным образом вдоль контакта черных битуминозных сланцев и мраморизованных известняков. В составе руд отмечены киноварь, самородная ртуть (в черных сланцах), пирит, антимонит, карбонаты, кварц. Околорудные изменения — окварцевание и карбонатизация.

В заключение следует отметить признаки ртутной минерализации в виде ореолов рассеяния вдоль трещинных зон, сопряженных с зоной Кузнецкого разлома, секущих продуктивную верхнепалеозойскую и юрскую толщи Кузбасса. Этот факт, установленный в последние годы геологами Западно-Сибирского геологического управления, представляет интерес, в частности, при обсуждении вопроса о возрасте ртутного оруденения.

Ташелгино-Кондомский разлом в Горной Шории — непосредственное южное продолжение Кузнецкого разлома. Располагаясь среди древних каледонских структур и пересекая их, этот разлом сопровождается серией приразломных прогибов — грабенов, в которых сохранились силурийские, девонские, позднепалеозойские и юрские толщи, что свидетельствует о длительности развития этого разлома, по которому блоки каледонид испытывали неоднократные разнонаправленные перемещения и в том числе относительно поздние мезозойские движения, вызванные явлениями активизации. В систему грабенов входят (с севера на юг) — Казаныхский, Верхнекондомский, Уйменско-Лебедской.

С Ташелгино-Кондомской зоной разломов и ее ответвлениями связано размещение известных железорудных месторождений. В этой зоне отмечается наличие герцинских гранитных интрузий (Мустагский массив) и связанных с ними рудопроявлений, а также, по-видимому, более поздних малых интрузий основной магмы и связанной с ними баритово-редкометальной эпитермальной минерализации (Верхнекондомский грабен). В Казаныхском грабене обнаружены секущие юрские породы тела траппов, сопровождающиеся признаками эпитермальной золото-серебряной минерализации (Щербаков, 1959).

В пределах Ташелгино-Кондомской зоны известны Сайзакское месторождение ртути и Кочуринское рудопроявление. В Сайзакском месторождении оруденение локализуется частью в кембрийских известняках, частью в девонских пестроцветных породах, имеет гнездовый характер и представлено карбонатно-баритовыми жилами с киноварью. В Кочуринском рудопроявлении оруденение представлено тектонической брекчией в кембрийских известняках с гнездами киноварных руд.

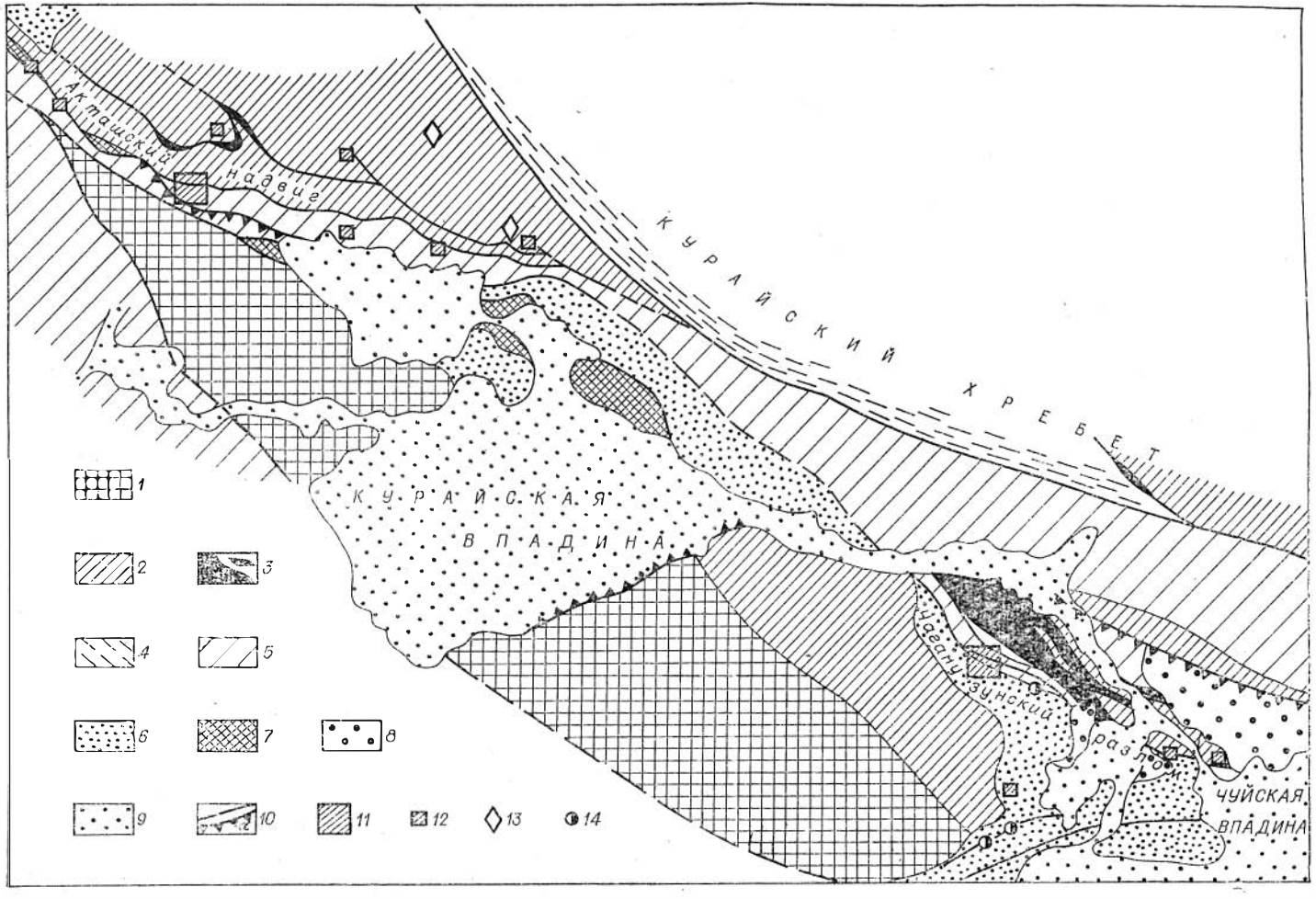
Салаирская зона. В пределах Салаира установлены два месторождения ртути (Орлиногорское и Мавринское) и несколько рудопроявлений, связанных с эшелонно построенной серией разломов, которые слагают в общем протяженную зону, располагающуюся параллельно границе, отделяющей массив Салаирского кряжа от впадины Кузнецкого бассейна. Наиболее четко вырисовывается Мавринско-Матвеевское звено Салаирской зоны в северо-западной части Салаира. Оно прослеживается на протяжении 70 км, т. е. по масштабу сопоставимо с Курайской ртутной зоной Горного Алтая.

Мавринское месторождение приурочено к зоне разломов, которая в данном участке ограничивает узкий грабен, выполненный девонскими отложениями и отделяет последние от нижнепалеозойской киптерепской толщи известняков, песчаников и кварцитов с дайками диабазов. Оруденение локализуется в зонах дробления, главным образом вдоль контактов залежей метасоматических кварцитов и отчасти в самих кварцитах. Оруденение представлено вкрапленными и брекчиевыми рудами. В составе руд установлены барит, флюорит, кварц, карбонаты, киноварь, пирит.

Орлиногорское месторождение расположено в толще кембрийских эффузивов и туфов. Его характеристика приводится ниже, при описании месторождений барито-киноварного минерального типа.

В свое время приводились соображения в пользу древнего нижнепалеозойского возраста ртутного оруденения Салаира (Дербиков, 1937), однако это не подтвердилось после находок свалов ртутных руд и киновари в шлихах в пределах девонской толщи в Мавринском районе (В. М. Зуев, 1944 г.). Следует указать на наличие киновари в шлихах в соседних с Салаирским кряжем структурах позднепалеозойской Колывань-Томской складчатой зоны, в пределах которой среди толщ верхнего девона — нижнего карбона имеется много даек диабазов, сходных с траппами Кузбасса и Минусинского прогиба, известно кварц-антимонитовое Семилуженское месторождение и во многих местах обнаружены вторичные шлиховые ореолы ртутного оруденения.

Сарасинский разлом и одноименная зона ртутного оруденения. Этот разлом размещается на северной окраине Горного Алтая и имеет субмеридиональное простирание, являясь продолжением Салаирских структур. Геологическая позиция Сарасинского разлома заключается в том, что он отделяет каледониды восточной части Горного Алтая от Алтае-Чуйской зоны, испытавшей в герцинском этапе развития повторный геосинклинальный режим. С разломом связан приразломный прогиб — грабен, выполненный девонскими существенно осадочными породами. Оруденение размещается главным образом в карбонатных толщах рифея и кембрия, в зонах брекчирования. Месторождения Сарасинского района описываются ниже, при характеристике карбонатно-киноварного минерального типа.


Акташский надвиг
КУРАЙСКИЙ ХРЕБЕТ
КУРАЙСКАЯ ВПАДИНА
Чаган-Узунский разлом
ЧУЙСКАЯ ВПАДИНА
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

Самым южным (юго-восточным) и наиболее значительным по интенсивности оруденения звеном Кузнецко-Алтайского ртутного пояса является **Курайская ртутная зона**, расположенная в юго-восточной части Горного Алтая и связанная с одноименной зоной разлома. Она была выявлена и впервые описана в 1934—1936 гг. (Кузнецов, 1934, 1937 и др.; Кузнецов, Мухин, 1936; Сауков, 1937), позднее изучалась и описывалась В. А. Кузнецовым, Н. И. Бородаевским, П. М. Бондаренко, В. П. Сергеевым, В. А. Зыбиным, Я. М. Грицюком, О. Г. Епифанцевым, В. А. Скуридиным, А. А. Оболенским и др.

В Курайской зоне размещаются известные Акташское и Чаганузунское месторождения и ряд других менее значительных месторождений и рудопроявлений: Курайское, Таджилинское, Красноворотское, Чубекульское, Корумдинское, Кысхыштубекское, Чуйское, Красногорское и др. Курайская тектоническая зона ориентирована в близком к широтному запад-северо-западном направлении и прослежена на протяжении около 100 км, причем ряд интервалов зоны закрыт кайнозойскими толщами Чуйской и Курайской междугорных впадин. Продолжение зоны на северо-запад уходит в бассейн р. Чемал, а на восток — в пределы соседней Северо-Западной Монголии. Геотектоническая позиция Курайской зоны определяется ее положением в участке, где оказываются сближенными и предельно сжатыми каледонские и герцинские структуры не только самого Алтая, но и южные структурные продолжения Салаира, Горной Шории и Западного Саяна. Именно здесь, в Юго-Восточном Алтае, наблюдается максимальное сжатие пучка глыбовых структур, веерообразно раскрывающегося на северо-западе и севере Алтая.

В строении зоны (рис. 4) участвуют разновозрастные толщи: баратальская карбонатная рифейского возраста, слагающая Баратальский горст; вулканогенно-осадочные толщи позднего докембрия и нижнего кембрия; ассоциирующие с ними массивы гипербазитов и обычные спутники последних — массивы габбро; сложные по составу и внутренней структуре толщи метаморфических и кристаллических сланцев Курайского хребта; подчиненные им гранитоидные интрузии; зеленокаменные флишеподобные толщи горноалтайской серии кембро-ордовика; девонские (средний и верхний девон) эффузивно-осадочные толщи, континентальная угленосная толща карбона, третичные озерные отложения.

Анализ геологического строения зоны показывает, что она является зоной весьма длительного развития, сформированной вдоль издавна мобильного шва. В раннем кембрии это была троговая эвгеосинклинальная структура с характерным офиолитовым комплексом. В собственно каледонском этапе здесь возникла линейная зона смятия и локального метаморфизма толщ докембрия и нижнего палеозоя. В среднем и позднем палеозое, в герцинском этапе, здесь оформился приразломный междугорный прогиб с толщами девона и позднего палеозоя. В современной структуре этот прогиб выражен Чуйской и Курайской синклиналями и серией мелких приразломных грабенов вдоль оси прогиба, выполненных блоками толщ среднего и позднего девона и угленосной толщей карбона. Унаследованно развившиеся прогибы частично выражены в современном рельефе цепью междугорных впадин.

Важнейший элемент современной структуры Курайской зоны — ступенчатые согласные взбросы и глыбовые надвиги, расположенные кулисно

Рис. 4. Схема строения Курайской рудной зоны (по В. А. Кузнецову и материалам Курайской геол.-развед. экспедиции).

1 — карбонатная баратальская толща рифея; *2* — вулканогенно-осадочные метаморфизованные толщи рифея — нижнего кембрия; *3* — Чаганузунский и другие гипербазитовые массивы; *4* — гнейсы и кристаллические сланцы осевой зоны Курайского хребта; *5* — известняково-граувакковая (курайская) толща кембрия — ордовика; *6* — эффузивно-осадочные толщи среднего — верхнего девона; *7* — угленосная толща нижнего карбона; *8* — третичная (олигоцен-миоценовая) толща Чуйской степи; *9* — четвертичные отложения; *10* — разломы, в том числе (а) послетретичные (послерудные); *11* — ртутные месторождения; *12* — рудопроявления; *13* — сурьмяные рудопроявления; *14* — проявления свинцово-цинковой минерализации.

и образующие в целом кулисно-эшелонную систему. Преобладают крутые падения сместителей, ориентированные преимущественно на север. Отмечается сложное строение ряда разломов, которые иногда разветвляются, образуя структуры типа «конского хвоста». Особенно отчетливо это проявляется на западном фланге зоны, где выделяется Акташский тектонический узел. В его состав входит Акташский глыбовый надвиг, в котором на осевую зону герцинского приразломного прогиба с девонскими и карбоновыми толщами последовательно с севера на юг надвинуты блоки все более и более древних и глубже метаморфизованных толщ. При этом самые северные из сместителей имеют крутое падение (70—80°), а южнее расположенный сместитель Акташского надвига, являющийся экранирующей структурой для месторождения ртути, отличается пологим углом падения на север (30°). Разветвление регионального разлома с образованием чешуйчатого глыбового взброса (взбросо-сдвига) с падением сместителей под углом 50—70° имеет место в Чаганузунском участке Курайской тектонической зоны.

Время заложения Курайской зоны относится, по-видимому, к концу докембрия — началу кембрия. Возраст разломов, оформивших современную структуру зоны, следует считать герцинским, поскольку в ней участвуют тектонические блоки дислоцированных верхнедевонских и каменноугольных отложений. Есть все основания полагать, что в Курайской зоне были и мезозойские глыбовые движения, проявления мезозойской тектонической активизации. В пользу этого говорят признаки мезозойской тектоники в виде грабенов, заполненных дислоцированными юрскими толщами, в зонах разломов в соседней Юго-Западной Туве и Северо-Западной Монголии, в частности в зоне Шапшальского (Цаган-Шибетинского) регионального разлома, геологическая позиция которого сходна с позицией Курайской зоны разломов. Надо думать, что с проявлениями мезозойской активизации связано и ртутное оруденение. В этой зоне отмечаются и более поздние, новейшие, послетретичные глыбовые движения и, в частности, подновления ранее существовавших разломов. К ним относятся поднятия Курайского хребта по отношению к Чуйскому прогибу, по которому палеозойские толщи надвинуты на дислоцированные третичные буроугольные отложения северной окраины Чуйской степи. В Акташском районе установлен четвертичный глыбовый надвиг палеозойских известняков на третичные озерные и четвертичные моренные отложения. По-видимому, к тому же времени относятся глыбовые поднятия, разобщившие впадины Чуйской и Курайской степей. Все эти глыбовые поднятия, несомненно, послерудные по отношению к ртутному оруденению, поскольку установлено, что ртутное оруденение по возрасту домиоценовое, так как к востоку от Чаганузунского и Красногорского месторождений минерализованная ртутная зона погружается под покров миоценовых буроугольных отложений Чуйской степи.

Вывод о значительном масштабе послерудных глыбовых поднятий имеет практическое значение, указывая на возможность открытия ртутных месторождений не только в приподнятых участках Курайской зоны, но и в пределах указанных впадин. Кроме того, становится достаточно очевидным, что восточный фланг Чаганузунского месторождения, расположенный в слабо приподнятой окраине Чуйской степи, мог быть менее глубоко эродирован, нежели центральный участок месторождения, т. е. на востоке, в районе Чуйского и Красногорского рудных участков, мы имеем не корни уже денудированных месторождений, а, скорее всего, их верхнюю часть.

Магматизм и метаморфизм в Курайской зоне изучались многими исследователями, в том числе В. А. Кузнецовым, В. А. Скуридиным, Л. А. Михалевой, Р. В. Оболенской и др. Проявления магматизма довольно многообразны, причем преобладают производные раннего каледонского магматизма. Наиболее ранние производные — это позднедокембрийские

и раннекембрийские толщи вулканических пород основного и среднего состава, производные базальтоидных лав. Далее следуют массивы гипербазитов Чаганузунского комплекса. Наиболее крупный из них — Чаганузунский массив частично серпентинизированных перидотитов. Он сопровождается сателлитами нацело серпентинизированных пород, которые представляют собой, по-видимому, тектонические отторженцы, затертые в зонах разломов, иногда приведенные в соприкосновение с блоками более молодых, в том числе девонских, пород. Гипербазиты — это, видимо, интрузивные образования раннекембрийского возраста. В Алтае-Саянской складчатой области они повсеместно ассоциируют с позднепротерозойскими и раннекембрийскими вулканогенно-осадочными толщами, причем галька серпентинитов обнаружена в составе среднекембрийских конгломератов, в частности в соседней Туве. Серпентиниты Чаганузунского комплекса сопровождают швы региональных разломов в ряде участков Курайской зоны, в том числе в Акташском районе. Обычно это пластины и линзы различных размеров. Часто они сопровождаются лиственитами, т. е. кварц-карбонатными метасоматитами, возникающими при воздействии на серпентиниты среднетемпературных углекислых растворов. В лиственитах нередко встречаются сульфиды, чаще всего пирит, миллерит и никельсодержащие слюдоподобные силикаты. По-видимому, лиственитизация серпентинитов связывается с разновозрастными процессами, дорудными по отношению к ртутной минерализации.

С гипербазитами, так же как во многих других районах Горного Алтая, Тувы и др., ассоциируют интрузии габбро, представленные в Чаганузунском районе многочисленными дайками, секущими гипербазитовый массив. Обычно породы даек испытали метасоматические преобразования и частично превращены в родингиты.

Более поздний, но также раннепалеозойский, интрузивный комплекс гранитоидов осевой части Курайского хребта. К нему относятся, с одной стороны, линейные массивы гранитов, тесно связанные с полосой гнейсов и кристаллических сланцев Курайского хребта, явно палингенные, генетически связанные с процессами метаморфизма и ультраметаморфизма пород в древней зоне смятия вдоль современного Кубадринского регионального разлома. С другой стороны, к этому же гранитоидному комплексу относятся крупные гранитные массивы, в том числе Кысхыштубекский и другие, расположенные на северных склонах Курайского хребта, секущие метаморфизованные эффузивно-осадочные толщи кембрия и флишоидные песчано-сланцевые толщи кембрия — ордовика.

Близок по возрасту, но также каледонский, Таджилинский габбродиорит-гранодиоритовый комплекс, развитый на южных склонах Курайского хребта, секущий карбонатно-песчаниковые толщи кембрия — ордовика, но нигде не проникающий в более молодые толщи девона, участвующий вместе с толщами кембро-ордовика в строении тектонических блоков, элементов Курайской зоны разломов, надвинутых на толщи девона — карбона.

К среднему девону (эйфель) относятся эффузивные образования, преимущественно риолиты, дациты, туфы кислых эффузивов, с подчиненными телами андезитов, участвующие в строении девонских толщ окраин Чуйской и Курайской впадин и мелких грабенов в составе Курайской зоны. По-видимому, также девонскими являются небольшие интрузивные массивы габбро и щелочных гранитов, залегающие в толщах девона, представляющие собой, возможно, субвулканические образования.

Доказанный позднепалеозойский (герцинский) магматизм в пределах Курайской зоны проявился чрезвычайно слабо. На крайнем восточном фланге зоны, в хребте Чихачева, на границе с Монголией, имеются гранитные интрузии Юстыдского комплекса, возраст которых определяется как герцинский (220—250 млн. лет). Там же и южнее Курайской зоны, в хребте Сайлюгем и в Южно-Чуйских альпах, довольно широко пред-

ставлен чуйский комплекс слюдяных лампрофиров, дайки которых секут массивы гранитоидов юстыдского комплекса. Это — наиболее поздние проявления магматизма в данном районе Горного Алтая. В пределах Курайской зоны обнаружены отдельные дайки подобных лампрофиров. Здесь имеются проявления эндогенного оруденения преимущественно догерцинского возраста. Среди них можно отметить магнетитовые руды верховьев р. Кубадру, проявления хромитовой минерализации и талька, связанные с гипербазитами, признаки медного и кобальтового оруденения в осевой зоне Курайского хребта, признаки золото-вольфрамовой минерализации, сопровождающие массивы Таджилинского интрузивного комплекса. Давно известно Чибитское медное рудопроявление в виде кварц-карбонатных жил с борнитом и халькопиритом.

Более поздними, вероятно позднепалеозойскими, следует считать проявления эпитермальной барит-свинцово-цинковой и золотосодержащей пирит-арсенопиритовой минерализации, установленной на восточном фланге Курайской зоны и в пределах Актуринской зоны разломов, которая располагается параллельно и южнее Курайской. В Актуринской зоне находятся барит-свинцово-цинковые рудопроявления Тюте и Кызыл-чин, связанные с вулканогенно-осадочными толщами среднего девона. На востоке, в хребте Чихачева, отмечается сходное по составу свинцово-цинковое рудопроявление, связанное с зонами дробления в черносланцевой толще среднего — верхнего девона. В пределах Чаганузунского рудного поля, в участке Талды-Дюргун, имеются мелкие барит-галенитовые жилки в песчаниках лежачего крыла Чаганузунского разлома, контролирующего ртутное оруденение. Там же найдена барит-арсенопиритовая жила, которая пересекает Чаганузунский разлом, обнаруживая структурную связь с проявлениями ртутной минерализации. Признаки свинцово-цинковой минерализации в виде тонких кварц-карбонатных жилок с галенитом отмечались и в других участках Чаганузунского рудного поля. В последнее время на восточном фланге Курайской зоны разломов в поле развития песчано-сланцевой толщи среднего девона обнаружено Тошанское золото-мышьяковое рудопроявление, представленное серией кварц-карбонатных жил и зон вкрапленной пирит-арсенопиритовой минерализации.

Все эти проявления низкотемпературной гидротермальной минерализации, обнаруживающие признаки структурной связи с ртутным оруденением, могут рассматриваться как непосредственные предшественники ртутного оруденения, в какой-то мере парагенетически связанные с последним. В Курайской зоне установлена еще более тесно ассоциирующая с ртутным оруденением сурьмяная минерализация (участок Рыжего лога, расположенный непосредственно к востоку от Курайского ртутного месторождения), а также блеклорудная минерализация (участок Уланду), которую мы рассматриваем как проявление кварц-барит-блеклорудного минерального типа ртутной рудной формации. Размещение месторождений ртути в Курайской зоне четко контролируется разломами. В Чаганузунском рудном поле месторождения располагаются непосредственно в зоне регионального разлома, который здесь представляет собой не только рудоподводящую, но и рудовмещающую структуру. Важную роль в локализации оруденения играют перистые системы трещин, сопряженных с крупными разломами и возникающих особенно в участках перегибов поверхности сместителя разлома, а также участки пологого падения этой поверхности, приобретающие значение подпруживающей или экранирующей структуры. Некоторые рудопроявления (Корумдинское, Кысхыштубекское) сосредоточиваются в кулисно-перистых ответвлениях Акташского надвига среди метаморфических толщ, причем оруденение в этих случаях локализуется в секущих трещинах с пологими падениями.

Месторождения Курайской зоны (Акташское, Чаганузунское и др.) и ряд рудопроявлений описываются ниже при характеристике типовых месторождений.

Чарышско-Теректинская зона. В состав Кузнецко-Алтайского ртутного пояса следует включать Чарышско-Теректинскую зону регионального разлома, с которой также связываются несколько ртутных рудопроявлений. Эта зона отделяет Ануйско-Чуйский геосинклинальный прогиб от расположенного к юго-западу от него крупного Чарышско-Теректинского (или Холзунско-Чуйского) геоантиклинального поднятия. Зона разлома сравнительно прямолинейна и отсылает от себя к северу ряд ответвлений — Ануйское, Чарышское и др. В строении зоны участвуют приразломные грабены с девонскими и нижнекарбоновыми толщами. Вдоль зоны, кроме того, зажаты гипербазитовые массивы. В пределах Чарышско-Теректинской зоны известны несколько рудопроявлений — Актюльское, Козульское и др. Оруденение в них локализуется в трещинных зонах в карбонатно-терригенных толщах ордовика и силура, а также в порфиритах и песчаниках девона и представлено кварцево-карбонатными жилами, гнездами и вкрапленниками киновари, иногда с пиритом и антимонитом.

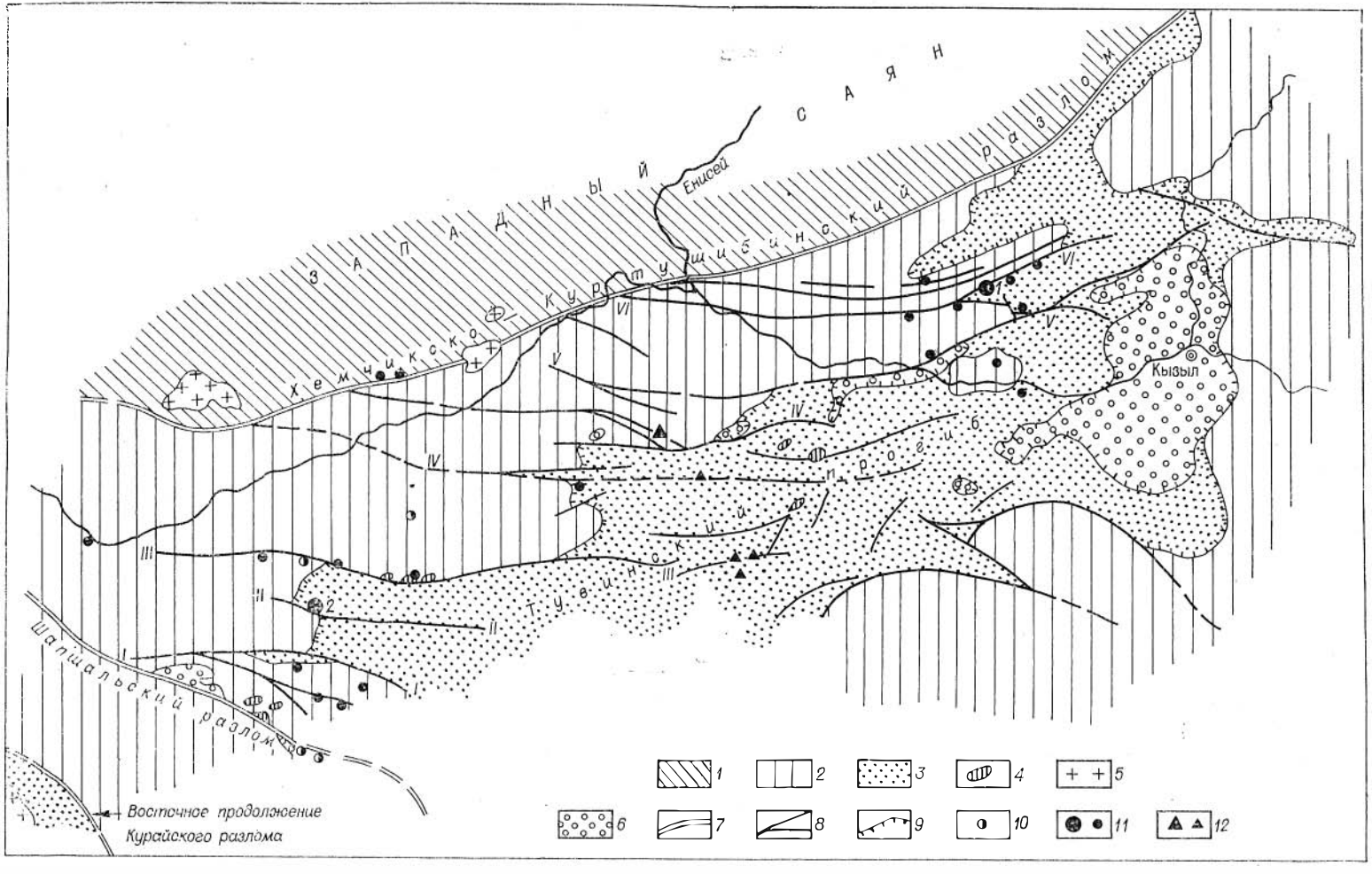
2. САЯНО-ТУВИНСКАЯ РУДНАЯ ЗОНА

Все известные в Туве месторождения ртути и большинство проявлений ртутной минерализации располагаются в зоне Саяно-Тувинского регионального (глубинного) разлома, отделяющего раннекаледонские (салаирские) складчато-глыбовые структуры Тувы от каледонид Западного Саяна. В связи с этим зона может квалифицироваться как региональная ртутнорудная.

Зона Саяно-Тувинского глубинного разлома имеет сложное строение. Структура первого порядка в ней — Хемчикско-Куртушибинский региональный разлом, прослеживающийся в северо-восточном направлении на протяжении свыше 400 км. По нему докембрийские и кембрийские, в том числе офиолитовые, комплексы Куртушубинского хребта взброшены на кембро-ордовикские, силурийские, девонские и каменноугольные толщи Хемчикско-Систигхемского прогиба Тувы. С главным разломом сопряжена система субширотных разломов второго порядка, образующих своеобразную структуру оперения Хемчикско-Куртушибинского регионального разлома.

Как видно из рис. 5, субширотные разломы на западе причленяются к Хемчикско-Куртушибинскому разлому, а на востоке пересекают и смещают границу девонских и каменноугольных толщ Тувинского прогиба. Субширотные разломы второго порядка имеют характер крутопадающих взбросов и взбросо-сдвигов. По ним происходили, по-видимому, неоднократные перемещения блоков фундамента Хемчикско-Систигхемского каледонского и Тувинского герцинского прогибов. В ряде случаев в этих разломах выступают, подобно диапировым структурам, блоки кембрийского фундамента с гипербазитовыми массивами. Субширотные разломы, так же, как региональный Хемчикско-Куртушибинский, испытывали подновления в герцинском этапе, в девоне, после нижнего карбона, и, вероятно, в мезозое. Об этом свидетельствуют блоковые смещения толщ девона и карбона, выполняющие Тувинский прогиб в пределах Западного Танну-Ола и наличие изолированных обрывков юрских толщ в районах Западной и Центральной Тувы. Следует отметить, что группу субширотных разломов, ограничивающих с севера западную часть Тувинского прогиба, Д. В. Вознесенский, В. Е. Кудрявцев выделяли в качестве Чазадыр-Карасугской зоны разломов, контролирующей положение однопменной металлогенической зоны.

Действительно, с этими субширотными разломами связаны многочисленные интрузивные тела габбро, дайки диабазов, реже — массивы граносиенитов, объединенные в Торгалыкский интрузивный комплекс



Западный Саян
Хемчикско-Куртушибинский разлом
Тувинский прогиб
Шапшальский разлом
Енисей
Кызыл
Восточное продолжение Курайского разлома
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

нижнекаменноугольного возраста (по данным абсолютного возраста — 330—380 млн. лет), проявления скарнового гематитового оруденения, многочисленные проявления медно-висмут-кобальтового оруденения, а также месторождения (Карасугское, Улатайское и др.) эпитермальной барит-флюорит-сидеритовой формации, возраст которой герцинский или мезозойский (Митропольский, Кулик, 1975). С этими же субширотными разломами связывается и ртутное оруденение. При этом, если к зоне главного Хемчикско-Куртушибинского разлома приурочены пока только сравнительно слабые, главным образом вторичные, ореолы ртутного оруденения, то более интенсивные первичные и вторичные ореолы, рудопроявления и месторождения ртути концентрируются на восточных флангах субширотных разломов второго порядка, секущих девонские толщи Тувинского прогиба. Отмечается, что некоторые из разломов, смещающих нижние свиты девона, выражены в более молодых толщах девона и карбона только флексурными изгибами пластов. Это может объясняться сравнительно небольшими амплитудами вертикальных перемещений блоков фундамента Тувинского прогиба, неспособных полностью разорвать мощную десятикилометровую толщу девонских и каменноугольных отложений Тувинского прогиба. Забегая вперед, можно предположить, что ртутное оруденение в субширотных разломах, будучи частично эродированным в пределах обнаженного нижнепалеозойского фундамента Тувинского прогиба, могло лучше сохраниться от денудации именно в нижних толщах прогиба в области «выклинивания» субширотных разломов. Вероятно, этим объясняется приуроченность некоторых месторождений и рудопроявлений запада Тувы именно к толщам нижнего девона. Если это так, можно предположить, что в участках выклинивания разломов, контролирующих ртутное оруденение, располагаются перспективные для поисков новых ртутных месторождений участки. Между тем толщи более молодые, чем нижнедевонские, практически не привлекали внимания геологов, проводивших поиски, поскольку существовали представления о нижнедевонском возрасте ртутного оруденения Тувы, о связи его с девонским вулканизмом, т. е. о том, что в более молодых средне-верхнедевонских и нижнекаменноугольных толщах Тувы ртутного оруденения не может быть и искать его там бесполезно. Мы считаем это положение не доказанным и не ограничиваем перспективы обнаружения новых ртутных месторождений только полями развития эффузивно осадочных толщ нижнего девона. Напротив, как отмечено выше, могут быть весьма перспективными те звенья субширотных разломов, которые проходят в более молодые толщи девона и карбона, даже если они выражены там слабо, в виде флексурных перегибов.

Таким образом, в нашем понимании, в состав Саяно-Тувинской зоны разломов глубинного типа кроме регионального Хемчикско-Куртушибинского разлома входит и система его субширотных ответвлений, послуживших в качестве рудоподводящих и рудовмещающих структур для ряда проявлений эпитермального оруденения — медно-висмут-кобальтового, барит-флюорит-сидеритового и ртутного. Следовательно, выделявшаяся ранее Чазадыр-Карасугская металлогеническая зона должна рассматриваться как один из элементов структуры более обширной Саяно-Тувинской рудной зоны.

Рис. 5. Схема строения Саяно-Тувинской рудной зоны (по В. А. Кузнецову и материалам Тувинской геол.-развед. экспедиции).

1 — каледонские структуры Западного Саяна; *2* —раннекаледонские (салаирские) структуры Тувы; *3* — средне-позднепалеозойский Тувинский прогиб и позднедевонские толщи Юго-Восточного Алтая; *4* — габброидные массивы Торгалыкского комплекса, производные позднегерцинской активизации; *5* — позднегерцинские гранитоидные интрузии; *6* — юрские угленосные толщи мезозойских прогибов; *7* — главные региональные разломы; *8* — крупные разломы второго порядка (рудные кулисы): I — Эльдыхемский — Саглинский, II — Чазадырский, III — Шуйский, IV — Чаданско-Карасугская зона разломов, V — Аргалыктинско-Тебекская зона разломов, VI —Чакульско-Пельорукская зона; *9* — границы прогибов; *10* — проявления мышьяково-медно-никель-кобальтовой минерализации; *11* — ртутные месторождения (1 — Терлигхайское, 2 — Чазадырское) и рудопроявления; *12* — месторождения и рудопроявления флюорит-барит-сидеритовых руд.

В составе Саяно-Тувинской ртутнорудной зоны выделяются следующие субширотные разломы, определяющие локализацию ртутного оруденения,— своеобразные «рудные кулисы».

На крайнем юго-западе находится серия разломов, включающая Эльдыхемский, Саглинский и Толайлыхский. Они имеют характер крутопадающих взбросов, по которым среди блоков пород кембрия и ордовика в узких грабенах зажаты пачки пород среднего девона. В толщах кембрия отмечаются тела серпентинитов. В районе обильны интрузии габбродиабазов Торгалыкского комплекса. С этими разломами связаны Верхне-Чайлалыгское, Верхне-Барлыкское, Пичитерекское, Эльдыхемское и другие рудопроявления, представляющие собою главным образом гнездообразные скопления и вкрапленность киновари и пирита в испытавших лиственитизацию серпентинитах и основных эффузивах кембрия, а также вкрапленность в песчаниках ордовика в зонах тектонических контактов.

Севернее располагается Чазадырский разлом, имеющий характер крутопадающего взброса, по которому среди полей вулканогенных и осадочных толщ нижнего и среднего девона выступают блоки нижнепалеозойского фундамента. С этим разломом связано Чазадырское ртутное месторождение лиственитового типа, описанное ниже, и рудопроявление Турегат того же типа. Следует отметить, что продолжение Чазадырского разлома прослеживается далеко на восток, в хребет Танну-Ола, где оно смещает осадочные толщи верхнего девона и карбона.

Следующая кулиса — Шуйский разлом, по которому в западной части разлома толщи кембрия с гипербазитами приведены в соприкосновение с толщами силура, а в восточной части разлом ограничивает с севера девонские толщи Тувинского прогиба. С Шуйским разломом связаны рудопроявления Чонхемское, Повдайское, Чайлалыгское и Ойбак-Карасугское. Интересно последнее, расположенное на восточном фланге разлома в зоне тектонического контакта между толщами ордовика и девона, в котором есть небольшие интрузивные тела габбро-диоритов Торгалыкского комплекса. Оруденение размещается в зонах дробления в габбродиоритах и представляет собой вкрапленность и скопления киновари, пирита, халькопирита и гематита вместе с карбонатами и кварцем.

Следующая к северу и востоку кулиса — Чаданско-Карасугская зона разломов, служащая северной границей Тувинского прогиба на отрезке между системами рек Чадан — Чаколь — Торгалык. На западе эта зона сопрягается с Хемчикско-Куртушибинским региональным разломом. Эта довольно сложно построенная зона является тектонической границей между ордовикско-силурийскими толщами, развитыми на севере, и девонскими — на юге. В этой зоне в ряде участков, особенно в Карасугском, среди толщ ордовика — силура, наблюдаются блоки кембрийского фундамента с гипербазитами. Вместе с тем среди толщ фундамента имеются втянутые в него пачки пород нижнего — среднего девона. В пределах зоны известны массивы габбро Торгалыкского комплекса. Здесь же размещается уже упоминавшееся Карасугское фторо-редкометально-железорудное флюорит-барит-сидеритовое месторождение (Митропольский, 1959; Онтоев, 1963; и др.). К этой рудной кулисе приурочено Изерлигское рудопроявление ртути, представляющее собою зону дробления в порфиритах и песчаниках нижнего девона, с гнездами и вкрапленниками киновари, ассоциирующей с карбонатами, баритом и кварцем.

Далее располагается Аргалыктинско-Тебекский разлом. На западе он причленяется к предыдущему, а затем приобретает северо-восточное простирание, пересекает современную долину Енисея и отделяет приподнятые блоки нижнепалеозойских толщ от девонских, каменноугольных и юрских толщ Тувинской котловины. С этим разломом связаны Саирское рудопроявление в виде вкрапленников киновари в окремненных кембрийских известняках в зоне тектонического контакта последних с юрски-

ми песчаниками и группа Тебекских рудопроявлений, расположенных в толще эффузивов и туфов среднего девона, испытавших окремнение. Кроме киновари в них установлены пирит, халькопирит, арсенопирит, реальгар.

Следующая к северу кулиса Чакульско-Пельорукская тектоническая зона, состоящая из серии субпараллельных разломов, в которых среди толщ нижнего палеозоя зажаты грабены и узкие блоки, сложенные толщами девона — нижнего карбона. Некоторые разломы испытывали мезозойские подновления, пересекая юрские отложения, и проявляются в современном рельефе в виде уступов и узких междугорных впадин. К этой рудной кулисе приурочено Терлигхайское месторождение, описанное ниже, а также ряд однотипных месторождений (Акбельдырское, Арзакское) и рудопроявлений (Узунсаирской группы, Карахайское, Эжимское и др.).

Терлигхайское, Акбельдырское и Арзакское месторождения размещаются в эффузивно-осадочных толщах нижнего девона. Первые два обнаруживают структурную связь с разломом северо-восточного простирания и сопряженными с ним трещинными структурами. Арзакское месторождение расположено в толще кислых эффузивов, туфов и песчаников среднего девона, испытавших дорудное окремнение. Кроме киновари, в рудах этого месторождения отмечаются сфалерит и галенит, связанные, по-видимому, с ранним этапом минералообразования.

Узунсаирская группа рудопроявлений связана с Пельорукской зоной разлома и размещается в известняках и эффузивах кембрия. Оруденение представлено кварц-карбонатно-киноварными прожилками и вкрапленностью киновари в известняках и песчаниках. Карахайское рудопроявление связано с той же зоной разлома и представлено вкрапленностью киновари, антимонита, сфалерита и халькопирита в окварцованных порфиритах. Эжимское рудопроявление в той же Пельорукской зоне представляет собой кварц-карбонатные прожилки с киноварью, антимонитом и халькопиритом в хлоритизированных брекчированных диабазах.

Кроме этих месторождений и рудопроявлений, четко связанных с системой разломов, в районе, примыкающем к Терлигхайскому месторождению, известно несколько рудопроявлений, не обнаруживающих такой четкой связи. Одно из них — Торасаирское месторождение — размещается в песчано-алевритовой пачке пород нижнего девона, прорванной дайками диабазовых порфиритов. Оруденение приурочено к контактам секущих даек и межпластовым брекчиям и представлено вкрапленностью киновари, пирита, антимонита, галенита и халькопирита в слабоаргиллизированных диабазах и песчаниках.

В заключение характеристики Саяно-Тувинской рудной зоны следует указать, что в ее северо-восточной части, в бассейне р. Систигхем, имеются проявления ртутного оруденения — Каргинское, Ирейхемское, Аксукское, Карадагское и др. Большинство их них четко связано с разломами северо-западного простирания, сопряженными с Главным Хемчикско-Куртушибинским. Ряд рудопроявлений локализуется в толщах песчаников и сланцев ордовика и в зонах дробления секущих каледонские гранитоиды. Приуроченность к эффузивным комплексам девона здесь не проявляется. В некоторых рудопроявлениях киноварь ассоциирует с баритом и флюоритом. В Карадагском рудопроявлении отмечены жилы флюорит-кальцит-баритового состава вдоль сорванных контактов даек микрогаббро среди плагиогранитов. Киноварь в них образует мелкую вкрапленность. Иногда киноварь ассоциирует с метациннабаритом, антимонитом, пиритом, марказитом, халькопиритом (Кукшинское рудопроявление). Рудопроявления Систигхемского района из-за отдаленности еще довольно слабо изучены и сведения о них недостаточны.

Таким образом, наши представления о структуре, магматизме и эндогенном оруденении в Саяно-Тувинской зоне сводятся к следующему.

Саяно-Тувинская ртутнорудная зона состоит из серии субширотных разломов, своеобразных «кулис», сопряженных, с одной стороны, с Главным Хемчикско-Куртушибинским разломом и, с другой стороны, с Тувинским девонско-позднепалеозойским прогибом. При субширотном простирании отдельных рудных кулис вся зона в целом ориентирована в северо-восточном направлении, т. е. в том же направлении, которому подчинены Западно-Саянская складчатая зона и Тувинский прогиб. Формирование такой эшелонно-кулисной структуры может быть связано с подновлением ранее существовавших разломов в нижнепалеозойском фундаменте Тувинского прогиба, частично захватывающих девонские и каменноугольные толщи прогиба, при крупных взбросо-сбросовых и взбросо-сдвиговых перемещениях крупных блоков, в данном случае — салаирид Тувы и каледонид Западного Саяна (см. рис. 5).

Судя по тому, что нарушениями захвачены толщи не только нижнего, но и среднего — верхнего девона и нижнего карбона, современная структура Саяно-Тувинской зоны была в основном оформлена в герцинском этапе. В каледонидах Тувы это был, очевидно, этап тектонической активизации, связанной с развитием соседней Ануйско-Чуйской геосинклинальной зоны Горного Алтая. Однако после отложения юрских континентальных толщ, несомненно, были новые подновления разломов, которые следует связывать с проявлениями мезозойской тектонической активизации, по-видимому, одновременной и как-то связанной с более интенсивной тектономагматической активизацией смежных областей Северной Монголии и Западного Забайкалья.

В Саяно-Тувинской зоне широко проявился средне- и позднепалеозойский магматизм. Нижний и частью средний девон — это эпоха интенсивного вулканизма, причем для нижнего девона более характерны излияния андезит-базальтовых лав, а для среднего—экструзии и внедрения кислых риолит-дацитовых лав. Видимо, они сопровождались интрузиями гранитоидов. Однако эти проявления магматизма имеют более или менее площадной характер, не обнаруживая тесной связи с зонами разломов.

Важно особо отметить проявления в Саяно-Тувинской зоне позднепалеозойского, т. е. герцинского, магматизма. К ним прежде всего относится Торгалыкский интрузивный комплекс, представленный типичными малыми трещинными интрузивными телами габбро-диоритов-диабазов. В состав этого комплекса включают также граниты, граносиениты и сиениты, которые некоторыми исследователями достаточно обоснованно выделяются в особый Улатайский интрузивный комплекс. Интрузивные тела габбро и граносиенитов во многих случаях тесно ассоциируют, будучи структурно связанными с одними разломами. Как правило, это типичные трещинные интрузии. Они обычно размещаются в зонах субширотных разломов. Возраст интрузий определяется тем, что они прорывают толщи верхнего девона. Абсолютный возраст интрузий определяется в 360—380 млн. лет (верхний девон — нижний карбон). Как видно, интрузии Торгалыкского и Улатайского комплексов следует считать проявлениями герцинской магматической активизации каледонид Тувы.

Кроме того, вдоль некоторых разломов в западной части Саяно-Тувинской зоны, примыкающей к структурам Горного Алтая, отмечаются гранитные интрузии также явно трещинного типа, обнаруживающие по своему составу и по связанной с ними редкометальной и вольфрам-молибденовой минерализации большое сходство с позднегерцинскими интрузиями Горного Алтая, сходными, в частности, с гранитоидами Юстыдского или Таштаузекского комплекса юго-востока Алтая и крайнего юго-запада Тувы. По-видимому, к таким позднегерцинским интрузивам следует относить Сютхольский, Ишкинский и другие гранитные массивы, размещенные в зоне Хемчикско-Куртушибинского регионального разлома.

Недостаточно определенное возрастное положение занимают дайковые комплексы диабазов, установленные в пределах рудных полей Чазадырского, Терлигхайского и ряда других месторождений. Вероятно, кроме диабазов Торгалыкского комплекса, здесь имеются и более поздние диабазы. Об этом говорят, в частности, исследования в Ховуаксинском рудном районе, где выявлено не менее пяти комплексов диабазов, последние из которых оказываются более поздними, чем арсенидно-кобальтовое оруденение (Лебедев, 1971).

Таким образом, в пределах Саяно-Тувинской зоны достаточно твердо устанавливаются производные магматизма, связанного с герцинской, в том числе позднепалеозойской, активизацией. Пока не доказаны проявления мезозойского магматизма, но они возможны и могут быть, так же как в соседнем Юго-Восточном Алтае, представлены производными щелочно-базальтоидной магмы. Не исключено, что диабазы Чазадырского и других рудных полей, непосредственно предшествующие ртутной минерализации, относятся к производным не позднегерцинской, а мезозойской тектономагматической активизации.

Проявления эндогенной минерализации в Саяно-Тувинской зоне также довольно разнообразны. Некоторые из интрузивных массивов Торгалыкского комплекса сопровождаются проявлениями магнетитового и апатит-магнетитового оруденения. Уже отмечались проявления мышьяково-медно-никель-кобальтового оруденения, в том числе Толайлыкское, Чергакское, Байтайгинское рудопроявления, Ховуаксинское месторождение и др. Они пространственно разобщены с ртутными рудопроявлениями, но занимают сходную геологическую позицию, локализуясь в зонах разломов, испытавших герцинскую активизацию. В той же позиции находится Пертойское проявление свинцово-цинкового оруденения. В Хемчикско-Куртушибинской зоне, в связи с гранитными интрузиями вероятного герцинского возраста — Сютхольской и другими, локализуются проявления вольфрамит-молибденитовой минерализации.

Есть достаточные основания связывать все эти проявления эндогенного оруденения с различными стадиями герцинской активизации каледонид Тувы, хотя не исключено, что некоторые из них, в том числе проявления сульфоарсенидного и арсенидного медно-никель-кобальтового и висмут-кобальтового оруденения, являются более поздними, мезозойскими (Митропольский, Кулик, 1975).

Более уверенно с мезозойской активизацией можно связывать гидротермальное комплексное флюорит-барит-сидеритовое оруденение, представленное Карасугским месторождением, залегающим в зоне разлома среди нижнепалеозойских толщ на окраине Тувинского прогиба и некоторыми рудопроявлениями (Чахольские, Улатайские) в средне- и верхнедевонских толщах Тувинского прогиба. Радиогеологические данные указывают на формирование этих месторождений в мезозое, в интервале 124—75 млн. лет.

Наконец, в зоне соседнего Шапшальского разлома обнаружено (в 1968 г. В. Д. Широкушкиным и В. Г. Тюлькиным) несомненно мезозойское рудопроявление. Оно представлено сульфидами и сульфосолями меди в кварц-карбонатных и карбонат-баритовых жилах, секущих песчаники нижнеюрской толщи, сохранившихся в виде небольших блоков в зоне Шапшальского и — на его продолжении — Цаган-Шибетинского разлома. В составе руд присутствуют теннантит, халькопирит, галенит, пирит, гематит. Спектральными и химическими анализами в рудах установлены медь, мышьяк, кобальт, висмут, свинец, сурьма, ртуть (Митропольский, Кулик, 1975). Такой состав руд сближает оруденение, с одной стороны, с арсенидно-медно-висмут-кобальтовым и, с другой, с ртутным оруденением и может свидетельствовать о парагенетических связях и возрастной близости этих проявлений эндогенной минерализации.

3. ПРОЧИЕ РТУТНОРУДНЫЕ ЗОНЫ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Кроме описанных в пределах Алтае-Саянской складчатой области имеются еще зоны региональных разломов, которые также могут квалифицироваться как ртутнорудные, хотя они слабее изучены. К ним прежде всего относится Западно-Саянская (Саяно-Минусинская) зона, а также зоны Восточного Саяна.

Западно-Саянская (Саяно-Минусинская) **зона** региональных разломов, отделяющая каледонские структуры массива Западного Саяна от Минусинского прогиба, по данным многих исследователей, несомненно, относится к группе глубинных разломов, о чем, в частности, свидетельствуют наличие в ее строении кембрийских офиолитовых комплексов с гипербазитами, приуроченность к ней различных интрузивных массивов и ассоциирующих с ними проявлений эндогенного оруденения. В этой зоне установлены участки с проявлениями ртутной минерализации в виде вторичных шлиховых ореолов рудопроявлений и Бабаковского месторождения. Все они расположены в юго-западной части зоны в бассейне р. Абакан.

Бабаковское месторождение размещается в зоне Кандатского разлома, одного из составляющих Западно-Саянскую зону, непосредственно в контакте с серпентинитами и, по-видимому, принадлежит к лиственитовому минеральному типу. Хараджульское рудопроявление размещается в эффузивно-осадочной толще девона, разбитой серией разломов с зонами брекчий, в которых установлена сложная по составу медная висмут-кобальтсодержащая минерализация, с которой ассоциирует землистая, возможно гипергенная, киноварь. Из вторичных шлиховых ореолов может быть отмечен Абинский участок, расположенный на левобережье р. Абакан в поле развития толщ кембрия и нижнего девона.

Восточно-Саянская зона глубинных разломов и ртутного оруденения. В пределах Восточного Саяна и примыкающих к нему окраин древней Сибирской платформы установлено довольно большое количество проявлений ртутной минерализации как в виде вторичных шлиховых ореолов, так и в коренных выходах.

Исследованиями, проведенными Б. Н. Лапиным и И. И. Щегловым в 1962 г. (Щеглов, Парфенов, 1967), и последующими более детальными работами В. И. Кандера (1968 г.) установлено, что все ртутные рудопроявления Восточного Саяна приурочены к зонам длительно существующих глубинных разломов, в том числе к Главному Восточно-Саянскому разлому, т. е. краевому шву, отделяющему складчато-глыбовую систему байкалид и каледонид Алтае-Саянской области от краевых поднятий фундамента древней Сибирской платформы, а также к сопряженным с краевым швом региональным разломам второго порядка, уходящим к северо-западу и к западу от Главного разлома. Отмечено, что ртутное оруденение проявляется в зонах тех разломов, к которым приурочены производные основного глубинного магматизма, в том числе щелочно-ультраосновные породы, кимберлиты и траппы. По данным этих исследователей, ртутное оруденение в пределах Восточного Саяна, так же, как и в других ртутных районах Алтае-Саянской провинции, связывается с позднепалеозойской и мезозойской активизацией древних складчатых структур и южной окраины Сибирской платформы.

В Главном Восточно-Саянском разломе рудопроявления киновари установлены на северо-западе, в районе, примыкающем к г. Красноярску. Проявления оруденения локализуются в толщах позднего докембрия и кембрия (Сынжульское, Воскресенское) и нижнего девона (Ситинское рудопроявление). Оруденение представлено вкрапленностью и гнездами киновари, которая сопровождается гидроокислами железа и меди в зонах трещиноватости и дробления пород.

В зоне Сисимо-Казырского разлома проявления ртутного оруденения известны в верховьях рек Кизир и Сисим в виде шлиховых ореолов. В аллювии р. Чазан встречались обломки песчаников с мелкой вкрапленностью киновари (Булынников, 1929).

Наибольший интерес представляет Ерминско-Горхонский (по В. М. Кандеру), или Точерский (по И. И. Щеглову и Л. М. Парфенову), разлом— ответвление откраевого шва, разделяющий блоки древнего фундамента Сибирской платформы. В зоне этого разлома среди метаморфизованных карбонатных и песчано-сланцевых толщ протерозоя локализуются тела щелочно-ультраосновных пород с ассоциирующими с ними карбонатитами средне- или позднепалеозойского возраста, а также отдельные тела кимберлитов. Киноварь в зоне этого разлома установлена как во вторичных шлиховых ореолах, так и в коренных рудопроявлениях — Горхонском, Одайском, Ингашинском и др. Лучше изучено наиболее крупное Горхонское месторождение, описание которого приводится далее при характеристике типовых месторождений кварц-серицит-киноварного минерального типа. Оно расположено в толще доломитов аршанской свиты протерозоя у тектонического контакта с окварцованными терригенными породами также протерозойской горхонской свиты.

Одайское и Ингашинское рудопроявления локализуются в породах ермосохинской свиты протерозоя. Первое — в зоне брекчированных и карбонатизированных пород, второе — в маломощной кварцевой жиле.

* * *

Таким образом, на территории Алтае-Саянской рудной провинции существуют связанные с зонами региональных глубинных разломов линейные ртутнорудные зоны, контролирующие размещение ртутных месторождений и рудопроявлений. Имеющиеся материалы свидетельствуют об однотипности этих рудопроявлений, о принадлежности большинства из них к одной рудной формации. Не все указанные ртутнорудные зоны одинаковы по интенсивности оруденения. Есть основания думать, что кроме описанных на территории Алтае-Саянской провинции существуют и могут быть открыты новые, возможно не менее значительные по интенсивности оруденения, ртутнорудные зоны.

Среди зон разломов, которые, по ряду признаков, обнаруживают элементы сходства с контролирующими ртутное оруденение зонами, определенный интерес представляет зона Шапшальского разлома. Этот разлом прослеживается в восточной части Горного Алтая вдоль подножия хребта Шапшал, а затем в Юго-Западной Туве вдоль долины р. Карга и подножия хр. Цаган-Шибету, на протяжении свыше 200 км. Дальнейшим его продолжением в Северо-Западной Монголии является Цаган-Шибетинский разлом. Вдоль этого разлома проявились кайнозойские поднятия хребтов и сформировались междугорные впадины. Зона Шапшальского разлома была мобильна в мезозое, о чем свидетельствуют зажатые в зоне блоки юрских угленосных отложений. Но начало формирования зоны относится к раннему палеозою, поскольку в структуре зоны участвуют блоки кембрийских офиолитов и гипербазитов, известные в северо-западной части зоны. Обращают на себя внимание геологическая позиция и положение Шапшальского разлома, который оказывается субпараллельным рудоносному Курайскому разлому и располагается между последним и контролирующими ртутное оруденение разломами Юго-Западной Тувы.

Таким образом, зона Шапшальского регионального разлома по геологической позиции обнаруживает сходство с региональными разломами, имеющими характер ртутнорудных зон. Кроме того, имеется ряд проявлений в этой зоне эпитермальной минерализации, в том числе явно мезозойской по возрасту, что привлекает к зоне Шапшальского разлома

особенное внимание. В ее пределах давно отмечались признаки медного оруденения (Нехорошев, 1932) и Джулукульское арсенидно-кобальтовое рудопроявление. В правых притоках р. Чулышман были находки киновари в шлихах. Но особенно интересны проявления эпитермального оруденения в виде кварц-барит-карбонатных жил с галенитом, сфалеритом и блеклыми рудами в песчаниках угленосной толщи юрского возраста, зажатых в виде тектонических блоков в зоне Шапшальского разлома в долине р. Карга (Широкушкин, Тюлькин, 1971; Митропольский, Кулик, 1975).

Продолжение этой же зоны мезозойской минерализации, связанной с прямым продолжением Шапшальского — Цаган-Шибетинским разломом, было прослежено авторами до северного берега оз. Урюк-нор в Северо-Западной Монголии, причем было установлено, что зона эпитермального оруденения с блеклыми рудами сопровождается зернами киновари в делювиальных образованиях, т. е. вторичными шлиховыми ореолами. Это подтверждает вывод о возможном значении зоны Шапшальского регионального разлома как ртутнорудной зоны.

IV. ТИПОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

1. ГРУППИРОВКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ртутные месторождения Алтае-Саянской рудной провинции относятся к одной группе гидротермальных низкотемпературных месторождений. Все они принадлежат к ртутной рудной формации, преимущественно к собственно ртутной субформации. Только некоторые мелкие рудопроявления в Горном Алтае могут быть отнесены к сурьмяно-ртутной субформации. В Алтае-Саянской провинции практически отсутствуют сурьмяные месторождения, известны лишь несколько незначительных по масштабу сурьмяных (кварц-антимонитовых) рудопроявлений.

Месторождения ртутной формации Алтае-Саянской рудной провинции по особенностям минерального состава руд, главным образом по составу нерудных минералов, который отражает специфику среды рудообразования, в частности литологический состав рудовмещающих толщ, разделяются на следующие минеральные типы: а) магнезиально-карбонатно-киноварный (лиственитовый); б) карбонатно-киноварный; в) кварц-диккит-киноварный; г) кварц-серицит-киноварный; д) кварц-барит-киноварный; е) кварц-барит-блеклорудный; ж) отдельные рудопроявления могут быть отнесены к флюорит-киноварному (джаспероидному) минеральному типу (табл. 1).

2. МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАГНЕЗИАЛЬНО-КАРБОНАТНО-КИНОВАРНОГО (ЛИСТВЕНИТОВОГО) ТИПА

К этому минеральному и промышленному типу относятся ртутные месторождения, связанные с трогами эвгеосинклиналей и зонами глубинных разломов, сопровождаемыми гипербазитовыми (серпентинитовыми) поясами. Оруденение нередко локализуется в пределах зон дорудной лиственитизации серпентинитов, причем четко контролируется разломами, в связи с чем месторождения размещаются линейными цепями. Это определяет структурный тип месторождений — линзовидных рудных залежей в зонах региональных разломов, нередко под экранами.

Месторождения этого типа являются, как правило, монометальными и относятся к ртутной субформации. Минеральный состав руд весьма характерен. Кроме обычных для ртутных минералов — киновари, антимонита, пирита, реальгара и других, в рудах лиственитового типа, как правило, присутствуют бравоит, полидимит, миллерит, линнеит, герсдорфит и другие минералы, никель и кобальт которых явно заимствуется из вмещающих серпентинитов. В числе нерудных минералов преобладают железо-магнезиальные карбонаты: брейнерит, доломит, анкерит, в чем также сказывается влияние состава вмещающих пород. Кроме этих карбонатов постоянно присутствуют кварц, кальцит и диккит. Рудами являются минерализованные апосерпентинитовые лиственитовые, известняки, песчаники, эффузивы. Гидротермальные изменения вмещающих пород — лиственитизация, окварцевание, аргиллизация, карбонатизация. Форма рудных тел — неправильные и линзовидные залежи, гнезда, жилы. Характерны большая протяженность рудных зон, вмещающих рудные тела, по простиранию и падению и наличие рудных столбов.

Связь ртутного оруденения с серпентинитовыми поясами чисто структурная. Оруденение контролируется длительно существующими и подновляющимися зонами глубинных разломов, которые на ранних этапах развития геосинклинальных и складчатых структур были путями внедрения гипербазитовых массивов. Ртутное оруденение во многих случаях явно наложено на значительно ранее образованные зоны лиственитизации. В некоторых случаях процесс ртутного оруденения отделяется от процесса лиственитизации значительным интервалом времени и внедрением даек диабазов (Чазадырское месторождение в Туве). Однако наряду с этими явно дорудными лиственитами в ряде случаев отмечаются лиственитизированные породы, содержащие гидрослюды, сформированные в условиях более низких температур, вероятно в процессе аргиллизации ранее образованных лиственитов, который сопровождает ртутное оруденение.

Месторождения лиственитового типа относятся к гидротермальным низкотемпературным, отличающимся от телетермальных четкой структурной связью с глубинными разломами и проявлениями глубинного магматизма в виде даек основных пород, в связи с чем их следует причислять к группе эпитермальных месторождений. Характерная особенность месторождений этого типа — выдержанность и большая протяженность оруденения на глубину, причем, как показывает опыт отработки месторождения Нью-Альмаден в США, промышленное оруденение может продолжаться на глубину свыше 1000 м.

Закономерная приуроченность месторождений этого типа к зонам глубинных разломов мантийного типа представляет собой один из аргументов в пользу того, что ртутное оруденение генетически связано с гидротермальными растворами, источниками которых были глубинные рудогенерирующие очаги, и что ртуть и ее обычные спутники — мышьяк и сурьма — имеют мантийное происхождение.

Характерный представитель этого типа — Чаганузунское месторождение в Горном Алтае, где впервые был выделен данный тип ртутных месторождений.

В настоящее время установлено широкое распространение этих месторождений в некоторых ртутных провинциях Советского Союза и за рубежом. К этому типу относятся Чазадырское месторождение в Туве, рудопроявления Чарской зоны в Зайсанской складчатой области Восточного Казахстана, Чонкойское месторождение в Южном Тянь-Шане, Агятагское и Шорбулакское месторождения в Северо-Акеринском ртутном поясе Малого Кавказа, Тамватнейское, Матачингайское и другие — в Корякско-Камчатской провинции, Светловское — на Сахалине, а также известное месторождение Нью-Альмаден в Калифорнии (Смирнов, 1961; Bailey, Everhart, 1964).

Генетическая группа	Рудная формация, субформация	Минеральный тип	Характерные минеральные ассоциации	Структурно-морфологический тип
Эпитермальная	Ртутная Субформации: собственно ртутная, сурьмяно-ртутная (?)	Магнезиально-карбонатно-киноварный (лиственитовый)	Киноварь, антимонит, пирит, бравоит, полидимит, миллерит, герсдорфит, реальгар, кварц, доломит, анкерит, брейнерит, диккит, альбит, кальцит	Месторождения в зонах разломов; рудные тела линзовидной формы в зонах надвигов, взбросо-сдвигов, линейных зон дробления на контактах гипербазитовых тел; характерны рудные столбы
		Карбонатно-киноварный	Киноварь, антимонит, пирит, акташит, ртутьсодержащие блеклые руды, реальгар, аурипигмент, доломит, кварц, кальцит	Месторождения поднадвиговые, субпластовые, гнездовые, жильные. Рудные тела пластообразной формы, гнезда, жилы, рудные столбы
		Кварц-диккит-киноварный	Киноварь, пирит, марказит, антимонит, халькостибит, цинкенит, швацит, кварц, анкерит, диккит, кальцит	Месторождения поднадвиговые, гнездовые и жильные. Рудные тела пластового типа, штокверковые залежи, гнезда, жилы, зоны брекчий
		Кварц-серицит-киноварный	Киноварь, кварц, пирит, марказит, халькопирит, ртутьсодержащая блеклая руда, иногда мышьяк, онофрит, тиманит; кварц, серицит, доломит, кальцит	Месторождения в зонах дизъюнктивов высших порядков, линейных зон дробления. Рудные тела — гнезда, минерализованные зоны брекчий, штокверки
		Кварц-барит-киноварный	Киноварь, ртутьсодержащие блеклые руды, пирит, марказит, халькопирит, иногда сауковит; кварц, барит, диккит, Mn-кальцит, кальцит	Месторождения гнездовые, жильные. Рудные тела — гнезда, жильные штокверки, минерализованные зоны брекчий
		Кварц-барит-блеклорудный	Пирит, марказит, халькопирит, ртутьсодержащие блеклые руды, кварц, барит, диккит, анкерит, кальцит	Рудопроявления трещинно-жильного типа. Рудные тела — жилы, штокверки, минерализованные зоны брекчий
		Флюорит-киноварный	Пирит, халькопирит, энаргит, Hg-сфалерит, флюорит, кварц, кальцит	Рудопроявления трещинно-жильного типа. Рудные тела — жилы, гнезда, минерализованные зоны брекчий

Чаганузунское месторождение

Чаганузунское месторождение находится в юго-восточной части Горного Алтая в Курайской рудной зоне. Расположено на значительной высоте (около 2900 м). Восточный фланг рудной зоны с Чуйским и Красногорским месторождениями того же типа, входящими в Чаганузунское рудное поле, располагается на окраине Чуйской высокогорной степи на высоте 1700 м.

Таблица 1

ртутной формации

Вмещающие породы	Гидротермальные изменения вмещающих пород	Связь с магматизмом	Типовые месторождения
Серпентиниты, лиственниты, порфириты, туфы, известняки, песчаники	Лиственитизация (доломитизация, окварцевание) — дорудная. Аргиллизация (фации: кварц-гидрослюдистая, кварц-диккит-каолинитовая), пиритизация, кальцитизация	Отдаленная парагенетическая связь с самостоятельными малыми интрузиями субщелочных базальтоидов, производными глубинных подкоровых магматических очагов в зонах глубинных разломов	Чаганузунское, Чазадырское, Красногорское
Известняки, доломиты, песчаники, известковистые сланцы	Доломитизация, окварцевание — дорудные. Аргиллизация (фация: кварц-диккитовая), пиритизация, кальцитизация		Акташское, Сарасинское
Песчаники, алевролиты и метаморфические сланцы, вулканиты и другие алюмосиликатные породы	Аргиллизация (фации: кварц-гидрослюдистая, кварц-диккитовая), марказитизация, пиритизация, карбонатизация		Курайское, Таджилинское, Белоосиповское
Кварциты, метаморфические сланцы, песчаники, алевролиты, известняки	Доломитизация, окварцевание — дорудные. Серицитизация (фация: кварц-серицитовая), марказитизация		Тютё, Горхонское
Эффузивные породы среднего и кислого состава, туфы, туфопесчаники, туфобрекчии и др.	Аргиллизация (фации: кварц-гидрослюдистая, кварц-диккит-каолинитовая), пиритизация, баритизация, гематитизация, кальцитизация		Терлигхайское, Орлиногорское, Коксаирское
Эффузивно-осадочные породы: туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты, туфобрекчии и др.	Аргиллизация (фации: кварц-гидрослюдистая, кварц-диккитовая), баритизация, карбонатизация		Отсалар, Джылкыдал, Кокури
Туфопесчаники, алевролиты, известняки, эффузивы	Аргиллизация (фация: кварц-диккитовая), кальцитизация		Аккаинское, Сарасинский флюоритовый участок

Месторождение было открыто в 1931 г. геологом В. А. Пышкиным. В его изучении (начато с 1934 г.) последовательно участвовали: В. А. Кузнецов, А. А. Сауков, А. А. Месянинов, Л. Д. Староверов, Н. Х. Белоус, С. Д. Яковенко, Л. П. Зеликовский, З. С. Россихина, А. А. Оболенский, В. И. Васильев, И. П. Щербань, А. С. Борисенко и др. Месторождение описано в ряде работ авторов.

Чаганузунское месторождение размещается в зоне Чаганузунского глыбового крутопадающего надвига, по которому существенно нижне-

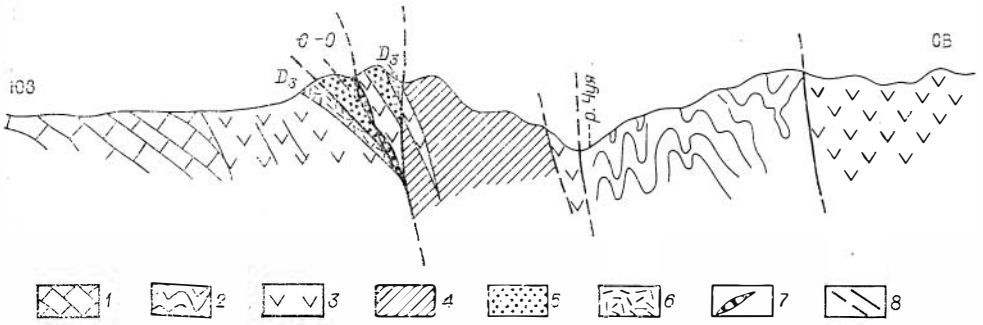


Рис. 6. Геологическая позиция Чаганузунского месторождения в Курайской зоне региональных разломов (по В. А. Кузнецову).

1 — карбонатная (баратальская) толща рифея; *2* — метаморфическая сланцевая толща нижнего кембрия (?); *3* — вулканогенно-осадочная (арыджанская) толща нижнего кембрия (?); *4* — Чаганузунский гипербазитовый массив; *5* — известняково-граувакковая (курайская) толща кембрия — ордовика; *6* — эффузивно-осадочные толщи среднего — верхнего девона; *7* — рудная зона; *8* — разломы первого и второго порядка.

палеозойские толщи Курайского хребта взброшены и надвинуты с севера на юг на окраину древнего Баратальского горста, сложенного рифейскими карбонатными толщами, и на перекрывающие эти толщи девонские вулканогенно-осадочные образования. Чаганузунский глыбовый надвиг является звеном, одной из кулис Курайской зоны регионального разлома.

Геологическая позиция Чаганузунского месторождения иллюстрируется разрезом на рис. 6. В приподнятом северном крыле глыбового надвига находятся блоки зеленокаменных вулканогенных пород арыджанской свиты нижнего кембрия; массив гипербазитов (перидотитов и серпентинитов), который сопровождается мелкими линзами серпентинитов, затертыми, как и крупный массив, в виде тектонических блоков; полосы зажатых в тектонических депрессиях пород среднего девона. В относительно опущенном крыле — песчаники кембро-ордовика, мергели верхнего девона, эффузивы и туфы среднего девона и подстилающие последние карбонатные толщи рифея (баратальская серия). Следовательно, формирование надвига связано с герцинским этапом развития данного района Алтая.

Чаганузунское месторождение приурочено непосредственно к одному из сместителей описанного глыбового крутопадающего надвига. Это, по-видимому, главный сместитель надвига, поскольку на его восточном продолжении, в участке Красногорского месторождения, с ним соединяются прочие 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 этому главному сместителю надвига приурочены собственно Чаганузунское месторождение, Чуйское и Красногорское месторождения. В данном случае рудоподводящий разлом является и рудовмещающей структурой.

Геологическое строение Чаганузунского месторождения отражено на рис. 7. В пределах рудного поля выделяются два тектонических блока, разделяемых сместителем Чаганузунского надвига. Северное взброшенное крыло надвига сложено зеленокаменными метаморфизованными эффузивами и сланцами арыджанской свиты нижнего кембрия с несколькими линзами окремненных известняков. Висячее крыло надвига слагает пластина рассланцованных серпентинитов, в которой заключены различных размеров бескорневые блоки габброидных пород, представляющие собою, по-видимому, разорванные и растянутые дайки, а также тектонические блоки амфиболизированных эффузивов и окварцованных известняков, явно втянутых в пластину серпентинитов в процессе формирования надвига.

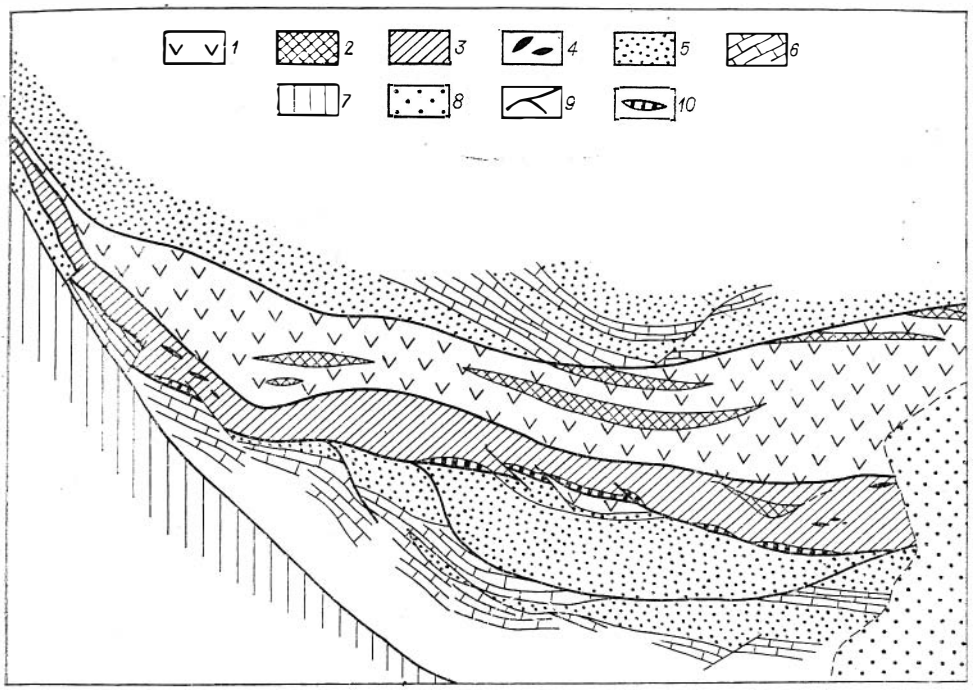


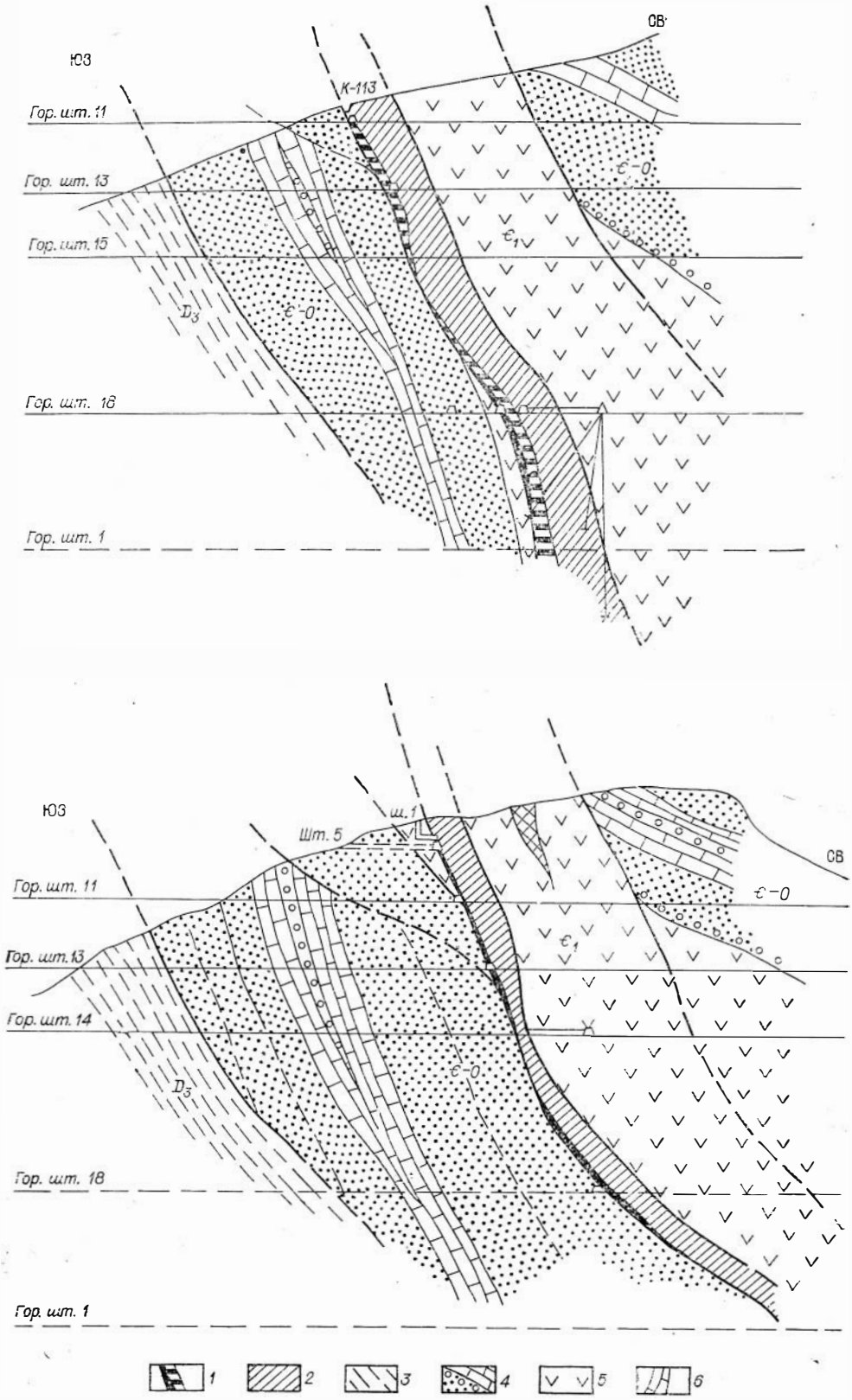
Рис. 7. Схема строения Чаганузунского месторождения (по В. А. Кузнецову и материалам Курайской геол.-развед. экспедиции).

1 — зеленокаменные эффузивы, туфы, сланцы нижнего кембрия (?); *2* — окремненные известняки; *3* — серпентиниты; *4* — тела габбро-диоритов; *5* — песчаники (граувакки) курайской свиты; *6* — известняки курайской свиты; *7* — глинистые сланцы, мергели среднего — верхнего девона, *8* — четвертичные делювиальные отложения; *9* — разломы главные и второго порядка; *10* — рудные тела (лиственитн и минерализованные известняки).

Сравнительно тонкая, не превышающая 40—50 м в поперечнике, плоская пластина серпентинитов прослеживается на несколько километров по простиранию. Видимо, ее следует рассматривать как своеобразный серпентинитовый тектонит, образованный пластичными серпентинитами, внедрявшимися под давлением в ослабленную зону сместителя надвига. Далее к северу на породах кембрия лежат конгломераты, граувакки и калькарениты курайской свиты кембрия — ордовика.

Южное относительно опущенное крыло сложено серыми песчаниками, граувакками и известняками курайской свиты. В прослоях внутриформационных конгломератов встречаются гальки археоциатовых известняков. Блок пород курайской свиты взброшен, в свою очередь, 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 (см. рис. 7).

Главный сместитель Чаганузунского надвига отличается сложным строением. В пределах месторождения он имеет вид плавно изогнутой дуги, выпуклой частью обращенной к юго-западу, образуя при этом ряд более мелких изгибов как по простиранию, так и по падению. Он сопровождается серией сопряженных с ним разрывов второго порядка в лежачем крыле в толще песчаников и известняков и системой трещинных зон более высоких порядков. Кроме пластины серпентинитов вдоль главного сместителя располагаются тектонические блоки окварцованных известняков и зеленокаменных эффузивов, захваченные из кембрийской толщи висячего крыла. Поверхность главного сместителя осложнена флексурными или волнообразными перегибами как по простиранию, так и по падению. Флексурные изгибы поверхности сместителя надвига обусловили столбообразный характер обогащенных минерализацией участков главной рудной зо-


ЮЗ
СВ
К-113
Гор. шт. 11
Гор. шт. 13
Гор. шт. 15
Гор. шт. 16
Гор. шт. 1
D_3
ϵ -0
ϵ_1
ЮЗ
Шт. 5
ш. 1
СВ
Гор. шт. 11
Гор. шт. 13
Гор. шт. 14
Гор. шт. 18
Гор. шт. 1
D_3
ϵ -0
ϵ_1
1
2
3
4
5
6

ны. Именно к этим участкам приурочены все основные рудные тела месторождения. Общее падение плоскости сместителя сравнительно крутое, порядка 60°, но отмечаются участки выполаживания до 40°, что также способствует концентрации оруденения (рис. 8).

Нарушения второго порядка представляют собой диагональные зоны дробления, отходящие от главного сместителя в сторону пород лежачего бока. Установлены они в центральной части месторождения и на Нижне-Талдыдюргунском участке в известняках и песчаниках курайской свиты.

К нарушениям третьего порядка относятся дизъюнктивы, секущие 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. Взбросы и взбросо-сдвиги обычно выражены маломощными (до 10—12 см) трещинами, заполненными глинкой трения. На стенках этих трещин нередко можно наблюдать зеркала скольжения со следами растертой киновари и жильных минералов.

Сбросы и сбросо-сдвиги выражены зонами дробления и милонитизации пород мощностью от 0,5 до 5м, хотя амплитуда смещения по ним также редко превышает 1—2 м, лишь по двум более крупным нарушениям этого типа в шт. 2 и 16 были зафиксированы перемещения до 8 м. Нарушения третьего порядка играют существенную роль в локализации оруденения, с ними связаны многочисленные кварцево-доломитовые жилы и рудные прожилки, нередко испытавшие 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 сформирована узкая, но весьма выдержанная зона осветленных карбонатизированных серпентинитов, переходящих в зону отальк ованных серпентинитов, тальково-карбонатных пород и лиственитов. Последние сложены кварцем, железо-магнезиальными карбонатами, хромсодержащей гидрослюдой, иногда хлоритом, глинистыми смешанно-слоистыми минералами и альбитом, образующим тонкие жилки. Известняки лежачего крыла испытывают доломитизацию и окварцевание, песчаники — карбонатизацию и аргиллизацию. Ртутное оруденение наложено на испытавшие дробление и брекчирование лиственит, доломитизированные и окварцованные известняки и песчаники.

В пределах главной рудной зоны 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 600 м, в целом не проявляя признаков уменьшения интенсивности оруденения с глубиной. Степень интенсивности его по падению неравномерна. Это связано с чередованием участ-

Рис. 8. Чаганузунское месторождение. Геологические разрезы (по материалам Курайской геол.-развед. экспедиции).

1 — рудные тела (минерализованные лиственит 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.

ков 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, таких как развитие крутопадающих секущих нарушений, зон брекчий, наличие в лежачем боку рудовмещающей зоны известняков и т. д.

Рудными телами Чаганузунского месторождения являются; а) линзообразные тектонические блоки доломитизированных, окремненных и оруденелых известняков кембрийской толщи висячего крыла надвига; б) зоны минерализованных известняков кембро-ордовика лежачего крыла; в) оруденелые апосерпентинитовые лиственитыи г) минерализованные брекчии в зоне надвига. По структурному положению, морфологии и размерам рудные тела месторождения могут быть разделены на две группы — к первой из них относятся рудные тела, заключенные в основной рудной зоне, приуроченной к тектоническому шву серпентинитов с породами курайской свиты. Вторая группа рудных тел связана с трещинами оперения главного разлома в породах курайской свиты. Подавляющая масса руд сосредоточена в рудных телах первой группы. Неравномерным и прерывистым распределением оруденения в рудной зоне обусловлены линзообразная форма рудных тел, нередко выдержанных по падению на десятки и сотни метров, и группировка в рудные столбы, положение которых контролируется волнообразными изгибами экранирующей поверхности надвига.

Главный рудный минерал — 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, кристификационная текстуры.

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

Лиственитыи лиственитизированные породы в районе, по-видимому, разновозрастны и большей частью представляют собой дорудные образования, не связанные с ртутной минерализацией. Лиственитизация серпентинитов в зонах разломов, особенно в тектонических контактах серпентинитов с карбонатными породами — известняками и доломитами нижнего кембрия, широко развита в Чаганузунском рудном поле вне рудной зоны и обычно не сопровождается ртутным оруденением. Детальные исследования лиственитов района Чаганузуна (И. П. Щербань, А. С. Борисенко) показали, что наряду с лиственитами, содержащими слюду (фуксит), имеются лиственыты, содержащие глинистые минералы, гидрослюды, образование которых следует связывать с деятельностью относительно низкотемпературных гидротермальных растворов, вызывающих аргиллизацию песчаников. Весьма вероятно, что образование таких гидрослюдистых низкотемпературных лиственитов в некоторых случаях вызвано наложением процессов аргиллизации на ранее сформированные более высокотемпературные слюдяные лиственыты.

С приведенными данными о наличии в Чаганузунском рудном поле различных по составу лиственитов хорошо согласуются следующие материалы по абсолютному геологическому возрасту лиственитов различных типов (определения K-Ar методом по породе, выполненные в лаборатории геохронологии Института геологии и геофизики Л. В. Фирсовым). В двух анализах апосерпентинитового слюдяного лиственита из участка Сейсмостанции,вне рудной зоны, при содержании K_2O=0,33 и 0,21%, получено значение возраста 441 ± 17 и 336 ± 18 млн. лет. Для гидрослюдистого лиственита с киноварью из рудной зоны (шт. 18), при содержании K_2O = 0,15%,

это значение составило 150 ± 30 млн. лет, для серицитизированного (аргиллизированного) песчаника из рудной зоны (шт. 18), при содержании K_2O = 0,22%, равнялось 181 ± 6 млн. лет.

Наличие в Курайской рудной зоне древних апосерпентинитовых лиственитов, не сопровождающихся ртутной минерализацией, установлено и в других участках. Так, в частности, получены данные по абсолютному возрасту лиственитов из долины р. Курумду-Айры из зоны, где не проявилась ртутная минерализация. Зона была ранее описана авторами (Кузнецов и др., 1962).

По данным той же лаборатории (Л. В. Фирсов), для лиственита из этой зоны K-Ar методом по породе с содержанием K_2O=0,5% получено значение возраста 410 ± 2 млн. лет. Там же, в рудной зоне Курумдинского рудопроявления, для аргиллизированного хлорит-биотитового сланца с киноварью (из шт. 1) при содержании K_2O=1,06% значение возраста составило 187 ± 4 млн. лет.

Необходимо отметить, что в пределах Чаганузунского рудного поля к рудной зоне, контролирующей ртутное оруденение, приурочены проявления минерализации другого состава. К востоку от Чаганузунского месторождения на Талды-Дюргунском участке имеется жила арсенопирита, ориентированная в меридиональном направлении, секущая поверхность главного глыбового надвига, т. е. появившаяся после формирования последнего. Там же, в лежачем крыле надвига среди песчаников и известняков кембро-ордовика проявлена минерализация в виде кальцит-баритовых прожилков с галенитом и тетраэдритом. Судя по минеральным ассоциациям, эти проявления эндогенной минерализации более ранние и предшествовали ртутной минерализации.

Формирование месторождения можно представить в виде достаточно сложного многоэтапного процесса:

1) ранний дорудный этап — формирование разломов, лиственитизация;

2) следующий дорудный этап — появление свинцовой (галенитовой) и мышьяковой (арсенопиритовой) минерализации;

3) рудный этап — предрудная аргиллизация и образование низкотемпературных гидрослюдистых лиственитов;

три стадии минерализации; а) магнезиально-карбонатно-кварцевая с ранними сульфидами никеля, железа, меди, цинка, сурьмы и ртути; б) основная рудная доломит-антимонит-киноварная; в) послерудная карбонатно-диккитовая;

4) послерудные разрывы и относительно небольшие перемещения.

О температурах минералообразования (в основной рудной стадии) можно судить по гомогенизации газово-жидких включений в нерудных минералах и киновари. Они определяются для кварца в 150—190°С и для киновари — в 120—180°С (Васильев и др., 1973). Начальные температуры минералообразования, по-видимому, незначительно превышали 200°С.

Имеются некоторые данные о составе газово-жидких включений в ряде жильных минералов. В кварце и анкерите установлены хлоридно-карбонатные растворы с общей концентрацией 8,2 вес.%; в составе газовой фазы более всего углекислоты, содержание которой достигает 85,7% объема и кислые газы (до 14% объема), среди которых, вероятно, преобладает сероводород (Борисенко и др., 1974).

Красногорское и Чуйское месторождения

На восточном продолжении Чаганузунского разлома, контролирующего ртутное оруденение, располагаются однотипные Красногорское и Чуйское месторождения, которые входят в Чаганузунское рудное поле.

Красногорское месторождение, как и Чуйское, размещается непосредственно в зоне разлома. Последняя здесь имеет более простое строение,

чем в западной части рудного поля. Поверхность сместителя разлома более круто падает на север. Взброшена та же нижнекембрийская зеленокаменная эффузивно-осадочная толща. В ней затерта серия кулисно расположенных небольших плоских линзообразных тел серпентинитов. В опущенном крыле развиты песчаники и глинистые сланцы девона. Рудные тела — лиственитн, минерализованные известняки и сланцы кембрийской толщи. Минеральный состав и тип руд аналогичен рудам Чаганузунского месторождения. Рудная зона прослежена на несколько сот метров на поверхности и на глубину бурением до 300 м. Восточный фланг Красногорского месторождения погружается под среднетретичные угленосные отложения Чуйской степи. Тем самым устанавливается верхняя возрастная граница ртутного оруденения Курайской рудной зоны Горного Алтая.

В интервале между Чаганузунским и Красногорским месторождениями располагается Чуйское рудопроявление. В нем оруденение локализуется на расстоянии в несколько десятков метров от рудоподводящего разлома в окремненных известняках и доломитах нижнего кембрия, частью в черных кварцитах. Рудными телами являются системы минерализованных трещинных зон и брекчий.

Чазадырское месторождение

Чазадырское месторождение находится в юго-западной части Тувы в бассейне р. Барлык, притока р. Хемчик; открыто в 1954 г. геологом А. Н. Чистяковым. В изучении участвовали В. И. Бондаренко, Б. М. Штромило, Ю. П. Цыпуков, В. И. Сотников, В. А. Кузнецов и другие исследователи.

Месторождение приурочено к одноименному широтному разлому, одному из составляющих Саяно-Тувинской зоны разломов и ртутного оруденения. По этому разлому приведены в соприкосновение толща кислых эффузивов среднего девона, развитая на севере на правом берегу рч. Чазадыр, с метаморфическими сланцами докембрия и зеленокамен-

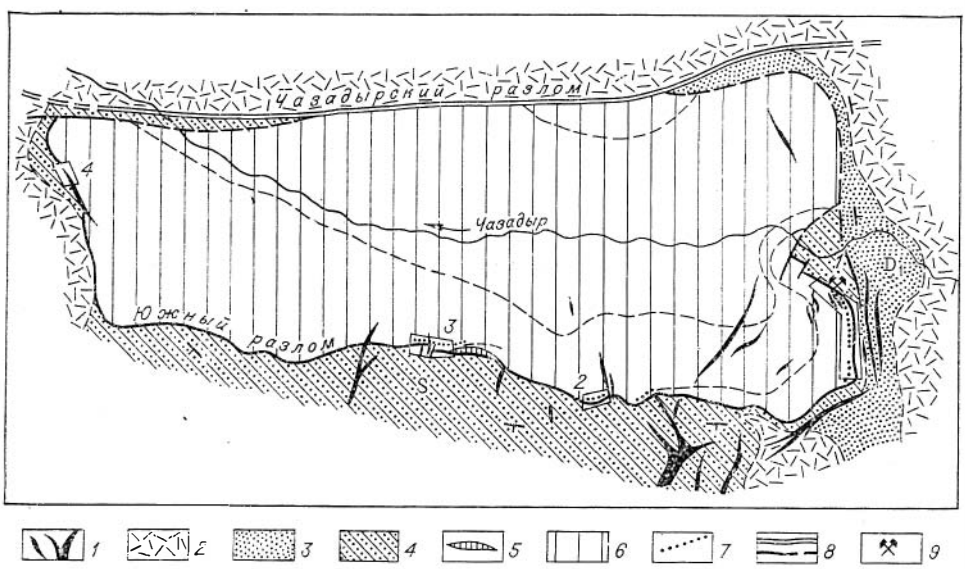


Рис. 9. Геологическое строение района Чазадырского месторождения (по материалам Б. Штромило и В. Бондаренко).

1 — дайки диабазов: *2* — кислые эффузивы среднего — верхнего девона; *3* — песчаники и туфы девона; *4* — песчаники, алевролиты силура; *5* — серпентиниты; *6* — метаморфические сланцы докембрия — нижнего кембрия (?); *7* — кварциты, лиственитн и рудные тела; *8* — разломы; *9* — Чазадырское месторождение. Цифры на схеме: 1 — главный рудный участок; 2 — Туренгат-I; 3 — Туренгат-II, 4 — Дальний.

ными породами кембрия, в том числе серпентинитами, выступающими в виде осложненного разломами ядра антиклинальной складки, к югу от Чазадырского разлома. Характерно, что минерализация в толще девонских эффузивов, развитых севернее разлома, здесь не обнаружена; видимо, она отсутствует.

Ртутное оруденение локализуется в ветви Чазадырского разлома, которая ограничивает блок древних пород с востока и юга и является структурой второго порядка, видимо оперяющей основной Чазадырский разлом (рис. 9). В этой структуре размещается как собственно Чазадырское месторождение, так и другие рудные участки (Туренгат-I, -II и др.).

Оруденение локализуется непосредственно в зоне разлома, которая является как рудоподводящей, так и рудовмещающей структурой.

На участке Чазадырского месторождения рудовмещающий разлом имеет субмеридиональное простирание при крутом падении сместителя то на восток, то на запад (рис. 10). В зоне разлома породы испытали существенный гидротермальный метаморфизм и метасоматические преобразования. В ней развиты метаморфические кварциты серого, черного и сургучно-красного цвета, кварц-карбонатные породы различного состава, а в случае, когда в зоне разлома имеются серпентиниты, появляются апосерпентинитовые лиственниты. За счет зеленокаменных эффузивов и метаморфических сланцев нижнего кембрия и протерозоя возникают кварц-хлоритовые и кварц-серицитовые сланцы. Испытавшие гидротермальный метаморфизм породы в зоне разлома пронизаны послойными и рассечены поперечными дайками габбро-диабазов и диабазовых порфиритов, которые секут в данном районе все толщи, включая девонские, и являются наиболее поздними образованиями. Эти диабазы секут все породы рудовмещающей зоны, а также лиственниты. Ртутное оруденение еще более позднее, накладывается на раздробленные и испытавшие обычно слабую аргиллизацию дайки диабазов. Особенно отчетливо это установлено на рудном участке Туренгат-II. Рудовмещающая зона разлома с затертым в ней линейным телом серпентинитов и полосой лиственитов пересечена дайками габбро-диабаза. Затем вся зона вместе с дайками диабаза испытала брекчирование вдоль трещин, в которых происходит слабо выраженная аргиллизация диабазов и образуется вкрапленность киновари (рис. 11). Как видно, здесь ртутная минерализация появляется значительно позднее процесса лиственитизации серпентинитов, поскольку между оруденением и лиственитизацией внедрились интрузии диабазов.

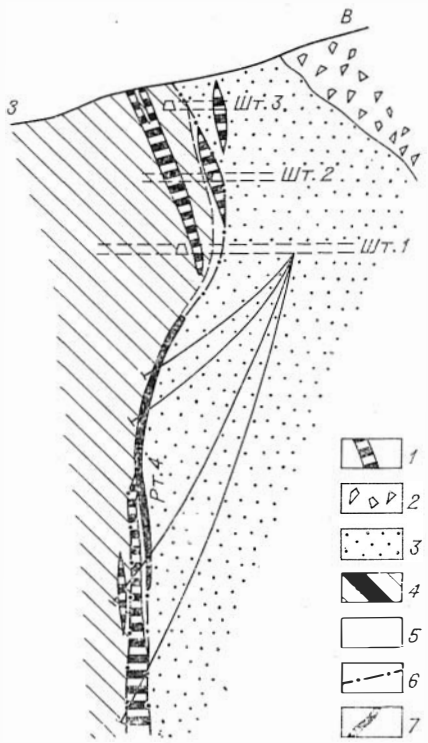


Рис. 10. Строение Чазадырского месторождения (по материалам Б. Штромило, В. Бондаренко и др.).

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.

Это хорошо подтверждается данными по абсолютному возрасту лиственитов из этого участка. Определение K-Ar методом по породе, при содержании $K_2O = 2{,}01\%$, дало значение возраста 413 ± 5 млн. лет (лаборатория геохронологии ИГиГ СО АН СССР, аналитик Л. В. Фирсов).

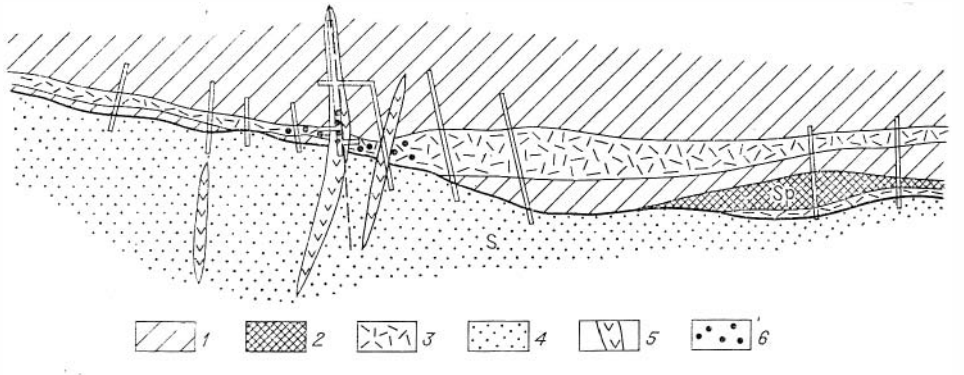


Рис. 11. Пересечение дайками диабазов зоны разлома с лиственитами в участке Турентат-II Чазадырского рудного поля (по Б. Штромило).

1 — метаморфические сланцы кембрия — протерозоя; *2* — серпентиниты; *3* — лиственты; *4* — песчаники и глинистые сланцы силура; *5* — дайки диабазов; *6* — вкрапленность киновари.

Кроме того, есть основания считать, что гидротермальный метаморфизм и формирование метасоматитов в зоне Чазадырского разлома происходили гораздо ранее ртутного оруденения, что многие образования в этой зоне не имеют никакой связи с ртутной минерализацией. В частности, намного древнее, чем ртутное оруденение, участвующие в строении рудовмещающей зоны характерные сургучно-красные кварциты. Нами замечено, что обломки этих характерных кварцитов имеются в составе гальки базального конгломерата нижнего девона, залегающего здесь на толще силурийских аргиллитов, т. е. в раннем девоне уже существовала не только Чазадырская зона разлома, но и метасоматиты, в частности красные кварциты, в ее составе. Вместе с тем, здесь же отмечается вкрапленность киновари в песчаниковом цементе этого конгломерата. Как видно, часть метасоматитов в зоне разлома образовалась значительно раньше и не имеет связи с ртутной минерализацией.

Ртутное оруденение, размещаясь в зоне разлома и гидротермально измененных пород, локализуется главным образом в участках резких изгибов поверхности сместителя, иногда под местными экранирующими перегибами этой поверхности. Отмечается приуроченность концентрированного оруденения к породам с высокими содержаниями железа и магния, особенно к серпентинитам и кварц-хлоритовым метасоматитам. Рудные тела не имеют четких границ, это — линзообразные и жилообразные неправильные залежи с резкими раздувами и пережимами.

По минеральному составу руд Чазадырское месторождение обнаруживает сходство с Чаганузунским. В рудах отмечаются реликтовые минералы — магнетит, хромит, фуксит и другие. Главные минералы — киноварь, кварц, анкерит. Реже и в меньших количествах встречаются пирит, халькопирит, ртутьсодержащая блеклая руда, серицит, барит. К редким минералам относятся галенит, реальгар, ваэсит, миллерит, герсдорфит; нерудные — доломит, альбит, хлорит. Гипергенные минералы — гидроокислы железа и марганца, малахит, азурит, халькозин, опал, гипс и другие. Текстуры руд — штокверковые, брекчиевые, вкрапленные.

Гомогенизация газово-жидких включений в минералах происходит при температурах: в кварце — 120—180°С, анкерите — 125—145, барите 130—140, киновари — 90—155, кальците — 70°С (Васильев и др., 1973). Во включениях в кварце и киновари законсервированы высококонцентрированные хлоридные растворы с общей концентрацией солей до 36,9 вес.%, в газовой фазе содержится углекислота 52—52,5 об.%, кислые газы 14, азот и редкие газы — 33,5 об.%. Характерно, что в

кальците, завершающем минералообразование, во включениях установлены аналогичные по своему составу, но сильно разбавленные растворы.

Таким образом, Чазадырское месторождение — типичное эпитермальное. К лиственитовому минеральному типу оно относится по особенностям минерального состава руд, который обусловлен средой рудообразования, по наличию в составе вмещающих пород хлоритовых сланцев, серпентинитов и лиственитов. Лиственитизация в данном случае явно дорудная. Околорудные изменения здесь слабо выражены — в виде аргиллизации, окварцевания и баритизации пород. Если говорить о последовательности формирования месторождения, то следует выделить: 1) ранний дорудный этап формирования сравнительно высокотемпературных метасоматитов — кварцитов, хлоритовых сланцев, лиственитов; 2) внедрение даек диабазов; 3) собственно рудный этап, в котором выделяются четыре стадии минерализации: а) кварцевая, б) кварц-барит-серицит-киноварная, в) карбонатно-сульфидная, г) кальцитовая.

3. МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАРБОНАТНО-КИНОВАРНОГО ТИПА

К карбонатно-киноварному типу относятся месторождения, сформированные в существенно карбонатных толщах пород — известняках, доломитах, с подчиненным количеством пород алюмосиликатного состава. Месторождения этого типа известны в эвгеосинклинальных и складчатых зонах, в орогенных прогибах и на платформах, испытавших активизацию. Для концентрации оруденения в месторождениях данного типа особенно важно наличие экранирующих или подпруживающих структур. Без них наблюдается рассеянное гнездовое оруденение. При наличии экранов формируются поднадвиговые месторождения с субпластовыми и пластовыми рудными залежами. Гидротермальные изменения вмещающих пород выражаются в доломитизации, кальцитизации, окварцевании карбонатных пород и аргиллизации пород алюмосиликатного состава. Главные рудные минералы — киноварь, пирит, реже антимонит, второстепенные — антимонит, реальгар, ртутьсодержащие блеклые руды, иногда акташит. Нерудные гидротермальные минералы — кальцит, доломит, кварц, иногда барит.

Представителями месторождений этого типа в Алтае-Саянской провинции являются Акташское и Сарасинское месторождения и ряд рудопроявлений в Курайской и Сарасинской зонах. К этому же типу мы относим месторождения Лево-Сакынджинского района Верхояно-Колымской рудной провинции, некоторые месторождения Южного Тянь-Шаня — Сымап, Адыракоу, Карасу и др., а также известные месторождения района Вань-Шань в Юго-Восточном Китае.

Акташское месторождение

Находится в юго-восточной части Горного Алтая в пределах Курайской ртутной зоны.

Месторождение открыто в 1935 г. геологами В. А. Кузнецовым и А. С. Мухиным. Оно изучалось и описано многими исследователями — В. А. Кузнецовым, А. С. Мухиным, А. А. Сауковым, Л. Д. Староверовым, Н. Х. Белоус, Ю. В. Рождественским, Ю. К. Шумиловым, А. Б. Русановым, В. Е. Бурлакиным, Н. И. Бородаевским, П. М. Бондаренко, В. И. Васильевым, О. Г. Епифанцевым и др.

Акташское месторождение связано с той же региональной Курайской зоной разломов, в которой размещается описанное выше Чагану-

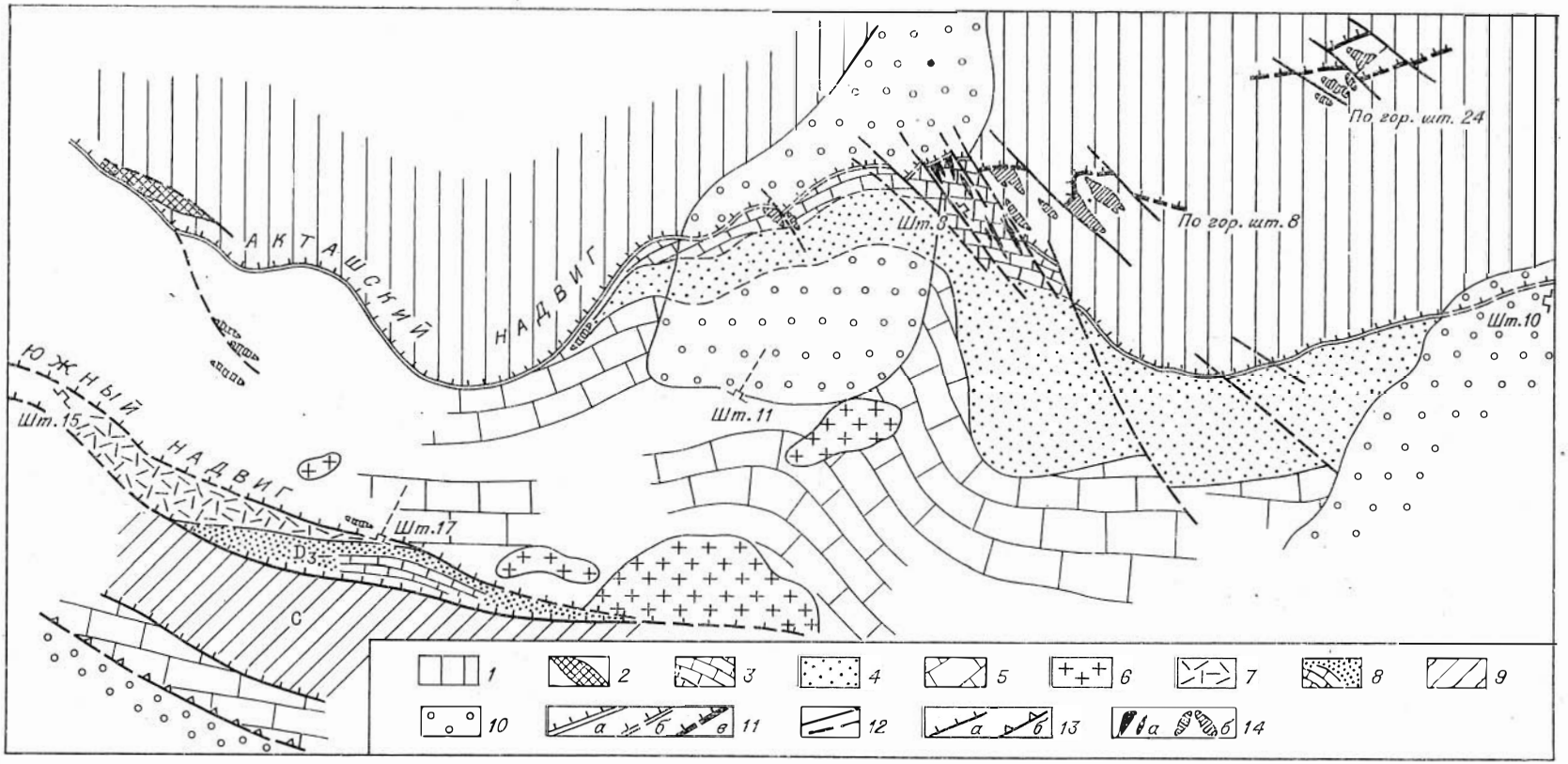


Рис. 12. Геологическое строение Акташского месторождения (по В. А. Кузнецову, В. И. Васильеву и материалам Курайской геол.-развед. экспедиции).

1 — метаморфизованные сланцы Акташского надвига; *2* — серпентиниты; *3* — известняки рудовмещающей толщи кембрия — ордовика; *4* — песчаники этой же толщи; *5* — известняки «ядра» антиклинальной складки рудовмещающей толщи; *6* — массивы каледонских диоритов; *7* — эффузивы среднего девона; *8* — мергели и известняки верхнего девона; *9* — угленосная толща нижнего карбона; *10* — моренные отложения); *11* — линия выхода сместителя Акташского надвига; (*а* — на поверхность рельефа, *б* — под покровом моренных отложений, *в* — на горизонтах шт. 8 и 24); *12* — диагональные сбросы; *13* — южный надвиг (*а*) и послерудный кайнозойский надвиг на морену (*б*); *14* — рудные тела на поверхности рельефа (*а*) и не выходящие на поверхность (*б*).

зунское месторождение, но находится в несколько иной геологической обстановке. Месторождение приурочено к зоне одноименного Акташского надвига, расположенного кулисообразно по отношению к Чаганузунскому надвигу. 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 полосами хлоритизированных пироксеновых и плагиоклазовых порфиритов. Среди плагиоклазовых порфиритов и метаморфизованных сланцев встречаются вытянутые вдоль сместителя надвига и, вероятно, тектонически вовлеченные в зону надвига узкие линзы рассланцованных серпентинитов. В участке месторождения эта толща, слагающая северное крыло надвига и играющая роль экранирующей структуры, залегает моноклинально с падением на север-северо-восток под углом 20—40°, согласно с элементами падения поверхности сместителя надвига (рис. 12).

Лежачий бок надвига слагает толща песчаников и известняков курайской свиты кембрия — ордовика, образующая на месторождении антиклинальную складку, северное крыло которой, включающее горизонт серо-зеленых песчаников и лежащих над ними известняков, падает на север согласно с поверхностью надвига, но под несколько более крутым углом (около 40°). Пачка известняков северного крыла антиклинали, перекрытая поверхностью надвига, служит основным рудовмещающим горизонтом.

С Акташским надвигом сопряжен второй крупный разлом — ответвление главного. По относительно крутому и более прямолинейному сместителю этого нарушения, падающему также на север, известняки курайской свиты кембрия — ордовика надвинуты на зажатые в системе разломов пачки пестроцветных пород — порфиритов и песчаников среднего девона, серых и табачно-серых алевролитов, черных углистых сланцев и серых известняков нижнего карбона.

Наконец, южнее наблюдается еще один пологий глыбовый надвиг, по которому все палеозойские образования надвинуты на окраину древнейшего в данном районе массива, сложенного рифейскими карбонатными толщами. Этот последний надвиг испытал крупные подновления в четвертичное время. По нему палеозойские породы надвинуты на третичные озерные и четвертичные моренные отложения, причем амплитуда перемещения превышает 200 м. Это уже послерудные проявления неотектоники.

Рудовмещающая толща известняков и песчаников курайской свиты прорвана мелкими интрузивными телами диоритов, принадлежащих к так называемому Таджилинскому интрузивному комплексу каледонского возраста, пассивными по отношению к современной геологической структуре района и не имеющими отношения к ртутному оруденению. Более поздние герцинские и послегерцинские магматические образования в пределах рудного поля не известны. За его пределами в Курайской зоне имеются проявления, по-видимому, мезозойского магматизма в виде даек щелочных базальтоидов Чуйского интрузивного комплекса.

Таким образом, Акташское месторождение расположено в структуре, заложившейся в нижнем палеозое в зоне эвгеосинклинального прогиба вдоль глубинного разлома, сопровождавшегося кембрийскими гипербазитовыми интрузиями. В каледонском этапе здесь сформировались зона складчатости и региональный Акташский надвиг. В среднем и позднем палеозое, в герцинском этапе здесь возникли орогенные прогибы типа приразломных прогибов, а затем — осложнившие их глыбовые надвиги, была сформирована близкая к современной система сложного глыбового надвига, в которой блоки более древних толщ надвигаются с севера на юг на блоки более молодых по возрасту образований. Наконец, в кайнозое про-

изошли подновления некоторых надвигов и довольно значительные послерудные перемещения и поднятия.

Ртутное оруденение локализуется главным образом в горизонте известняков курайской свиты, непосредственно под перекрывающими их метаморфизованными сланцами висячего бока Акташского надвига. Наиболее благоприятными для локализации оруденения были структурные узлы, в которых поверхность надвига образует флексурные перегибы и осложняется системами диагональных 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 метаморфизованных сланцах висячего крыла надвига. Диагональные сбросо-сдвиги и сопряженные с ними трещинные зоны стали основными рудораспределяющими каналами и рудовмещающими структурами. Наибольшая концентрация оруденения наблюдается на участках повышенной трещиноватости рудовмещающих известняков, в зонах дробления под сводовыми перегибами поверхности надвига, являющейся структурно-литологическим экраном (рис. 13).

Так как оруденение локализуется главным образом в одном горизонте известняка, непосредственно под экранирующей поверхностью надвига,

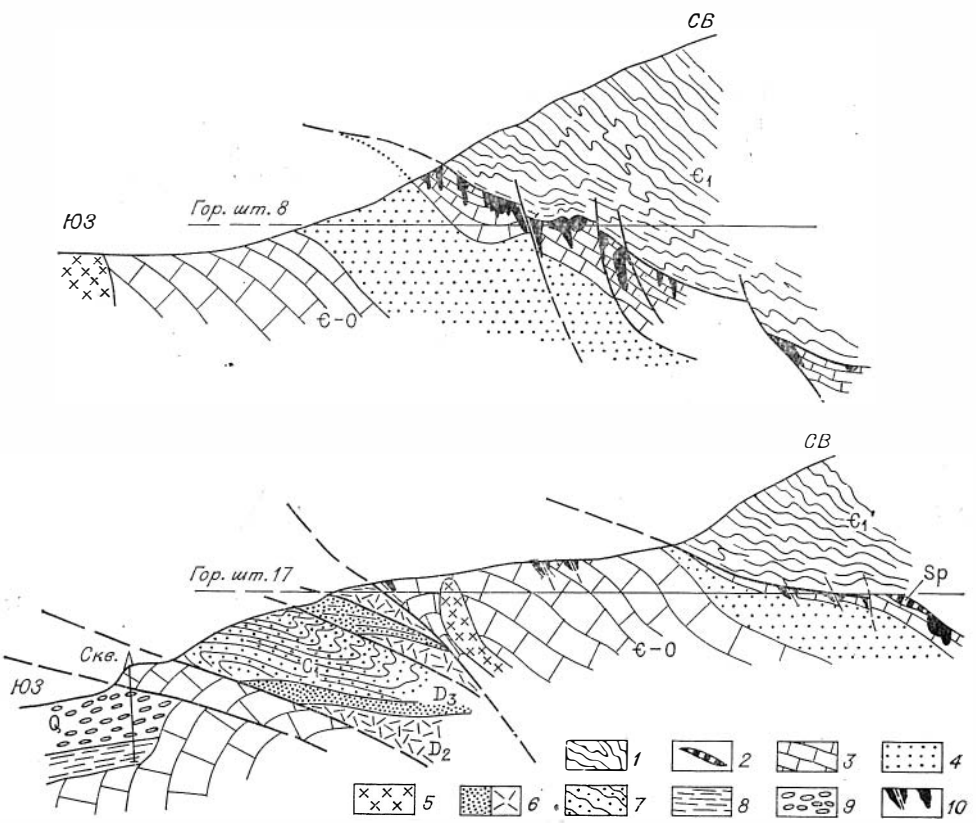


Рис. 13. Геологические разрезы Акташского месторождения (по В. А. Кузнецову и материалам Курайской геол.-развед. экспедиции).

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

Акташское месторождение может рассматриваться как представитель структурного типа субпластовых поднадвиговых месторождений.

Подчиненное значение имеет оруденение в нижележащих известняках ядра антиклинали, связанное с южным ответвлением главного надвига.

Рудными телами Акташского месторождения являются участки сближенных трещин и повышенной трещиноватости 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 трубообразные залежи.

Рудовмещающие известняки испытали дорудное, по-видимому, неоднократное дробление, доломитизацию, частично — окварцевание и особенно интенсивную кальцитизацию. За счет редких линз серпентинитов, затертых в зоне надвига, возникли тела лиственитов незначительного размера.

Процесс доломитизации с образованием белых и серых доломитов был, очевидно, относительно ранним, дорудным, возможно не имеющим непосредственной связи с ртутной минерализацией. Наиболее интенсивной и близкой по времени с рудным процессом были перекристаллизация известняков и образования крупных неправильных тел, линз и жил кальцита — молочно-белого, бурого, розового, иногда зонального, а также аргиллизация алюмосиликатных пород. То обстоятельство, что кальцитизация, играющая главную роль среди других околорудных изменений, наиболее тесно связана со временем рудоотложения, а кальцит — основной нерудный минерал в рудах, позволяет отнести Акташское месторождение к карбонатно-киноварному минеральному типу.

Текстуры руд — вкрапленные, массивные (сливные), брекчиевые, брекчиевидные, штокверковые, полосчатые.

Минеральный состав руд достаточно сложен, хотя практически руды представляются мономинеральными, существенно киноварными. Главные рудные минералы — киноварь и пирит. Второстепенные — антимонит, реальгар, аурипигмент, ртутьсодержащие блеклые руды, в том числе шванцит, Hg-ферротеннантит, Hg-зандбергерит, а также встречающийся в меньших количествах новый минерал акташит. В ничтожных количествах обнаружены редкие минералы— сфалерит, халькопирит, халькостибит, гвадалкацарит, энаргит и др. Выделяются две генерации киновари. К первой ее генерации относятся: кристаллическая мелкозернистая киноварь, приуроченная к зонам дробления, в которых она встречается в виде обломков; вкрапленная (в том числе и метакристаллы), тесно ассоциирующая с сульфидами и сульфосолями других элементов, и метаколлоидная киноварь (губчатая, дендритная), наблюдавшаяся в гнездах и сложных жилах кальцита. Разности киновари первой генерации несколько отличаются друг от друга по составу элементов-примесей. Наиболее богата элементами-примесями мелкозернистая киноварь, в которой содержатся сурьма, мышьяк, медь, свинец, таллий, следы ванадия и никеля. Вторая генерация киновари представлена в основном крупнозернистыми образованиями, обладающими признаками метасоматического способа отложения, и метакристаллами. Киноварь этой генерации тесно ассоциирует с антимонитом, гвадалкацаритом, кварцем, кальцитом и диккитом. Она содержит меньшее число и количество элементов-примесей.

Среди гипергенных минералов известны: ртуть самородная, иногда присутствующая в значительных количествах; сера самородная, обычно ассоциирующая со ртутью; гипергенная порошковатая киноварь, образованная при разложении ртутьсодержащих сульфидов (акташита, блеклых руд) и гипогенной киновари, а также халькозин, ковеллин, азурит, малахит, гематит, сурьмяные охры, гидроокислы железа и др.

Нерудные гипогенные минералы: главные — кальцит, кварц; второстепенные — доломит, диккит, серицит, хлорит, графит. Из гипергенн-

ных нерудных минералов распространены арагонит, гипс. Для руд Акташского месторождения характерно полное отсутствие барита и флюорита.

В формировании месторождения могут быть выделены два этапа. Первый, дорудный, выражен в доломитизации рудовмещающих известняков, окварцевании и пиритизации их, энергично проявившейся на закрытом восточном фланге месторождения.

Второй, рудный, этап разделяется на три стадии: полисульфидную, кварц-карбонатно-киноварную и кальцитовую. В первую стадию кристаллизовалось большинство сульфидов и сульфосолей относительно высокотемпературной ассоциации. Как показали минералотермометрические исследования, вероятная температура рудоносных растворов не превышала 250°С в начале и не была ниже 125°С в конце стадии. Во второй стадии, судя по температурам гомогенизации газово-жидких включений (часто с жидкой углекислотой) в кальцитах, температура растворов изменялась от 135 до 70°С. В третьей стадии минералообразование осуществлялось из гидротерм с температурой ниже 100°С.

Как Чаганузунское и другие месторождения Курайской зоны в Горном Алтае, Акташское относится к группе эпитермальных.

На дальнейшем северо-западном продолжении того же рудоконтролирующего разлома — Акташского надвига — известны еще два совершенно однотипных месторождения: Красноворотское и Чубеккульское.

Красноворотское месторождение расположено на правом склоне долины р. Чибит, непосредственно выше ущелья Красные ворота. Чубеккульское месторождение находится на том же правом склоне долины р. Чибит в 1 км ниже оз. Чубек-Куль. Оба месторождения приурочены к известнякам той же толщи кембро-ордовика, с которой связано Акташское месторождение. Рудами являются зоны вкрапленности киновари и кальцитовые с киноварью жилы в известняках, связанные с системами пологопадающих трещин, поперечных к рассланцовке.

Сарасинская группа месторождений

Ряд месторождений и рудопроявлений карбонатно-киноварного минерального типа известен в Сарасинской ртутнорудной зоне, расположенной на северо-западном продолжении Курайской ртутнорудной зоны, кулисно по отношению к ней. Ртутные месторождения и рудопроявления сконцентрированы здесь в Сарасинском рудном узле: Черемшанское, Сухонькое, Ночной лог, участки Волчий лог, Новый и др. Все ртутные объекты Сарасинского рудного узла однотипны и приурочиваются 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 обусловливают концентрированное отложение оруденения. Помимо ртутного оруденения в пределах некоторых участков узла в отдельных структурных элементах проявлены сурьмяно-ртутная (Парамонов лог) и флюоритовая минерализация (Сарасинский флюоритовый участок), а также автономные баритовые жилы небольшой мощности. Особенность большинства ртутных объектов узла — заметное распространение среди минеральных ассоциаций руд сульфидов мышьяка: реальгара и аурипигмента (рис. 14).

Более крупное и лучше других разведано месторождение **Сухонькое**. Оно изучалось геологами Н. С. Коржневым, С. Ф. Дубинкиным, В. А. Кузнецовым, а в последнее время Л. И. Шепеленко, Б. Н. Лузгиным, О. Г. Епифанцевым и др. (рис. 15).

Основная масса руд на месторождении сосредоточена под покровом девонских отложений, надвинутых на породы верхнего протерозоя—

нижнего кембрия по сорванной поверхности стратиграфического несогласия. Отмечается оруденение и в зоне крутопадающего сброса на границе блоков, сложенных девонскими и протерозойско-кембрийскими породами.

Под надвигом девонских пород оруденение локализуется в доломитизированных и окварцованных известняках, образуя линзообразные залежи, субпараллельные поверхности срыва, тяготеющие к участкам ее флексурных перегибов. Рудоподводящими являются крутопадающие нарушения северо-восточного простирания, ступенчато смещающие поверхность срыва и контролирующие размещение рудных тел. Буровыми скважинами и горными выработками на месторождении установлены три таких рудных тела, не имеющих выхода на дневную поверхность. На поверхности ртутное оруденение было известно лишь в крутопадающем разломе, ограничивающем блок девонских пород с востока. Вдоль него сформировалась крутопадающая залежь, которая служила объектом разведки на первом этапе изучения этого месторождения.

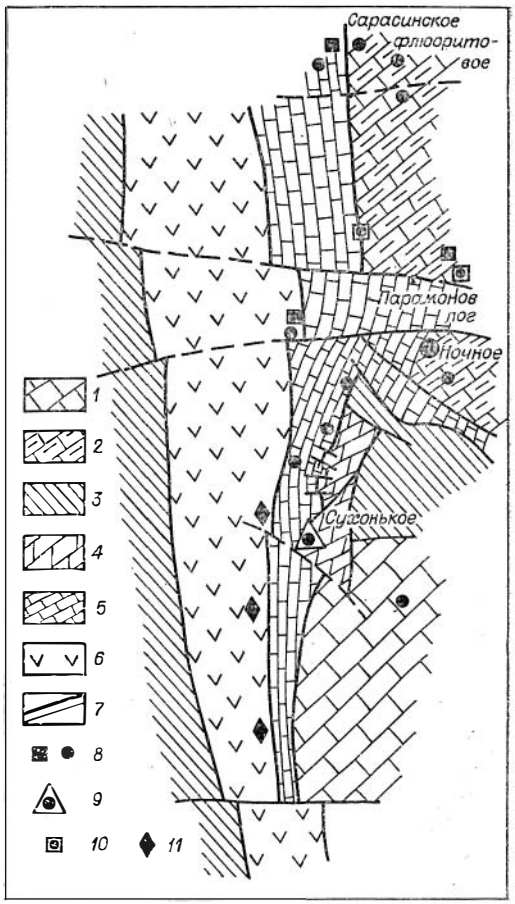


Рис. 14. Рудопроявления Сарасинского рудного узла (по материалам Северо-Алтайской геол.-развед. экспедиции).

1 — известняки и доломиты баратальской свиты рифея; *2* — карбонатная каянчинская свита рифея; *3* — эффузивно-осадочная каимская свита нижнего кембрия; *4* — известняки нижнего кембрия (рудовмещающие в месторождении Сухонькое); *5* — известняки, песчаники и конгломераты среднего девона; *6* — вулканогенная свита среднего девона; *7* — разломы главные и второго порядка; *8* — рудопроявления киновари (■) и флюорита (●); *9* — месторождения мышьяково-ртутные; *10* — рудопроявления сурьмяно-ртутные; *11* — баритовые жилы.

Особенность минерального состава руд месторождения Сухонькое состоит в значительном развитии мышьяковой минерализации, образующей иногда линзовидные тела сплошных крупнокристаллических реальгар-аурипигментовых руд. К числу главных рудных минералов наряду с киноварью относятся реальгар и аурипигмент, встречаются в рудах пирит, марказит, антимонит. Среди жильных минералов наиболее распространены кальцит, доломит, кварц, реже барит и диккит. В составе гипергенных образований зоны окисления известны киноварь, сера, каолинит, арсенолит, арсенат-беловит, мансфилдит, арсениосидерит, арагонит, ярозит, гипс, гидроокислы железа и др. (Лузгин, 1975$_{1,2}$; Лузгин, Шепеленко, 1975).

Для руд характерны в основном вкрапленная и прожилковая текстуры, при сгущении прожилков выделяются участки руд со штокверковой текстурой. Намечаются две стадии минерализации: кварц-карбонатно-киноварная и кальцит-аурипигмент-реальгаровая, незначительно отличающиеся температурами минералообразования. Общий процесс рудоотложения укладывается в температурный интервал 200—90°С (Васильев и др., 1973).

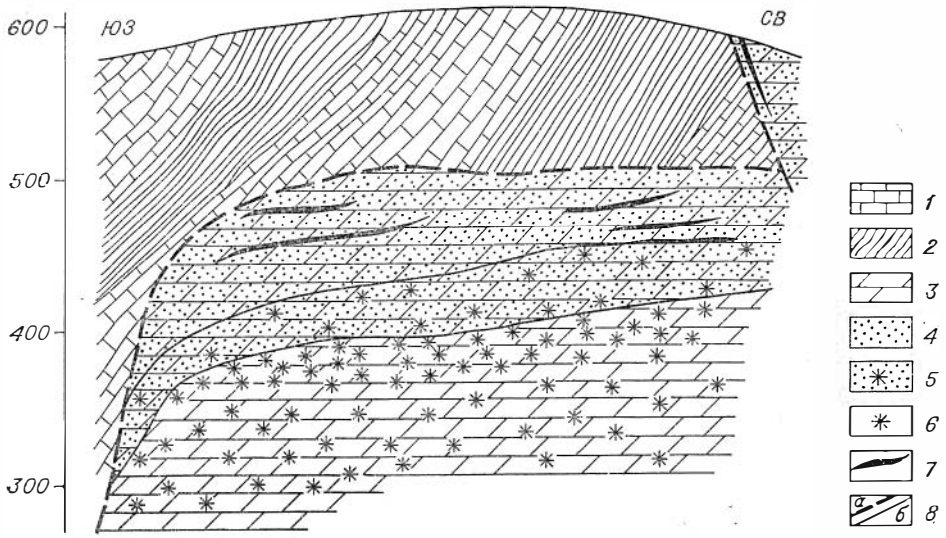


Рис. 15. Продольный геологический разрез Сарасинского ртутного месторождения (Сухонькое) (по Б. Н. Лузгину и Л. И. Шепеленко).

Терригенно-карбонатные отложения эйфеля: *1* — известняки; *2* — алевролито-песчаники; *3* — доломитизированные известняки кембро-протерозоя. Зоны прожилково-вкрапленной и рассеянной минерализации: *4* — киноварной; *5* — реальгар-киноварной; *6* — аурипигмент-реальгаровой; *7* — киноварно-рудные тела; *8* — контакты: *а* — тектонические; *б* — стратиграфические.

Черемшанское месторождение, открытое и изученное Н. С. Коржневым, расположено в южной части рудного узла, в верховьях рч. Б. Кыркылы, притока р. Сараса. Оруденение на нем приурочено к субширотному крутопадающему сбросу, сопряженному с Главным Сарасинским разломом и отделяющему на участке месторождения карбонатную толщу нижнего кембрия от эффузивно-осадочной толщи, предположительно относящуюся к среднему кембрию. Этот сброс разбит серией поперечных к нему разрывов северо-восточного простирания. Оруденение локализуется в узлах пересечения нарушений, в участках наибольшего дробления пород, при наличии местных структурно-литологических экранов. Оруденение концентрируется главным образом в раздробленных доломитах, известняках и кварцитах. Установлены два параллельных рудных тела, имеющих небольшую длину (40—50 м), но прослеживающихся на значительную глубину.

Главные рудные минералы — киноварь, реальгар и пирит, в подчиненных количествах встречаются аурипигмент и марказит. Среди жильных минералов развиты доломит, кальцит, кварц и диккит. В рудах преобладают прожилковая и вкрапленная текстуры.

Рудопроявление **Новое**, как и ряд других рудопроявлений Сарасинского рудного узла, расположено в толще эффузивно-осадочных пород среднего девона. Ртутная минерализация тяготеет к зонам дробления и разрывам северо-восточного простирания, осложняющим антиклинальную (?) структуру, и локализуется в основном в алевролитах и отчасти известняках среднего девона. Оруденение прослежено скважинами до глубины 230 м. Выявлены три рудных тела. Первое рудное тело приурочено к крутопадающей зоне брекчирования в известняках, имеющей субмеридиональное простирание. Второе и третье рудные тела расположены вдоль тектонически подновленного контакта лиловых и серых алевролитов с известняками и морфологически представляют собой крутопадающие залежи согласного структурного типа. В зонах тектонических нарушений алевролиты аргиллизированы. Основные текстуры руд — вкрапленная и прожилково-вкрапленная.

Главный рудный минерал— киноварь, второстепенные и редкие сульфиды представлены ртутьсодержащим сфалеритом с высоким количеством изоморфной примеси ртути (до 30 вес. %), пиритом, реальгаром, халькостибитом, энаргитом и др. К ведущим нерудным минералам относится кальцит, менее распространены кварц, диккит, барит, флюорит. В группу гипергенных минералов входят различные гидроокислы железа и марганца, порошковатая киноварь, образованная преимущественно за счет разложения ртутьсодержащего сфалерита и в меньшей мере — первичной киновари рудных тел, каолинит, гипс и галлуазит.

4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ КВАРЦ-ДИККИТ-КИНОВАРНОГО ТИПА

Месторождения этого типа формируются в породах алюмосиликатного состава (алевролитах, песчаниках, глинистых сланцах, конгломератах и др.) и характерны для терригенных геосинклиналей, орогенных и краевых прогибов. В минеральном составе руд месторождений резко преобладает киноварь. Антимонит присутствует в незначительном количестве. В качестве редких минералов отмечаются халькостибит, цинкенит, 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 — минерализованные зоны дробления, жилы, гнезда, тела пластового типа, штокверки.

В Алтае-Саянской провинции кварц-диккит-киноварный тип представляют Белоосиповское в Кузнецкой зоне, Таджилинское и Курумдуайринское месторождения в Курайской зоне Горного Алтая. В других районах к данному типу следует относить многочисленные месторождения Северо-Западного и Северного Кавказа — Перевальное, Сахалинское, Белокаменное и др. Видимо, к этому же типу принадлежат также Палянское месторождение на Чукотке, Ляпганайское и другие в Корякском нагорье и известное Никитовское месторождение в Донбассе.

Белоосиповское месторождение

Находится на восточной окраине Кузбасса у подножия массива Кузнецкого Алатау, в бассейне рч. Белая Осиповка, притока р. Тайдон (правобережье р. Томи). Месторождение открыто в 1961 г. геологом Б. И. Кондратенко, в его изучении участвовали Л. Г. Кочуров, Л. В. Шепетова, Я. М. Грицюк, А. А. Оболенский, Р. В. Оболенская, В. И. Васильев, И. П. Щербань, Э. М. Хакимов и др.

Месторождение связано с системой разрывов, оперяющих Бело-Осиповский 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. 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 сопрягающихся блоков, этот разлом может быть охарактеризован как взбросо-сдвиг. Положение рудной зоны месторождения подчеркивается пространственной ее приуро-

ченностью к лежачему боку дайки андезито-базальтового порфирита, которая маркирует местонахождение рудовмещающей трещинной структуры. Вмещающими породами служат переслаивающиеся конгломерато-брекчии, песчаники, алевролиты девона, полого залегающие на метаморфизованных породах кембро-ордовика, обнаженных на поверхности в прилегающем тектоническом блоке. Падение дайки андезито-базальтовых порфиритов и рудной зоны северо-восточное крутое под углом 75—80° при северо-западном простирании. Оруденелыми оказываются гидротермально измененные породы дайки, участки брекчий и пород с повышенной трещиноватостью в ее лежачем боку. Протяженность минерализованной зоны составляет более 800 м.

Оруденение в рудной зоне распределяется крайне неравномерно, участки концентрированного оруденения сменяются практически безрудными интервалами. Часто рудная минерализация проникает также в сторону висячего бока рудоносной трещины, в этом случае минерализованными оказываются гидротермально измененные породы дайки.

Рудная зона в значительной степени осложнена пострудной тектоникой. Зафиксированы надвиговые перемещения блоков вдоль пологих срывов по напластованию пород, по которым установлены смещения рудной зоны.

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-диккит, ассоциирующий в некоторых прожилках с киноварью. Второстепенное значение имеют кальцит, доломит, пирит. В отличие от других месторождений Алтае-Саянской области в рудах Белоосиповского месторождения 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 основания тельбесской серии девона и метаморфическими породами кембро-ордовика.

Вмещающие породы на месторождении претерпели интенсивный предрудный гидротермальный метаморфизм, выразившийся в аргиллизации и марказитизации. Особенно интенсивно аргиллизированы андезито-базальтовые порфириты и в меньшей степени песчаники, алевролиты и аргиллиты. Минералообразование кварц-карбонатно-киноварной стадии сопровождалось окварцеванием и доломитизацией вмещающих пород.

Изучение газово-жидких включений показало, что гидротермальный процесс протекал на фоне падения температур от 130—110°С (кварц) до 45—40° (кальцит).

К тому же типу относится **Куприяновское** рудопроявление, расположенное в 30 км к северо-западу от Белоосиповского месторождения также в зоне Кузнецкого глубинного разлома. Оно приурочено к сводовой части брахиантиклинальной складки, сложенной красноцветными эффузивно-осадочными отложениями девонского возраста. Рудная минерализация установлена в висячем боку силла андезито-базальтового порфирита, залегающего среди туфов, туфопесчаников и миндалекаменных порфиритов на участке пересечения его крутопадающим нарушением. Среди рудных минералов в участках развития минерализации преобладает киноварь, встречаются марказит, пирит, очень редки сфалерит и халькопирит, отмечается гематит. Среди жильных минералов распространены кварц, гидрослюда, кальцит, каолинит. Вмещающие оруденение породы аргиллизированы.

Курайское месторождение

Расположено в пределах Курайской ртутной зоны в Юго-Восточном Алтае, в интервале между описанными выше Чаганузунским и Акташским месторождениями. Месторождение открыто в 1936 г. А. С. Мухиным и изучалось А. С. Мухиным, В. А. Кузнецовым, В. И. Васильевым, В. А. Ласьковым и др.

Курайское месторождение размещается так же, как и Акташское, в структуре Акташского надвига. Оруденение локализуется под экранирующей поверхностью надвига, но не в известняках, а в песчаниках курайской свиты кембро-ордовика и в роговиках, возникших за счет песчаников в экзоконтактах интрузивного массива гранодиоритов каледонского Таджилинского комплекса, прорывающих толщу песчаников кембро-ордовика. Оруденение сосредоточено в нескольких маломощных трещинных зонах северо-западного простирания, относящихся к структурам оперения надвига. В рудах преобладают прожилковая, 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 составе газово-жидких включений в кварце установлены хлоридно-карбонатные растворы, достигающие концентрации 10,0 вес.%, температуры гомогенизации этих включений 145—170°С.

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

5. МЕСТОРОЖДЕНИЯ КВАРЦ-СЕРИЦИТ-КИНОВАРНОГО ТИПА

Месторождения кварц-серицит-киноварного минерального типа формируются в аналогичной с месторождениями кварц-диккит-киноварного типа геолого-структурной обстановке, главным образом в породах силикатного и алюмосиликатного состава: кварцитах, песчаниках, алевролитах, метаморфических сланцах. В рудах месторождений этого типа главный минерал представлен киноварью, второстепенные и редкие минералы — пиритом, марказитом, халькопиритом, ртутьсодержащей блеклой рудой, мышьяком. Отмечаются скопления онофрита и тиманита. Характерно полное отсутствие антимонита, реальгара и аурипигмента. 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 необходимо наличие мощных зон дробления и экранирующих структур.

В Алтае-Саянской провинции к этому минеральному типу принадлежат Горхонское месторождение в Восточном Саяне, рудопроявление Тютё и другие в Горном Алтае. За рубежом к данному минеральному типу, вероятно, относится крупнейшее месторождение Альмаден в Испании, в рудах которого наряду с киноварью заметную роль играют самородная ртуть гипогенного происхождения, серицит и цеолиты.

Горхонское месторождение

Горхонское месторождение находится у северного подножия Восточного Саяна на правом склоне р. Левый Горхон, притока р. Ии в бассейне р. Ангары. Открыто оно в 1961 г. и изучалось В. М. Кандером, З. М. Эдельманом, И. И. Щегловым, Б. Н. Лапиным и другими.

Горхонское месторождение связано с Ерминско-Горхонской зоной разлома сложного геологического строения, ограничивающей Ийско-Урикский грабен. К этой же зоне приурочено еще несколько рудопроявлений. Широким распространением здесь пользуются осадочные образования верхнепротерозойского возраста, подразделяющиеся на две свиты: аршанскую и горхонскую. По составу и условиям накопления аршанская свита относится к сланцево-песчано-карбонатной формации, а горхонская — к красноцветной песчано-конгломератовой, формирование которых связано с завершающим периодом развития Ийско-Урикского верхнедокембрийского прогиба. В современной структуре зоны разлома отложениями этих свит сложены крупные блоки, соприкасающиеся по тектоническим нарушениям.

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 (рис. 16). Они, в свою очередь, по литологическому составу расчленены на две пачки: красноцветную, представленную в основном конгломерато-брекчиями вишневой окраски с прослоями серых песчаников, и пестроцветную, сложенную крупнозернистыми кварцево-серицитовыми песчаниками серого и вишнево-бурого цвета. Горизонт так называемых «ирсымских» 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 значительным количеством оперяющих нарушений. Вдоль наиболее крупных разломов прослеживаются зоны интенсивного дробления и милонитизации пород с глинками трения, достигающие мощности 5—10 м. В карбонатно-глинистых и глинистых сланцах аршанской свиты вдоль разломов развивается мелкая плойчатость, а в прослоях доломитов — мелкие складки волочения. В зонах второстепенных, а также оперяющих нарушений наблюдается либо милонитизация, либо брекчирование пород.

Процессы гидротермального метаморфизма пород на участке месторождения проявлены локально и выразились в окварцевании, доломитизации, серицитизации и в незначительной кальцитизации. Гидротермально измененные породы образуют линейно вытянутые тела вдоль рудоконтролирующих разломов. Сильному окварцеванию вплоть до превращения в метасоматические кварциты, в равной мере подверглись как ирсымские доломиты, так и соприкасающиеся с ними по разлому песчаники. Гидротермальная доломитизация оказывается основным видом изменений в терригенных отложениях горхонской свиты. В ирсымских доломитах она представлена новообразованиями тонких жилок доломита повышенной железистости. Серицитизация по масштабам заметно уступает окварцеванию и доломитизации и, очевидно, проявилась после этих процессов, сопровождая рудообразование.

Рудные тела месторождения имеют неправильную гнездообразную форму и локализуются непосредственно в зоне разлома без видимой закономерности. Вкрапленность киновари повсеместно отмечается в песчаниках и конглобрекчиях горхонской свиты, отличающихся высокой пористостью. Более заметные концентрации ее обнаруживаются либо под тектонической глинкой, либо под прослоями глинистых алевролитов.

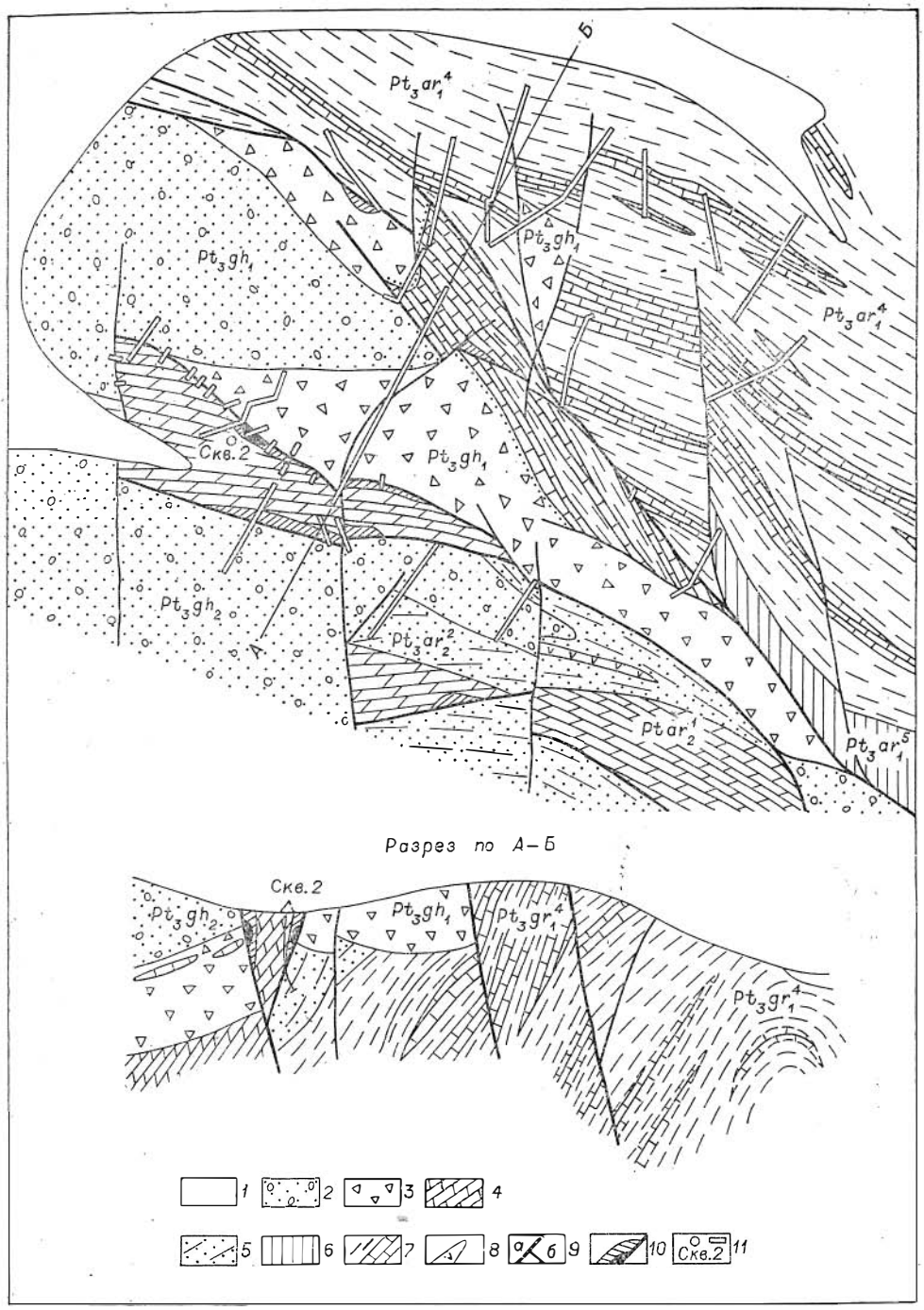


Рис. 16. Геологическое строение района Горхонского месторождения. (по В. М. Кандеру).

1 — современные аллювиальные отложения. Горхонская свита; *2* — пестроцветная пачка песчаников с линзами конгломератов; *3* — конглобрекчии, прослои гравелитов и песчаников. Аршанская свита: *4* — «ирсымские» доломиты; *5* — песчаники и алевролиты; *6* — сланцы глинистые; *7* — сланцы карбонатно-глинистые, прослои кварцитовидных песчаников и доломитов; *8* — дайки диабазов; *9* — зоны разломов (*а*) основные, (*б*) второстепенные; *10* — рудные тела и зоны; *11* — горные выработки и скважины.

В кварцитах наблюдаются рудные гнезда, образовавшиеся в результате замещения дробленого 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 соединениям относятся анкерит, марказит, полностью превращенный в пирит, халькопирит и сфалерит. Исключительно интересным является присутствие в рудах таких экзотических минералов, как онофрит и тиманит (Васильев, Лаврентьев, 1968, 1975). Необычна и киноварь этого месторождения. Как установлено, в ее состав входит до 2% селена.

В. М. Кандер (1958 г.) считает, что многие минералы встречаются в нескольких генерациях. В их числе кварц, серицит, пирит, халькопирит, киноварь. Весь процесс рудообразования на месторождении им разбивается на три стадии: 1) карбонатную (доломит, железистые карбонаты, пирит-I, халькопирит-I); 2) серицит-сульфидно-кварцевую (кварц-I, серицит-I, гидрослюда, марказит, пирит-II, халькопирит-II, киноварь-I); 3) кварц-серицит-киноварную (кварц-II, пирит-III, халькопирит-III, серицит-II, гидрослюда и глинистые минералы, киноварь-II). Онофрит и тиманит кристаллизовались позже киновари-II (?) и иногда обособлены от ее скоплений. Это обстоятельство указывает на изменение химизма растворов к концу процесса рудообразования, выразившееся в повышенной роли селена и снижении pH. Вероятно, оба эти минерала относятся к заключительной стадии минерализации (Васильев, Лаврентьев, 1968, 1975).

Температурный интервал гомогенизации газово-жидких включений в кварце и в киновари определяется в 130—185°С. Вероятные температуры процесса минералообразования, видимо, незначительно выше этих цифр. Во включениях законсервированы высококонцентрированные (19,3 вес.%) хлоридные растворы, в которых существенная роль принадлежит $MgCl_2$ (до 8,9 вес. %).

Руды месторождения затронуты гипергенными процессами. В них обильны пустоты выщелачивания, заполненные землистыми гидроокислами железа, дезинтегрированной и вторичной гипергенной киноварью, уже не содержащей селена. Встречаются игольчатые кристаллы гипса и аргентоярозита.

6. МЕСТОРОЖДЕНИЯ КВАРЦ-БАРИТ-КИНОВАРНОГО ТИПА

В кварц-барит-киноварный минеральный тип выделяются месторождения, в составе руд которых, кроме обычных для месторождений ртутной формации минералов, присутствует в значительных количествах барит, а околорудные изменения вмещающих пород выражаются не только в аргиллизации, карбонатизации и окремнении, но и в баритизации. Такие месторождения размещаются главным образом в вулканогенных толщах, состоящих из порфиритов основного и среднего составов, туфах, туфогенных песчаниках и других породах, отличающихся в некоторых районах повышенным против кларкового содержанием бария. Оруденение оказывается явно наложенным, не имеющим с формированием вулканогенных толщ генетической связи, а барий заимствуется гидротермальными растворами из вмещающих пород.

Для минерального состава руд месторождений этого типа характерны киноварь, пирит, ртутьсодержащие блеклые руды, в том числе смешанного состава, халькопирит, иногда сауковит. Весьма показательно отсутствие простых сульфидов мышьяка — реальгара и аурипигмента.

Из жильных минералов наиболее распространены кварц, барит, диккит и кальцит, часто марганцовистый.

К кварц-барит-киноварному типу относятся Терлигхайское месторождение в Туве, Орлиногорское и Мавринское месторождения Салаира, а также Коксаирское, Уландинское и другие рудопроявления в Горном Алтае.

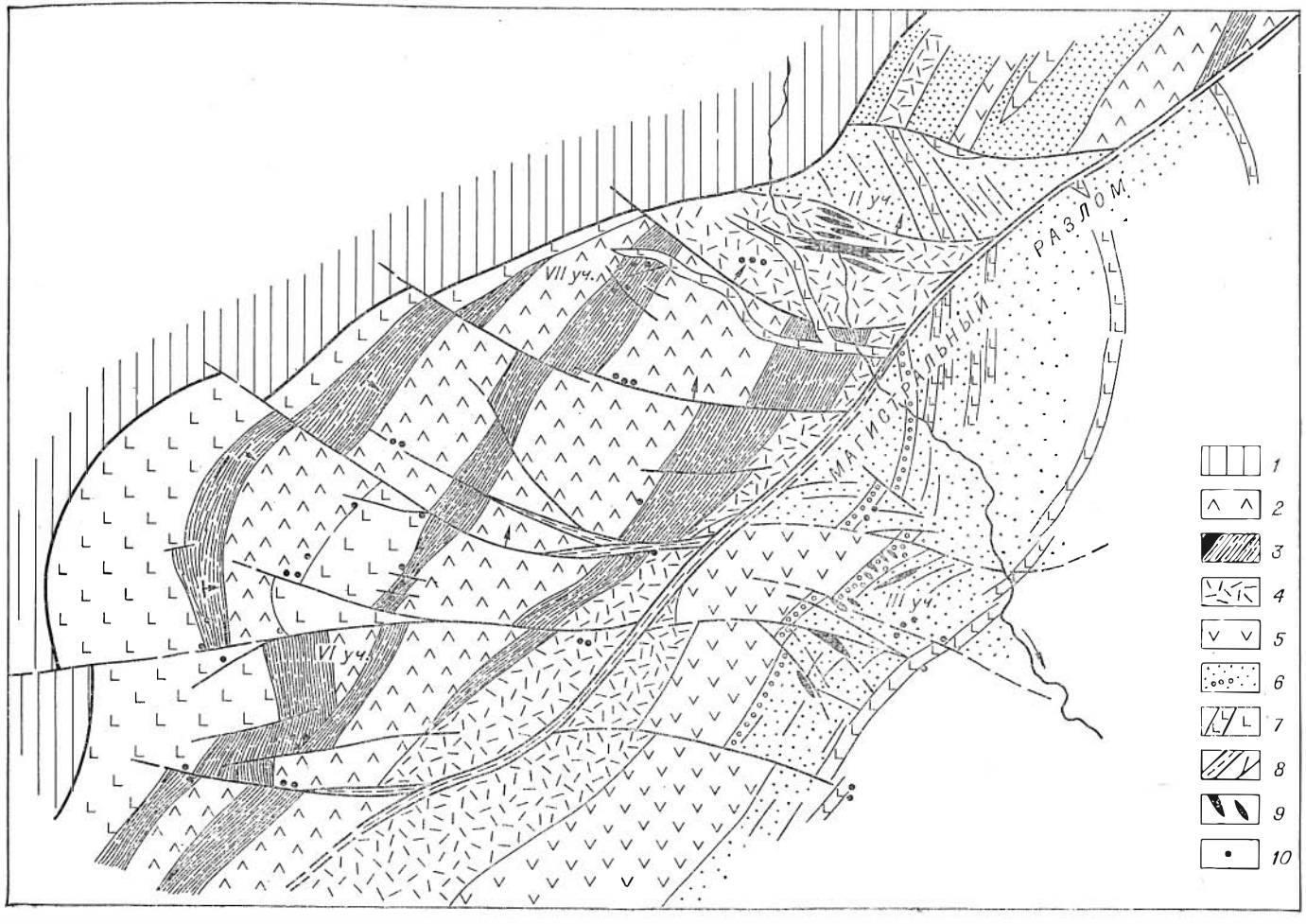
Терлигхайское месторождение

Терлигхайское ртутное месторождение находится в центральной части Тувинской АССР в долине рч. Терлигхая системы р. Баингол, правого притока р. Енисея. Открыто оно в 1950 г. Некоторые особенности месторождения, локализация его в вулканогенной толще и предположения о его принадлежности к вулканогенному типу привлекли к изучению месторождения многочисленных исследователей. Основные черты геологии и структуры месторождения были установлены в процессе разведки С. Н. Кондаковым, Г. Д. Трухиным, А. Н. Павловым и др. Позднее весьма детальные геохимические, минералогические и структурные исследования были выполнены научными сотрудниками ИМГРЭ: Л. Н. Морозовым, В. А. Каменщиковым, В. С. Груздевым, Г. С. Симкиным. Некоторые сведения о геологии месторождения получены сотрудниками СНИИГГиМСа И. С. Туркиным и др. В последнее время детальные исследования структуры месторождения, петрографии рудовмещающей толщи, гидротермально-измененных пород и минералогии руд выполнены сотрудниками ИГиГ СО АН СССР — авторами при участии Б. Н. Лапина, Л. А. Михалевой, А. С. Борисенко и И. Н. Широких, а также геологов производственных организаций — В. Н. Гречищевой, О. К. Гречищева, Н. С. Анастасиева и А. С. Хрипунова.

Терлигхайское месторождение и сопровождающие его месторождения и рудопроявления (Акбельдырское, Арзакское, Узунсаирское, Эжимское и др.) образуют Терлигхайский рудный узел. Все эти месторождения приурочены к системе субширотных и восток-северо-восточных разломов, входящих в состав зоны Саяно-Тувинского глубинного разлома и одноименной ртутной зоны, описанной выше (см. рис. 5).

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.

Состав и строение эффузивно-осадочной толщи нижнего девона, вмещающей Терлигхайское месторождение, отличаются исключительной сложностью, что затрудняет выявление структурных условий локализации промышленного оруденения. Наиболее детальные исследования, выполненные Б. Н. Лапиным, показали, что эффузивно-осадочная толща, вмещающая месторождение, слагает самостоятельную ортахемскую свиту, которая представляет собой возрастной аналог кендейской свиты других районов Тувы, отличаясь преобладанием в ее составе средних по составу эффузивов. Мощность свиты достигает 2000 м. В нижней ее половине резко преобладают базальтовые и особенно андезитовые порфириты, слагающие лавовые потоки мощностью в десятки метров. В меньшем количестве развиты риолит-дацитовые порфиры, конгломераты, гравелиты, песчаники, туфоконгломераты, туфопесчаники. Эффузивные породы испытали зеленокаменное преобразование; преобладают породы темно-серого, зеленого, черного цвета.


VII уч.
II уч.
VI уч.
III уч.
МАГИСТРАЛЬНЫЙ РАЗЛОМ
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

В верхней половине свиты доминируют производные более кислых по составу лав — дацитовые порфиры, туфы и туфобрекчии дацитовых порфиров, с подчиненными им пластами андезитовых порфиритов, а еще выше — риолито-дацитовые порфиры, туфоконгломераты, красноцветные песчаники и гравелиты. Преобладающие в этой части свиты дацитовые и риолитовые порфиры — породы темно-серого и светло-серого цвета, нередко тонкополосчатые, флюидальные. По петрохимическим особенностям эффузивные породы относятся к нормальному щелочно-земельному типу. Таким образом, вся рудовмещающая ортахемская свита сложена довольно пестрыми по составу эффузивами и пирокластическими отложениями, от базальтов до риолито-дацитов, с преобладанием пород андезитового и дацитового состава.

Рудовмещающая свита довольно интенсивно дислоцирована, слагает северное крыло Кызылхашской структуры и залегает моноклинально с падением на юго-восток под углом около 50—60°. Кроме того, свита разбита продольным разломом северо-восточного простирания, который называется Магистральным, так как он является главной рудоконтролирующей структурой, а также сопряженными с ним поперечными разломами северо-западного и субширотного простирания. Этими разломами рудовмещающая толща разбита на блоки, приподнятые один относительно другого.

В рудовмещающей толще залегают силлы и дайки интрузивных пород основного состава. По данным Л. А. Михалевой, изучившей эти породы, в их составе преобладают оливин-пироксеновые и диабазовые порфириты. По минеральному и химическому составу и по элементам-примесям, породы резко отличаются от эффузивных пород ортахемской свиты нижнего девона. Они более основные, содержат больше MgO, TiO_2 и отличаются пониженным содержанием суммы щелочей. Эти породы следует рассматривать как производные базальтоидной магмы.

Силлы и дайки диабазов, очевидно, не могут рассматриваться как субвулканические тела, связанные с нижнедевонскими вулканогенными образованиями. Они внедрились в уже́ дислоцированную нижнедевонскую толщу, разбитую на блоки Магистральным разломом и сопряженными с ним поперечными разломами. Об этом свидетельствует приуроченность некоторых даек, включая дайки на участке № 2 к поперечным разломам северо-западного простирания. Между породами силлов и даек, т. е. диабазами и эффузивными породами нижнедевонской рудовмещающей толщи не существует промежуточных переходных разностей. Абсолютный геологический возраст диабазов определяется (K-Ar методом по породам с содержанием K от 0,2 до 2,5%) в пределах 300—370 млн. лет. Как видно, силлы и дайки диабазов Терлигхайского месторождения можно считать производными Торгалыкского интрузивного комплекса Тувы, прорывающего в хребте Танну-ола верхнедевонские отложения и имеющего возраст верхний девон — нижний карбон.

Нашими исследованиями в пределах рудного поля Терлигхайского месторождения не установлены ни субвулканические интрузии, ни жерловые вулканические тела, наличие которых отмечалось некоторыми исследователями. Выяснено, что за такие тела принимались тектонические блоки эффузивных и пирокластических пород ортахемской свиты. Не подтвердились и представления о наличии в пределах рудного поля (в участке № 6) антиклинального перегиба, в пределах которого предполагалось относительно неглубокое залегание базальных слоев рудовмещающей

Рис. 17. Строение Терлигхайского месторождения (по Б. Н. Лапину и материалам Тувинской геол.-развед. экспедиции).

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

толщи и подстилающего ее ордовикского фундамента. Все эти данные вносят существенные коррективы в ранее имевшиеся представления о структуре рудного поля и локальных закономерностях размещения рудных тел.

Важнейшее значение для структуры рудного поля имеет Магистральный разлом и сопряженные с ним зоны разрыва и дробления. Это было отмечено впервые сотрудниками ИМГРЭ. Магистральный разлом имеет северо-восточное простирание с крутым падением на юго-восток. Первоначально он рассматривался как взброс с приподнятым юго-восточным крылом. Б. Н. Лапиным этот разлом прослежен далеко за пределы рудного поля. Было установлено, что по нему произошли значительные горизонтальные сдвиговые перемещения блоков, в связи с которыми возникли сопряженные с Магистральным разломом оперяющие сколовые трещинные зоны северо-западного и субширотного простирания. Вдоль Магистрального разлома и оперяющих его трещинных зон наблюдаются наиболее интенсивные гидротермальные метасоматические изменения вмещающих пород, а большая часть рудных участков размещается в оперяющих трещинных зонах или в связи с ними. Как видно, Магистральный разлом явился основной рудоподводящей, а сопряженные с ним зоны дробления — основными рудовмещающими структурами (рис. 17, 18). За пределами рудного поля он, по-видимому, смыкается с зоной Северо-Пельорукского разлома.

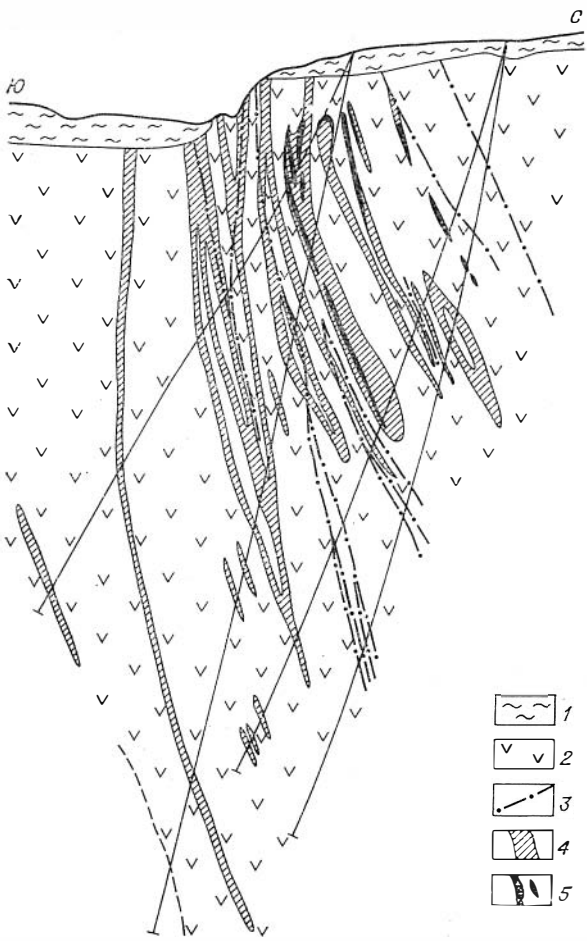


Рис. 18. Строение рудного участка № 2 Терлигхайского месторождения (по материалам Тувинской геол.-развед. экспедиции).

1 — четвертичные отложения; *2* — порфириты, туфы, туфобрекчии нижнего девона; *3* — разломы; *4* — рудные залежи; *5* — участки концентрированного оруденения.

В рудном поле Терлигхайского месторождения чрезвычайно широко развиты гидротермальные метасоматиты, т. е. породы рудовмещающей толщи, испытавшие дорудный и сопровождающий оруденение гидротермальный метасоматизм. По масштабу последнего и разнообразию метасоматитов Терлигхайское месторождение выделяется из других ртутных месторождений Алтае-Саянской рудной провинции. Метасоматиты Терлигхайского месторождения изучались многими исследователями, в том числе А. Н. Павловым, Г. С. Симкиным, И. П. Щербанем, А. С. Борисенко, И. Н. Широких. Выводы исследователей относительно формационного типа и процессов формирования метасоматитов существенно различны. По мнению А. Н. Павлова, метасоматиты Терлигхайского месторожде-

ния относятся к пропилитам и вторичным кварцитам. Детальные исследования сотрудников ИМГРЭ, в том числе Г. С. Симкина (1971), позволили выделить среди метасоматитов парагенетические минеральные ассоциации: каолинит-гидрослюдистую, пирит-кварцевую, халькопирит-баритовую, киноварно-кварцевую (продуктивную) и кварц-кальцитовую. Г. С. Симкин пришел к выводу о том, что процесс образования гидротермально измененных пород и руд — прерывисто-пульсационный, многостадийный. Он выделяет четыре стадии минералообразования: каолинит-гидрослюдистую, кварцевую, рудную и послерудную, отличающихся по минеральным парагенезисам, разобщенных временными интервалами и тектоническими подвижками.

Наши исследования показали, что нет оснований относить монокварцевые породы и каолиниты Терлигхайского месторождения к формации вторичных кварцитов и что эти гидротермально измененные породы представляют собою типичные метасоматиты формации аргиллизитов, являющиеся производными деятельности первично кислых низкотемпературных гидротермальных растворов, т. е. процессов гидротермальной аргиллизации, обычной для ртутных месторождений многих других районов.

Последующие исследования, выполненные А. С. Борисенко и И. Н. Широких, дополнили сведения о минеральном составе метасоматитов и о последовательности их формирования.

На основании этих данных выделяются следующие разновозрастные минеральные ассоциации метасоматитов: а) кварц-каолинитовая, б) кварц-гидрослюдистая, в) кварц-турмалиновая, г) баритовая и д) хлорит-карбонатная. Наиболее ранняя из них — кварц-каолинитовая — несомненно дорудная. Кварц-гидрослюдистая и баритовая — непосредственно предшествуют и сопровождают оруденение. Хлорит-карбонатная — завершает процесс рудообразования. Впервые установленная кварц-турмалиновая ассоциация по времени образования близка к кварц-гидрослюдистой, она сопровождается отложением пирита и, по-видимому, предшествует ртутному оруденению.

Минеральный состав руд изучали В. И. Сотников, В. С. Груздев и В. И. Васильев. Главные минералы руд — киноварь, пирит, кварц, халцедон, марганцовистый кальцит, диккит, серицит; второстепенные — блеклая руда, халькопирит, барит, хлорит, опал; редкие минералы — 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 длительный, многостадийный. Отчетливо выделяется ранний, дорудный, этап — формирование вдоль ослабленных зон, параллельных Магистральному разлому, кварц-каолинитовых метасоматитов, в том числе кварцитов и агальматолитов разведочного участка № 3. Образование этих ранних метасоматитов следует связывать с кислотным выщелачиванием, с деятельностью кислых растворов.

Второй, собственно рудный, этап расчленяется на несколько стадий. Первая из них — формирование кварц-гидрослюдистых метасоматитов. По-видимому, они связаны с деятельностью слабо щелочных растворов. Температура гомогенизации газово-жидких включений в минералах этой ассоциации 100—165°С. Вероятно, одновременно формируются кварц-турмалиновые метасоматиты. В конце стадии начинается отложение некоторых рудных минералов. Следующая стадия — это баритизация, формирование кварц-карбонат-баритовой ассоциации и баритовых жил. Температура гомогенизации включений — 90—145°С. Далее следует собственно рудная стадия — кварц-кальцит-диккит-сульфидная ассоциация. Киноварь выделяется позднее других сульфидов, в том числе блеклой руды. Отмечается несколько генераций киновари: одна из ранних — метаколл-

лоидная киноварь, образующая почковидные агрегаты. Стадией, завершающей процесс рудообразования, является образование кварц-карбонат-диккитовых и карбонатно-хлоритовых прожилков, иногда включающих киноварь.

Исследованиями Л. Н. Морозова, В. А. Каменщикова и др. (1970 г.) в пределах полей метасоматитов установлены эндогенные геохимические ореолы рудных и сопутствующих элементов. Установлены элементы-индикаторы, могущие указывать на возможные глубоко залегающие рудные тела — Hg, Ag, As, Zn, Sb. При этом намечается вертикальная геохимическая зональность эндогенных ореолов (снизу вверх) Sb—Zn—Ag—As—Hg. Кроме того, отмечается наличие отрицательных ореолов элементов: V, Ni, Co, которые формировались синхронно с выносом Na, Ca, Si, Al в процессе аргиллизации пород и образования кварц-гидрослюдистых метасоматитов.

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 формации, развитых в Алтае-Саянской рудной провинции. Единственное значительное отличие — более широкое, чем в других случаях, проявление баритизации и барита в составе руд, что зависит от состава вмещающих пород — эффузивных и пирокластических образований. Это дает основание считать данное месторождение однотипным и одновозрастным с другими месторождениями Тувы и других рудных районов Алтае-Саянской провинции. Известно, что существуют другие представления по этому вопросу и высказывались взгляды о генетической связи Терлигхайского месторождения с девонским вулканизмом, т. е. о вулканогенном типе и девонском возрасте этого месторождения. Однако эти представления не согласуются с приведенными фактами. Твердо установлено, что оруденению предшествовали: а) дислокации девонской рудовмещающей толщи, которая была разбита разломами на систему блоков; б) внедрение даек диабазов, сопоставляемых с производными Торгалыкского интрузивного комплекса с возрастом верхний девон — нижний карбон; в) дорудный гидротермальный метаморфизм рудовмещающих пород, в том числе пород даек, который проявился вдоль зон разломов вне какой-либо связи с центрами девонского вулканизма. Также установлено, что ни руды, ни метасоматиты Терлигхайского месторождения не имеют признаков, считающихся свойственными ртутным месторождениям вулканогенного типа и относящимся к опалитовой ртутной формации. Здесь нет типичных вторичных кварцитов с алунитом, пирофиллитом, диаспором и другими минералами, характерными для формации вторичных кварцитов (Наковник, 1968). В составе руд отсутствуют характерные для руд ртутных месторождений вулканогенного типа минералы: опал, самородная сера, алунит и др. Все это, наряду с другими данными о закономерном размещении ртутных месторождений Тувы (так же, как других районов Алтае-Саянской области) преимущественно в зонах региональных разломов, оформившихся в позднем палеозое, т. е. в герцинском этапе и испытавших более позднюю мезозойскую тектономагматическую активизацию, противоречит представлениям о девонском возрасте и вулканогенном типе Терлигхайского месторождения.

Орлиногорское месторождение

Это месторождение расположено в окрестностях г. Гурьевска на границе Салаира с Кузбассом в освоенном и легко доступном районе. Месторождение давно известно (Б. С. Митропольский, 1931; А. А. Васильев, 1933), детально разведывалось и изучалось И. С. Цейклиным (1934 г.), А. П. Шмидтом (1943 г.), Ю. Г. Гершойгом (1944 г.), А. Е. Бо-

рисовой и Л. Ф. Артамоновым (1955 г.). Глубокими шурфами и скважинами колонкового бурения достаточно детально разведаны лишь незначительные по площади участки.

Месторождение приурочено к крупному Юрманско-Орлиногорскому разлому, который на участке месторождения сечет западное крыло антиклинали горы Орлиной, отделяя эффузивно-осадочную толщу среднего кембрия (порфириты, туфы, песчаники) от известняково-песчаниковой толщи верхнего кембрия. Вдоль этого разлома, испытавшего, повидимому, неоднократные подновления, проявляется более раннее, гематитовое, оруденение кембрийского или ордовикского возраста и более позднее, слабо выраженное полиметаллическое, представленное мелкими баритовыми жилками с сульфидами Cu, Pb, Zn и еще более позднее, чем предыдущие, ртутное оруденение. Гематитовое оруденение, несомненно, долландейлское, поскольку галька гематитовых руд встречается здесь в конгломератах лландейлского яруса. Ртутное оруденение связано с гематитовым лишь пространственно, но не генетически. Оно отчетливо локализуется в зоне разлома и наиболее четко концентрируется под пластовыми залежами железистых кварцитов и гематитовых руд, послуживших структурно-литологическими экранами. Наибольшие концентрации киновари отмечаются в лежачем боку южной гематитовой залежи (рис. 19). Рудные тела имеют форму неправильных линз и гнезд.

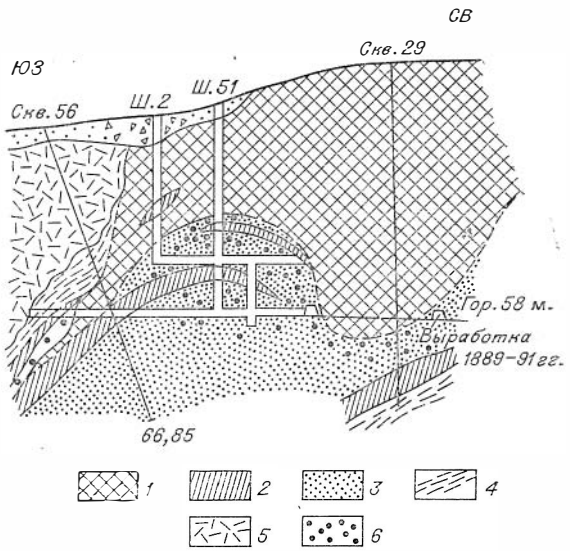


Рис. 19. Схема Южного рудного тела Орлиногорского месторождения (по А. Е. Борисовой).

1 — гематитовая рудная залежь; *2* — тела железистых кварцитов; *3* — песчаники кембрия; *4* — зоны дробления; *5* — карстовые образования; *6* — ртутная минерализация под экраном гематитового тела.

Основной тип гидротермального околорудного изменения пород (порфиритов, туфов и песчаников) — аргиллизация (диккитизация) и, в меньшей мере, — окварцевание, баритизация. Карбонатизация пород выражена слабо.

Преобладающие текстурные типы руд — вкрапленная и прожилково-вкрапленная. Руды состоят из киновари, швацита, пирита, галенита, сфалерита, халькопирита, метациннабарита, гематита, кварца, барита, диккита, кальцита. В работах ранних исследователей отмечались еще антимонит, реальгар, аурипигмент, скородит, самородная ртуть, рипидолит или прохлорит.

К главным минералам руд относятся киноварь, швацит, пирит, кварц, барит, диккит. Все остальные минералы являются редкими. Из них наиболее развиты галенит и гематит (возможно переотложенный). Среди гипергенных минералов характерны порошковатая разновидность киновари, образованная в результате разложения в зоне окисления ртутьсодержащей блеклой руды — швацита, а также гидроокислы железа.

Оруденение месторождения Орлиная гора отнесено нами к кварц-барит-киноварному минеральному типу, хотя к главным минералам руд наравне с киноварью принадлежит и швацит, содержащий до 19 вес. % изоморфной примеси ртути, что позволяет рассматривать месторождение

в качестве представителя ртутной минерализации переходного типа, занимающего промежуточное положение между месторождениями собственно кварц-барит-киноварного минерального типа и проявлениями кварц-барит-блеклорудного минерального типа.

Рудопроявление Уланду

Это рудопроявление (Горный Алтай) расположено неподалеку от Курайского ртутного месторождения и структурно приурочено к серии тектонических трещин, по-видимому, являющихся структурными элементами оперения Южного надвига, протягивающегося параллельно Акташскому надвигу от Акташского месторождения в восточном — юго-восточном направлении. Ртутное оруденение участка сосредоточено в маломощных ветвящихся кварц-баритовых с кальцитом жилах выполнения, рассекающих красноцветные песчаники кызылшинской свиты среднего девона.

Жилы сформировались, очевидно, в две стадии: 1) кварц-баритовую и 2) гематит-кальцит-сульфидную. Рудообразование сопровождалось гематитизацией и, вероятно, гидрослюдизацией вмещающих песчаников. В жилах концентрируются вкрапленность, тонкие жилки и мелкие гнезда сульфидов ртути: киновари и сауковита. Они являются главными рудными минералами. Сауковит (кадмиево-ртутный сульфид, промежуточный член изоморфного ряда метациннабарит (HgS) — хоулиит (CdS)) и киноварь присутствуют в жильном материале примерно в равных количествах, иногда даже сауковит преобладает. Характерны также мелкие идиоморфные кристаллы гематита, рассеянные среди сульфидов ртути и кристаллизовавшиеся раньше. Редко встречаются пирит, халькопирит и сфалерит. К главным жильным минералам относятся кварц, барит и кальцит, в небольших количествах отмечаются хлорит и доломит.

Поверхностное изменение сауковита приводит к массовому появлению вторичной гипергенной киновари порошковатого типа (Васильев, 1966_1).

Руды участка Уланду уникальны, кадмиево-ртутного профиля, и аналогов среди других месторождений и рудопроявлений области пока не имеют.

7. МЕСТОРОЖДЕНИЯ КВАРЦ-БАРИТ-БЛЕКЛОРУДНОГО ТИПА

В кварц-барит-блеклорудный минеральный тип выделяется группа мелких рудопроявлений со специфическим минеральным составом руд, локализующихся в вулканогенно-осадочных породах: туфах, туфопесчаниках, туфоконгломератах, песчаниках, известковистых алевролитах и др. К ведущим околорудным гидротермальным изменениям этих пород относятся окварцевание, аргиллизация (диккитизация, гидрослюдизация), баритизация и карбонатизация. Рудопроявления этого типа приурочены к линейным зонам тектонических нарушений оперения крупных разломов, имеют жильную и гнездовую форму рудных тел, иногда встречаются пластообразные залежи. Наблюдается их пространственная связь с проявлениями автономной барит-полиметаллической (свинцово-цинковой) минерализации. Среди минералов руд этих объектов, как правило, гипогенная киноварь отсутствует и главная роль принадлежит ртутьсодержащим блеклым рудам; обильны также халькопирит, пирит. В меньших количествах присутствуют марказит и борнит. В качестве редкой примеси иногда встречаются аргентит и галенит. Руды характеризуются отсутствием простых сульфидов сурьмы и мышьяка: антимонита, реаль-

гара и аурипигмента. Главные жильные минералы — кварц, барит, диккит, железистые карбонаты; в меньших количествах встречается чистый кальцит.

В Алтае-Саянской рудной провинции к этому типу мы относим рудопроявления восточного фланга Курайской зоны в Горном Алтае: Отсалар, Джылкыдал, Кокури. Вероятно, к этому же минеральному типу принадлежат некоторые рудопроявления в Среднеазиатской рудной провинции (Актерек, Тепар, Кара-Елчи, Аильутек, Кальтатур и др.), месторождения Руднян (ЧССР) и блеклорудные с киноварью месторождения Чили.

Рудопроявления Отсалар, Кокури, Джылкыдал

Эти рудопроявления (участки) расположены на восточном фланге Курайской ртутнорудной зоны Горного Алтая в пределах Кок-Саирского рудного узла. Они изучались С. А. Кокиным, Я. М. Грицюком, И. И. Никоновым, В. И. Васильевым и др. Рудопроявления разведывались поверхностными горными выработками и скважинами, которые так и не вышли за пределы зоны окисления, весьма мощной в этом районе, из-за чего остались невыясненными многие существенные детали их геологического строения.

Главной тектонической структурой узла служит крупный Коксаирский разлом надвигового типа с крутым падением на ССВ, прослеженный в открытой части района по простиранию на расстояние около 20 км и являющийся, по видимому, прямым восточным—юго-восточным продолжением Чаганузунского регионального разлома. В отличие от центральной части Курайской рудной зоны, где ртутное оруденение распределено в основном в породах среднего структурного яруса (кембрий— ордовик), ртутная минерализация восточного фланга зоны накладывается на породы верхнего структурного яруса, представленные преимущественно среднедевонскими эффузивно-осадочными и осадочными отложениями. В их составе широко развиты туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты, алевролиты, песчаники, мергелистые известняки и др. аксайской, ташантинской и кызылшинской свит. Экзогенные процессы привели к развитию в районе мощной зоны окисления, которая наиболее интенсивно и глубоко проявлена на рудопроявлениях Кокури и Джылкыдал, причем рудные тела последнего превращены в зоны сплошной лимонитизации.

Рудопроявление Отсалар представляет собой автономный участок, примыкающий с востока к Коксаирскому месторождению, локализованному непосредственно в зоне одноименного разлома. Два других рудопроявления заметно удалены от него и тяготеют к трещинным зонам и разрывам оперения этого разлома.

Морфология рудных тел названных участков несложна. В одних случаях рудная минерализация приурочена к крутопадающим зонам трещиноватости и дробления СЗ и СВ простирания и сопровождающим их зонам гидротермально-измененных пирокластических пород, причем концентрированное вкрапленное и гнездовое оруденение наблюдается чаще всего в кварц-баритовых, иногда с карбонатом, жилах, образованных в некоторых зонах дробления (Отсалар, Джылкыдал). Судя по размерам зон лимонитизации и телам плотных бурых железняков, заместивших гнезда первичных руд на участке Джылкыдал, мощность таких жил колебалась от 1 до 5 м.

В других случаях сочетание элементов пликативных и дизъюнктивных структур благоприятствовало размещению минерализации вблизи от тектонических трещин в горизонте песчаников, где можно предполагать существование пластообразных рудных залежей. Концентрация

однотипного оруденения наблюдается как в тонких кварц-карбонатных жилках, насыщающих песчаник, так и в околожильном пространстве (Кокури).

Околорудные гидротермальные изменения вмещающих пород выражены в большей мере карбонатизацией и аргиллизацией (диккитизация, гидрослюдизация) и отчасти окварцеванием. Интенсивная хлоритизация туфогенных пород, скорее всего, проявляется в связи с региональным метаморфизмом толщ, и мы не склонны рассматривать ее в качестве одного из видов околорудных изменений.

Из-за интенсивного окисления полный минеральный состав неизмененных первичных руд участков неизвестен, а на участке Джылкыдал не сохранились даже окисленные руды — о их составе приходится лишь догадываться, опираясь на редкие находки реликтов отдельных минералов и некоторые особенности строения бурых железняков, образованных на месте рудных тел. Очевидно, гипогенная минерализация всех трех рудопроявлений аналогична и обладает специфическими чертами. Наблюдается преимущественное развитие в рудах минералов меди и, прежде всего, блеклых руд. Показательно также отсутствие первичной киновари среди ассоциаций минералов рудопроявлений Кокури и Джылкыдал. Встречавшаяся на Отсаларе весьма тонкозернистая киноварь имеет неясное происхождение, хотя и считается некоторыми исследователями гипогенной. Не исключено, что она относится к новообразованиям зоны окисления и возникла в результате разложения в зоне гипергенеза ртутьсодержащих блеклых руд — главных рудных минералов. Не обнаружены в минеральных ассоциациях и простые сульфиды сурьмы и мышьяка: антимонит, аурипигмент и реальгар.

Блеклые руды в достаточном количестве сохранились только в кварц-баритовых и кварц-карбонатных жилах участков Отсалар и Кокури. На их распространение в рудах участка Джылкыдал указывают редкие реликты минерала, окруженные гипергенной порошковатой киноварью, обильные пустоты тетраэдрического габитуса, заполненные аналогичной киноварью, и многочисленные налеты карбонатов меди — малахита и азурита. Блеклые руды этих участков принадлежат к ртутьсодержащим промежуточным членам изоморфного ряда тетраэдрит — теннанит с примесью изоморфной ртути в пределах 12—18 вес. %. Помимо блеклых руд, иногда в заметных количествах, встречаются пирит, халькопирит и борнит (Отсалар), более редкие — марказит, бравоит, галенит, аргентит. Главные жильные минералы — кварц, барит, распространены также карбонаты (кальцит, железистый кальцит, реже доломит), диккит и гидрослюда.

Гипергенная минерализация участков включает разнообразные гидроокислы и окислы железа и марганца, которые всегда преобладают, карбонаты меди, ковеллин, гипс, кварц, кальцит и др. Широко развита гипергенная порошковатая киноварь алого цвета, концентрирующаяся около агрегатов ртутьсодержащих блеклых руд и в различного генезиса пустотах в бурых железняках.

О стадийности процесса минералообразования в целом пока имеются лишь самые общие представления. Несомненно более ранними минералами являются кварц и барит. Сульфидная минерализация тесно связана с появлением железистых карбонатов и, видимо, с одной из последующих генераций кварца и диккитом. Вполне вероятно, что на рассмотренных рудопроявлениях выражена минерализация ранней стадии процесса ртутного рудообразования, обособленная пространственно от последующей стадии, в которой можно было бы ожидать появления собственно сульфидов ртути — киновари и др.

Выполненные минералотермометрические исследования газово-жидких включений в кварце и барите показывают, что вероятные температуры сульфидного минералообразования не превышали 150—120°С.

8. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФЛЮОРИТ-КИНОВАРНОГО (ДЖАСПЕРОИДНОГО) ТИПА

Среди месторождений ртутной формации Алтае-Саянской рудной провинции пока неизвестны крупные объекты флюорит-киноварного (джаспероидного) минерального типа, широко распространенного в других районах Советского Союза, в частности в Средне-Азиатской рудной провинции, и являющегося одним из наиболее ценных в промышленном отношении.

В группу месторождений этого минерального типа могут быть объединены автономные проявления фторидной минерализации трещинно-жильного типа, локализованные в рудных полях некоторых собственно ртутных месторождений в аналогичных с ними вмещающих породах и, очевидно, генетически связанные с процессом ртутного рудообразования. Вмещающие породы этих рудопроявлений — известняки, известковистые песчаники, алевролиты, туфопесчаники, туфоконгломераты и другие, так же, как и на ртутных месторождениях, подвергаются гидротермальным околорудным изменениям: окварцеванию, аргиллизации (диккитизации), кальцитизации. Рудные тела обычно представлены жилами, гнездами, линзами флюорита, зонами дробления, цементирующим материалом в которых служит флюорит. Среди минералов рудных тел кроме флюорита присутствуют кварц, диккит, кальцит и иногда барит. Сингенетичная сульфидная минерализация бедная. Гипогенная киноварь не наблюдалась, но заметным распространением пользуются ртуть- и кадмий-ртутьсодержащий сфалерит, халькопирит, реже пирит, спорадически встречается энаргит. Разложение в зоне окисления ртутьсодержащего сфалерита приводит к образованию вторичной гипергенной киновари, порошковатые скопления которой концентрируются в пустотах выщелачивания или вокруг реликтов сфалерита во флюорите.

К флюорит-киноварному минеральному типу в Алтае-Саянской провинции принадлежит Сарасинский флюоритовый участок Сарасинского рудного узла, участок Ак-Кая и другие в Горном Алтае. В сопредельных провинциях к этому типу, по-видимому, следует отнести Келянское месторождение в Забайкальской провинции, локализованное в известняках, и месторождение Идэрмег-Баян-Хан в Монгольской Народной Республике, приуроченное к линейной тектонической зоне дробления в массиве гранитоидов. По-видимому, к флюорит-киноварному минеральному типу относятся некоторые месторождения плавикового шпата в Восточной Баварии (ФРГ), в которых концентрации ртути связываются с присутствием сфалерита (Preuss, Zielr, 1966), очевидно, с его ртутьсодержащей разновидностью.

Сарасинский флюоритовый участок

Участок расположен в пределах Сарасинского ртутнорудного узла на правом борту долины р. Сарасы. На его площади развиты эффузивные, эффузивно-осадочные и осадочные отложения онгудайской и терентьевской свит среднедевонского возраста, а также осадочные карбонатные породы каянчинской свиты верхнего рифея. Терригенно-осадочные отложения терентьевской свиты смяты в складки, оси которых имеют СЗ простирание. Породы онгудайской свиты представлены андезитовыми и базальтовыми порфиритами и их туфами. В составе каянчинской свиты присутствуют главным образом известняки и доломитизированные известняки, редкие прослои углистых сланцев и гравелитов. Образования каянчинской свиты распространены на северо-западе участка. В юго-западной и северной частях территории участка осадки терентьевской свиты контактируют с эффузивами онгудайской свиты по серии

тектонических нарушений. В приконтактовых зонах породы интенсивно изменены: окварцованы и аргиллизированы.

Фторидное (флюоритовое) оруденение совмещено с зонами дробления, сопровождающими субширотные тектонические нарушения, насыщающие породы участка, особенно на северном его фланге. Наиболее концентрированная флюоритовая минерализация сосредоточена в зоне дробления в верхнерифейских 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. Мощность отдельных линз и жил достигают 1 м. Во флюоритовых телах отмечается, иногда обильная, порошковатая разновидность киновари, заполняющая различные по форме пустоты объемом до нескольких кубических миллиметров. Установлены ее гипергенное происхождение и образование при разложении в зоне окисления кадмийртутьсодержащего сфалерита, находящегося во флюоритовых телах и связанного с периодом их формирования (Васильев, Лаврентьев, 1976). Количество изоморфной примеси ртути в сфалерите колеблется от 4 до 11 вес. %. Его реликты встречаются во флюорите достаточно часто. Помимо него присутствуют также пирит, халькопирит, марказит и др. Среди жильных минералов во флюоритовых телах наблюдаются кварц, иногда барит, диккит, кальцит. Кальцит кристаллизуется, как правило, позже флюорита. Судя по температуре гомогенизации первично-вторичных газово-жидких включений (150—220°С), образование фторидной минерализации происходило при более высокой начальной температуре нежели собственно киноварного оруденения, сосредоточенного на соседних участках рудного узла.

Обособленное структурное положение флюоритовой минерализации, наличие в составе флюоритовых тел сингенетичного ртутьсодержащего сфалерита, отличающегося увеличенным количеством изоморфной примеси кадмия (до 2,5%), а также повышенная температура формирования позволяют предполагать генетическую связь ее с процессом ртутного рудообразования и проявление на ранних его стадиях.

V. МИНЕРАЛОГИЯ РУД РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

До настоящего времени не было опубликовано обобщающих работ о минеральном составе руд ртутных месторождений Алтае-Саянской складчатой области. Сведения по минералогии руд отдельных месторождений приводились В. А. Кузнецовым (1934, $1939_{1,2,3}$), В. А. Кузнецовым и А. С. Мухиным (1936), А. А. Сауковым (1937), Н. И. Бородаевским (1959, 1960_1), А. А. Тычинским и В. И. Сотниковым (1960) и другими исследователями. В результате детального изучения руд известных ранее месторождений и позднее открытых объектов, благодаря применению зарекомендовавших себя современных методов исследования вещества, за последние годы получены новые данные об их минеральном составе (Васильев, 1960—1975; Васильев и др., 1967—1975). В этой главе обобщены материалы по минералогии руд изученных месторождений области.

К настоящему времени в рудах месторождений и рудопроявлений ртутной рудной формации области насчитывается более 100 минералов. Многие из них (66) связаны с процессом рудообразования, часть представлена реликтовыми соединениями, заимствованными из вмещающих пород и не претерпевшими изменений в процессе их гидротермального метаморфизма. Несколько минералов (9) встречаются одновременно в качестве продуктов гипогенных и гипергенных процессов, остальные принадлежат к гипергенным образованиям. В общий список (табл. 2) не вошли минера-

Таблица 2

Минеральный состав руд месторождений ртутной рудной формации Алтае-Саянской складчатой области

Гипогенные минералы			*Гипергенные минералы*	
Графит *	Арсенопирит	Магнетит (р)	Ртуть	Церуссит
Мышьяк *	Актинит **	Хромит (р)	Сера	Шутенит *
Аргентит *	Hg-теннантит *	Кальцит	Халькозин	Англезит
Hg-дигенит (?)**	Ферротеннантит *	Fe-кальцит	Метациннабарит	Гипс
Галенит	Hg-ферротеннантит **	Mn-кальцит	Ковеллин	Моренозит *
Hg-сфалерит **	Hg-тетраэдрит (шванит)	Магнезит (р)	Киноварь	Алюминит
(Hg, Cd)-сфалерит **	Hg-зандбергерит **	Доломит	Аурипигмент	Ярозит
Метациннабарит *	Hg-блеклая руда смешан. состава *	Fe-доломит	Халькопирит	Скородит
Гвадалкацарит *	Халькопирит	Брейнерит (ч. р.)	Борнит	Мансфилдит
Сауковит **	Люцонит *	Анкерит	Кермезит (?)	Арсеносидерит
Онофрит *	Энаргит *	Сидерит	Каломель *	Арсенат-беловит
Пирротин	Халькостибит *	Барит	Эглестонит *	Каолинит
Киноварь	Бертьерит (?)	Турмалин (р)	Гематит	Монтмориллонит
Миллерит *	Борнит	Тальк (р)	Арсенолит	Ni-галлуазит
Реальгар	Плагионит *	Фуксит (р)	Сенармонтит (?)	Вульфенит
Линнеит (?)	Цинкенит *	Серицит	Валентинит (?)	
Зигенит *	Тиманит *	Гидрослюды	Кварц	
Со-полидимит **	Флюорит	Хлориты	Стибиконит	
Антимонит	Гематит	Серпентин (р)	Сурьмяные охры	
Аурипигмент	Кварц	Каолинит	Гидроокислы Fe	
Пирит (ч. р.)	Кварцин *	Диккит	Гидроокислы Mn	
Бравоит (ч. р.)	Халцедон	Монтмориллонит	Гидраргиллит	
Ваэсит *	Опал *	Альбит	Кальцит	
Марказит	Рутил (ч. р.)	Жидкие и твердые углеводороды	Арагонит	
			Малахит	
Герсдорфит *	Анатаз *		Азурит	

Примечание. Условными знаками отмечены минералы, (?) — достоверно не диагностированные; * — установленные нами в рудах впервые; ** — открытые нами новые, (р) — реликтовые, (ч. р.) — частично реликтовые; подчеркнуты соединения, встречающиеся как продукты гипогенных и гипергенных процессов, разрядкой выделены минералы, связь которых с процессом ртутного рудообразования не установлена.

лы, упоминавшиеся некоторыми исследователями, но достоверно не диагностированные или, как показала проверка, неверно определенные (ливингстонит, беегеррит, менегинит, золото, серебро, дискразит, калаверит, креннерит, колорадоит, петцит, айкинит и др.). Иллюстрируемый спи-

сок не претендует на исключительную полноту вследствие вероятности новых находок минералов за истекший период.

Как видно, в целом в рудах обнаруживается обширный комплекс слагающих их минералов. В каждом конкретном случае ведущее положение занимают лишь небольшие группы определенных рудных и жильных соединений гипогенного происхождения при подчиненном значении всех остальных или даже полном отсутствии некоторых из них. При общем сходстве минерального состава руд большинства месторождений и рудопроявлений ртутной рудной формации существуют некоторые различия в главных парагенетических ассоциациях минералов. Они заключаются, прежде всего, в изменении количественных соотношений между ведущими рудными и нерудными минералами, в появлении среди парагенетических ассоциаций экзотических рудных минералов, в замене одних нерудных минералов другими и т. п. Иногда даже на одном и том же месторождении встречаются руды, отличающиеся друг от друга минеральным составом.

Большинство новообразованных жильных минералов руд и их состав целиком зависят от состава окружающих или ниже расположенных пород, изменяемых в процессе гидротермального метаморфизма при рудообразовании. Замечено, что сложные железисто-магнезиальные и магнезиальные карбонаты появляются в рудах месторождений, локализованных в серпентинитах, лиственитах, метаморфических сланцах, в состав которых входят первичные магнийсодержащие силикаты или карбонаты. Кальцит и доломит доминируют в рудах, сформированных в известняках, доломитах и других карбонатных породах. Кварц и барит резко преобладают при условии наложения ртутной минерализации на вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, обогащенные кремнием и барием. Роль кварца, и особенно диккита, а также других глинистых минералов, повышается среди алюмосиликатных разностей пород.

Гораздо сложнее причины появления в парагенезисах специфических рудных и некоторых жильных минералов, например сульфоселенидов и селенидов ртути, кадмийсодержащего сульфида ртути (сауковита), флюорита и др. В одних случаях, по-видимому, существенную роль в их образовании играют элементы, экстрагированные гидротермальными растворами из вмещающих пород, первично обогащенных этими элементами (Se), в других предполагается глубинный источник компонентов (F и, возможно, Cd).

По количественным соотношениям характерных парагенетических ассоциаций сульфидов, получивших преимущественное развитие в рудах, и ведущим элементам, месторождения ртутной рудной формации Алтае-Саянской области в минералого-геохимическом плане могут быть разделены на две группы.

1. Месторождения с существенно киноварными рудами. Все остальные минералы в них либо второстепенные, либо редкие. Главный промышленно-ценный и основной рудный компонент — ртуть. Резко подчиненное значение имеют сурьма, мышьяк и медь. Данные месторождения могут считаться практически монометальными — ртутными.

2. Месторождения с полисульфидными рудами. Главную роль в них играют киноварь и ртутьсодержащие блеклые руды сурьмяного и смешанного мышьяково-сурьмяного состава. Иногда гипогенная киноварь в рудах отсутствует совершенно. Ведущая роль среди рудных элементов принадлежит ртути, меди, сурьме, железу и мышьяку.

Месторождения первой группы доминируют и имеют наибольший практический интерес. Группа объединяет объекты магнезиально-карбонатно-киноварного, карбонатно-киноварного, кварц-диккит-киноварного, кварц-серицит-киноварного и, отчасти, кварц-барит-киноварного минеральных типов. Главный рудный минерал этих месторождений — киноварь иногда сопровождается скоплениями пирита, антимонита, реаль-

Таблица 3

Минеральный состав ртутных месторождений Алтае-Саянской области

Минеральный тип	Месторождения и рудопроявления	Ртуть	Графит	Мышьяк	Сера	Халькозин	Аргентит	Галенит	Сфалерит	Hg-сфалерит	Метациннабарит	Гвадалкацарит	Онофрит	Сауковит	Пирротин	Ковеллин	Киноварь	Миллерит	Реальгар	Зигенит	Со-полидимит	Антимонит	Аурипигмент	Пирит	Бравоит	Вазит	Марказит	Герсдорфит	Hg-теннантит	Hg-зандбергерит	Бл. руда смеш. сост. Hg
Магнезиально-карбонатно-киноварный (лиственитовый)	Чаган-Узун	Θx ○?	Θ	○	Θx	Θx		○	Θ						○		●	Θ	Θ			◐	Θ	◐	Θ		Θ	Θ	Θ		
	Красная горка														Θ		●	Θ			Θ	○		◐	Θ			Θ			Θ
	Кыз-Хыш-Тубек																●				Θ			◐			Θ	Θ			
	Чазадыр					Θx		Θ								Θx	●	Θ	○					◐		◐		Θ	Θ		Θ
Карбонатно-киноварный	Ак-Таш	Θx	Θ	○	Θx	Θx			Θ		Θx	Θ				Θx	●x		◐			◐	◐	●			Θ		Θ	○	◐
	Чубек-Куль																●							Θ							
	Красные ворота																●							Θ							
	Баратал																●							Θ			Θ				
	Кыз-Кы-Нор	○x															●x							Θ							
	Сараса				Θx					Θ							●x		●				●	◐			○				
Кварц-диккит-киноварный	Курай								Θ								●					◐		Θ			Θ				
	Курумду-Айры							○	○								○x ●	Θ		Θ		Θ		Θ				Θ			
	Таджилу							○	○								●					Θ		Θ							
	Восточное Кубадру	Θx						○	○		Θx				○		○x ●					◐		Θ							
	Чуйский участок					○											●							Θ							
	Белая Осиповка					Θx				Θ						Θx	○x ●							Θ			●				
Кварц-серицит-киноварный	Горхон								○				◐				○x ●							◐			Θ				
	Тютё	Θx		Θ		Θx		○							Θ		○x ●							Θ							◐
Кварц-барит-киноварный	Терлиг-Хая	Θx	Θ						Θ		○?		Θ			Θx	●					○		Θ			Θ				◐
	Орлиная гора							◐	Θ		○						●x							●							
	Кок-Саир																●							Θ							
	Уланду					Θx			○					●		Θx	●x							Θ							
Кварц-барит-блеклорудный	Отсалар					Θx		Θ	Θ						○°	◐x	●x ?							●	Θ		Θ				●
	Кокури					Θx											◐x							●			Θ				◐
	Джилкыдал						○	?									●x							●			?				◐
Флюорит-киноварный	Ак-Кая									◐							◐x							●							
	Сарасинский флюор. уч.									◐							◐x							●			◐				

Минеральный тип	Месторождения и рудопроявления	Швацит	Акташит	Халькопирит	Люцонит	Энаргит	Халькостибит	Бертьерит (?)	Борнит	Плагионит	Цинкенит	Тиманит	Флюорит	Каломель	Гематит	Кварц	Халцедон	Анатаз	Брейнерит	Кальцит	Fe-кальцит	Mn-кальцит	Доломит	Анкерит	Барит	Серицит	Хлорит	Гидрослюда	Каолинит	Диккит	Альбит
Магнезиально-карбонатно-киноварный (лиственитовый)	Чаган-Узун			Θ									○			●	Θ		Θ°	◐			●	◐	Θ			Θ		◐	Θ
	Красная горка			Θ												●	Θ		◐°	◐			●	◐		Θ	Θ	Θ		◐	Θ
	Кыз-Хыш-Тубек															●			Θ°	Θ			◐					Θ		◐	
	Чазадыр	Θ		Θ											Θ	●	Θ	Θ		●	◐		Θ	Θ	◐	◐	Θ	◐	Θ	◐	Θ
Карбонатно-киноварный	Ак-Таш	◐	◐	Θ	Θ	Θ	○	○							Θ	●				●	◐		●			Θ	Θ			◐	○
	Чубек-Куль															Θ				◐											
	Красные ворота															Θ				◐											
	Баратал															◐				●											
	Кыз-Кы-Нор															●	Θ			●							◐				
	Сараса	Θ		Θ		○	○						Θ			◐				●			Θ		Θ					◐	
Кварц-диккит-киноварный	Курай	◐		Θ			○								Θ°	●				●				◐						●	
	Курумду-Айры	◐		Θ			Θ				Θ				Θ°	●				◐				●	Θ					◐	
	Таджилу	◐		Θ			Θ				○?					●				Θ	◐									◐	
	Восточное Кубадру	◐					Θ				Θ			Θx		●				Θ										◐	
	Чуйский участок															●	Θ			◐	◐	◐								◐	
	Белая Осиповка			Θ											○°	●	◐			Θ			◐	◐	Θ	Θ			◐	◐	
Кварц-серицит-киноварный	Горхон			Θ								◐				●							◐	Θ		●					
	Тютё	◐		◐												●	◐								Θ	●	Θ				
Кварц-барит-киноварный	Терлиг-Хая	◐		Θ						Θ			Θ		Θ	●	◐			Θ		●		◐	●	Θ	Θ	◐	◐	●	
	Орлиная гора	●		Θ											Θ°	●				Θ					●					●	
	Кок-Саир															●				Θ					●					◐	
	Уланду			○											●	●				●			Θ		●		Θ				
Кварц-барит-блеклорудный	Отсалар			●					●							●				◐					●			○	◐x	Θ	
	Кокури															◐				◐	●		Θ		Θ					◐	
	Джилкыдал			?					?							●				Θ	◐			?	●				◐x		
Флюорит-киноварный	Ак-Кая			Θ		Θ							●			◐				◐											
	Сарасинский флюор. уч.			Θ									●			◐				◐					◐					◐	

Примечание. Минералы: ● распространенные (главные); ◐ второстепенные; Θ редкие; ○ очень редкие; Θx гипергенные; ○° реликтовые.

гара и аурипигмента, акташита, онофрита и тиманита. На некоторых месторождениях широко распространен марказит. Спорадически присутствуют гвадалкацарит, сульфоантимониды меди и свинца, самородный мышьяк и др. Постоянными спутниками киновари, встречающимися в небольших количествах на многих месторождениях, можно считать ртутьсодержащие блеклые руды, ртуть- и кадмий-ртутьсодержащий сфалерит, халькопирит. По-видимому, в особую группу рудных минералов-индикаторов, характерных лишь для руд месторождений магнезиально-карбонатно-киноварного типа, следует выделить сообщество сульфидов и сульфоарсенидов никеля и кобальта. Эти соединения сравнительно редки, не образуют крупных скоплений и обычно встречаются в виде микроскопических зерен. В большинстве случаев они находятся в одной с киноварью парагенетической ассоциации минералов и отражают особенности химизма гидротермального процесса в кобальт-никеленосных вмещающих породах, подвергающихся изменению при ртутном рудообразовании.

Из числа жильных новообразованных минералов в рудах наиболее широко развиты кварц, железисто-магнезиальные карбонаты (анкерит, брейнерит и др.), доломит, кальцит, диккит. Барит в общем редок, но в отдельных месторождениях он принадлежит к главным минералам. Флюорит встречается спорадически, но иногда в заметных количествах. Характерно наличие в рудах некоторых объектов серицита, хлорита и др.

Вторая группа месторождений немногочисленна и включает представителей кварц-барит-киноварного (Орлиная гора) и главным образом кварц-барит-блеклорудного (Отсалар, Кокури, Джылкыдал) минеральных типов. Основные рудные минералы объектов этой группы — сульфиды железа и меди (пирит, марказит, борнит, халькопирит), сложные сульфиды меди, сурьмы, мышьяка и других элементов (блеклые руды). Характерно практически полное отсутствие простых сульфидов ртути, сурьмы и мышьяка. Ртуть, вместе с последними двумя элементами, входит в состав блеклых руд, при гипергенном разрушении которых возникает вторичная порошковатая киноварь. Первичная киноварь достоверно известна лишь на одном месторождении. В качестве редких минералов наблюдались галенит, сфалерит, аргентит и др. Жильные минералы руд представлены главным образом кварцем, баритом, диккитом, марганцовистым и железистым кальцитом, реже анкеритом.

Минеральный состав руд изученных и выделенных групп месторождений и рудопроявлений с учетом их принадлежности к определенным минеральным типам показан в табл. 3. В ней фигурируют основные и редкие рудные и жильные минералы. Малораспространенные и гипергенные соединения приводятся выборочно, а реликтовые минералы исключены почти полностью.

В описательной части возможно кратко охарактеризованы некоторые гипергенные и широко распространенные, хорошо известные минералы, определение которых не вызывает затруднений. Иногда, благодаря каким-либо аномальным свойствам состава, морфологии или интересным структурным взаимоотношениям, они рассматриваются подробнее. Основное внимание уделено киновари, новым и редким минералам, преимущественно ртутным и ртутьсодержащим. Во избежание многократных повторений при описании общих минералов из месторождений различных минеральных типов все они сгруппированы поэлементно в последовательности от основных к второстепенным и вначале рассматриваются рудные минералы, затем нерудные.

Приводимые в тексте сведения о составе, рентгенограммы и данные ИКС для некоторых минералов получены в лабораториях микрорентгеноспектрального анализа, рентгенографии и молекулярной спектроскопии, химлаборатории ИГиГ СО АН СССР. Исполнители каждого из видов работ указаны соответствующими ссылками.

1. РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ ВЕДУЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ РУД

Основных рудообразующих минералов немного. Преимущественно это сернистые соединения Hg, Sb, As, Cu и Fe. Данными элементами определяются геохимическая специфика рудного процесса и характерный минеральный состав руд.

Собственно ртутные и ртутьсодержащие минералы

В рудах известно 19 ртутных и ртутьсодержащих минералов: киноварь, метациннабарит, гвадалкацарит, онофрит, сауковит, тиманит, металлическая ртуть, каломель, эглестонит, шутеит, Hg-сфалерит, (Hg, Cd)-сфалерит, акташит, швацит, Hg-содержащая блеклая руда смешанного состава, Hg-теннантит, Hg-содержащий зандбергерит, Hg-ферротеннантит, Hg-дигенит (?).

Киноварь — красная модификация HgS — главный и почти всегда преобладающий рудный минерал, встречающийся иногда в нескольких генерациях. Можно выделить четыре ее разновидности: 1) обычную кристаллическую, гипогенную; 2) метаколлоидную, гипогенную; 3) вторичную, гипергенную; 4) механически преобразованную киноварь.

Заметим, что установление действительного генезиса тех или иных проявлений киновари во многих случаях способствует правильному пониманию последовательности минералообразования на изучаемом объекте.

Кристаллическая гипогенная киноварь по свойствам не отличается от рассмотренных в справочной литературе эталонов (Бетехтин, 1950; Рамдор, 1962; Минералы, 1960). Состав ее свободно выросших кристаллов практически отвечает формульному составу (в вес. %):

	Hg	Zn	S	Сумма
1. Ак-Таш (химанализ)	85,54	—	13,59	99,13
2. Курумду-Айры (химанализ) . . .	85,58	—	13,55	99,13
3. Ак-Таш (микрозондовый анализ)	85,13	1,18	13,64	99,95

Анализ киновари рудной массы дает обычно искаженные результаты из-за загрязнения сульфида ртути механическими примесями посторонних минералов. По данным спектральных анализов, кристаллическая киноварь всех изученных месторождений содержит иногда значительное, хотя и не постоянное, число элементов-примесей: Ag, Cu, Pb, Zn, Cd, Bi, V, Sb, As, Fe, Mn, Ni, Co, Ti, Cr, Sr и др. Исследованием аншлифов анализированных проб киновари установлено, что большинство элементов-примесей обусловлено мелкими включениями рудных и породообразующих минералов (антимонит, блеклая руда, галенит, гематит, миллерит, пирит, сфалерит, халькопирит, халькостибит, цинкенит, доломит, кальцит, кварц и др.). Только некоторые элементы являются изоморфными примесями. В частности, на Акташском месторождении была встречена киноварь, содержащая более 1% изоморфной примеси цинка (анализ 3). Она образуется в результате перехода β-модификации сульфида ртути (в данном случае гвадалкацарита) в более устойчивую α-форму. При этом не наблюдается изменения облика зерен первичного минерала и его состава. Входящий изоморфно в гвадалкацарит цинк при таком переходе не образует самостоятельной минеральной фазы. Остается открытым вопрос о формах вхождения таких элементов, как Bi, Ti, Cr, Mn, Sr. Возможно, их присутствие связано с субмикроскопическими включениями соответствующих минералов. Для сравнения с киноварью из рудной массы анализировались свободно выросшие в пустотах ее кристаллы из месторождений трех минеральных типов. Кроме меди в них не обнаружено почти никаких других элементов. Не найдено в кристаллах и посторонних минералов.

Все это позволяет вполне уверенно говорить о некоторых количествах меди, как о постоянной и, скорее всего, изоморфной примеси в киновари. Вероятно, ограниченный изоморфизм ртуть — медь может существовать в природе. В свое время такое предположение было высказано А. А. Сауковым (1946).

В рудах отмечались темноокрашенные или темнеющие на свету (со временем) разности киновари. Изменение их окраски предположительно связывалось с присутствием селена, изоморфизм которого с серой в сульфиде ртути возможен и установлен. Вопрос о влиянии содержания селена на окраску киновари в данном районе специально не изучался, а сведений о его количествах в ней вообще мало. В связи с этим были проанализированы (аналитик Л. А. Непеина) на селен пробы киновари некоторых месторождений и, в том числе, киновари обычной окраски (табл. 4). Большинство проб взято с Акташского месторождения, лучше изученного на глубину, в рудах которого чаще встречается аномальная по цвету киноварь. Как видно, содержание селена в сульфиде ртути колеблется, лишь иногда незначительно превышая предел чувствительности метода

Таблица 4

Результаты химических анализов проб киновари на селен

Номер пробы	Месторождение	Характер агрегатов	Первичная окраска	Содержание, %	Примечание
ч-7	Чаган-Узун	Массивная среднезернистая	Обычная	0,0008	Темнеющая на свету
195	Ак-Таш	Жильная среднезернистая	»	0,0005	—
376	»	Жильно-вкрапленная среднезернистая	»	0,0005	—
426	»	Метакристаллы	»	0,0005	—
231	»	Жильно-вкрапленная среднезернистая	Темная	0,0005	—
282	»	«Сливная» среднезернистая	Обычная	0,0005	Разрушенная темнеющая
и-3	»	Вкрапленная	»	0,0005	Темнеющая на свету
426б	»	Метакристаллы	»	0,0006	—
380	»	Крупнозернистая	»	0,0006	—
СБ	»	Вкрапленная, крупнозернистая	»	0,0006	Темнеющая на свету
427	»	«Сливная» мелкозернистая	»	0,0006	—
285	»	Губчатая	Алая	0,0008	Темнеющая
285а	»	Дендритная	»	0,0009	»
264	»	Жильная среднезернистая	Темная	0,0009	Большое содержание железа
426а	»	Метакристаллы	»	0,0010	—
262	»	Жильная крупнозернистая	Обычная	0,0010	—
155	»	«Сливная» крупнозернистая	»	0,0011	—
О-1	Белая Осиновка	Мелкозернистая	»	0,0005	Темнеющая
Т-1	Таджилу	«Сливная» среднезернистая	»	0,0009	—
л-18	Горхон	«Сливная» мелкозернистая	»	0,174	С примесью кварца, доломита
л-18	»	«Сливная» мелкозернистая	»	2,0	Локальный микрорентгеноспектральный анализ
к-1	Кок-Сапр	Тонкая вкрапленная	»	0,0006	—
ТХ-1	Терлиг-Хая	Метаколлоидная микрозернистая	Темная	0,0005	—

($(5 \cdot 10)^{-4}$%). Только в трех пробах были зафиксированы содержания в 0,001%, а в одной, нечисто отобранной от породообразующих минералов, 0,174%. Состав этой киновари определен позднее на микрозонде MS-46: Hg=85,0; S=12,5; Se=2,0; сумма=99,5 (вес. %) (Васильев, Лаврентьев, 1968). Высоким содержанием селена обусловливается характерная реакция этой киновари с HNO_3: на полированной поверхности минерала образуется коричневый, плохо оттирающийся налет. Из-за малого числа анализов данные во многом противоречивы и четкой зависимости между содержанием селена и окраской киновари уловить не удалось.

Рентгенометрическое изучение образцов кристаллической киновари, даже темных ее разностей, показало хорошую сходимость полученных и эталонных рентгенограмм (Михеев, 1957; Berry, Thompson, 1962).

Кристаллическая киноварь — один из поздних гипогенных минералов. Морфология ее индивидов и агрегатов зависит от свойств вмещающей среды и способа отложения. В большинстве месторождений преобладают руды, киноварь которых отлагалась метасоматическим путем. На втором месте стоят руды, сформировавшиеся в результате выполнения киноварью открытых пространств: трещин, пустот и т. д.

Среди метасоматических образований можно выделить вкрапленную и «сливную» (массивную) крупнозернистую киноварь. Вкрапленная киноварь составляет основную массу рудных тел в месторождениях первой группы. Размеры ее индивидов и агрегатов колеблются в широких пределах: от субмикроскопических до 2—3 см в поперечнике. Тонкодисперсная эмульсионная вкрапленность киновари характерна для плотных окварцованных разностей пород: кварцитов, туфоконгломератов. Самые крупные вкрапления обычно находятся в карбонатных породах, раздробленных метаморфических сланцах и песчаниках. Форма отдельных вкраплений самая разнообразная, но преобладают зерна и агрегаты с близкими к изометричным очертаниями. Наблюдаются вкрапления с резко выраженным идиоморфизмом — метакристаллы, которые встречаются главным образом в рудах месторождений карбонатно-киноварного минерального типа (рис. 20, 21). Метакристаллы киновари распространены только среди карбонатных разностей пород — плотных окварцованных и мраморизованных известняков, раздробленных и карбонатизированных метаморфических сланцев, кварц-анкеритового цемента маломощных зон дробления. В доломитизированных известняках они редки, а в чистых доломитах полностью отсутствуют. Метакристаллы образуются также в некоторых кальцитовых жилах и гнездах.

Для всех индивидов и агрегатов вкрапленной киновари характерно обилие реликтов карбонатных и кварцевых зерен вмещающих пород, а также небольших количеств предшествующих гидротермальных минералов — пирита и кварца. Вкрапления киновари начинают кристаллизоваться в межзерновых пространствах породообразующих или жильных минералов, разрастаясь в стороны за счет замещения контактирующих

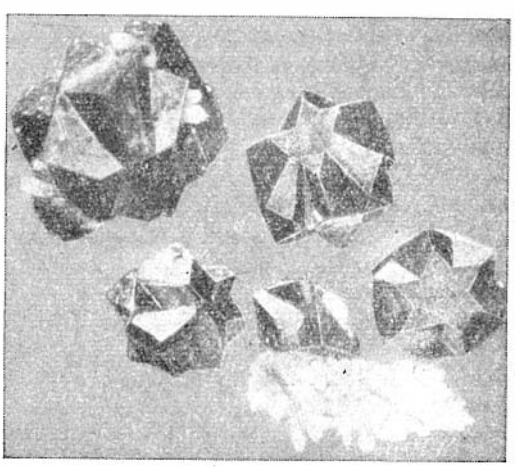


Рис. 20. Метакристаллы киновари из окварцованного известняка. Месторождение Ак-Таш. Увел. 5.

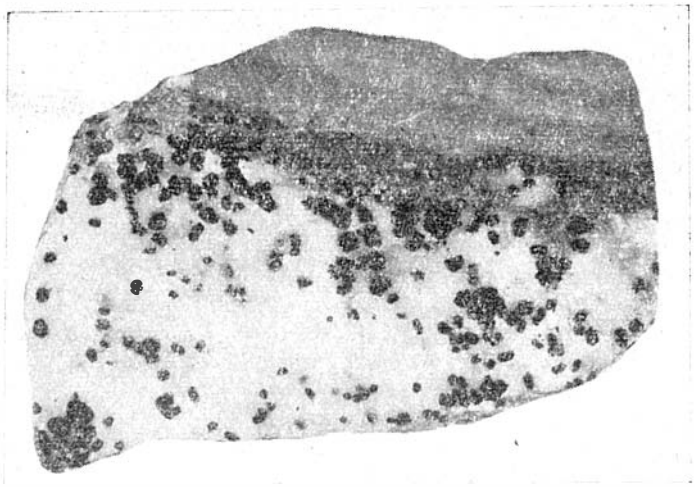


Рис. 21. Метакристаллы киновари (черное) в мраморизованном известняке. Месторождение Ак-Таш. Натур. вел.

зерен кварца и особенно кальцита (рис. 22). В меньшей мере замещению поддаются доломит и барит.

«Сливная» (массивная) крупнозернистая киноварь представлена срастаниями отдельных, самостоятельно развивавшихся метазерен этого минерала в раздробленных, хорошо проницаемых вмещающих породах, чаще всего известняках. Агрегаты такой киновари образуют небольшие линзы и гнезда, около которых постоянно наблюдается ее рассеянная вкрапленность. В массе крупнозернистой киновари сохраняются мелкие изъеденные и округлые обломки вмещающих пород: лиственитов, сланцев, песчаников, известняков и др.

Для руд, выполняющих открытые полости, типичны мономинеральные агрегаты киновари разной зернистости, причем отдельные зерна

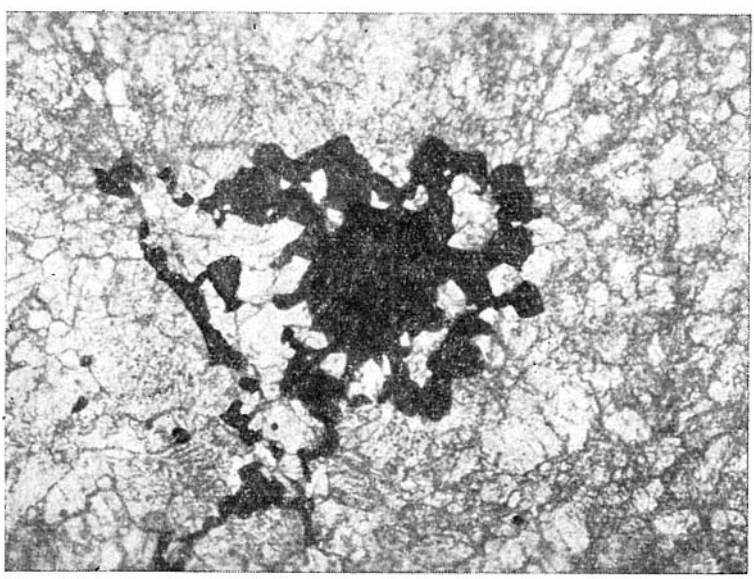


Рис. 22. Образование вкрапленника киновари (черное) в доломитизированном известняке. Шлиф. Без анализатора. Месторождение Ак-Таш. Увел. 10.

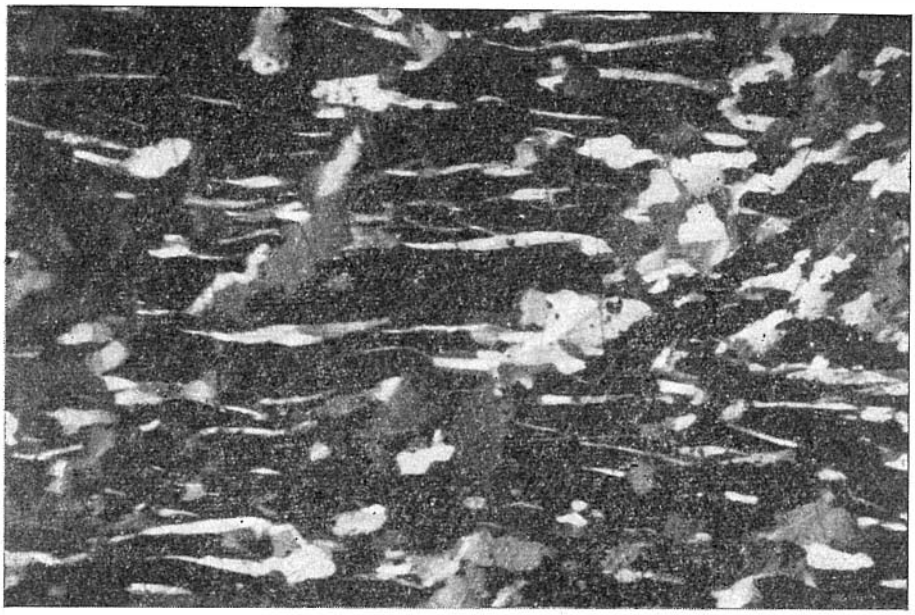


Рис. 23. Признаки пластической деформации в агрегате «сливной» киновари. Аншлиф. Николи +. Увел. 100. Месторождение Белоосиновское.

изредка достигают 0,5—0,7 см в длину. В зонах брекчирования и в крупных трещинах увеличивается зернистость агрегатов киновари, которая часто служит единственным цементирующим материалом вокруг обломков вмещающих пород. Минеральный состав жил и цемента нередко меняется в зависимости от состава боковых пород, но главный минерал — всегда киноварь и к ней добавляются либо кварц, доломит и диккит (лиственитьі), либо кальцит, реже кварц и диккит (известняки), а также кварц, анкерит, диккит и кальцит (песчаники, алевролиты, метаморфи-

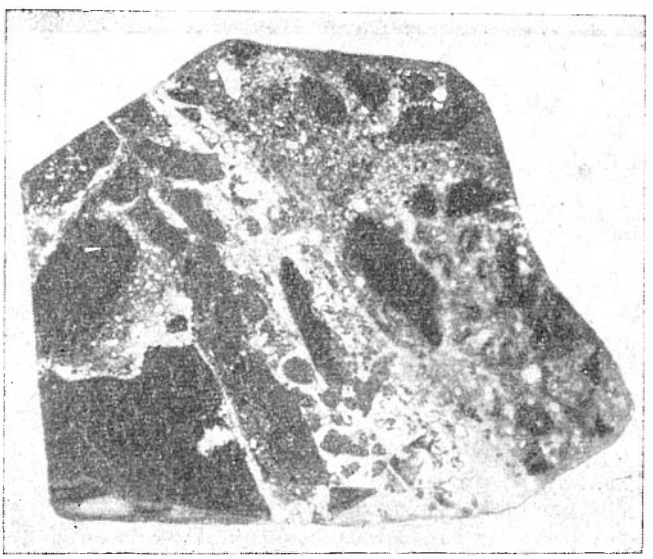


Рис. 24. Раздробленные агрегаты «сливной» микрозернистой киновари (черное). Полированный образец. Натур. велич. Месторождение Ак-Таш.

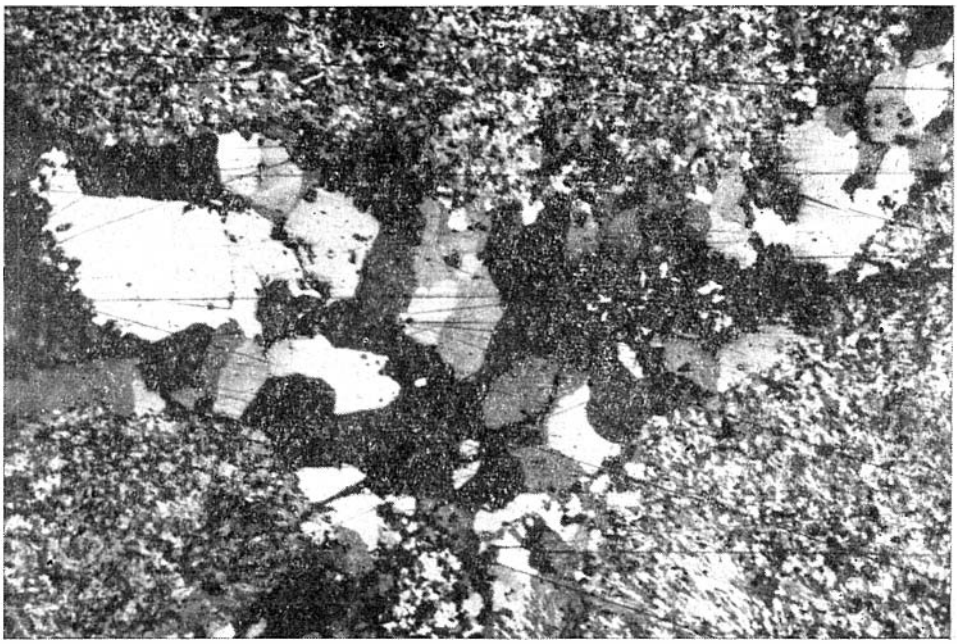


Рис. 25. Мозаичные агрегаты микрозернистой и среднезернистой киновари. Аншлиф. Николи слегка +. Увел. 100. Месторождение Белоосиповское.

ческие сланцы и кварциты), кварц, барит, хлорит (эффузивные породы). Трещинно-жильная и цементная киноварь участвуют в создании руд штокверковой и брекчиевой текстур.

В некоторых зонах дробления встречается «сливная» микрозернистая киноварь. Она отличается более темной окраской со стально-серым оттенком и микрогранобластовой структурой. В ней постоянно обнаруживаются признаки поздних динамических воздействий: перистые или линзовидные кулисно-расположенные двойники пластического течения, участки грануляции. Иногда можно видеть два-три направления последовательного двойникования (рис. 23). У агрегатов этой киновари своеобразные серые, до темно-серых, эффекты анизотропии, четко улавливаемые благодаря слабым внутренним рефлексам. Характерно отсутствие в ней реликтов ранних жильных минералов и обломков вмещающих пород, лишь изредка наблюдаются небольшие округлые включения антимонита и халькопирита, что обусловливает повышенный фон сурьмы и меди в результатах спектральных анализов. Такая киноварь присутствует во многих месторождениях различных минеральных типов. В рудах некоторых из них она относится к ранней генерации сульфида ртути (Ак-Таш, Чаган-Узун, Белая Осиповка) и встречается в виде обломков в неоднократно подновлявшихся зонах дробления и трещинах. Вокруг ее обломков обычно кристаллизуется вторая генерация киновари типичного красного цвета (рис. 24). Иногда обломки цементируются доломитом, который затем рассекается карбонатно-киноварными с кварцем жилками (Чаган-Узун). Часто в трещинках и пустотах среди микрозернистой киновари располагаются более крупнозернистые агрегаты мозаичной структуры и глобули сульфида ртути (рис. 25).

Структурные особенности микрозернистой киновари указывают на ее отложение в моменты резкого пересыщения минералообразующего раствора, когда возникало множество центров кристаллизации, обусловивших быстрый рост агрегатов. Вероятно, при этом образовывались коллоидные растворы, из которых формировались глобули киновари. Подробнее они рассматриваются в разделе о метаколлоидной киновари.

Из всего многообразия проявлений кристаллической киновари, выполняющей открытые полости, довольно редки ее кристаллы. Они наблюдались в рудах некоторых месторождений магнезиально-карбонатно-киноварного, карбонатно-киноварного, кварц-серицит-киноварного и кварц-диккит-киноварного минеральных типов. Кристаллы варьировали по величине от десятых долей до 3 мм в поперечнике. В качестве типовых приводятся (рис. 26) монокристаллы и двойники киновари месторождения Чаган-Узун и рудопроявления Курумду-Айры. Здесь же со сравнительной целью помещены рисунки метакристаллов, наиболее полно представленных на Акташском месторождении, поскольку габитус их часто совпадает.

На месторождении Чаган-Узун намечаются две группы кристаллов, образующихся в пустотах гидротермально измененных пород различного исходного состава. К первой группе относятся кристаллы, локализующиеся в раздувах тонких кварц-доломитовых жилок в окварцованных известняках (см. рис. 26, № 1, 2). Кристаллы второй группы (см. рис. 26, № 3, 4) наблюдались на стенках пустот в кварц-доломитовых жилках среди раздробленных апосерпентинитовых лиственитов.

Совместно с киноварью в пустотах находятся прозрачные призматические кристаллы кварца, уплощенные кристаллы доломита, собранные в розетковидные агрегаты, шестоватые и радиально-лучистые образования альбита, промежутки между которыми заполнены пластичным глинистым минералом — монтмориллонитом (рис. 27).

В рудах месторождений карбонатно-киноварного минерального типа (Сараса, Кыз-Кы-Нор) встречены только два вида кристаллов киновари: двойник прорастания двух ромбоэдров и несколько искаженный ромбоэдр с гладкими гранями (см. рис. 26, № 7). На Сарасинском месторождении кристаллы киновари заключены в кварц-диккит-кальцитовых жилках, секущих известняки. Кристаллы киновари, видимо, первоначально имели сравнительно хорошую огранку, но из-за последующего растворения приобрели округлые формы (рис. 28). Поверхности, подвергшиеся растворению, матовые, слегка шероховатые. Взаимоотношения окружающих минералов показывают, что киноварь растворялась во время кристаллизации следующей за ней генерации кальцита, кристаллы которого нарастают на сульфид ртути.

Факт растворения киновари в гипогенных условиях вызывает интерес, поскольку в какой-то мере может характеризовать физико-химическую обстановку минералоотложения в завершающие моменты процесса рудообразования. В частности, он может свидетельствовать о повышении щелочности новой порции раствора, недосыщенности его комплексами ртути и, весьма вероятно, возросшей температуре.

В рудопроявлении Курумду-Айры встречаются свободно выросшие кристаллы киновари (см. рис. 26, № 14, 18—24) и двойники комбинированного способа роста (см. рис. 26, № 15—17), завершавшие свое формирование как метакристаллы. Первые образуются обычно совместно с кристаллами кварца и анкерита в небольших пустотках кварц-анкеритовых жилок, развитых среди гидротермально измененных метаморфических сланцев и маломощных зон дробления, выполненных кварц-анкеритовым или чисто кварцевым сахаровидным материалом. Вторые локализуются вблизи таких жилок непосредственно в цементе зон дробления. Величина кристаллов киновари изменяется от десятых долей до 2,5 мм. Раньше всех образовывались, очевидно, крупные призматические индивиды, облик которых постепенно усложнялся и становился таблитчатым (см. рис. 26, № 24). В некоторых кристаллах содержатся захваченные во время роста многочисленные зерна анкерита и, реже, кварца. Наблюдаются включения рудных минералов: антимонита, цинкенита, халькостибита, швацита. Постоянная приуроченность кристаллов всех размеров и формы к одним жилкам кварц-анкеритового состава предполагает, что они при-

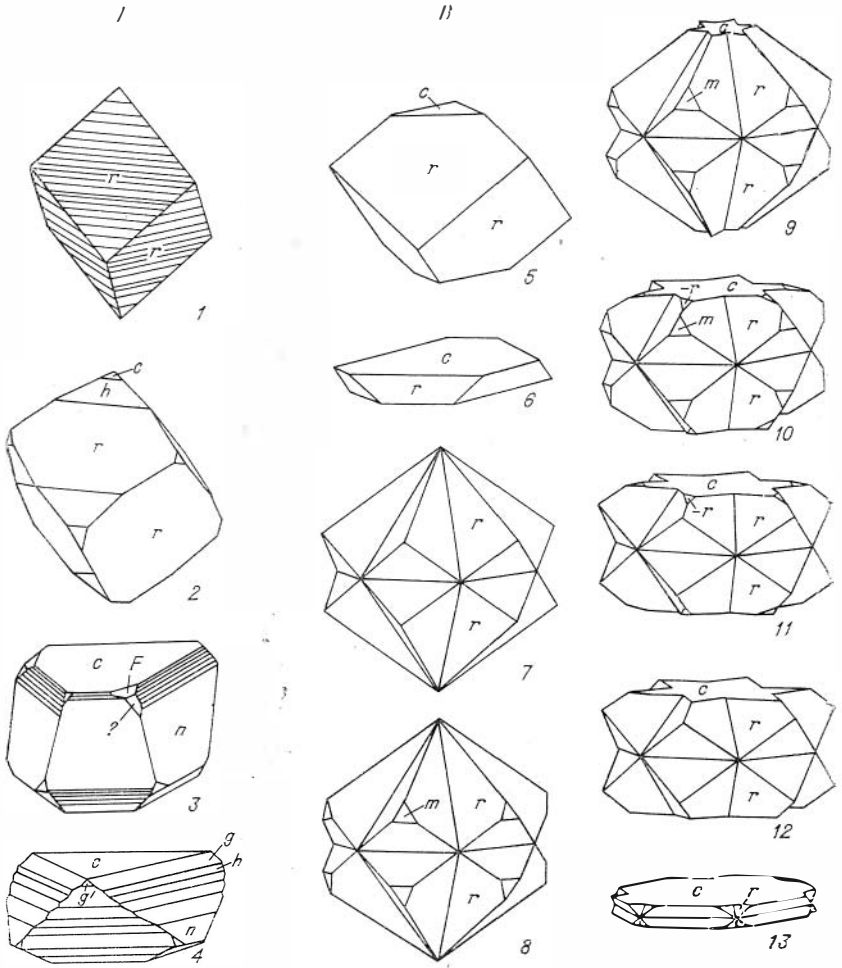
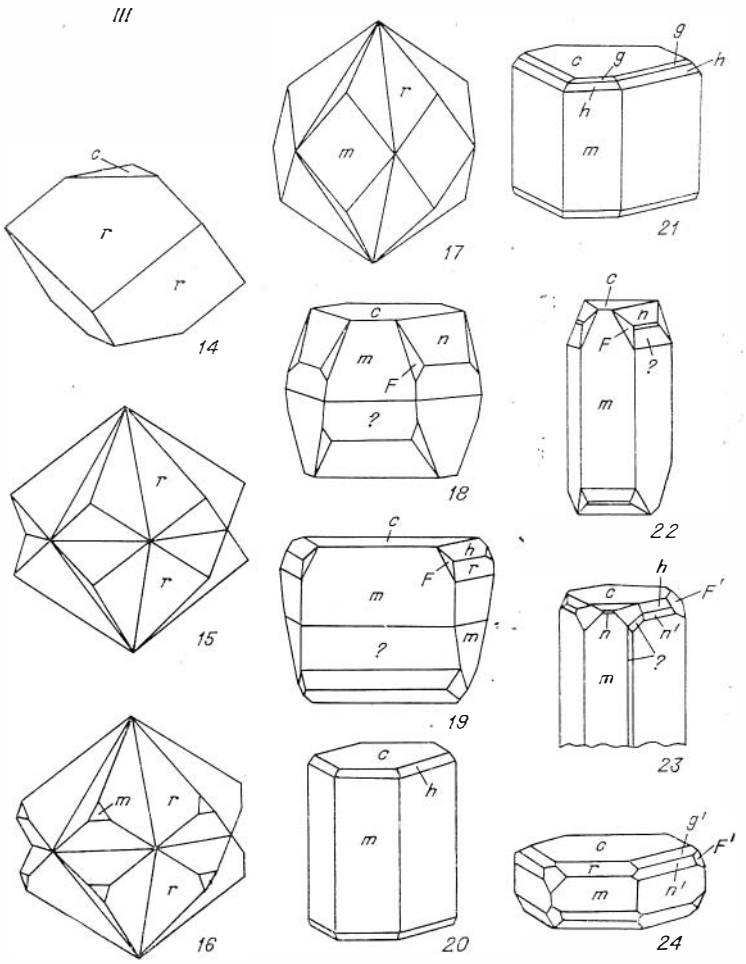


Рис. 26. Монокристаллы
I — месторождения магнезиально-карбонатно-киноварного (Чаган-Узун), II — кар киноварного минерального типа (рудопр. Курумду-Айры; № 15—17, росшие

надлежат к разным зарождениям одной генерации киновари. Рост их, вероятно, происходил в условиях неравномерного снижения температуры и меняющейся степени пересыщения раствора.

Кристаллы киновари второй группы всегда представлены двойниками прорастания основных ромбоэдров. На некоторых из них появляются грани призмы $\{10\bar{1}0\}$. Все грани кристаллов шероховатые, покрытые отпечатками прилегавших индивидов кварца и зерен карбоната. Свободный рост этих кристаллов начинался в мельчайших пустотах, после заполнения которых в дальнейшем происходило замещение окружающих минералов. В этих кристаллах можно видеть реликты кварца и анкерита, располагающиеся в их периферических частях. Внутри, обычно в центре, размещаются спутанные игольчатые и неправильные агрегаты рудных минералов: халькостибита, антимонита, швацита (рис. 29). Включения совершенно одинаковых рудных минералов в киновари дают право считать кристаллы обеих групп синхронными образованиями, соответствующими одной генерации.

Последовательность формирования определенных видов кристаллов, принадлежащих к разным генерациям, в некоторых случаях устанавливается более уверенно по их разобщенности, нарастанию кристаллов од-



и двойники киновари.

бонатно-киноварного (Ак-Таш, метакристаллы) и III — кварц-диккит-в конце формирования как метакристаллы).

ного вида на другой, сопровождающемуся даже полной «консервацией» ранней генерации (рис. 30). Перерыв в минералообразовании фиксируется также по состоянию поверхностей граней кристаллов: шероховатым и изъеденным у ранней генерации, присыпанным порошковатыми массами пирита, и ровным, блестящим — у поздней. Неодновременный рост кристаллов разного габитуса подтверждается и заметным изменением в них интервалов температур гомогенизации первичных газово-жидких включений.

Метакристаллы киновари многочисленны в рудах месторождений карбонатно-киноварного минерального типа. Замечено, что их габитус меняется в зависимости от состава вмещающей породы. В слабо окварцованных известняках, тонких кальцитовых жилках, кварц-анкеритовом цементе зон дробления преобладают двойники прорастания двух ромбоэдров с более или менее выраженными гранями призмы или пинакоида (см. рис. 26, № 8, 9). Для сильно окварцованных известняков с примесью дисперсного битуминозного материала характерны двойники с хорошо проявленными гранями пинакоида (см. рис. 26, № 10—12). Плотные светлые или полосчатые мраморизованные известняки содержат преимущественно уплощенные «лепешковидные» двойники с сильно развитыми гра-

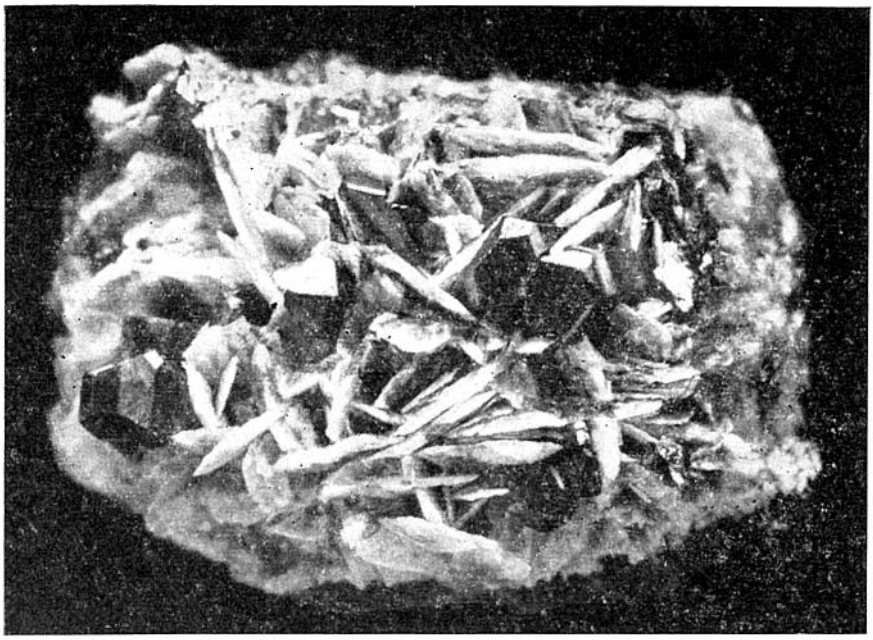


Рис. 27. Кристаллы киновари, кварца и доломита на стенках пустот в кварц-доломитовых жилках. Увел. 5. Месторождение Чаган-Узун.

нями пинакоида, кажущиеся в поперечном срезе призматическими (рис. 31; см. рис. 26, № 13). Для этих метакристаллов типична неровная, скульптурная поверхность граней, отражающая форму прилегавших зерен $CaCO_3$ известняка. Размеры метакристаллов даже каждого отдельного вида значительно варьируют, что может «...указывать на неодновременное зарождение центров кристаллизации при метасоматическом росте в твердой среде...» (Бетехтин и др., 1958).

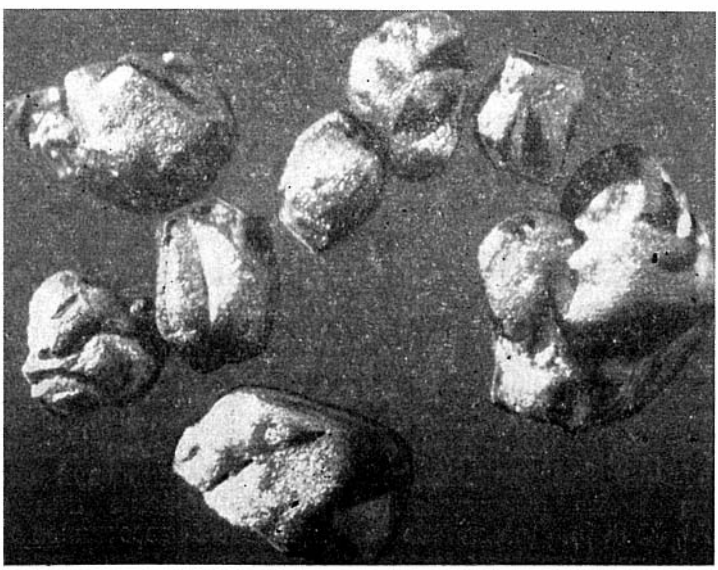


Рис. 28. Двойники киновари, подвергшиеся растворению. Увел. 20. Месторождение Сараса.

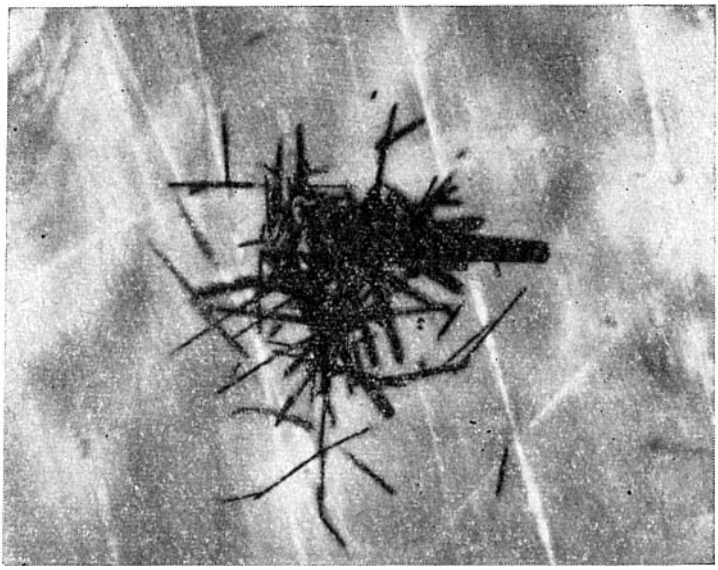


Рис. 29. Псевдоморфозы пиранита по игольчатым кристаллам сурьмяных минералов в кристаллах киновари. Аншлиф. Николи +. Увел. 600. Рудопроявление Курумду-Айры.

Метакристаллы киновари образуются как в ранние, так и в поздние периоды процесса минералообразования, часто одновременно с основной массой вкрапленной киновари, и отражают лишь высшую степень метасоматоза.

В рудах всех ртутных месторождений Алтае-Саянской складчатой области кристаллическая киноварь обычно является одним из поздних минералов каждой парагенетической ассоциации, в которой она присутствует. Вслед за киноварью, как правило, отлагаются реальгар и аурипигмент, самородный мышьяк, некоторые карбонаты, диккит, кварц, иногда барит и пирит. Контактируя с ранними гидротермальными минералами, киноварь либо проникает в них без существенного замещения по трещинкам катаклаза и спайности (пирит, марказит, барит, доломит, кальцит и др., рис. 32), либо замещает их наружные части. В отдельных случаях она сама бывает замещена некоторыми рудными минералами: реальгаром, онофритом и др. (рис. 33, 34).

Метаколлоидная киноварь наблюдалась пока в рудах пяти месторождений: Акташском, Терлигхайском, Чаганузунском, Курайском и Белоосиповском. Морфология ее проявлений довольно разнообразна. Встречаются дендриты (рис. 35), губчатые, почковидные агрегаты (рис. 36, 37), отдельные глобули, сферолиты и сферолитовые агрегаты. Есть основания считать метаколлоидную киноварь на этих месторождениях ранней генерацией сульфида ртути.

На Акташском месторождении метаколлоидная киноварь концентрируется в кальцитовых новообразованиях: крупных гнездах зонального кальцита (в качестве окрашивающего материала некоторых зон кристаллов кальцита), по зальбандам сложных кальцитовых жил и в линзах среди равномернозернистых агрегатов карбоната кальция. Киноварь образует полосчатые скопления губчатых масс и дендритов. Окрашенные такой киноварью зоны и полосы отличаются яркоалым цветом от кристаллической киновари, имеющей более густую окраску. В этой киновари постоянно обнаруживается спектральным анализом Fe и Mn и периодически Cu и Ag в очень небольших количествах. Руды с метаколлоидной киноварью подвергались по меньшей мере двухкратному дроблению. Облом-

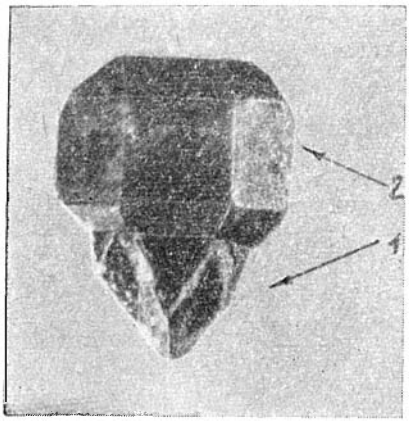


Рис. 30. Кристаллы киновари двух генераций.

1 — двойники прорастания двух ромбоэдров с гранями призмы $\{10\bar{1}0\}$; *2* — короткопризматические кристаллы. Увел. 30. Рудопроявление Чуйский участок.

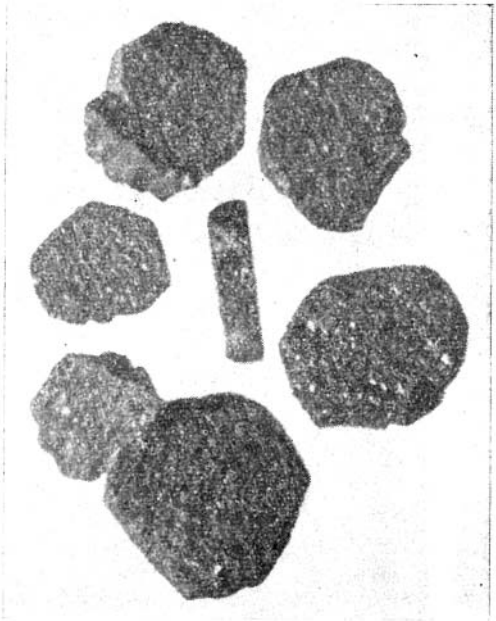


Рис. 31. Отпрепарированные метакристаллы киновари из мраморизованного известняка. Один кристалл поставлен вертикально. Месторождение Ак-Таш. Увел. 20.

ки их часто цементируются железистым и обычным кальцитом (рис. 38) (Васильев, 1962).

На месторождении Терлиг-Хая руды с метаколлоидной киноварью впервые были описаны В. И. Сотниковым (1962). Они локализуются в некоторых зонах брекчирования среди гидротермально измененных порфиритов. Метаколлоидная киноварь этого месторождения напоминает

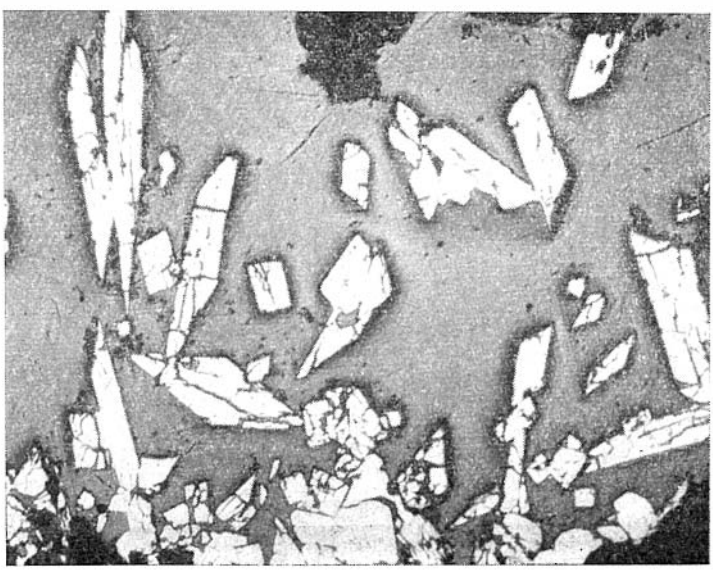


Рис. 32. Параморфозы пирита по марказиту в киновари. Аншлиф. Без анализатора. Увел. 50. Месторождение Горхонское.

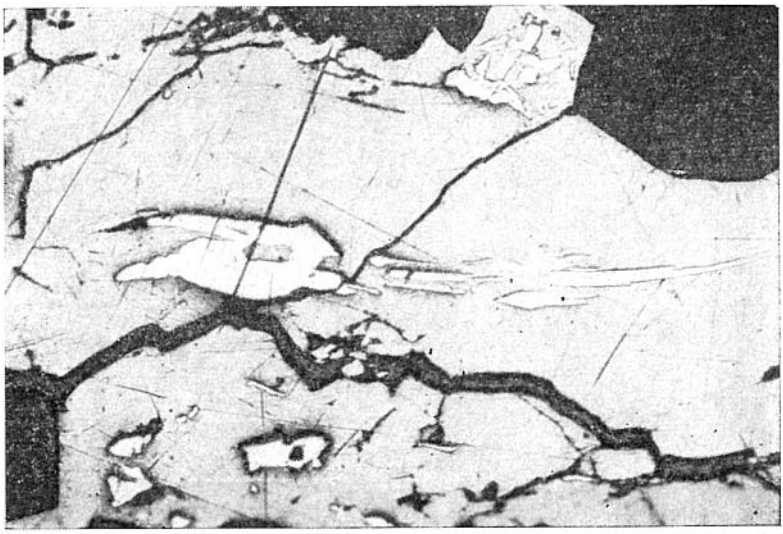


Рис. 33. Реликты киновари (рельефные серо-белые зерна) в реальгаре (общее поле). Аншлиф. Без анализатора. Увел. 50. Месторождение Ак-Таш.

макроскопически «сливную» микрозернистую киноварь темного цвета, однако скопления ее состоят из почковидных агрегатов и отдельных почек с концентрически-зональной блоковой и, реже, радиально-лучистой или радиально-блоковой структурами (рис. 39). В отдельных почках незакономерно чередуются зоны микро- и даже скрытозернистого строения (рис. 39). Метаколлоидные образования почти всегда раздроблены, разъедены и сцементированы тонкозернистым кварцем с пылевидной вкрапленностью киновари. Спектральным анализом в почках и агрегатах киновари найдены кроме литофильных Si, Al, Mg, Ca и Ti еще Fe, Mn, Pb, Ag, Sb (сотые доли %), Cu (тысячные доли %), V и Mo десятитысячные доли %).

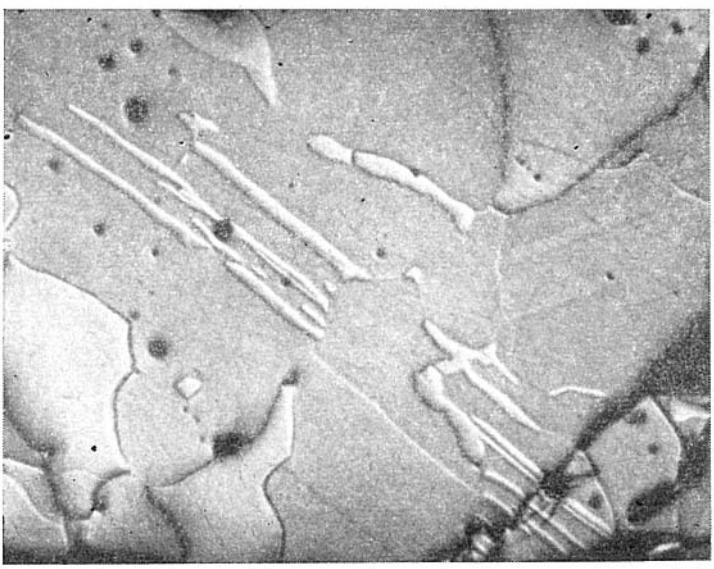


Рис. 34. Онофрит (общее поле) с реликтами киновари (рельефные зерна). Аншлиф. Без анализатора. Увел. 100. Месторождение Горхонское.

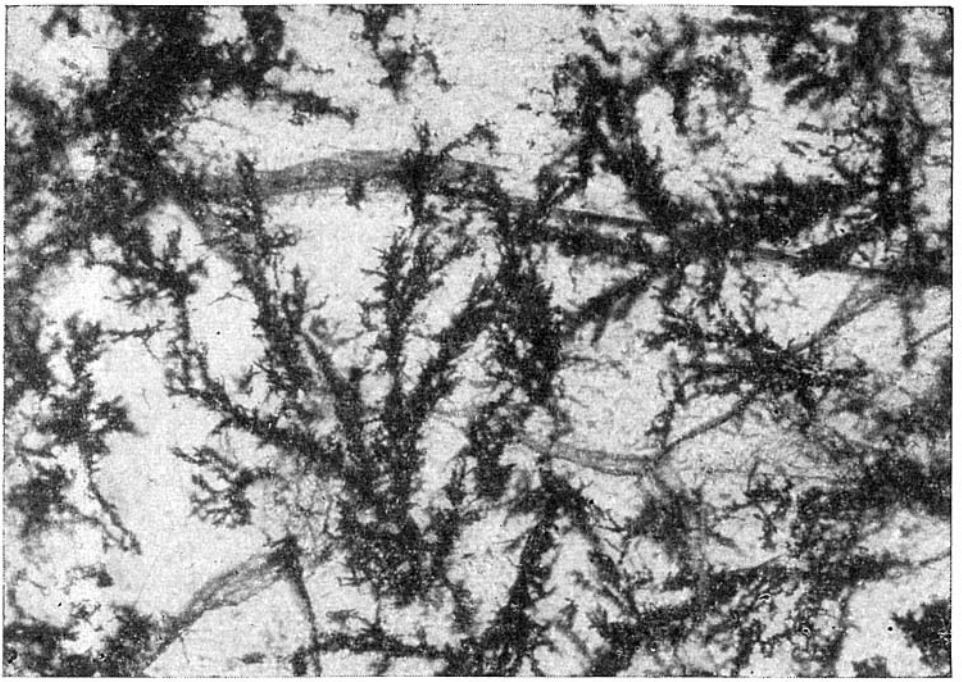


Рис. 35. Дендриты киновари (черное) в кальците. Прозр. шлиф. Без анализатора Увел. 20. Месторождение Ак-Таш.

Рис. 36. «Почки» метаколлоидной киновари с концентрически-зональной блоковой структурой в центральных частях. Внешняя зона — волнисто-угасающая киноварь тонкозернистого строения. Аншлиф. Николи слегка +. Увел. 20. Месторождение Терлиг-Хая.

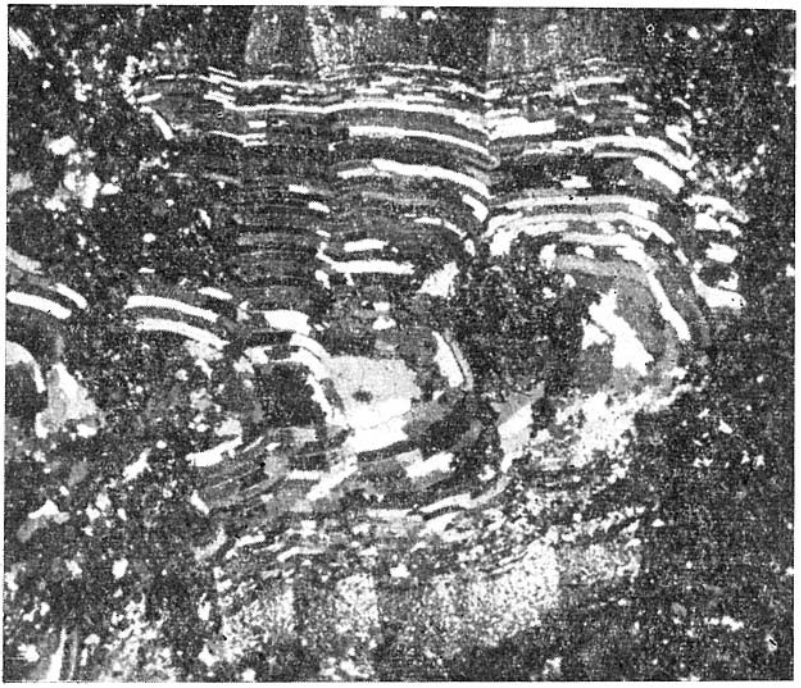


Рис. 37. Раздробленная и разъедаемая кварц-киноварным цементом «почка» метаколлоидной киновари. Аншлиф. Николи слегка+. Увел. 20. Месторождение Терлиг-Хая.

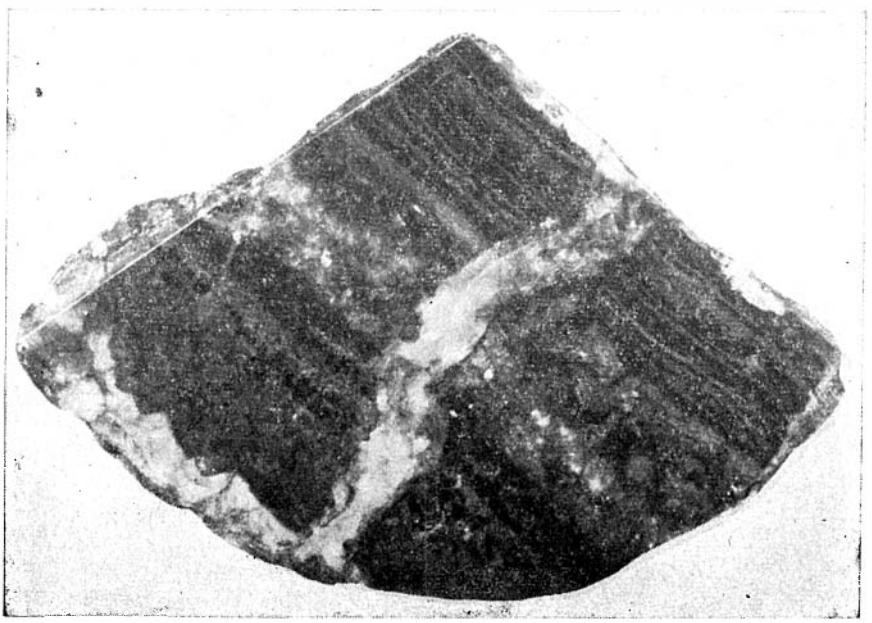


Рис. 38. Пересечение руд с метаколлоидной киноварью жилками кальцита. Полированный образец. Немного уменьшено. Месторождение Ак-Таш.

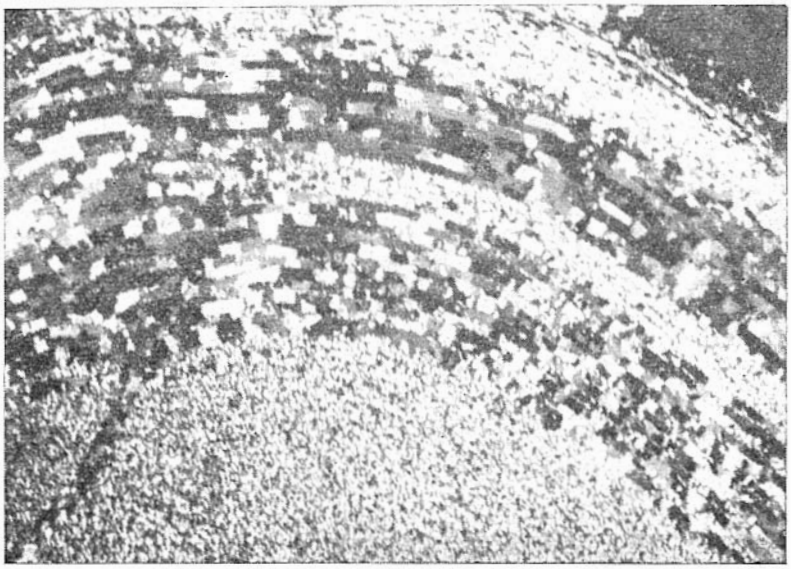


Рис. 39. Чередование блочных зон киновари с разной величиной «блоков» в некоторых «почках». Аншлиф. Николи слегка +. Увел. 20. Месторождение Терлиг-Хая.

В этой киновари иногда встречаются мелкие шаровидные включения пирита и халькопирита; с ней постоянно ассоциируют кварц, серицит, приуроченные к границам зон и наружным частям почек.

Похожие, но менее четко выраженные образования метаколлоидной киновари наблюдались на Чаганузунском, Курайском и Белоосиповском месторождениях. На Курайском месторождении известны обособленные глобули киновари, располагающиеся в мелких пустотах среди жильного кварца (рис. 40).

Формирование метаколлоидных образований, по-видимому, происходило на небольшой глубине при неустойчивых физико-химических условиях минералоотложения. Предполагается резкое изменение состояния пересыщения, вызванного разными факторами. В их числе могут быть переохлаждение, быстрое испарение жидкости из раствора, падение внешнего давления, температуры и смешение гидротерм с поверхностными водами. В результате из истинных растворов могли возникать коллоидные системы повышенной вязкости, из которых при раскристаллизации образовывались дендриты, губчатые и почковидные агрегаты киновари.

Рис. 40. Глобули киновари из пустот жильного кварца. Увел. 100. Месторождение Курайское.

Вторичная гипергенная киноварь, как новообразование зоны окисления, известна практически на всех месторождениях. В основном она возникает при разложении в зоне гипергенеза ртутьсодержащих сульфидов: блек-

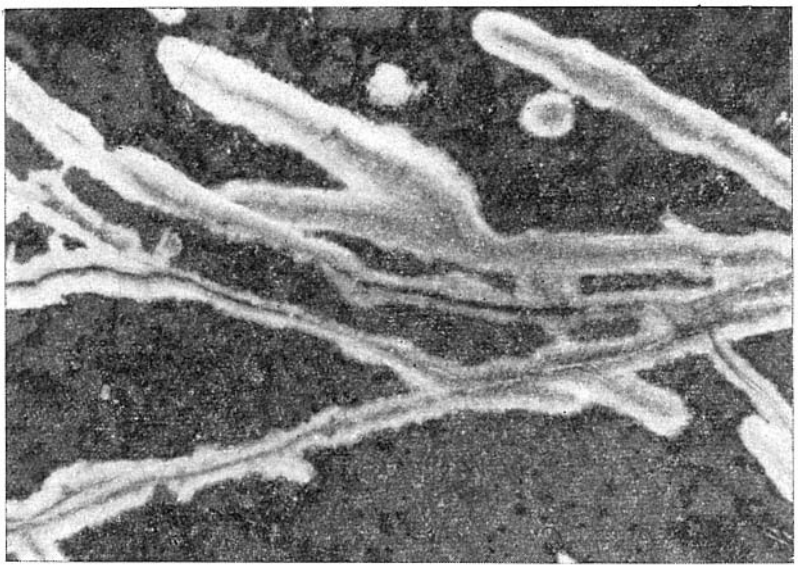


Рис. 41. Новообразования вторичной гипергенной киновари в экзогенных трещинках, секущих сауковит. Аншлиф. Николи слегка +. Увел. 60. Рудопроявление Уланду.

лых руд, акташита, ртутьсодержащего сфалерита и в меньшей мере за счет главных ртутных минералов — гвадалкацарита, сауковита, первичной кристаллической киновари. Ярко-красная, быстро темнеющая на воздухе, вторичная гипергенная киноварь отличается в большинстве случаев порошковатым характером ее масс, округлой формой субмикроскопических частиц, среди которых попадаются хорошо образованные

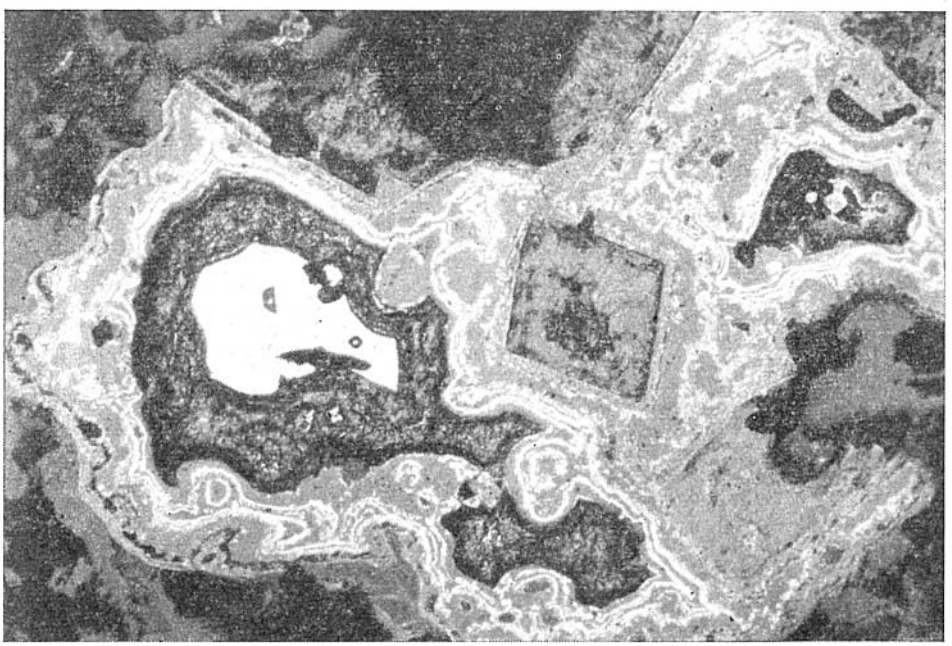


Рис. 42. Фестончатые образования гипергенной порошковатой киновари вокруг зерен ртутьсодержащей блеклой руды (белое). Аншлиф. Без анализатора. Увел. 25. Рудопроявление Отсалар.

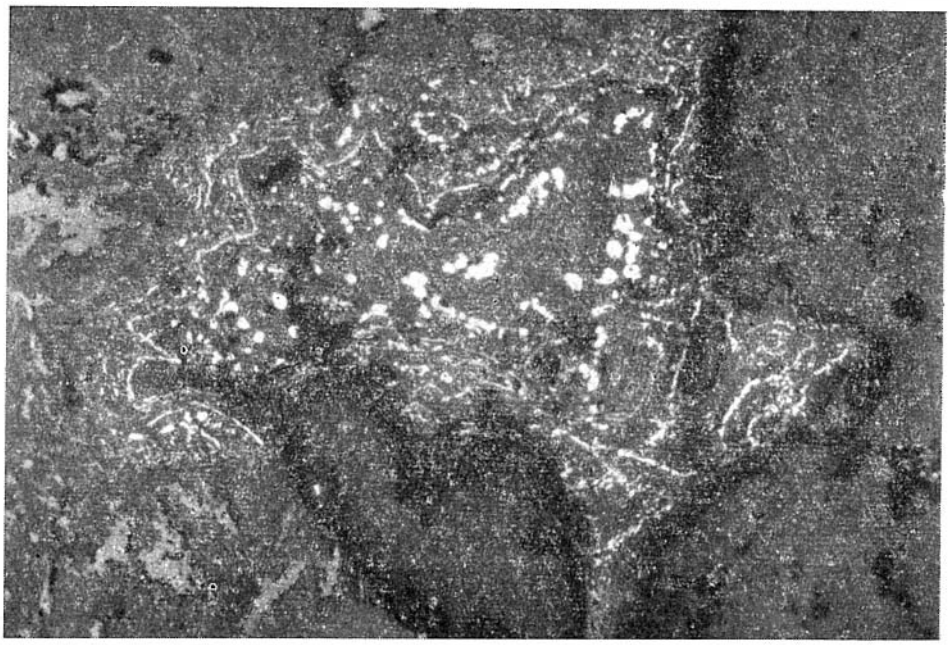


Рис. 43. Вторичная гипергенная киноварь (белое) на месте разложенной ртутьсодержащей блеклой руды в кварц-кальцитовой жилке. Аншлиф. Без анализатора. Увел. 110. Рудопроявление Джылкыдал.

кристаллики. Тончайшие корочки и пленки гипергенной порошковатой киновари откладываются на поверхности изменяющегося ртутьсодержащего минерала, либо выполняют пересекающие его трещинки (рис. 41). Очень часто она распределяется вокруг минерала в виде причудливых ажурных полосок и цепочек (рис. 42). При полном разложении минерала эти полоски и мелкие зерна обозначают место его существования (рис. 43). По конфигурации пустот со скоплениями гипергенной киновари часто можно судить о морфологии образований первичного минерала, а по имеющимся в ней элементам-примесям — о его составе.

Вторичная гипергенная киноварь особенно широко распространена на месторождениях и рудопроявлениях кварц-барит-блеклорудного минерального типа. Гораздо меньше ее в месторождениях всех других типов, где ртутьсодержащие сложные сульфиды относятся к второстепенным или редким минералам. Например, на Акташском месторождении тонкие пленочки вторичной гипергенной киновари покрывают кристаллы и зерна акташита, блеклых руд, а на рудопроявлениях Курумду-Айры, Восточное Кубадру, в Курайском и Таджилинском месторождениях — зерна швацита с высоким содержанием ртути. Как результат разложения ртутьсодержащего сфалерита, такая киноварь известна на Сарасинском и Белоосиповском месторождениях, в рудопроявлении Ак-Кая и др. (Васильев, Лаврентьев, 1969, 1976).

Вторичная порошковатая киноварь, образующаяся при разложении в гипергенных условиях основных ртутных сульфидов, по-видимому, встречается гораздо реже, хотя признаки выщелачивания гипогенной киновари отмечаются в зонах окисления некоторых отечественных и зарубежных месторождений. Возможно, во многих случаях за вторичную гипергенную киноварь принимают ее порошковатые массы, обязанные своим происхождением обычной дезинтеграции первичного сульфида ртути при экзогенных процессах. Внешнее сходство ее агрегатов с массами гипергенной киновари может стать причиной ошибочной трактовки генезиса подоб-

ных образований сульфида ртути. Такие ошибки вполне вероятны, поскольку до сих пор не разработаны строгие диагностические критерии, позволяющие надежно разграничивать вторичные проявления киновари. Особое значение в их числе приобретают морфологические признаки, указывающие на способ отложения минерала.

Не вызывающие сомнения новообразования вторичной гипергенной киновари, возникшей за счет разложения первичных сульфидов ртути (кристаллической киновари, онофрита, сауковита) наблюдались в рудах Горхонского и Терлигхайского месторождений и рудопроявления Уланду. Новообразованная гипергенная киноварь откладывается не только на поверхности зерен сульфидов, но и выполняет небольшие пустотки и экзогенные трещинки. Характерные шестоватые агрегаты такой киновари располагаются по стенкам пустот или «слепых» трещинок, перпендикулярно к осевым линиям. Центральные части сквозных трещинок, как правило, свободны от киновари, очевидно вследствие непрерывной циркуляции растворов (см. рис. 41). Структура агрегатов вторичной гипергенной киновари подтверждает их принадлежность к новообразованиям.

Миграция ртути при разложении первичных собственно ртутных и ртутьсодержащих сульфидов, видимо, весьма ограничена, так как гипергенная киноварь концентрируется или непосредственно на месте первичных минералов, или в тесной связи с ними и за пределами участков локализации руд не обнаружена.

Механически-преобразованная киноварь пленочного и примазкового характера наблюдалась вокруг обломков руд в зонах дробления и на плоскостях тектонических трещин, секущих руды. Исследование под микроскопом показывает, что она состоит из мельчайших обломочных частиц дезинтегрированной кристаллической киновари. В отличие от вторичной гипергенной киновари в ее массах нет кристаллов, а отдельные зерна всегда сохраняют угловатую форму. На зеркалах скольжения некоторых нарушений подобная киноварь уплотнена и имеет поверхность черного цвета с металлическим блеском. Как установлено исследованиями и несложными экспериментами, киноварь здесь превращается в метациннабарит в результате высоких давлений, возникающих при тектонических подвижках (Васильев, 1964).

Таблица 5

Результаты рентгенометрических исследований метациннабарита

Гипергенный метациннабарит. Восточное Кубадру*		Метациннабарит (по Berry, Thompson, 1962)			
I	dÅ	I	dÅ	hkl	$d_{выч}$
10	3,39	10	3,39	111	3,376
3	2,92	5	2,92	002	2,924
9	2,07	8	2,07	022	2,067
9	1,764	7	1,759	113	1,763
4	1,686	2	1,684	222	1,687
1	1,464	1	1,463	004	1,462
5	1,344	4	1,344	133	1,342
3	1,308	2	1,310	024	1,308
3	1,194	3	1,193	224	1,193
3	1,126	2	1,126	115; 333	1,125
2	1,034	1	1,034	044	1,034
3	0,989	2	0,989	135	0,988
1	0,975	0,5	0,975	006; 244	0,975
0,5	0,924	1	0,925	026	0,925
0,5	0,894	1	0,893	335	0,892
0,5	0,881	0,5	0,881	226	0,882
—	—	0,5	0,844	444	0,844
—	—	1	0,819	117; 155	0,819
—	—	1	0,782	246	0,782

* Режим съемки: Cu-излучение, фильтрованное; $D_{кам}$ = 57,3 мм; $D_{обр}$ = 0,25 мм. Съемка выполнена Г. Д. Терлецкой. В эталонной рентгенограмме нами исключены линии киновари.

Метациннабарит — кубическая черная модификация HgS — довольно редкий минерал. Он встречен в очень небольших количествах пока в трех пунктах: Акташском и Орлиногорском месторождениях и в рудопроявлении Восточное Кубадру.

На Акташском месторождении метациннабарит образуется вследствие перестройки кристаллической решетки киновари на участках наиболее сильного тектонического изменения руд (зоны дробления, тектонические

Рис. 44. Идиоморфные образования гвадалкацарита, частично перешедшего в киноварь, на поверхности зерен акташита. Аншлиф. Без анализатора. Увел. 350. Месторождение Ак-Таш.

трещины скола), поэтому здесь его правильнее считать вторичным новообразованием динамометаморфических процессов. Тонкие пленки такого вторичного метациннабарита черного цвета покрывают поверхности зеркал скольжения в трещинах скола, проходящих через рудные тела с гнездами сплошной киновари.

Во всех остальных пунктах метациннабарит — типичный гипергенный минерал. Гипергенный метациннабарит чаще всего встречается в виде тонких корочек на киновари в пустотах выщелачивания. В рудопроявлении Восточное Кубадру пленки гипергенного метациннабарита отлагались также на кристаллах кварца в кварц-кальцитовых с киноварью жилках. Здесь же он обнаружен в виде псевдоморфоз по игольчатым кристаллам какого-то рудного минерала, реликты которого не сохранились. Футлярообразная форма псевдоморфоз метациннабарита наводит на мысль,

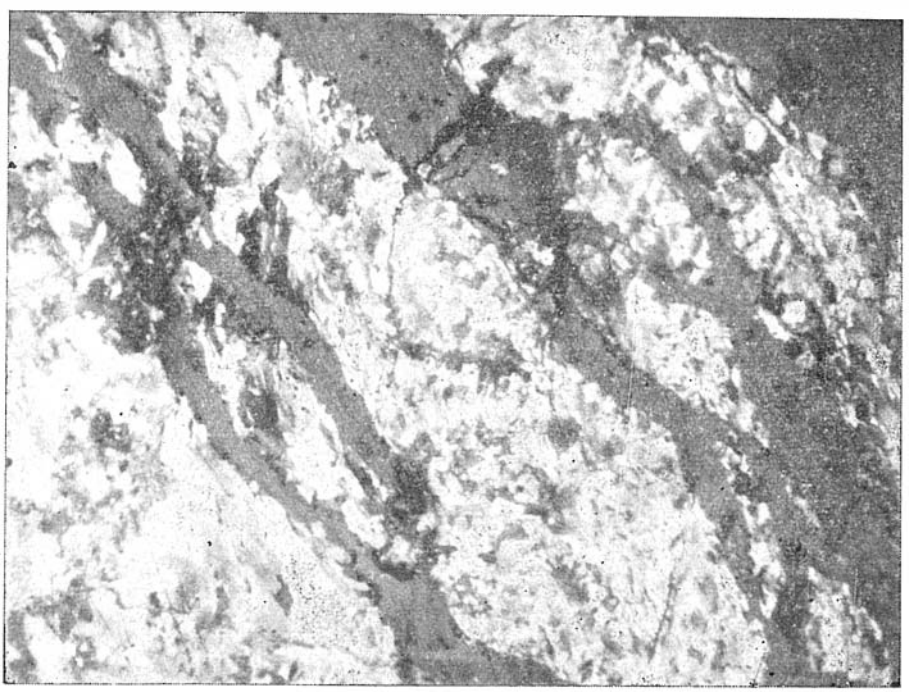


Рис. 45. Жилки гвадалкацарита (темно-серое) в киновари первой генерации, подвергшейся динамическим воздействиям. Аншлиф. Николи слегка +. Увел. 10. Месторождение Ак-Таш.

что замещению подверглись псевдоморфозы ртутьсодержащей блеклой руды по антимониту или цинкениту.

Характерно, что гипергенный метациннабарит изотропен и у него отсутствуют пластинчатые двойники, вообще наблюдавшиеся у минерала многими исследователями. Впрочем, все проявления метациннабарита, у которых когда-либо отмечались аномалии оптических свойств и строения, оказывались при детальном изучении гипогенными образованиями. Возможно, метациннабариты гипергенного происхождения полностью изотропны, чем они и отличаются от первичных аналогов. Рентгенограммы встреченных гипергенных образований метациннабарита соответствуют эталонным рентгенограммам этого минерала (табл. 5).

Гвадалкацарит — (Hg, Zn)S — цинксодержащая разновидность метациннабарита, редок. Обнаружен в рудах Акташского месторождения (Васильев, $1963_{1,2}$). Минерал встречается в виде вкрапленности, дендритов, отдельных почек, тонких жилок и др. Период кристаллизации гвадалкацарита в рудах этого месторождения, видимо, был растянут, так как он присутствует в составе разных парагенетических ассоциаций минералов. В ранней ассоциации он контактирует с акташитом, располагаясь на поверхности его кристаллов отдельными идиоморфными зернами (рис. 44). Основная масса гвадалкацарита отлагалась в трещинках, секущих скопления киновари первой генерации (рис. 45), а также в виде дендритов и вкрапленности, замещающей кальцитовые зерна по направлениям спайности и пластинчатого двойникования. Одновременно образовывались почковидные формы с грубым концентрически-зональным внутренним строением, обусловленным чередованием тонких зон киновари и более широких — гвадалкацарита. В центральных частях отдельных почек наблюдаются радиально сдвойникованные обособления киновари, сгруппированные вокруг зерен раннего пирита, служивших, вероятно, центрами кристаллизации (Васильев, 1963_2).

В отличие от аналогичных минералов ряда зарубежных объектов, гвадалкацарит Акташского месторождения не содержит селена и по количеству изоморфной примеси цинка занимает промежуточное положение между гвадалкацаритами из Левильяни и Гвадалкацара (Минералы, 1960). Гвадалкацарит из жилок имеет состав (вес. %): Hg = 81,46; Zn = 2,69; Fe = 0,06, следы Mn, K, Na; S = 14,98; сумма = 99,19 (аналитики И. К. Кузнецова и Л. А. Непеина). Спектральным анализом установлены дополнительно Co = 0,002; Cu = 0,0005; Pb = 0,001; Sb = 0,02% (аналитик Н. В. Резников). Гвадалкацарит из ранней парагенетической ассоциации минералов содержит всего 1—1,5% цинка (данные микрозондовых исследований) и большинство его зерен обладает признаками перехода в киноварь, или же этот переход уже совершился (см. рис. 44). Превращение в киноварь обнаруживается и в жильных проявлениях минерала.

Формула гвадалкацарита: $(Hg, Zn, Fe)_{0,96}S_{1,00}$. Рентгенограммы минерала с разным содержанием цинка хорошо совпадают друг с другом и рентгенограммой эталона метациннабарита (табл. 6).

Физические свойства сохранившегося гвадалкацарита и его оптические характеристики во многом соответствуют метациннабариту обычного состава. Все эти образования минерала обладают на свежем изломе стально-черным цветом, хрупки, оставляют черную черту на фарфоре, хорошо проводят электричество. Микротвердость вдавливания колеблется от 66 до 89 кг/мм² (среднее — 77 кг/мм²). Плотность 7,18 г/см³.

В отраженном свете гвадалкацарит слегка темнее киновари, с едва различимым коричневым оттенком. Двуотражение незаметно, слабый эффект анизотропии виден лишь на участках пластинчатого двойникования.

Минерал предшествовал высаждению киновари второй генерации. Комбинированные почковидные образования киновари и гвадалкацарита указывают на небольшие перерывы и колебания физико-химических условий минералоотложения.

Таблица 6

Результаты рентгенометрических исследований гвадалкацарита

Гвадалкацарит Акташского месторождения*				Метациннабарит по ASTM, № 6-0261		
обр. 1		обр. 2 (a_0 = 5,830 Å)				
I	dÅ	I	dÅ	I	d	hkl
10	3,39	10	3,38	100	3,378	111
5	2,91	4	2,92	34	2,926	200
9	2,067	10	2,06	57	2,068	220
8	1,765	10	1,762	45	1,764	311
2	1,688	4	1,683	10	1,689	222
1	1,461	1	1,456	8	1,462	400
3	1,341	6	1,335	12	1,342	331
2	1,307	5	1,302	9	1,308	420
3	1,192	5	1,188	10	1,194	422
2	1,125	5	1,123	8	1,126	511;333
1	1,033	1	1,032	2	1,034	440
1	0,989	6	0,986	5	0,989	531
0,5	0,927	—	—	4	0,925	620

* Режим съемки: обр. 1— Cu-излучение, фильтрованное; $D_{кам}$=57,3 мм; $D_{обр}$= =0,25 мм; обр. 2—Co-излучение, фильтрованное; $D_{кам}$= 57,3 мм; $D_{обр}$ = 0,4 мм. Параметр решетки у обр. 2 рассчитан по данным повторной съемки нового препарата на дифрактометре УРС-50-ИМ; аналитики Г. В. Антонова и Г. М. Рылов.

До сих пор неясно, в каких случаях кристаллизуется черная модификация сульфида ртути, а в каких красная. Все экспериментальные работы подтверждают, что первым всегда выпадает из растворов (даже щелочных) черный сульфид ртути, переходящий с течением времени в киноварь. Этот переход замедляется, если в минерале содержатся примеси железа и цинка (Dickson, Tunell, 1959).

Онофрит — промежуточный минерал изоморфного ряда HgS (метациннабарит) — HgSe (тиманит) с формулой Hg(S, Se). На территории СССР обнаружен впервые в ртутных рудах Горхонского (Восточный Саян),

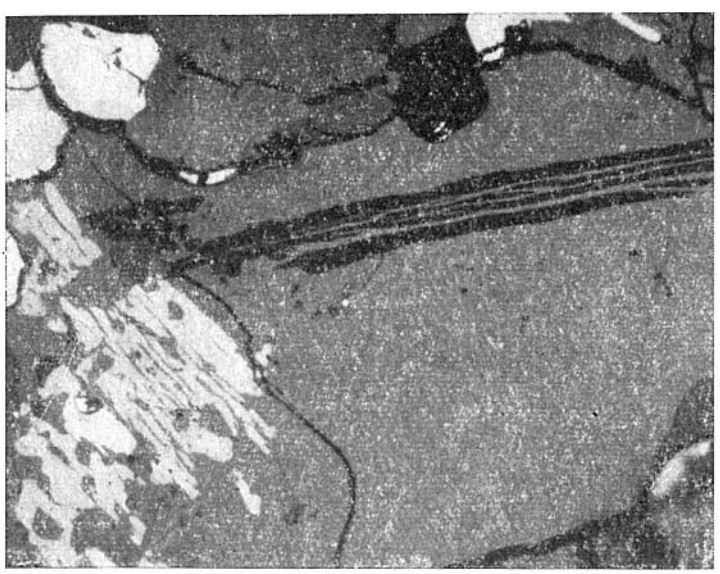


Рис. 46. Онофрит (серое) с реликтами киновари (белое, светло-серое, темные полосы, поставленные на погасание). Аншлиф. Николи слегка +. Увел. 50. Месторождение Горхонское.

Таблица 7

Состав онофритов (вес. %)

Элемент	Образец					Среднее
	1	2	3	4	5	
Hg	81,4	79,43	79,55	80,25	78,55	79,45
Zn	0,2	—	—	—	—	—
S	10,5	7,96	8,79	8,94	7,70	8,35
Se	7,5	12,37	10,82	10,67	13,37	11,81
Сумма	99,6	99,76	99,16	99,86	99,62	99,61

Ю. Г. Лаврентьев. Месторождения: 1 — Горхонское, 2—5 — Терлигхайское.

позднее — в рудах Терлигхайского (Тува) месторождений (Васильев, Лаврентьев, 1968, 1975).

В рудах обоих месторождений онофрит встречается в небольших количествах. На Горхонском месторождении он ассоциирует с селенсодержащей киноварью в совместных агрегатах, содержащих также пирит, зачастую представляющий параморфозы по марказиту, халькопирит, изредка сфалерит. Из жильных минералов с ним постоянно контактируют кварц, реже доломит. В рудах, обособленно от киновари и онофрита, наблюдаются тон-

Таблица 8

Рентгенограммы онофрита и селенистого метациннабарита

Онофрит*				Метациннабарит (по Berry, Thompson, 1962, a=5,847 Å)		
Горхон (a=5,902 Å)		Терлиг-Хая (a=5,937 Å)				
I	dÅ	I	dÅ	I	dÅ	hkl
10	3,41	10	3,43	10	3,39	111
—	—	—	—	0,5	3,16**	
4	2,95	3	2,97	5	2,92	002
—	—	—	—	2	2,87**	
8	2,09	7	2,10	8	2,07	022
—	—	—	—	0,5	1,985**	
7	1,780	6	1,788	7	1,759	113
2	1,703	1	1,714	2	1,684	222
2	1,472	2	1,485	1	1,463	004
3	1,355	3	1,361	4	1,344	133
1	1,321	2	1,329	2	1,310	024
3	1,204	3	1,212	3	1,193	224
3	1,136	3	1,143	2	1,126	115; 333
2	1,044	1	1,050	1	1,034	044
2	0,999	1	1,006	2	0,989	135
—	—	—	—	0,5	0,975	006; 244
2	0,933	—	—	1	0,925	026
—	—	—	—	1	0,893	335
—	—	—	—	0,5	0,881	226
—	—	—	—	Указываются еще 3 слабые линии		

* Режим съемки: для Горхона — фильтрованное Cu-излучение; для Терлиг-Хая — фильтрованное Fe-излучение. В обоих случаях $D_{кам}$ = 57,3 мм; $D_{обр}$ = 0,25 мм. Параметр решетки рассчитан по данным повторной съемки на дифрактометре УРС-50-ИМ. Съемки выполнены Г. Д. Терлецкой.

** Линии киновари.

кие жилки и вкрапленность сернистого тиманита. Онофрит разрастается в промежутках между зернами киновари, замещает ее и является более поздним минералом. Относительно равномернозернистые (до 0,5 мм) скопления онофрита содержат корродированные, причудливой формы реликты киновари, отличающиеся в полированных шлифах на общем фоне своим рельефом (см. рис. 34). При наблюдении в поляризованном свете они напоминают пластинчатые двойники метациннабарита, но всегда неровные, разной ширины и, кроме того, угасают одновременно группами (рис. 46). Красные внутренние рефлексы служат одним из основных признаков при их диагностике. Тонкие, веретенообразные пластинки киновари, одинаково угасающие группами, наблюдались и П. Рамдором (1962) в одном онофрите, но природа их не была выяснена. Видимо, они также являются остатками первичного красного сульфида ртути.

На месторождении Терлиг-Хая онофрит встречен в теле так называемых монокварцитов с наложенной баритовой и сульфидной минерализацией, включающей пирит, киноварь и халькопирит. Вкрапленность минерала с зернами величиной до 0,2 мм образует отдельные точечные скопления, приуроченные к секущим породу микротрещинкам и межзерновым пространствам среди кварца. Из рудных минералов совместно с онофритом иногда ассоциируют более ранний пирит и вторичная гипергенная киноварь, являющаяся в основном результатом переотложения первичного красного сульфида ртути в зоне окисления. Микрозернистые тонкие пленки вторичной киновари обособляются в трещинках и иногда окружают некоторые зерна онофрита. В изученных образцах онофрит пространственно разобщен с гипогенной киноварью.

По составу обнаруженные опофриты относятся к высокоселенистым разновидностям, причем содержание селена в онофрите месторождения Терлиг-Хая на 2—5% выше, чем в онофрите из КНР (табл. 7).

Рентгенограммы изученных онофритов (табл. 8) хорошо согласуются между собой и близки рентгенограмме селенистого метациннабарита.

В полированных шлифах онофрит похож на обычный метациннабарит и также хорошо проводит электричество, имеет слабый коричнево-серый оттенок, отчетливый при наблюдениях с объективами малых увеличений. Минерал изотропен, но чрезвычайно редко в некоторых зернах удается видеть единичные пластинчатые двойники, возможно, очень слабо анизотропные. Отражательная способность и рельеф полирования незначительно ниже, чем у киновари. Внутренних рефлексов и спайности нет. Онофрит реагирует только с царской водкой с характерным эффектом: вначале под каплей кислоты призирует, а затем затравливается со вскипанием по краям зерен. В момент травления на его поверхности и в капле кислоты образуется оранжево-желтый осадок.

Таблица 9

Состав сауковита (вес. %)

Элемент	Содержание		
	1	2	среднее
Hg	67,45	70,29	68,87
Cd	11,72	10,44	11,08
Zn	3,10	3,08	3,09
S	15,63	15,60	15,61
Сумма	97,90	99,41	98,65

Примечание. Неполная до 100% сумма ан. 1 объясняется присутствием механических примесей кварца, кальцита и гематита. 1 — химанализ выполнен В. И. Богдановой и Л. А. Непеиной; 2 — химанализ лаборатории ЗСГУ.

Рассмотренные онофриты, очевидно, самые поздние по времени образования гидротермальные минералы, не считая тиманита, который отлагался, видимо, еще позже.

Сауковит — (Hg, Cd, Zn)S — цинкадмийсодержащий черный сульфид ртути — промежуточный член изоморфного ряда HgS (метациннабарит) — CdS (хоулит), обнаружен впервые в рудопроявлении Уланду (Горный Алтай*) (Васп-

* В последнее время минерал обнаружен нами на Кадырэльском рудопроявлении (Тува).

льев, 1966_1). В других месторождениях Алтае-Саянской области пока не найден. Имеются сведения о находке аналогичного минерала на некоторых рудопроявлениях Средней Азии.

Состав изученного сауковита незначительно варьирует по содержанию ртути и кадмия (табл. 9).

Спектральным анализом в минерале найдены дополнительно десятитысячные-тысячные доли % Fe, Mn, Cu. Формула сауковита с учетом усредненных содержаний элементов записывается так: $(Hg_{0,70}Cd_{0,20}\cdot Zn_{0,10})_{1,00}S_{1,00}$. Вычисленная по ней рентгеновская плотность $\rho_{рентг} = 6{,}86$ г/см^3. Экспериментально полученная (уточненная по сравнению с первоначальными данными) плотность несколько ниже $6{,}80 \pm 0{,}04$ г/см^3. Среднее арифметическое число микротвердости (метод вдавливания, прибор ПМТ-3, 20 отпечатков, нагрузка 20 г) составляет 155,7 кг/мм^2 при крайних показателях 149,4 и 161,5 кг/мм^2. Класс твердости 3,6—3,7 (Хрущов, 1949).

Рентгенограмма сауковита (табл. 10) индицируется в кубической сингонии и ближе всего стоит к рентгенограммам искусственного гвадалкацарита и хоулиита.

Сауковит обладает черным или серо-черным цветом, имеет сильный металлический до алмазного блеск на свежем изломе, хрупкий. На фарфоре оставляет густо-черную черту. Хорошо проводит электричество. Отражательная способность минерала невысокая, несколько ниже киновари; отчетливый коричневый оттенок заметен при малом увеличении. В поляризованном свете в большинстве случаев изотропен, но в общей

Таблица 10

Рентгенограммы сауковита, гвадалкацарита и хоулиита

Сауковит (уч. Уланду)*			Гвадалкацарит (искусственный препарат с 30 % ZnS) (Михеев, 1957)			Хоулиит (Traill, Boyle, 1955)		
$a=5{,}799\pm0{,}001$ Å			$a=5{,}80$ Å			$a=5{,}818\pm0{,}005$ Å		
I	d Å	hkl	I	d Å	hkl	I	d Å	hkl
10	3,354	111	10	3,347	111	10	3,36	111
6	2,902	200	7	2,906	200	4	2,90	200
10	2,048	220	10	2,054	220	8	2,058	220
10	1,754	311	9	1,749	311	6	1,753	311
4	1,680	222	2	1,674	222	1	1,680	222
4	1,455	400	2	1,450	400	2	1,453	400
7	1,340	331	6	1,331	331	3	1,338	331
5	1,305	420	1	1,298	420	1	1,298	420
8	1,183	422	5	1,184	422	3	1,186	422
8	1,116	511; 333	1	1,116	511; 333	3	1,120	511; 333
5	1,024	440	—	—	—	0,5	1,028	440
8	0,980	531	6	0,981	531	2	0,985	531
3	0,968	600; 442	—	—	—	—	—	—
6	0,917	620	6	0,918	620	0,5	0,918	620
4	0,885	533	—	—	—	0,5	0,887	533
1	0,876	622	—	—	—	—	—	—
1	0,838	444	—	—	—	—	—	—

* Режим съемки сауковита: фильтрованное Cu-излучение; $D_{кам} = 57{,}3$ мм; $D_{обр} = 0{,}4$ мм; поправка по KCl. Параметр решетки рассчитан по данным повторной съемки на дифрактометре УРС-50-ИМ. Аналитики М. В. Новожилова и Т. Н. Григорьева. Данные В. И. Михеева (1957) переведены в ангстремы.

массе встречаются зерна с широкими прямолинейными двойниками очень слабо анизотропными. Внутренних рефлексов нет. Затравливается царской водкой.

В рудопроявлении Уланду сауковит встречается совместно с гипогенной киноварью, гематитом, редкими халькопиритом, пиритом и сфалеритом в кварц-барит-карбонатных жилах. Образует вкрапленность и тонкие жилки. Наравне с киноварью является главным минералом руд. Сауковит кристаллизовался перед киноварью, после гематита; разрушается в зоне окисления с образованием вторичной гипергенной киновари (см. рис. 41).

Тиманит — HgSe — конечный член изоморфного ряда метациннабарит — тиманит. На территории Алтае-Саянской провинции обнаружен впервые в рудах Горхонского месторождения (Васильев, Лаврентьев, 1975).

В кварцитах Горхонского месторождения, входящих в состав рудовмещающей пачки пород, тиманит наблюдался в виде мелкозернистых, небольших по размерам скоплений вкрапленности, отдельных вкраплений и тонких мономинеральных жилок. Обычно им заполнены либо небольшие свободные пространства около кристалликов кварца в пустотках в кварците, либо интерстиции между зернами кварца породы. Кварц при этом лишь незначительно корродируется. В агрегатах тиманита отдельные зерна не превышают первых десятых долей миллиметра. Кристаллов минерала не найдено. Однозначно интерпретируемых взаимоотношений селенида ртути с гипогенной киноварью не установлено. По всей вероятности, тиманит кристаллизовался позже.

В образцах тиманит очень похож на многие минералы, в том числе на метациннабарит, халькозин, блеклую руду, сауковит. Минерал хрупкий, имеет неровный или раковистый излом и черную черту. Хорошо проводит электричество. В отраженном свете тиманит серо-белый с едва заметным коричневым оттенком, в иммерсии становится сфалеритово-серым. Полностью изотропен, внутренние рефлексы отсутствуют, спайность и двойники не наблюдались. Для первичной диагностики в аншлифах надежно действие царской водки: на обработанной кислотой поверхности быстро появляется побежалость, затем минерал травится со вскипанием. В капле кислоты и на поверхности образуется желто-оранжевый осадок, цвет которого через непродолжительное время становится кирпично-красным.

Микротвердость вдавливания (прибор ПМТ-3, 20 отпечатков, нагрузка 20 г) варьирует от 41 до 47 кг/мм² (среднее 45 кг/мм²). Класс твердости 2,4 (Хрущов, 1949).

Исследования показывают, что минерал Горхонского месторождения — не чистый селенид ртути, а его сернистая разновидность, содержащая от 2,32 до 4,80 вес. % серы (табл. 11).

Для анализа 9 с максимальным содержанием серы рассчитана формула минерала: $Hg_{1,02}(Se_{0,60}\ S_{0,40})_{1,00}$. По-видимому, тиманит Горхонского

Таблица 11

Состав тиманита Горхонского месторождения (вес. %)

Элемент	Образец									Среднее
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
S	3,54	3,86	4,18	3,95	4,15	2,80	2,32	4,76	4,80	3,82
Se	20,33	19,90	19,14	19,85	18,91	21,94	23,10	17,86	18,00	19,89
Hg	74,47	75,17	76,02	75,45	75,74	74,70	73,38	76,64	77,70	75,47
Сумма...	98,34	98,93	99,34	99,25	98,80	99,44	98,80	99,26	100,50	99,18

Примечание. Исследования выполнены на микрозонде MS-46, аналитик Ю. Г. Лаврентьев.

месторождения близок по составу тиманиту рудопроявления Кульджук-1 (Средняя Азия), неполный анализ которого (97,45%) приводится Ю. В. Финкельштейном (1971). Рентгенограмма минерала (табл. 12) отличается немного заниженными по сравнению с эталоном значениями межплоскостных расстояний; параметр решетки (a=6,00 Å) почти соответствует чистому тиманиту, но также ниже. Среди отдельных скоплений тиманита встречаются индивиды, параметр решетки которых, судя по порошкограммам, равен 5,98 — 5,99 Å, что может свидетельствовать о наличии еще одного подобного минерала, но с приблизительно одинаковыми атомными количествами селена и серы.

Таблица 12

Рентгенограммы тиманита

Тиманит Горхонского месторождения *, a=6,00 Å			Тиманит (по Berry, Thompson, 1962), a=6,084 Å		
I	dÅ	hkl	I	dÅ	hkl
100	3,48	111	10	3,51	111
20	3,01	200	2	3,05	002
—	—	—	2	2,81	—
40	2,123	220	8	2,15	022
—	—	—	2	1,994	—
30	1,809	311	8	1,834	113
5	1,731	222	0,5	1,759	222
10	1,500	400	1	1,519	004
10	1,376	331	2	1,399	133
2	1,342	420	0.5	1,359	024
10	1,223	422	2	1,241	224
10	1,153	511; 333	1	1,173	115; 333
5	1,058	440	1	1,077	044
—	—	—	2	1,028	135
—	—	—	0.5	0,962	026
—	—	—	0.5	0,929	335
—	—	—	0.5	0,877	444
—	—	—	Имеются еще три слабые линии		

* Режим съемки: фильтрованное Cu-излучение, дифрактометр УРС-50-ИМ. Съемка выполнена Г. Д. Терлецкой.

Очевидно, при формировании руд Горхонского месторождения в растворе постепенно снижалась концентрация серы и увеличивалось количество селена. Кристаллизация вначале селенсодержащей киновари, затем онофрита и, наконец, как представляется, тиманита, завершающего отложение рудных минералов, указывает на уменьшение отношения S/Se в растворе. Как полагают (Геохимия. . ., 1964), такие условия характерны лишь для низкотемпературных гидротермальных процессов.

Ртуть металлическая— Hg — наблюдалась в рудах месторождений различных минеральных типов, но нигде кроме Акташского месторождения она не образует существенных концентраций. Минерал настолько характерен по внешнему виду, что возможность ошибки при его определении совершенно исключается.

В большинстве случаев гипергенный характер проявлений ртути не вызывает сомнения, так как она концентрируется на участках, где руды сильно изменены экзогенными процессами. Очень часто при раскалывании образцов таких руд можно видеть на стенках тонких трещинок густую сыпь капелек ртути, иногда окруженных серо-желтыми или зеленовато-серыми порошковатыми массами, возможно, оксихлоридов ртути (Ак-Таш) и каломели (Восточное Кубадру). Киноварь при этом имеет явные признаки разрушения. Во время разработки гнезд богатых руд на сравнительно глубоких горизонтах Акташского месторождения находили небольшие лужицы металлической ртути в наиболее пониженных частях горных выработок, где она скапливалась при добыче руды. На этом же месторождении ртуть отмечалась среди раздробленного материала и глинки трения некоторых тектонических трещин, не сопровождающихся видимой киноварной минерализацией, но с повышенной влажностью. Не исключено, что ртуть здесь восстанавливалась до элементарного состояния из просачивающихся по нарушениям вод зоны окисления, обогащенных ее комплексами.

Спектральными анализами проб гипергенной ртути с Акташского месторождения и Восточно-Кубадринского рудопроявления установлены

низкие концентрации небольшого числа элементов-примесей. Так, в ртути первого обнаружены Cu, Ag, Pb (десятитысячные %), а второго — всего лишь Cu (десятитысячные %) и Fe (сотые %).

Каломель — Hg_2Cl_2 — впервые найдена нами в кварц-карбонатно-киноварных жилах рудопроявления Восточное Кубадру (Горный Алтай), а позднее в рудах Арзакского участка, расположенного неподалеку от Терлигхайского ртутного месторождения (Тува); в других месторождениях пока неизвестна. В жилах Восточно-Кубадринского рудопроявления каломель ассоциирует совместно с гидроокислами желе
метациннабаритом и ртутью в непосредственной близости от разрушающихся кристаллов киновари, а иногда прямо на их поверхности. Здесь она представлена порошковатыми массами серо-белого цвета с мелкими шариками ртути внутри. При длительной экспозиции на свету минерал слегка темнеет. В рудах Арзакского участка каломель встречается в кварцитах совместно с эглестонитом, металлической ртутью, гидроокислами железа, вторичной гипергенной киноварью пленочного типа, возможно, монтроидитом и гипогенной кристаллической киноварью. Различаются две ее морфологические разновидности: 1) полупрозрачная кристаллическая с размерами индивидов до 1,5 мм, обладающая алмазным блеском, бесцветная или слегка коричневатая и 2) скрытозернистая, образующая порошковатые массы, скорлуповатые или почковидные агрегаты, напо-

Таблица 13

Рентгенограммы каломели

Восточное Кубадру *		Арзакский участок *				Каломель по лит. источникам				
		Порошковатая		Кристаллическая		ASTM, 4-0581		Berry, Thompson, 1962		
I	dÅ	I	dÅ	I	dÅ	I	dÅ	I	dÅ	hkl
10	4,10	9	4,16	8	4,14	97	4,141	8	4,17	011
10	3,14	10	3,17	10	3,14	100	3,164	10	3,18	110
0,5	2,81	0,5	2,83	0,5	2,81	9	2,824	1	2,83	013
3	2,71	5	2,72	1	2,71	28	2,727	3	2,74	112; 004
4	2,22	5ш **	2,24	5	2,24	23	2,242	3	2,25	020
8	2,05	7	2,07	6	2,06	53	2,065	5	2,07	022; 114
—	—	7	1,968	—	—	38	1,970	6	1,969	121; 015
9	1,952	—	—	7	1,959	47	1,962	—	—	—
—	—	—	—	—	—	4	1,755	0,5	1,762	123
5	1,724	4ш	1,740	4	1,737	16	1,731	2	1,737	024
1	1,577	2ш	1,585	5	1,585	10	1,584	1	1,588	220
6	1,473	3ш	1,480	4	1,475	15	1,475	3	1,482	—
1	1,409	—	—	1ш	1,419	4	1,417	1	1,421	—
2	1,362	0,5	1,367	4	1,371	8	1,370	1	1,373	—
—	—	—	—	—	—	3	1,365	—	—	—
3	1,252	2ш	1,252	3ш	1,258	5	1,257	1	1,261	—
—	—	—	—	—	—	6	1,253	—	—	—
1	1,227	1	1,238	2ш	1,234	—	—	0,5	1,236	
—	—	—	—	—	—	3	1,203	—	—	—
3	1,166	2ш	1,169	3	1,172	5	1,169	1	1,179	—
—	—	—	—	—	—	0,5	1,118	—	—	—
1	1,077	—	—	2ш	1,082	1	1,080	0,5	1,083	—
—	—	0,5	1,065	0,5	1,058	<1	1,055	0,25	1,061	—
2	1,034	1ш	1,038	2ш	1,037	6	1,036	2	1,039	—
0,5	0,983	0,5	0,986	2	0,987	1	0,9823	0,5	0,986	—
—	—	—	—	—	—	1	0,9723	0,25	0,974	—
0,5	0,940	1	0,941	2	0,941	1	0,9404	1	0,943	—
0,5	0,866	1	0,871	2ш	0,869	—	—	1	0,869	—
—	—	—	—	1	0,825	—	—	1	0,826	—
—	—	—	—	—	—	—	—	1	0,809	—

* Режим съемки: фильтрованное Cu-излучение; $D_{кам}$ = 57,3 мм; $D_{обр}$ = 0,25—0,2 мм.
** Широкие линии.

минающие затвердевшую глину светло-бурого цвета. Кристаллическая каломель концентрируется в пустотах между кристалликами кварца и довольно часто заключает в себе корродированные зерна первичной киновари и эглестонита. Агрегаты скрытозернистой каломели располагаются среди масс кристаллического хлорида ртути, тяготея к их периферии. На этих участках зерна кристаллической каломели выглядят корродированными. Скрытозернистая каломель встречается также отдельно на стенках тонких трещинок, в пустотах и вокруг зерен гипогенной киновари. Вероятно, она является более поздним продуктом гипергенных процессов, чем кристаллическая, и образуется в результате переотложения разрушающейся кристаллической разновидности каломели и за счет разложения первичной киновари.

Кроме названных двух пунктов каломель, возможно, присутствует в рудах участка Эзерлиг (Тува), где она образует тонкие скрытозернистые корочки слоистого сложения вокруг корродированных зерен киновари. Малое количество материала и засоренность его другими минералами исключили возможность детальных исследований, однако моментальное почернение вещества от КОН позволяет предполагать наличие в нем хлорида ртути.

Свойства изученных образований каломели обычны для
рала, а рентгенограммы практически совпадают друг с другом и с рентгенограммой каломели из Терлингуа (табл. 13).

Находка каломели свидетельствует об участии в процессе поверхностного изменения киновари хлорсодержащих растворов, обеспечивающих ограниченную миграцию ртутных комплексов как в высокогорных условиях с многолетней мерзлотой, так и в районах аридного климата.

Эглестонит — Hg_4Cl_2O — впервые найден нами в ртутных рудах Сибири на Келянском месторождении (Васильев и др., 1975) и несколько позднее — в рудах Арзакского участка (Тува). Эглестонит здесь встречается в зернах размером до 1 мм и в сростках совместно с каломелью, самородной ртутью и реликтами гипогенной киновари, наблюдающейся в виде субизометричных зерен среди агрегатов хлорида и оксихлорида ртути. По времени образования эглестонит предшествует кристаллической каломели, которая чаще всего окружает его зерна. Характерные свойства минерала: яркий лимонно-желтый цвет, алмазный блеск, хрупок, без спайности, изотропен. На свету быстро темнеет и становится черным. От КОН (аналогично каломели) чернеет. Типичные свойства, парагенезис и идентичность рентгенограммы минерала эглестониту (табл. 14) — надежные диагностические признаки для его определения, поэтому изучение состава не проводилось.

Шутеит * — $HgSO_4 \cdot 2HgO$ — обнаружен нами в рудах участка Эзерлиг (Тува). Это первая реальная находка минерала в рудах ртутных объектов СССР. Правда, П. В. Бабкин (1969) сообщал о возможном присутствии шуеттита в рудах некоторых месторождений Северо-Востока СССР, но точно диагностирован этот минерал не был, и сам автор высказывается о нем в предположительной форме.

Шутеит в рудах участка Эзерлиг встречается в ассоциации с гипогенной киноварью и баритом, наложенными на сильно измененные (в основном аргиллизированные) туфопесчаники и порфириты. Минерал локализуется на зернах киновари только на участках ее непосредственного контакта с баритом. В этих местах киноварь растворена, сильно кавернозна, ноздревата. Каверны имеют полусферические очертания и иногда в них остаются «столбики» нерастворенной киновари. Стенки каверн и

---

* Правильное название минерала, иногда описываемого в отечественной литературе как ш у е т т и т. Авторы первой находки минерала делают специальный акцент на произношении его названия (Bailey e. a., 1959).

Таблица 14

Рентгенограммы эглестонита

Аргаканский участок*		Эталон по ASTM № 16-618			Эталон по Финкельштейну, (1961)		
I	*d*Å	*I*	*d*Å	*hkl*	*I*	*d*Å	*hkl*
—	—	—	—	—	2	4,1	—
4	3,95	40	4,02	200	6	4,0	200
9	3,24	90	3,28	211	9	3,25	211
—	—	—	—	—	3	3,14	—
1	2,92	—	—	—	1	2,93	—
1	2,81	—	—	—	1	2,81	220
—	—	—	—	—	2	2,73	—
2	2,59	—	—	—	2	2,60	—
7	2,53	60	2,540	310	9	2,53	310
2	2,31	10	2,319	222	4	2,31	222
—	—	—	—	—	1	2,254	—
—	—	—	—	—	4	2,068	—
0,5	1,998	5	2,004	400	2	2,005	400
—	—	—	—	—	3	1,961	—
10	1,888	100	1,890	411; 330	10	1,890	411; 330
0,5	1,789	—	—	—	1	1,797	420
4	1,707	35	1,708	332	7	1,703	332
2	1,637	25	1,641	422	5	1,638	422
—	—	—	—	—	2	1,588	—
1	1,556	—	—	—	1	1,554	—
1	1,530	—	—	—	3	1,531	—
1	1,499	—	—	—	3	1,502	—
2	1,462	10	1,468	521	5	1,463	521
3ш**	1,377	35	1,377	530; 433	6	1,377	530; 433
4	1,338	40	1,338	600; 442	7	1,340	600; 442
2	1,269	15	1,270	620	6	1,269	620
1	1,238	15	1,239	541	4	1,237	541
1	1,217	—	—	—	2	1,216	622
3	1,183	—	—	—	5	1,182	631
1	1,154	—	—	—	3	1,151	444
0,5	1,116	—	—	—	1	1,115	640
5	1,092	—	—	—	8	1,091	721; 633; 552
0,5	1,076	—	—	—	1	1,075	642
1	1,060	—	—	—	2	1,057	730
—	—	—	—	—	1	1,036	—
0,5	1,019	—	—	—	1	1,019	—
—	—	—	—	—	1	0,998	—
2ш	0,988	—	—	—	5	0,987	—
—	—	—	—	—	1	0,976	—
1	0,958	—	—	—	4	0,957	—
1	0,946	—	—	—	2	0,945	—
1	0,934	—	—	—	2	0,933	—
0,5	0,919	—	—	—	1	0,920	—
1	0,908	—	—	—	3	0,907	—
2ш	0,888	—	—	—	3	0,887	—
1	0,874	—	—	—			—
2ш	0,846	—	—	—	4	0,846	—
—	—	—	—	—	3	0,825	—

* Режим съемки: фильтрованное Cu-излучение; $D_{кам} = 57{,}3$ мм; $D_{обр} = 0{,}2$ мм.

** Широкие линии.

«столбики» покрыты коркой темно-серого вещества, на котором спорадически наблюдаются белесо-желтые и канареечно-желтые микрокристаллические пленки и порошковатые налеты шутеита. При раскалывании некоторых корочек обнаруживается их слоистое внутреннее строение, причем, оказывается, что шутеит в них чередуется с веществом темно-серого цвета, являющимся смесью нескольких гипергенных соединений ртути (возможно, каломели и клейнита) (рис. 47). Барит в контакте с киноварью также обладает признаками растворения.

Рис. 47. Слоистые корочки с шутеитом на растворенных зернах киновари. Увел. 30. Рудопроявление Эзерлиг.

На шутеит действует HCl, от которой он становится матово- или молочно-белым. От KOH он медленно буреет и постепенно чернеет. По-видимому, минерал с течением времени темнеет на свету, хотя Э. Бейли и др. (Bailey e. a., 1959) утверждают обратное. Во всяком случае, незначительное потемнение первоначальной окраски нами наблюдалось по истечение нескольких недель пребывания минерала в освещенном месте.

Оптически шутеит одноосный, отрицательный, плеохроизм почти незаметен и выражается в незначительном осветлении густо-желтого цвета.

Рентгенограмма минерала совпадает с рентгенограммой синтетического $HgSO_4 \cdot 2HgO$ и природного шутеита (табл. 15) (Bailey e. a., 1959).

Сфалерит ртуть- и ртуть-кадмийсодержащий (Zn, Hg)S и (Zn, Hg, Cd)S относится к новой разновидности обычного сфалерита. Впервые был найден в рудах Белоосиповского месторождения (Кузнецкий Алатау) совместно с гипогенной и вторичной гипергенной киноварью (Васильев, Лаврентьев, 1969). Позднее ртуть- и ртуть-кадмийсодержащие разновидности этого минерала были обнаружены на Сарасинском месторождении в рудах (участок Новый) и во флюоритовых жилах (участок Флюоритовый), а также на рудопроявлении Ак-Кая (Васильев, Лаврентьев, 1976) и Арзакском участке Терлигхайского месторождения.

Экспериментальными работами (Kremheller e. a., 1960; Wachtel, 1960) доказана возможность изоморфного вхождения в решетку сфалерита ртути и кадмия. На примере природного соединения этот же вопрос обсуждался ранее (Васильев, Лаврентьев, 1969; Груздев, 1975; Озерова, Груздев, 1975), поэтому нет необходимости останавливаться на нем повторно.

Результаты микрозондовых исследований ртутьсодержащего сфалерита показывают, что его состав заметно варьирует (табл. 16) не только по месторождениям, но и в пределах одного исследуемого зерна. Устанавливается иногда крайне неравномерное и зональное распределение в сфалеритах в первую очередь цинка и ртути. Разница в содержаниях ртути между отдельными участками и зонами одного и того же индивида минерала нередко достигает заметной величины (см. табл. 16, анал. 7, 8). Она существенно меньше в пределах самих зон или участков. Характерно, что в

Таблица 15

Результаты рентгенометрических исследований шутента

Участок Эзерлинг*		Шутент (по Bailey e. a., 1959)				Участок Эзерлинг*		Шутент (по Bailey e. a., 1959)		
		синтетический		№ 3				синтетический		№ 3
I	d Å	I/I_0	d_{hkl}	d_{hkl}	hkl	I	d Å	I/I_0	d_{hkl}	d_{hkl}
—	—	<5	9,5	9,6	00,1	—	—	2	1,427	1,427
—	—	11	6,11	6,11	10,0	—	—	4	1,399	—
1	5,14	22	5,19	5,19	10,1	1ш	1,386	5	1,388	1,388
—	—	4	3,85	—	10,2	0,2	1,352	2	1,352	1,352
6	3,33	69	3,34	3,34	00,3	0,5	1,324	3	1,321	—
—	—	<5	3,33	—	11,1	—	—	5	1,302	1,302
—	—	5	3,04	—	20,0	2ш	1,297	5	1,296	1,296
10	2,90	100	2,91	2,91	10,3	3ш	1,213	7	1,213в	1,213
7	2,60	55	2,60	2,60	20,2	0,2	1,191	2	1,188	—
0,5	2,48	—	—	—	00,4	—	—	1	1,180в	—
—	—	3	2,42	—	11,3	0,2	1,160	<5	1,159	1,158
—	—	<5	2,32	—	10,4	3ш	1,144	6	1,144α_1	—
3	2,30	15	2,30	—	21,0	—	—	4	1,145α_2	—
0,5	2,24	7	2,24	2,24	21,1	1ш**	1,122	6	1,123α_1	1,124α_1
0,2	2,099	2	2,09	—	21,2	—	—	4	1,124α_2	—
—	—	—	2,040	—	11,4	0,5	1,110	2	1,110	—
									1,094α_1	—
0,2	1,989	3	1,989	—	30,1	0,5ш	1,091	2	1,091α_2	
5	1,933	26	1,933	1,933	20,4	0,5ш	1,071	1	1,072в	—
—	—	<5	1,899	1,899	10,5	—	—	3	1,047α_1	1,047α_1
0,5	1,887	3	1,881	—	30,2	2ш	1,045	2	1,045α_2	—
4ш	1,756	16	1,762	1,762	22,0	2ш	1,014	2	1,017	—
—	—	<5	1,755	—	11,5	—	—	<3	1,011	—
									1,001α_1	1,001α_1
0,5	1,737	6	1,737	1,737	30,3	2ш	0,998	3	0,999α_2	
—	—	6	1,731	—	22,1	0,5ш	0,973	2	0,974в	—
—	—	5	1,695	—	31,0	0,5ш	0,961	—	0,960в	—
			1,675		20,5	—	—	—	0,951в	—
4ш	1,669	15	1,670	1,675	00,6	—				
—	—	<5	1,610в	—	10,6	0,5ш	0,943	—	0,942в	—
					31,2					
4	1,556	18	1,556	1,558	20,3	—	—	—	0,929в	—
—	—	3	1,526	—	40,0	0,5ш	0,914	—	0,914в	—
2	1,506	10	1,508	1,508	40,1	0,5ш	0,899	—	0,898в	—
—	—	<5	1,488	—	—	2ш	0,879	—	—	—
1	1,458	7	1,459	1,459	—	2ш	0,868	—	—	—
—	—	2	1,441	—	—	2ш	0,845	—	—	—

* Режим съемки: фильтрованное Cu-излучение; $D_{кам}$ = 57,3 мм; $D_{обр}$ = 0,2 мм. Съемка выполнена Н. А. Пальчик.

** Широкие линии.

зональных кристаллах сфалерита обогащены ртутью внешние их зоны. Содержание кадмия в минерале, как правило, более выдержанное. В целом количество ртути и кадмия в изученных сфалеритах колеблется соответственно в пределах 1,05—29,7 и 0,19—3,98 вес.%. Повышение или понижение количества главной изоморфной примеси — ртути — сопровождается закономерным изменением концентраций цинка и серы. Интересно, что не усматривается какой-либо связи между содержаниями таких входящих в минерал изоморфных элементов, как Hg, Cd и Fe. В частности, при одном и том же примерно количестве кадмия в разных зернах сфалерита наблюдается сильный разброс содержаний ртути.

Прямая зависимость существует между содержанием ртути и параметром кристаллической решетки минерала: параметр увеличивается с ростом концентрации ртути. Однако нелишне остановиться на следующем обстоятельстве. Удовлетворительные результаты рентгенометрических исследований могут быть получены при условии анализа пробы, приготов-

Таблица 16

Состав ртутьсодержащих сфалеритов (вес. %)

Элемент	Белоосиповское месторождение						Сарасинский флюоритовый участок						
							7		8				
	1	2	3	4	5	6	внутр. зона	внеш. зона	внутр. зона	внеш. зона	9	10	11
S	27,8	27,3	27,7	28,4	29,6	29,6	31,5	31,2	29,9	30,0	30,3	30,1	30,0
Fe	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,22	0,30	0,32	0,31	0,30	0,32	0,31
Mn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zn	51,6	52,3	53,1	54,2	56,7	58,6	62,4	61,0	57,5	57,8	57,6	57,1	57,2
Cd	0,53	0,53	0,47	0,60	0,42	0,62	2,31	2,31	2,38	2,19	2,35	1,96	2,52
Hg	19,0	18,1	17,3	16,1	12,0	11,1	3,96	5,09	10,5	11,0	9,66	10,5	11,0
Сумма	98,97	98,27	98,61	99,34	98,76	99,96	100,39	99,90	100,60	101,30	100,21	99,98	101,03

Элемент	Участок Новый						Ак-Кая	Аршанский участок			
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
S	29,6	28,8	28,2	27,5	27,1	26,0	30,5	32,2	32,4	31,6	31,9
Fe	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,24	0,98	0,26	0,26	0,26	0,26
Mn	—	—	—	—	—	—	—	0,04	0,04	0,04	0,04
Zn	54,7	52,6	50,4	49,1	47,7	44,8	56,9	62,8	62,7	62,1	62,0
Cd	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,20	1,66	3,36	3,03	3,98	3,65
Hg	14,7	18,1	20,3	22,9	25,6	29,7	11,5	1,05	1,31	1,41	1,45
Сумма . . .	99,42	99,92	99,32	99,92	100,82	100,94	101,54	99,71	99,74	99,39	99,30

Примечание. Исследования выполнены на микрозонде MS-46 Ю. Г. Лаврентьевым.

Таблица 17

Результаты рентгенометрических исследований сфалерита

Ртутьсодержащие сфалериты *						Сфалерит (по Berry, Thompson, 1962), a_0=5,411 Å		
Белая Осиповка, a_0=5,455 Å**		Сарасинский флюоритовый участок		Арзакский участок				
I	dÅ	I	dÅ	I	dÅ	I	dÅ	hkl
10	3,15	10	3,14	10	3,13	10	3,12	111
3	2,73	3	2,72	2	2,69	2	2,70	002
9	1,929	9	1,921	9	1,917	8	1,910	022
8	1,644	8	1,639	7	1,636	7	1,631	113
1	1,575	1	1,569	0,5	1,565	1	1,561	222
3	1,364	3	1,359	3	1,354	3	1,352	004
4	1,250	4	1,247	4	1,242	4	1,240	133
1	1,218	0,5	1,215	1	1,213	1	1,212	024
5	1,112	5	1,110	5	1,106	5	1,106	224
4	1,049	4	1,046	3	1,043	3	1,042	115; 333
2	0,963	2	0,962	2	0,959	2	0,957	044
3	0,921	4	0,919	3	0,918	3	0,915	135
2	0,863	3	0,860	2	0,858	2	0,857	026
1	0,831	3	0,830	1	0,829	1	0,827	335
—	—	—	—	—	—	1	0,782	444

* Режим съемки ртутьсодержащих сфалеритов: фильтрованное Cu-излучение; $D_{кам}$ = = 57,3 мм; $D_{обр}$ = 0,25 мм. Съемка выполнена Г. Д. Терлецкой.

** Параметр решетки рассчитан по данным повторной съемки в камере РКД 114,6 мм.

ленной из образцов или отдельных зон минерала, имеющих минимальные колебания количества изоморфной примеси ртути. Несоблюдение этого требования приведет к искаженным результатам, поскольку материал пробы, даже одного зерна или кристалла, часто представляет собой, по-существу, механическую смесь одного и того же минерала с резко варьирующими содержаниями основного изоморфного элемента. Порошкограммы таких проб отличаются расширенными линиями, иногда с меняющейся в пределах линии интенсивностью. Данные рассчитанных рентгенограмм в этих случаях обычно соответствуют усредненным значениям межплоскостных расстояний и, следовательно, среднему параметру решетки. Ниже приведены результаты рентгенометрических исследований сфалерита Белоосиповского месторождения, Сарасинского флюоритового и Арзакского участков с небольшой примесью изоморфной ртути в последнем (табл. 17).

Рассматриваемые сфалериты представлены в основном светлоокрашенными разностями со слабым медовым и красно-бурым оттенками, иногда зеленоватым. Замечено, что зерна минерала с повышенными содержаниями ртути и кадмия имеют более интенсивный красно-бурый оттенок, и наоборот, окраска сфалерита становится светлее, клейофанового типа при низких концентрациях этих элементов. Высокое содержание кадмия и низкое—ртути способствует появлению зеленоватых оттенков в окраске минерала. Разности минерала, обогащенные ртутью и кадмием, сильно флюоресцируют под электронным лучом зелено-голубоватым цветом. У индивидов, даже с малым количеством ртути, флюоресценция приглушенная в синих и фиолетово-синих цветах. Это свойство, очевидно, может служить одним из диагностических признаков в предварительной оценке состава сфалеритов.

Из других свойств необходимо отметить повышенное значение микротвердости и особенно у разностей, в большей мере обогащенных ртутью (табл. 18). Несомненно прямое влияние на увеличение их твердости одновременно оказывает также примесь кадмия. Сравнение характеристик микротвердости ртутьсодержащих и синтетического чистого сфалеритов подтверждает сделанный вывод.

С концентрацией ртути в минерале также прямо связано и изменение отражательной способности: она возрастает по мере увеличения в нем содержания этого элемента.

Изученные ртутьсодержащие сфалериты встречались в разных парагенетических ассоциациях минералов: 1) среди собственно киноварных руд (Белая Осиповка, участок Новый); 2) среди автономных флюоритовых жил, не несущих гипогенной киноварной минерализации, но расположенных в полях ее развития (Сарасинский флюоритовый участок, рудопроявление Ак-Кая); 3) среди сильно окварцованных пород (кварцитов), содержащих арсенопирит-галенитовую ассоциацию, пространственно разобщенную от киноварной минерализации (Арзакский участок).

Таблица 18

Микротвердость сфалеритов

Микротвердость (H), кг/мм²	Сфалерит синтетический	Ртутьсодержащие сфалериты	
		Белоосиповское месторождение	Сарасинский флюоритовый участок
$H_{мин}$	195	248	255
$H_{макс}$	203	275	286
$H_{ср}$	198	264	279

Примечание. Прибор ПМТ-3, нагрузка 50 г, 20 отпечатков, полировка окисью хрома.

Там, где устанавливаются непосредственные взаимоотношения сфалерита с гипогенной киноварью, он всегда выступает как ранний минерал: киноварь нарастает на корродированные зерна сфалерита и пересекает их тонкими жилками. Многие сфалериты полностью разрушаются экзогенными процессами, и на их месте остаются пустоты, заполненные порошковатыми массами вторичной гипергенной киновари. Более или менее сохранившиеся зерна сфалерита почти всегда окружены рыхлыми пленками или корочками такой киновари. Форма пустот и взаимоотношения минералов, видимые под микроскопом, говорят о том, что сфалерит чаще всего образовывал кристаллы и метакристаллы тетраэдрического габитуса размером до 2 мм.

Характерно, что на разных участках даже одного рудного поля встречаются сфалериты с неодинаковым содержанием изоморфных примесей ртути и кадмия, что может свидетельствовать о нескольких генерациях этого минерала. В сульфиды цинка из ранних парагенетических ассоциаций минералов входит небольшое количество ртути и повышенное — кадмия (см. табл. 16, ан. 7—11; 18—24). Сфалериты, связанные со стадией отложения киновари, наоборот, обогащены ртутью и обеднены кадмием (см. табл. 16, ан. 12—17). Если учесть, к тому же, рост в целом содержания ртути в сфалеритах в направлении к внешним частям индивидов и следующее за их кристаллизацией отложение киновари, то напрашивается вывод о постепенном повышении активности ртути в минералообразующем растворе и, по-видимому, увеличении ее концентрации.

Сфалерит, как таковой, вообще известен на многих ртутных месторождениях Алтае-Саянской области, главным образом в виде мельчайших включений округлых или неправильных зерен в киновари (см. табл. 3). Его состав из-за малых размеров зерен не изучался. Представляется, однако, что он относится к рассмотренной ртутьсодержащей разновидности, поскольку связан с общим процессом рудообразования и, как правило, входит в одну с киноварью парагенетическую ассоциацию минералов.

Наличие сингенетичного ртутьсодержащего сфалерита в обособленных флюоритовых телах на ртутных объектах, очевидно, может рассматриваться как признак генетической связи флюоритовой и ртутной минерализаций данного района, объединенных одним общим этапом минералообразования, но проявленных в разных его стадиях. Присутствие таких сфалеритов в парагенетических ассоциациях минералов гидротермальных низкотемпературных образований, в составе которых нет даже основных сульфидов ртути, может, по-видимому, служить поисковым критерием собственно ртутного оруденения, возможно локализованного в иной геологоструктурной обстановке.

Акташит — новый минеральный вид — сложный сульфид Cu, Hg и As. Открыт впервые на Акташском месторождении (Горный Алтай) и назван по месту находки (Васильев, $1968_{1,2}$). Позднее встречен в месторождениях Гал-Хая (Якутия) и Хайдаркан (Средняя Азия) (Груздев и др., 1972). Состав акташита изучался химическим анализом и микрорентгеноспектральным методом. Результаты исследований показывают, что минерал имеет довольно выдержанное количество каждого из компонентов в разных зернах (табл. 19). По среднимданным анализов рассчитывается его простейшая

Таблица 19

Состав акташита (вес. %)

Элемент	Данные микрозондирования						Химический анализ			Среднее по двум методам
	JXA-3A		MS-46			среднее	6	7	среднее	
	1	2	3	4	5					
Hg	32,8	32,3	31,1	30,9	31,4	31,70	33,41	Не опр.	33,41	32,55
Cu	23,7	23,1	25,8	24,7	25,5	24,56	23,98	23,10	23,54	24,05
As	19,1	17,3	18,4	18,0	19,2	18,40	17,56	17,26	17,41	17,90
Sb	2,5	2,6	2,3	2,8	1,9	2,42	2,50	2,86	2,68	2,55
S	23,6	24,0	23,2	23,3	23,7	23,56	23,20	Не опр.	23,20	23,38
Сумма	101,6	99,3	100,8	99,7	101,7	100,64	100,65	—	100,24	100,43

Примечание. Аналитики Г. В. Бердичевский, Ю. Г. Лаврентьев (микрозондовый анализ), В. М. Дорош, Л. А. Непеина (химический анализ).

формула: $(Cu, Hg)_{2,08}(As, Sb)S_{2,80}$. В работе В. С. Груздева и др. (1972) приводится иная формула для минерала с теоретическим содержанием компонентов: $Cu_6Hg_3As_5S_{12}$. Спектральным анализом в минерале установлены кроме основных компонентов еще Zn и Fe (сотые до десятых %).

Рентгенограмма акташита, видимо, индивидуальна, несмотря на сходство ее с рентгенограммой сфалерита (табл. 20). Последнее обстоятельство в свое время послужило отправным моментом при расчете параметра кристаллической решетки минерала по порошкограмме, проиндицированной в кубической сингонии. Выполненные позже монокристальные съемки (Институт кристаллографии АН СССР, В. В. Илюхин) показали, что в

Таблица 20

Результаты рентгенометрических исследований акташита

Акташит* (Ак-Таш)		Сфалерит (по Berry, Thompson, 1962)			Акташит* (Ак-Таш)		Сфалерит (по Berry, Thompson, 1962)		
I	dÅ	I	dÅ	hkl	I	dÅ	I	dÅ	hkl
100	3,12	10	3,12	111	15	1,238	4	1,240	133
22	2,70	2	2,70	002	2	1,207	1	1,212	024
5	2,60**	—	—	—	10	1,101	5	1,106	224
5	2,30**	—	—	—	5	1,039	3	1,042	115; 333
5	2,08**	—	—	—	—	—	2	0,957	044
5	1,988**	—	—	—	6	0,9117	3	0,915	135
54	1,909	8	1,910	022	—	—	2	0,857	026
40	1,627	7	1,631	113	—	—	1	0,827	335
6	1,559	1	1,561	222	—	—	1	0,782	444
6	1,350	3	1,352	004					

* Съемка выполнена на дифрактометре УРС-50-ИМ в фильтрованном Cu-излучении Ю. Н. Мироновым.

** В ранее приводившихся нами рентгенограммах эти линии были исключены, как, возможно, принадлежащие примеси.

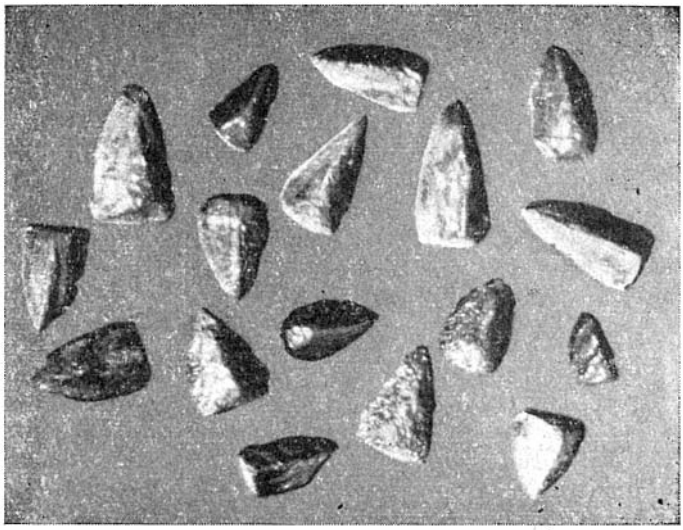


Рис. 48. Отпрепарированные кристаллы акташита. Увел. 35. Месторождение Ак-Таш.

кристаллах минерала отсутствуют какие-либо элементы симметрии и по этой причине он должен быть отнесен к триклинной сингонии. В работе В. С. Груздева и др. (1972) для акташита из месторождения Гал-Хая указывается тригональная сингония. По-видимому, вопрос о структуре минерала и его формуле нуждается в уточнении.

Акташит по внешнему виду легко может быть принят за блеклую руду или метациннабарит. Он встречается в виде хороших (может быть несовершенных по структуре) кристаллов, напоминающих по форме тригональную пирамиду и, большей частью, в виде ксеноморфных остроугольных зерен среди кальцита и кварца (рис. 48). Минерал хрупкий, на фарфоре оставляет буро-черную черту. Хорошо проводит электричество. Плотность колеблется от 5,59 пористых зерен до 5,76 кристаллов. Микротвердость вдавливания варьирует от 300 до 346 кг/мм² при среднем арифметическом значении 313 кг/мм² (P = 50 г, 20 отпечатков, прибор ПМТ-3).

В отраженном свете минерал белый, без какого-либо цветного оттенка, по отражательной способности близок к киновари. Незначительное двуотражение обнаруживается только с помощью фотоэлемента. В большинстве случаев слабо анизотропен, с эффектом в блеклых голубоватых тонах. Анизотропия проявляется более отчетливо в зернистых агрегатах при неполностью скрещенных николях. Внутренние рефлексы не наблюдаются даже в порошке с иммерсией. Двойников и спайности в аншлифах не отмечалось. Минерал полируется легко и хорошо, рельеф полирования ниже, чем у блеклой руды. Из стандартных реактивов на акташит действует только HNO_3. Лучше реагируют с кислотой заметно анизотропные зерна. Полированная поверхность минерала под каплей кислоты вначале медленно буреет, а затем последовательно окрашивается в голубой и фиолетовый цвета, по краям зерен появляется голубая кайма. Определенный цвет пленки может быть зафиксирован быстрой промывкой участка травления в воде. Окрашивающая плеика удаляется только на полировальном круге.

На месторождении акташит встречается совместно с другими сульфидами в составе парагенетической ассоциации минералов первой (полисульфидной) стадии, наложенной на окварцованные полосчатые известняки. Основу известняков составляют гидротермально метасоматический кварц и перекристаллизованный кальцит, а рудная минерализация вклю-

чает пирит, сфалерит, халькостибит, швацит, ртутьсодержащую блеклую руду смешанного состава, зандбергерит ртутьсодержащий, ферротеннантит, акташит, гвадалкацарит, бертьерит (?), антимонит-I, люцонит, энаргит, халькопирит, аурипигмент-I и киноварь-I. В известняках наблюдаются тонкие жилки и небольшие гнезда диккита. Главные рудные минералы в данной парагенетической ассоциации (помимо акташита)—пирит и блеклые руды. Акташит кристаллизовался вслед за ртутьсодержащими блеклыми рудами, обрастается гвадалкацаритом (см. рис. 44), иногда замещается с периферии гипогенной киноварью-I и халькопиритом.

Как и другие сложные сульфиды ртути, акташит разрушается в зоне окисления с образованием вторичной порошковатой киновари и карбонатов меди — малахита и азурита.

Ртутьсодержащие блеклые руды — швацит $(Cu, Hg)_{12}Sb_4S_{13}$, ртутьсодержащие теннантит $(Cu, Hg)_{12}As_4S_{13}$, ферротеннантит $(Cu, Fe, Hg)_{12}(As, Sb)_4S_{13}$, зандбергерит $(Cu, Zn, Hg)_{12}Sb_4S_{13}$ и блеклая руда смешанного состава $(Cu, Hg, Zn, Fe)_{12}(Sb, As)_4S_{13}$ — характерны прежде всего для зон ртутной минерализации Горного Алтая и Тувы. Они встречаются в месторождениях почти всех минеральных типов, но лишь в объектах кварц-барит-киноварного и кварц-барит-блеклорудного минеральных типов распространены наиболее широко и являются одним из главных или главным рудным минералом. На некоторых месторождениях присутствуют от 2 до 4 их разновидностей одновременно. Наиболее богаты ими руды Акташского месторождения.

Микрорентгеноспектральным методом изучен состав встреченных блеклых руд. Он заметно варьирует по числу и количеству входящих элементов (табл. 21). Содержание ртути в разных образцах минерала даже с одного и того же месторождения иногда колеблется в широких пределах.

Пересчет полученных данных анализов на простейшую формулу блеклой руды часто не дает целых чисел атомов катионной группы элементов и серы, видимо из-за погрешностей анализа или действительной вариации состава природного вещества, обусловливающих нарушение стехиометрии.

Обнаруживаемые спектральными анализами дополнительные элементы в блеклых рудах в большинстве связаны со включениями пирита, халькопирита, галенита, сфалерита, аргентита и др. Отобранные под бинокуляром и кажущиеся мономинеральными, пробы блеклых руд оказываются, при просмотре изготовленных из них аншлифов, загрязненными многими из этих минералов.

Состав блеклых руд весьма характерен для месторождений определенного минерального типа. Так, в рудах месторождений магнезиально-карбонатно-киноварного минерального типа присутствуют главным образом мышьяковистые ртутьсодержащие блеклые руды с незначительным количеством Sb, очень небольшой примесью Zn и Fe, средним и высоким содержанием Hg (см. табл. 21, ан. 1—7). В некоторых случаях количество Sb настолько мало, что можно говорить о ртутьсодержащем теннантите (см. табл. 21, ан. 1, 2) (Васильев, Лаврентьев, 1974).

В рудах объектов карбонатно-киноварного типа преобладают швациты с увеличенным содержанием Zn и Fe и варьирующим до высокого — Hg (табл. 21, ан. 11—19). Наблюдаются также разности типа ферротеннантита, в которых количество изоморфной ртути достигает всего лишь 2,33% (табл. 21, ан. 8—10) и ртутьсодержащий зандбергерит (ан. 12—14).

Для руд месторождений кварц-диккит-киноварного и кварц-серицит-киноварного минеральных типов характерны соответственно швациты с высоким содержанием ртути и очень малым — мышьяка (табл. 21, ан. 20—25) и блеклые руды смешанного состава с примесью больших количеств ртути (ан. 26, 27).

Руды месторождений кварц-барит-киноварного минерального типа содержат существенно сурьмянистые, с примесью мышьяка, блеклые руды, отличающиеся переменными количествами ртути и, в большинстве

Таблица 21

Состав блеклых руд (вес. %)

Минеральный тип	Месторождение	Номер анализа	Содержание элементов								Сумма
			Cu	Hg	Zn	Fe	Ag	Sb	As	S	
Магнезиально-карбонатно-киноварный	Чаган-Узун	1	40,1	11,8	1,8	1,6	—	1,0	17,4	25,5	99,2
		2	39,0	15,6	0,2	1,6	—	3,1	16,0	24,3	99,8
	Чазадыр	3	35,5	21,4	0,25	0,16	—	5.13	13,3	23,8	99,54
		4	35,2	21,8	0,28	0,15	—	3,69	14,6	24,4	100,12
		5	35,6	21,2	0,34	0,18	—	4,28	14,0	24,2	99,80
		6	35,6	20,9	0,31	0,40	—	6,48	12,8	23,2	99,69
		7	35,6	20,7	0,48	0,31	—	6.26	13,4	23,2	99,95
Карбонатно-киноварный	Ак-Таш	8	41,9	Ниже чувст.	—	5,78	—	3.51	19,9	28,4	99,49
		9	42,3	2,33	—	5,13	—	6,41	15,9	27,4	99,47
		10	42,7	Ниже чувст.	—	7,07	—	0,14	19.9	29,5	99,31
		11	36,6	8,77	2,66	1,44	—	25.6	—	23.7	98,77
		12	37,3	7,23	4,96	0,60	—	24,2	0,94	24,2	99,43
		13	36,9	8,77	3,76	1,03	—	25,7	—	23.4	99,56
		14	36,5	9,89	3,74	0,42	—	26.2	—	23.5	100,25
		15	37,3	13,2	1,02	1,77	—	24.8	—	23,2	101,29
		16	36,2	16,3	1,32	1,54	—	19,7	1.71	23.1	99,87
		17	34,6	18,0	1,36	0,93	—	20,6	1.03	23,6	100,12
		18	34,3	19,7	0,24	0,27	—	17.5	5,64	23,1	100,75
	Сараса	19	32,8	18,1	1,10	0,03	0,90	24,5	0,80	23,8	102,0
Кварц-диккит-киноварный	Курумду-Айры	20	33,2	20,7	0,18	0,09	—	25.4	0,45	20.7	100,72
		21	33,5	20,1	—	—	—	24,8	0,83	20,4	99,63
		22	36,0	17,6	—	—	—	24.4	0,60	20,6	99,20
		23	36,6	17,8	—	—	—	24.2	1,20	20.3	100,10
		24	35,6	17,7	—	—	—	24,4	—	22.2	99,90
	Таджилу	25	31,9	20,3	0,51	0,03	—	25,2	0,16	21,4	99,50
Кварц-серицит-киноварный	Тютё	26	35,1	21,4	0,25	0,14	0,58	10,4	10,5	23.3	101,67
		27	34,5	21,1	0,23	0,14	0,59	8.55	11,3	23,8	100,21
Кварц-барит-киноварный	Терлиг-Хая	28	36,7	6,11	3,46	1,90	0,51	23.6	3,29	24.7	100,27
		29	37,2	5,35	3,85	1,84	0,47	23.7	3,24	24.8	100,45
		30	36,6	5,75	3,68	1,82	0,47	23,4	3,28	25,0	100,00
		31	34,8	14,8	1,09	1,48	0,20	17.90	5,84	22.9	99,01
		32	34,3	20,5	0,38	0,25	0,32	18.3	4,99	22.1	101,14
	Орлиная гора	33	33,3	18,6	0,10	0,03	0,40	25,5	1,30	22,4	101,60
		34	34,1	18,4	1,03	0,11	1,03	18,0	5,16	22,6	100,43
		35	33,0	18,4	1,02	0,09	0,39	21,4	3,15	22,1	99,55
Кварц-барит-блеклорудный	Отсалар	36	35,1	18,3	0,48	0,55	0,23	14,7	7,04	23,2	99,60
		37	35,4	18,0	0,45	0,62	0,25	13,5	7,97	23.6	99,79
	Кокури	38	35,7	16,1	2,23	0,07	—	14,3	7,97	23,4	99,77
		39	35,8	16,2	2,09	0,07	—	13.5	8,66	23,7	100,02
	Джылкыдал	40	38,3	11,7	3,40	0,10	—	12,6	9,70	25,1	100,90
		41	36,0	14,5	2,95	0,10	—	12,6	9,20	24,5	99,85
		42	36,1	14,7	2,67	0,09	—	12,0	9,76	24,5	99,82

Примечание. Анализы 18 — среднее по 4 анализам; 20 — среднее по 8; 24, 31 — среднее по 2 анализам. Состав изучен в основном на микрозонде MS-46 и частично на JXA-3A Ю. Г. Лаврентьевым и Г. В. Бердичевским.

Таблица 22

Результаты рентгенометрических исследований ртутьсодержащих блеклых руд *

Чаган-Узун a_0=10,30 Å		Чазадыр		Ак-Таш a_0=10,48 Å		Курумду-Айры a_0=10,49 Å		Терлиг-Хая		Орлиная гора a_0=10,48 Å		Отсалар		Джылкыдал a_0=10,38 Å		Кокури		*hkl*
I	*d* Å	*I*	*d* Å	*I*	*d* Å	*I*	*d* Å	*I*	*d* Å	*I*	*d* Å	*I*	*d* Å	*I*	*d* Å	*I*	*d* Å	
2	4,20	1	4,20	2	4,27	2	4,29	2	4,29	2	4,23	3	4,27	2	4,22	3	4,25	211
—	—	—	—	2	3,70	2	3,71	1	3,70	2	3,71	1	3,66	0,5	3,67	1	3,65	220
10	2,97	10	2,98	10	3,02	10	3,03	10	3,02	10	3,01	10	3,02	10	2,99	10	3,01	222
2	2,74	1	2,75	2	2,79	2	2,80	2	2,81	2	2,79	2	2,78	4	2,76	2	2,77	321
4	2,57	6	2,58	4	2,61	5	2,62	6	2,62	5	2,61	6	2,61	6	2,59	5	2,60	400
2	2,42	2	2,44	2	2,46	3	2,47	3	2,46	3	2,46	2	2,46	2	2,44	2	2,45	330; 411
—	—	—	—	—	—	1	2,34	—	—	1	2,33	—	—	—	—	—	—	420
—	—	—	—	—	—	1	2,24	1	2,28	—	—	—	—	—	—	—	—	332
2	2,02	2	2,03	3	2,05	4	2,06	5	2,05	6	2,05	3	2,04	4	2,03	3	2,04	510; 431
3	1,879	4	1,883	3	1,909	3	1,915	4	1,914	5	1,909	3	1,906	4	1,894	3	1,902	521
9	1,817	9	1,824	7	1,852	9	1,857	9	1,855	9	1,852	9	1,844	9	1,834	8	1,844	440
1	1,766	0,5	1,774	2	1,796	1	1,801	2	1,797	2	1,795	1	1,793	0,5	1,779	1	1,792	530; 433
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	1,743	—	—	—	—	—	—	600; 442
3	1,673	4	1,681	3	1,698	4	1,703	3	1,700	3	1,698	2	1,698	4	1,682	2	1,692	611; 532
7	1,551	8	1,560	6	1,580	8	1,583	8	1,582	9	1,580	7	1,575	8	1,562	6	1,570	622

1	1,487	1	1,492	1	1,515	2	1,515	3	1,512	3	1,514	2	1,501	1	1,494	1	1,501	444
1	1,454	1	1,465	1	1,481	1	1,483	2	1,483	2	1,482	1	1,477	1	1,467	1	1,475	710; 550; 543
—	—	—	—	0,5	1,425	2	1,429	3	1,425	1	1,428	1	1,421	0,5	1,413	0,5	1,419	721; 552; 633
—	—	1	1,408	—	—	0,5	1,401	2	1,400	—	—	—	—	—	—	—	—	642
—	—	1	1,314	—	—	2	1,333	—	—	1	1,327	—	—	0,2	1,317	—	—	732; 651
2	1,287	3	1,295	2	1,310	2	1,311	3	1,311	1	1,307	2	1,305	3	1,297	2	1,303	800
—	—	0,5	1,275	2	1,290	2	1,290	2	1,288	2	1,290	1	1,285	0,5	1,278	1	1,280	611; 741; 554
1	1,231	2	1,240	2	1,253	3	1,254	4	1,252	2	1,252	2	1,247	3	1,240	2	1,245	653
1	1,196	2	1,204	3	1,218	3	1,220	4	1,219	3	1,218	2	1,214	4	1,204	1	1,211	831; 750; 743
3	1,182	5	1,189	3	1,201	3	1,203	5	1,203	3	1,202	3	1,195	5	1,190	3	1,195	662
1	1,150	2	1,159	3	1,171	2	1,172	3	1,172	2	1,170	2	1,168	2	1,160	2	1,168	840
—	—	—	—	—	—	0,5	1,157	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	910; 833
2	1,110	3	1,119	2	1,130	2	1,131	3	1,130	2	1,131	2	1,127	2	1,120	2	1,124	921; 761; 655
—	—	1	1,094	2	1,107	2	1,105	3	1,106	2	1,105	2	1,099	2	1,094	2	1,097	930; 851; 754
—	—	1	1,068	2	1,081	2	1,081	2	1,082	2	1,080	—	—	1	1,070	—	—	932; 763
3	1,051	4	1,058	2	1,070	4	1,070	5	1,071	3	1,071	3	1,065	6	1,059	3	1,063	844
3	0,990	3	0,998	—	—	3	1,009	4	1,008	—	—	2	1,004	4	0,999	2	1,003	666
—	—	3	0,990	—	—	3	0,999	4	0,998	—	—	2	0,996	4	0,990	2	0,994	
—	—	—	—	—	—	2	0,983	2	0,982	—	—	1	0,978	—	—	1	0,976	

* Режим съемки: для Чаган-Узуна, Орлиной горы, Джылкыдала — фильтрованное Co-излучение; для остальных фильтрованное Cu-излучение. $D_{кам}$ =57,3 мм; $D_{обр}$ = 0,25 мм. Аналитики М. В. Новожилова и Г. Д. Терлецкая.

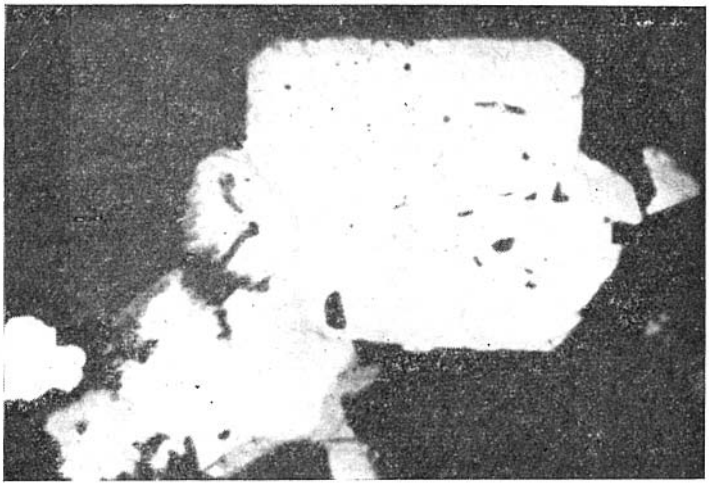


Рис. 49. Метакристаллы ртутьсодержащей блеклой руды с реликтами халькостибита. Аншлиф. Без анализатора. Увел. 100. Месторождение Ак-Таш.

случаев, повышенными — цинка и железа. Весьма показательно также постоянное присутствие серебра (табл. 21, ан. 28—35).

Рудопроявления, отнесенные к кварц-барит-блеклорудному минеральному типу, характеризуются смешанными мышьяково-сурьмянистыми блеклыми рудами со средним содержанием ртути и увеличенным — цинка. Примесь железа в них минимальная, а серебро встречается редко. (см. табл. 21, ан. 36—42).

Рентгенограммы швацитов и существенно сурьмянистых блеклых руд с повышенными содержаниями ртути из месторождений разных минеральных типов практически сходны друг с другом (табл. 22). От них заметно лишь отличаются рентгенограммы блеклых руд месторождений магнезиально-карбонатно-киноварного и кварц-барит-блеклорудного минеральных типов (см. табл. 21, ан. 1, 2, 40—42), поскольку первые представлены ртутьсодержащими теннантитами, а вторые — блеклыми рудами смешанного состава со средним содержанием ртути.

Ртутьсодержащие блеклые руды характеризуются хрупкостью и близкими значениями микротвердости, увеличенной у Hg-теннантитов. За исключением псевдоморфоз швацита по сурьмяным минералам, все они хорошо проводят электричество. В отраженном свете имеют повышенную по сравнению с киноварью отражательную способность. У швацитов отчетлив кремовый оттенок цвета, иногда довольно сильный. В минералах с заметным содержанием мышьяка наблюдались густые красные внутренние рефлексы. Изученные блеклые руды постоянно полностью изотропны.

Свободно выросшие кристаллы ртутьсодержащих блеклых руд неизвестны. Преобладают отдельные их зерна или зернистые агрегаты. Редко встречаются мелкие (до 1 мм) метакристаллы правильного тетраэдрического облика, иногда с дополнительными гранями {100}. В заметных количествах они были найдены только на Акташском месторождении и рудопроявлении Отсалар. Метакристаллы часто содержат немногочисленные незамещенные зерна доломита, кварца и реже кальцита. Из рудных минералов в них наблюдаются остатки зерен сфалерита или халькостибита (рис. 49). Зернистые агрегаты блеклых руд часто также обладают признаками метасоматического роста, особенно в карбонатной среде.

Совершенно особый случай генезиса иллюстрируют псевдоморфозы швацита по кристаллам сурьмусодержащих минералов, встреченные в рудах месторождений кварц-диккит-киноварного минерального типа.

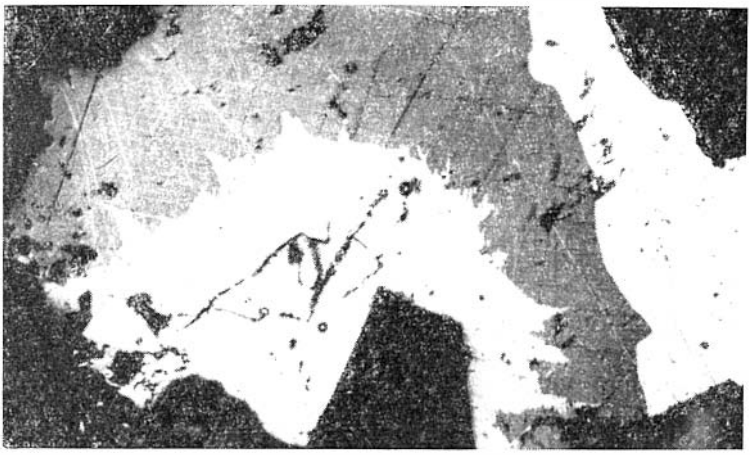


Рис. 50. Ртутьсодержащий дигенит (?) (белое в центре снимка), проникающий в киноварь (серое). Аншлиф. Николи слегка +. Увел. 125. Чуйский участок.

Как установлено, швацитом замещаются антимонит, халькостибит и цинкенит в процессе одной стадии минерализации, при этом сохраняется полностью форма кристаллов первичного минерала (Васильев, 1968_1; Васильев и др., 1975).

В подавляющем числе случаев блеклые руды кристаллизуются раньше киноварп, подчас в разных с ней стадиях. Характерно, что блеклые руды ранних парагенетических ассоциаций минералов, не содержащих в своем составе киновари, обеднены ртутью по сравнению с блеклыми рудами последующих ассоциаций, включающих киноварь.

В зоне окисления все ртутьсодержащие блеклые руды замещаются халькозпном и ковеллином, разлагаются с образованием вторичной гипергенной киновари, порошковатые массы которой заполняют пустоты из-под минерала или окружают его реликты причудливыми каймами (см. рис. 42). Как правило, неподалеку возникают малахит и азурит. Особенно это характерно для рудопроявлений кварц-барит-блеклорудного типа, где вторичная гипергенная киноварь, малахит и азурит, благодаря повсеместному распространению, привлекают к себе внимание яркой крас-

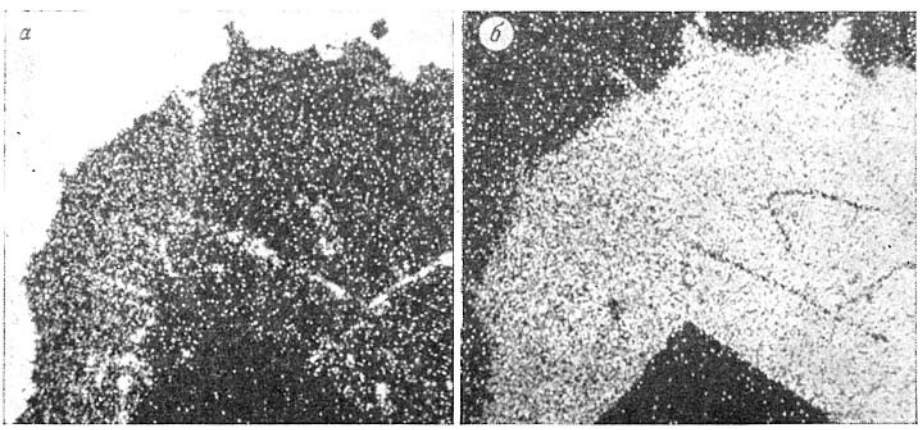


Рис. 51. Зерно ртутьсодержащего дигенита (?) (более глубокий срез, чем на рис. 50) в характеристических рентгеновских лучах: *а*—HgL_{α_1}; *б*—CuK_{α_1}; размер кадра 150 × 150 мкм.

ной, зеленой и синей окраской. На некоторых из этих рудопроявлений (Джылкыдал) были встречены пустоты тетраэдрической формы размером до 3 см, заполненные целиком порошковатой киноварью. Очевидно, они отражают форму метакристаллов блеклой руды смешанного состава, реликты которой были найдены и исследованы (Васильев, 1965).

Ртутьсодержащий дигенит (?) — ртутьсодержащий минерал дигенитового состава обнаружен при микроскопических исследованиях аншлифов ртутных руд Чуйского участка (Горный Алтай). По-видимому, является новой, неизвестной ранее разновидностью дигенита. Минерал изучен неполностью, и публикуемые сведения о нем следует считать предварительными.

Микрозондовый анализ одного из зерен этого минерала (микрозонд MS-46; аналитик Ю. Г. Лаврентьев) показывает, что содержание ртути в нем колеблется, причем увеличивается от центральных частей (зон) зерна к внешним (вес.%):

Элемент	Внутренняя	Средняя	Внешняя	Среднее
S	21,2	20,8	20,3	20,8
Cu	78,3	76,8	69,9	75,0
Hg	1,15	1,98	8,15	3,76
Сумма...	100,65	99,58	99,35	99,56

По средним значениям анализов рассчитывается простейшая формула минерала $(Cu, Hg)_{1,85}S$ или $(Cu, Hg)_{2-x}S$, что соответствует формуле дигенита (Минералы, 1960). После преобразований формула принимает вид $(Cu, Hg)_9S_5$, аналогичный формуле, приведенной Бергером (Buerger, 1941), Донейем и др. (Donnay e. a., 1958) для дигенита.

Рентгенограмма минерала содержит бо́льшее количество линий, отвечающих дигениту, хотя имеются также и линии халькозина.

Ртутьсодержащий дигенит (?) встречается в виде мелких зерен в киновари, в которую частично проникает по направлениям спайности. Минерал хрупкий, непрозрачен, имеет близкую к киновари отражательную способность и голубоватый цвет. Двуотражение почти незаметное, анизотропия видна при нестрого скрещенных николях (рис. 50). Снимки минерала в характеристических рентгеновских лучах меди и ртути наглядно иллюстрируют распределение этих элементов в изученном зерне (рис. 51)

Сурьмяные и сурьмусодержащие минералы

В ртутных рудах насчитывается несколько гипогенных сурьмяных и сурьмусодержащих минералов. Это антимонит, бертьерит (?), халькостибит, цинкенит, плагионит, швацит, блеклые руды смешанного состава. Из гипергенных минералов известны кермезит и стибиконит. Наиболее распространены антимонит, швацит, блеклые руды смешанного состава, остальные гипогенные сурьмусодержащие минералы редки.

Большинство из перечисленных выше минералов встречается главным образом в ртутных рудах Горного Алтая. В рудах месторождений других районов Алтае-Саянской области многие из них достаточно редки или вовсе отсутствуют. Если рассматривать данный факт с точки зрения приуроченности сурьмяных и сурьмусодержащих минералов к месторождениям определенных минеральных типов, то они наблюдаются, в первую очередь, в рудах карбонатно-киноварного, магнезиально-карбонатно-киноварного и кварц-диккит-киноварного минеральных типов. Характерно, что в рудах объектов кварц-барит-киноварного и кварц-барит-блеклорудного минеральных типов доминируют швациты и блеклые руды смешанного состава со ртутью. Другие простые и сложные сульфиды сурьмы в них крайне редки или вообще неизвестны.

Антимонит — Sb_2S_3 — относительно часто присутствует в рудах (см. табл. 3). Наиболее богаты минералом руды месторождений Чаганузунского, Акташского, Рыжего лога, Курайского. На весьма ограниченных участках отдельных зон дробления на этих месторождениях антимонит играет роль главного минерала, находясь в соотношениях с киноварью 2 : 1 или даже 4 : 1. Редко наблюдаются гнезда и отходящие от них тонкие жилки (до 2 см мощностью) почти чистого антимонита (Ак-Таш). Спорадически встречаются радиально-лучистые сростки минерала размером в несколько сантиметров, напоминающие турмалиновые «солнца» (Чаган-Узун). Автономные проявления антимонита в виде вкрапленности, метакристаллов и зернистых агрегатов отмечались на Терлигхайском месторождении (Тува) вне видимой связи с киноварной минерализацией.

В рудах антимонит образуется преимущественно в виде микроскопической вкрапленности зерен и метакристаллов. На Курайском месторождении и рудопроявлении Рыжий лог находили небольшие щетки его кристаллов в друзовых полостях среди рудоносных песчаников.

Спектральными анализами в антимоните иногда отмечается большое число посторонних элементов, в том числе Hg, Pb, Cu, Zn, Fe, Mn, Co, Ni, V, Bi, As. Количество их чрезвычайно изменчиво в пробах минерала из разных месторождений и колеблется от стотысячных до сотых долей процента. Лишь в антимоните Акташского месторождения было обнаружено повышенное содержание мышьяка (1—3%), что вызвало необходимость более детального его изучения. Микрозондированием (микрозонд MS-46, аналитик Ю. Г. Лаврентьев) было установлено равномерное распределение мышьяка в минерале, а полным анализом — пониженное количество сурьмы (вес.%).

Элемент	Ак-Таш	Терлиг-Хая
Sb	70,7	72,1
As	1,3	—
Fe	—	0,08
S	28,6	28,1
Сумма . . .	100,6	100,28

Рентгенометрическим исследованием подтверждена его гомогенность и незначительное снижение величин d, что может дополнительно свидетельствовать об изоморфном вхождении мышьяка в решетку антимонита.

В зависимости от принадлежности месторождения к определенному минеральному типу, антимонит находится в рудах в составе характерной парагенетической ассоциации минералов. Иногда в рудах наблюдаются две его генерации; в этом случае каждая из них дополнительно сопровождается некоторыми типичными рудными или жильными минералами. Например, на Чаганузунском месторождении антимонит первой генерации сопровождается преимущественно киноварью-I, единичными зернами халькопирита, сфалерита и ртутьсодержащего теннантита. Из жильных минералов в этой ассоциации преобладают кварц и карбонаты. Антимонит кристаллизуется вслед за карбонатами и предшествует киновари. Такова обычная схема минералообразования, повторяющаяся на всех месторождениях и рудопроявлениях Алтае-Саянской области. Другой генерации антимонита на месторождении сопутствуют кальцит, киноварь-II, реальгар. Взаимоотношения минералов показывают, что антимонит здесь отлагался после реальгара и частично замещал его, что не совсем соответствует представлениям о ходе процесса минералообразования для ртутных месторождений.

На Акташском месторождении антимонит первой генерации ассоциирует с бо́льшим числом других рудных и жильных минералов, но количество его по сравнению с ними ничтожно. В одной парагенетической ассоциации минералов совместно с антимонитом-I находятся пирит, кварц,

кальцит, сфалерит, бертьерит (?), халькостибит, швацит, акташит, люцонит, энаргит, халькопирит, аурипигмент, киноварь-I и др. Установлено, что антимонит кристаллизовался после сфалерита, видимо одновременно с бертьеритом (?) и халькостибитом, но до энаргита и киновари. У второй генерации антимонита гораздо меньше сопутствующих минералов. Одновременно с антимонитом встречаются пирит, кварц, доломит, кальцит, гвадалкацарит, основное количество киновари второй генерации, реальгар, аурипигмент-II, мышьяк. В этой ассоциации антимонит широко распространен в рудах. Он кристаллизуется перед киноварью, часто в виде хороших метакристаллов, которые перед её отложением были деформированы: изогнуты, скручены, разбиты трещинами. Как правило, места раскола зерен и кристаллов антимонита залечиваются киноварью и кальцитом. Мельчайшие включения игольчатых кристаллов антимонита-II наблюдаются в зернах реальгара и аурипигмента-II.

В рудопроявлениях кварц-диккит-киноварного минерального типа антимонит локализуется в кварц карбонатных жилах, образовавшихся в зонах дробления и отдельных трещинах. Парагенетические ассоциации, включающие антимонит, отличаются небольшим числом составляющих минералов. Обычно это кварц, анкерит, диккит, барит, кальцит, халькостибит, цинкенит, швацит, киноварь. Редко встречаются пирит, сфалерит, халькопирит, галенит. Антимонит наблюдается преимущественно в киновари в виде включений игольчатых кристаллов размером в сотые доли миллиметра. Нередки факты последовательного гипогенного замещения антимонита вначале халькостибитом, а затем швацитом.

Для антимонита некоторых месторождений и рудопроявлений характерны неоднократно отмечавшиеся признаки динамических воздействий: трансляционное двойникование, грануляция, катаклаз. При непосредственном контакте такого антимонита с киноварью, не испытавшей деформации (киноварь в общем хорошо реагирует на динамические напряжения), наглядно подтверждается некоторый перерыв в минералоотложении. В зоне окисления антимонит замещается стибиконитом.

Бертьерит — $FeSb_2S_4$ — отмечался в свое время на Акташском месторождении (Тычинский, Сотников, 1960) в виде реликтов шестоватых кристаллов, почти нацело замещенных окислами сурьмы. Был ли в действительности этот минерал бертьеритом, сказать трудно, так как надежных доказательств авторами не приведено. Очень похожий по свойствам на

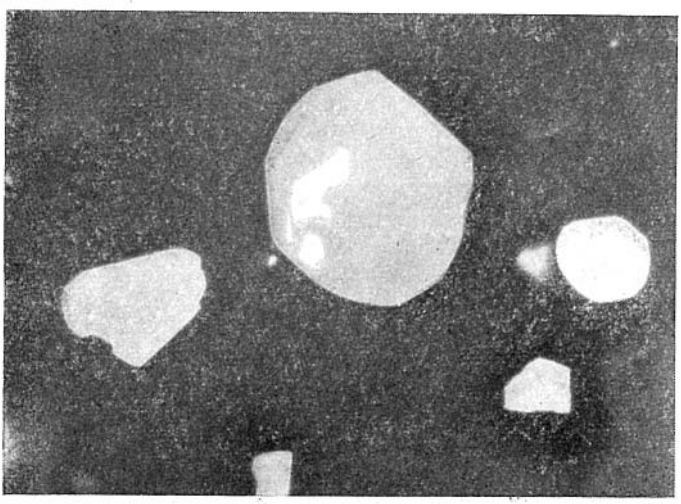


Рис. 52. Энаргит с включениями бертьерита (?) («туфелька» и др.) в кальците. Аншлиф. Без анализатора. Масляная иммерсия. Месторождение Ак-Таш.

бертьерит минерал был обнаружен нами также в рудах этого месторождения в составе парагенетической ассоциации минералов первой, полисульфидной, стадии в виде мелких игольчатых или неправильных по форме включений в энаргите (рис. 52). Специфическое действие на него NaOH позволяет предположить, что это бертьерит, но полной уверенности нет.

Халькостибит — $CuSbS_2$ — по внешнему виду и свойствам в аншлифах очень похож на многие сурьмяные, сурьму-, свинец- и медьсодержащие минералы, от которых надежно отличается только по химическим анализам и рентгенограмме. Впервые в ртутных рудах области был обнаружен на Акташском месторождении (Васильев, Бердичевский, 1967). Позднее минерал был найден нами в рудопроявлении Курумду-Айры, Курайском и Таджилинском месторождениях, в рудах участка Нового в Сарасинской группе месторождений и др.

Состав халькостибита изучен микрорентгеноспектральным методом, он оказался довольно близким к теоретическому (табл. 23).

Рентгенограмма получена только для минерала Акташского месторождения, она хорошо совпадает с эталонными рентгенограммами халькостибита, приведенными в справочных руководствах.

В отраженном свете халькостибит белый, высокоотражающий. В сравнении с блеклой рудой—слегка голубоватый. Двуотражение в воздухе слабое и улавливается по незначительному потемнению кристаллов в положении, перпендикулярном удлинению. В иммерсии оно более отчетливо. Минерал заметно анизотропен. От антимонита отличается умеренным эффектом анизотропии в голубовато-серых тонах. При неполностью скрещенных николях цветной эффект анизотропии достаточно яркий. Угасание прямое. Затравливается HNO_3 с характерным эффектом: полированная поверхность минерала под каплей кислоты начинает быстро иризировать, покрывается радужной пленкой.

Изученные халькостибиты представлены автономными удлиненными и одновременно уплощенными кристаллами или их сростками с блеклой рудой в кальците перекристаллизованных известняков, а также округлыми и неправильными зернами в ртутьсодержащей блеклой руде (Ак-Таш) или отдельными зернами (участок Новый) (см. рис. 49). В киновари месторождений и рудопроявлений кварц-диккит-киноварного минерального типа (Курумду-Айры, Курай, Восточное Кубадру, Таджилу) встречались как кристаллы халькостибита, так и его реакционные каймы в псевдоморфозах швацита по антимониту. Помимо этих минералов известны взаимоотношения халькостибита с энаргитом. В одних случаях энаргит располагается по периферии зерен халькостибита, в других, наоборот, представ-

Таблица 23

Состав халькостибита (вес. %)

Элемент	Ак-Таш			Сараса (Новый)	Курумду-Айры	Восточный Кубадру
Cu	28,5	26,9	27,0	25,4	24,8	23,4
Hg	—	0,06	—	—	0,2	—
Sb	45.0	44,7	44,8	48,3	46,3	47,8
As	—	1,2	1,8	0,12	—	—
Pb	—	—	—	—	—	0,22
S	26,4	26,1	26,1	25,7	26,5	26,9
Сумма	99,9	99,0	99,7	99,52	97,8	98,32

Примечание. Исследования выполнены на микрозонде MS-46, JXA-3A; аналитики Ю. Г. Лаврентьев, Г. В. Бердичевский.

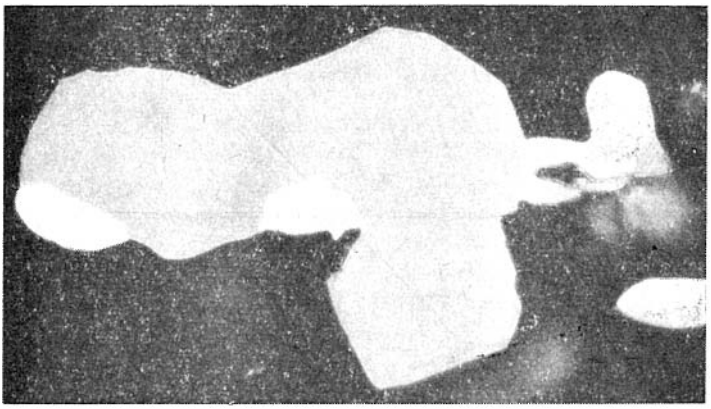


Рис. 53. Сросток энаргита (серое) с халькостибитом (белое) в кальците. Аншлиф. Без анализатора. Масляная иммерсия. Месторождение Ак-Таш.

лен округлыми зернами в халькостибите (рис. 53). Очевидно, оба эти минерала кристаллизовались почти одновременно.

При поверхностном окислении на халькостибите образуется тонкая пленка халькозина и ковеллина, которой минерал обязан своей слабой электропроводностью.

Цинкенит — $PbSb_2S_4$ — очень редкий минерал ртутных руд. Найден в двух рудопроявлениях Горного Алтая: Восточном Кубарду и Курумду-Айры. В обоих рудопроявлениях минерал встречается совместно с антимонитом в киновари из кварц-карбонатных жил в виде включений (сотые доли миллиметра) игольчатых кристаллов или их агрегатов (рис. 54). Подобно антимониту цинкенит почти всегда претерпевает гипогенное замещение швацитом, из-за чего сохранившиеся без изменения кристаллы редки. Микроскопические размеры включений и связанная с этим трудоемкость отбора чистого материала позволили изучить у цинкенита лишь некоторые физические свойства, отношение к реактивам травления и ис-

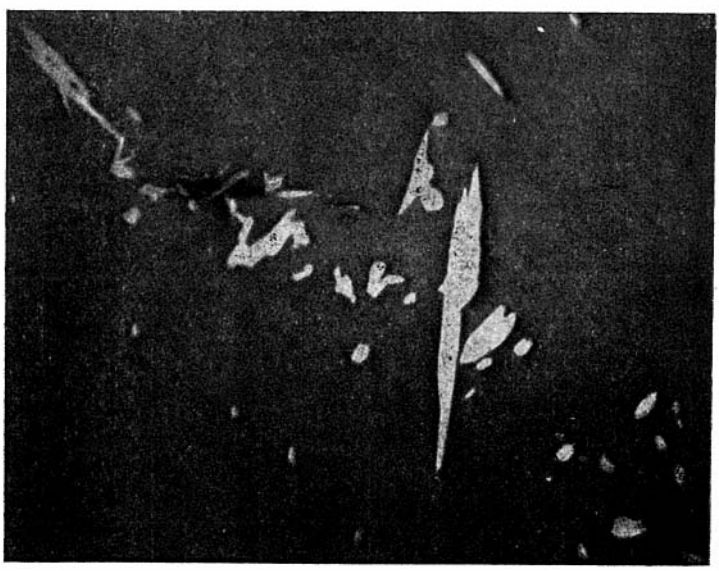


Рис. 54 Включения цинкенита в киновари. Аншлиф. Без анализатора. Увел. 700. Рудопроявление Восточное Кубадру.

следовать микрорентгеноспектральным методом состав минерала. По данным анализа (микрозонд MS-46, аналитик Ю. Г. Лаврентьев), в цинкенит рудопроявления Восточное Кубадру входят (вес.%): Pb = 30,2; Hg = = 2,7; Cu = 0,2; Sb = 43,8; S = 24,0; сумма = 100,9. Пересчет результатов анализа на формулу приводит к незначительному избытку серы, что может быть объяснено естественным колебанием состава природного соединения. Характерно заметное количество ртути, изоморфно замещающей свинец в решетке минерала, но может быть это связано также с явлением ионной диффузии в начальные моменты замещения минерала блеклой рудой. Снимки отдельного кристалла цинкенита в характеристических рентгеновских лучах Pb, Sb, Hg указывают на равномерное распределение этих элементов в исследованном образце.

В аншлифах цинкенит похож на другие сложные сульфиды свинца и сурьмы. По сравнению с антимонитом он обладает слегка повышенным рельефом и голубоватым оттенком в одном из положений; немного ниже антимонита по отражательной способности. Двуотражение улавливается по слабому потемнению поверхности минерала. Цинкенит заметно анизотропен с цветным эффектом в слабых голубовато- и коричнево-серых тонах. Угасание прямое. Срезы, перпендикулярные длинной оси кристаллов, имеют шестигранную форму и кажутся изотропными. Возможно, есть красные внутренние рефлексы, но они маскируются интенсивными рефлексами окружающей минерал киновари.

На цинкенит действуют KOH и HNO_3. От KOH примерно через 10—20 с поверхность минерала сереет и начинает ризировать. Разбавленная HNO_3 (1 : 1) не действует приблизительно в течение 2 мин, затем минерал моментально чернеет. Концентрированная HNO_3 действует быстрее с тем же эффектом. Поперечные срезы кристаллов затравливаются труднее.

В парагенетических ассоциациях минералов цинкенит, подобно антимониту, отлагается раньше киновари, почти всегда сопровождается им.

Плагионит — $Pb_5Sb_8S_{17}$ — очень редок. В собственно киноварных рудах не встречался. Обнаружен в заметных количествах среди проявления антимонитовой минерализации на Терлигхайском ртутном месторождении в зоне гидротермально измененных (окварцованных) пород. Совместно с антимонитом образует скопления зернистых агрегатов, в которых отличается более черным цветом и неровным изломом.

Состав минерала изучен на микрозонде MS-46 (вес.%): Pb = 42,0; Sb=36,3; Fe=0,03; S=20,2; сумма — 98,53 (аналитик Ю. Г. Лаврентьев). Рентгенограмма минерала (табл. 24) хорошо совпадает с рентгенограммой эталонного образца плагионита (ASTM, № 7—414). В аншлифах плагионит с трудом отличается от многих сульфоантимонидов свинца. В отраженном свете слегка кремовый, двуотражение заметное, по сравнению с антимонитом менее анизотропен, эффект анизотропии в голубовато-серо-бурых тонах. Очень густые красные внутренние рефлексы видны в сколах с сильными сухими объективами, в иммерсии они совершенно отчетливы. От KOH полированная поверхность минерала почти не изменяется— покрывается стирающейся нацело буроватой пленкой. Концентрированная HNO_3 моментально затравливает минерал. Плагионит кристаллизовался раньше антимонита.

Швацит— $(Cu, Hg)_{12}Sb_4S_{13}$ — уже рассматривался в разделе о ртутных минералах, поэтому здесь обсуждается лишь частный, но весьма показательный, случай образования псевдоморфоз этого минерала по антимониту, халькостибиту и цинкениту (Васильев и др., 1975).

Как уже говорилось, в киновари месторождений и рудопроявлений кварц-диккит-киноварного минерального типа встречены включения игольчатых минералов, которые при детальном исследовании оказались псевдоморфозами швацита. В составе и свойствах псевдоморфоз швацита, независимо от того, по какому из первичных минералов они развились, не установлено существенных отклонений. Для них характерно довольно

Таблица 24

Результаты рентгенометрических исследований плагионита

Номер линии	Плагионит месторождения Терлиг-Хая*		hkl	Плагионит по ASTM, № 7—414		Номер линии	Плагионит месторождения Терлиг-Хая		hkl	Плагионит по ASTM, № 7—414		Номер линии	Плагионит месторождения Терлиг-Хая		Плагионит по ASTM, № 7—414	
	I	d Å		I	d Å		I	d Å		I	d Å		I	d Å	I	d Å
1	2	5,85	112	20	5,87				332			19	1	1,948	30	1,94
2	6	3,85	114	60	3,85	10	4	2,60	225	80	2,63	20	3	1,895	30	1,89
									$\bar{4}25$							
			$\bar{1}15$						241			21	3	1,855	30	1,86
3	—	—	130	5	3,78							22	—	—	20	1,81
			$\bar{1}31$			11	2	2,47	$\bar{2}44$	20	2,49					
												23		1,777	20	1,78
			131										2			
4	3	3,60	$\bar{3}14$	10	3,63	12	—	—	008	10	2,38	24		1,755	5	1,76
			$\bar{1}32$						243							
			132						423			25	2	1,689	30	1,70
			312						404							
5	—	—	204	5	3,38	13	2	2,33	$\bar{3}18$	10	2,36	26	1	1,512	30	1,511
			$\bar{1}33$						226			27	2	1,464	20	1,464
			$\bar{4}02$													
		3,30	223		3,29				244							
6	10			100												
		3,23	400		3,23	14	2	2,21	$\bar{1}53$	10	2,22	28	1	1,426	10	1,422
									$\bar{4}42$							

			$\overline{4}22$											29		—	5	1, 385
			316															
7	9	2,93	—	90	2,92									30	0,5	1,354	5	1,353
			041							444								
			$\overline{4}21$							153								
						15	6	2,13			60	2,14		31	0,5	1,339	5	1,339
										600								
			402															
8	2	2,78	026	30	2,79					$\overline{1}54$				32	2	1,306	10	1,310
			33 1			16	—	—	—		5	2,08		33	1	1,260	—	—
			043			17		2,03	—		10	2,04		34	1	1,209	—	—
9	—	—		5	2,67		2											
			$\overline{2}42$			18		2,00	—		30	2,00		35	1	1,182	—	—

* Режим съемки: фильтрованное Cu-излучение; $D_{кам} = 57{,}3$ мм; $D_{об} = 0{,}25$ мм. Съемка выполнена Г. Д. Терпецкой.

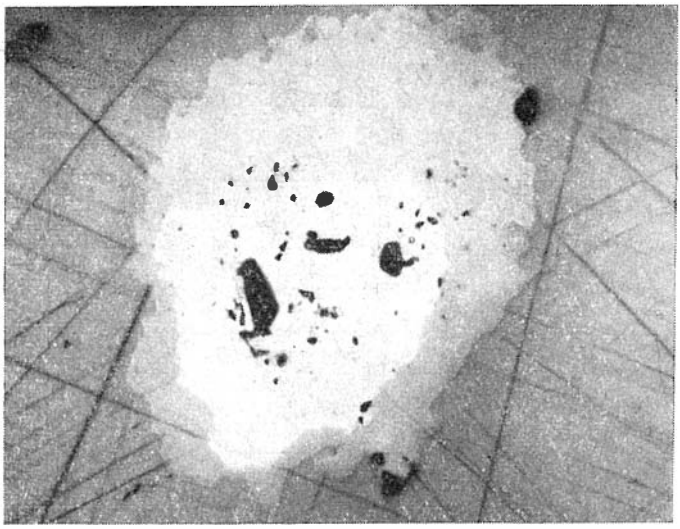


Рис. 55. Поперечный срез кристалла антимонита, последовательно замещенного халькостибитом (белое) и швацитом (серое) в киновари (общее поле со штрихами). Аншлиф. Без анализатора. Увел. 300. Рудопроявление Курумду-Айры.

большое выдержанное количество изоморфной примеси: Hg в пределах 17—18, реже до 20 вес.%, Cu — 35—36, Sb— 24—25 и S — 20—24. Количество As в них весьма небольшое и не превышает 1,2%. Благодаря постоянству состава оказывается практически одинаковой и твердость различных псевдоморфоз минерала (311—360 кг/мм²). Рентгенограммы разных новообразований швацита почти идентичны друг другу, а параметр решетки достигает 10,49 Å.

В отраженном свете псевдоморфозы швацита обладают заметным кремовым оттенком, изотропны, без внутренних рефлексов. От действия HNO_3 поверхность минерала покрывается пленкой желто-коричневого цвета, переходящего в голубой.

Замещение антимонита шло последовательно с периферии кристаллов, причем оно могло осуществляться с различной полнотой, зависящей, вероятно, в большей степени от скорости процесса. В первые моменты на месте антимонита образовывался халькостибит, который, в свою очередь, сразу же или постепенно замещался швацитом. По мере продвижения фронта замещения к осевой части исходного кристалла антимонит исчезал, уступая свое место халькостибиту (рис. 55). Очевидно, в случае большой скорости метасоматоза итогом явились полные псевдоморфозы швацита, иногда с реликтами антимонита, а при замедленном темпе и задержке на каком-либо из этапов — псевдоморфозы сложного состава с промежуточным халькостибитом и «реликтовым» антимонитом. Фотографии рассмотренных псевдоморфоз в характеристических рентгеновских лучах Cu, Sb, Hg, S показывают (рис. 56) распределение основных элементов по минералам и форму новообразований.

Замещение цинкенита швацитом начиналось также с внешней стороны включений, но в отличие от антимонита в псевдоморфозах нет кайм промежуточного минерала и очень редко наблюдаются реликты самого цинкенита. Однако на наружных частях псевдоморфоз возникают реакционные новообразования галенита округлой или эллипсовидной формы, иногда сливающиеся между собой (рис. 57). Отсутствие внутренних зон минерала промежуточного состава между исходным и конечным продуктами ре-

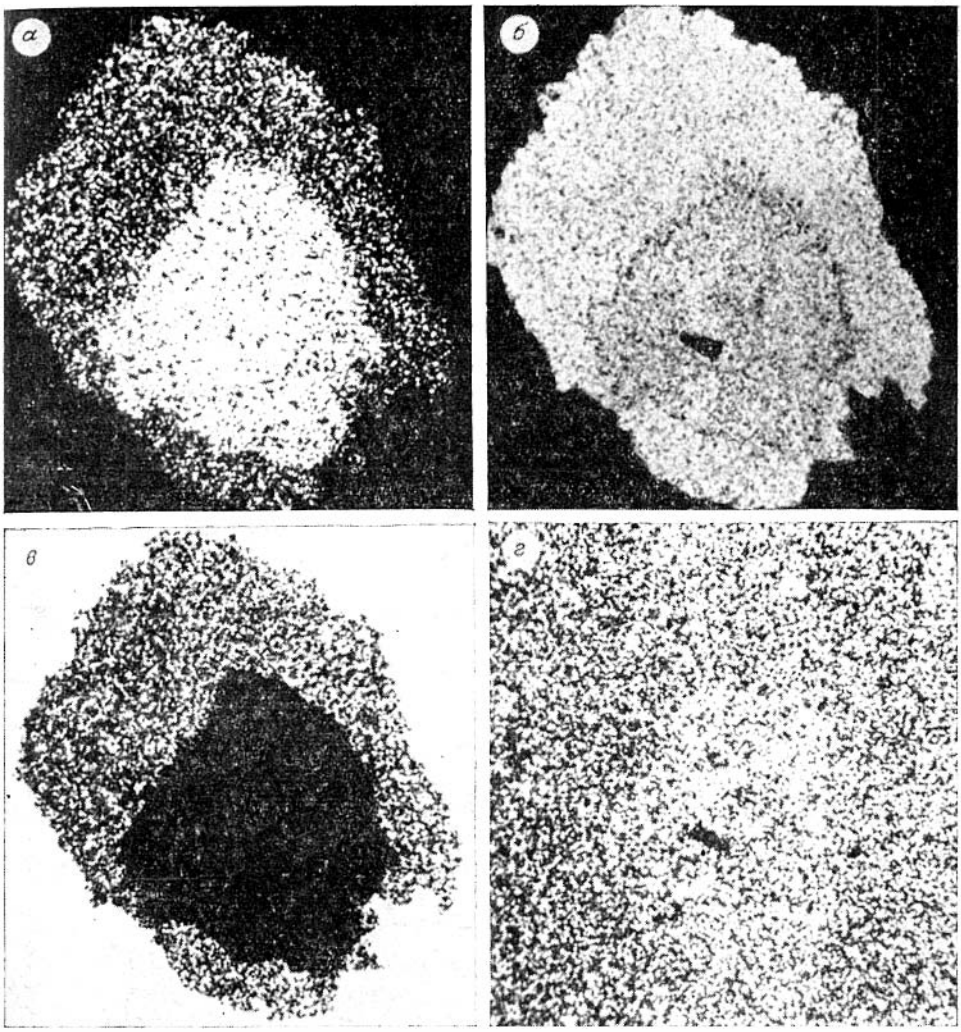


Рис. 56. Фрагмент рис. 55 (более глубокий срез) в характеристических рентгеновских лучах: *а* — сурьмы; *б* — меди; *в* — ртути; *г* — серы.

акций говорит в пользу скоротечности процесса замещения. Принимая во внимание состав цинкенита, можно утверждать, что при его замещении ртутьсодержащей блеклой рудой полностью выносится Pb и, частично, Sb, а привносятся Cu и Hg. Очевидно, весь Pb, связываясь с сульфидной серой раствора, переходит в галенит тут же на поверхности псевдоморфоз швацита. Снимки включений в характеристических рентгеновских лучах Sb, Cu, Hg и Pb иллюстрируют распределение элементов и подчеркивают локализацию минералов (рис. 58).

То обстоятельство, что швацит встречается главным образом в киновари в виде псевдоморфоз по сурьму- и сурьму-свинецсодержащим минералам, предполагает последовательную кристаллизацию всех этих минералов в одну стадию. Вначале кристаллизовались почти одновременно антимонит и цинкенит. Затем в результате взаимодействия раствора с этими минералами возникли халькостибит, швацит и галенит. Завершающий рудный минерал в парагенетической ассоциации — киноварь, «законсервировавшая» эти сульфиды.

Рис. 57. Псевдоморфоза швацита по цинкениту (косой срез) в киновари. Белые зерна по периферии псевдоморфоз — галенит. Аншлиф. Без анализатора. Увел. 300. Рудопроявление Курумду-Айры.

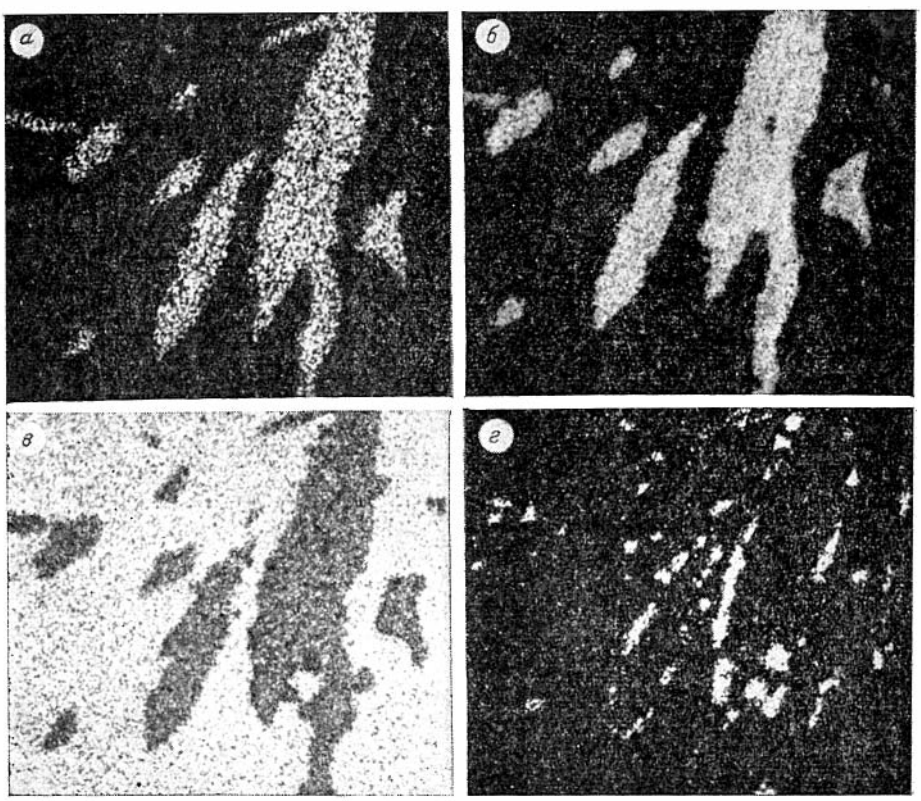


Рис. 58. Фрагмент рис. 57 (левая часть в характеристических рентгеновских лучах сурьмы (*а*), меди (*б*), ртути (*в*) и свинца (*г*).

Минералы мышьяка

Минералы мышьяка по сравнению с сурьмяными минералами в ртутных рудах распространены ограничено. Гипогенные соединения мышьяка представлены реальгаром, аурипигментом, металлическим мышьяком, люцонитом, энаргитом, арсенопиритом, а гипергенные — скородитом, арсенат-беловитом, мансфилдитом, арсениосидеритом. Чаще других и иногда в ощутимых количествах встречаются реальгар и аурипигмент. Остальные соединения редки. Все перечисленные минералы наблюдались в основном в рудах месторождений магнезиально-карбонатно-киноварного и карбонатно-киноварного минерального типов. Имеются сведения о находках сульфидов мышьяка в очень незначительных количествах в рудах некоторых месторождений кварц-барит-киноварного минерального типа (Тува).

Реальгар — AsS — в виде небольших по размерам зерен или зернистых агрегатов спорадически присутствует среди антимонит-киноварных руд Чаганузунского месторождения, образует скопления реальгар-аурипигментовых с киноварью руд на Акташском и Сарасинском месторождениях. Минерал настолько характерен по внешнему виду, что возможность ошибки при его определении почти исключена.

Парагенетическая ассоциация минералов, включающая реальгар, постоянно одна и та же в рудах: кварц, карбонаты, пирит, антимонит, киноварь, аурипигмент и иногда мышьяк. Реальгар кристаллизуется обычно одним из последних после антимонита и киновари. В нем почти всегда имеются зерна кварца, пирита, включения игольчатых кристаллов антимонита и реликты киновари (см. рис. 33). Тем не менее, в отдельных случаях после реальгара образуется антимонит (Чаган-Узун), разъедающий и частично замещающий его зерна.

В крупных гнездовых скоплениях реальгар-аурипигментовых руд реальгар под действием внешних агентов разрушается с образованием гипергенных соединений мышьяка и самородной серы.

Аурипигмент — As_2S_3 — почти всегда сопровождает реальгар и является гипогенным образованием. Только на образцах с реальгаром, находившихся длительное время на поверхности, встречается гипергенный аурипигмент. Наличие в аурипигменте включений ранних рудных минералов, сходных с включениями в реальгаре, обусловливает повышенный фон некоторых элементов при спектральных анализах образцов этого минерала. Рентгенограммы аурипигмента из разных месторождений совпадают с рентгенограммой эталонного аурипигмента, опубликованной в справочниках. Взаимоотношения аурипигмента и реальгара показывают, что оба минерала кристаллизовались после киновари и почти одновременно друг с другом. Возможно даже, что отложение реальгара слегка запаздывало.

Находясь совместно с реальгаром в крупных гнездовых скоплениях, подверженных действию поверхностных вод, аурипигмент разрушается прежде всего по направлениям спайности с образованием гипергенных минералов мышьяка, порошковатой и кристаллической серы. Уникальные сохранившиеся и разрушенные образования крупнокристаллических агрегатов аурипигмента встречались на Сарасинском месторождении в гнездах объемом в несколько кубических метров.

Мышьяк металлический — As — минерал редкий и встречается в очень малых количествах. Пока он обнаружен только на Акташском, Чаганузунском месторождениях и рудопроявлении Тютё (Горный Алтай). На Акташском месторождении мышьяк найден среди скоплений реальгар-аурипигментовых руд в тонких кальцитовых жилках и ассоциирует с антимонитом, киноварью и реальгаром. Характерны неправильные, округлые или удлиненные обособления мышьяка в кальците, цепочковидные и сплошные каймы вокруг зерен реальгара. Округлые агрегаты мышьяка

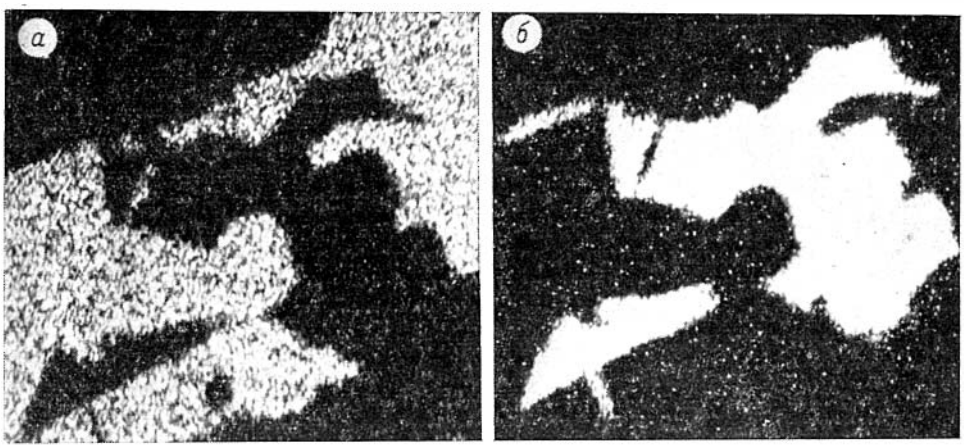


Рис. 59. Прорастание мышьяком киновари. Изображение в характеристических рентгеновских лучах: *а*—HgL_{α_1}; *б* — AsK_{α_1}.

крупнее, но редко достигают величины первых десятых долей миллиметра. На рудопроявлении Тютё в рудовмещающих кварцитах мышьяк ассоциирует с пирротином, халькопиритом, блеклой рудой, самородной ртутью и киноварью. Он образуется после киновари, располагаясь в промежутках между ее зернами и как бы катаклазированными зернами пирротина (рис. 59). В лиственитах Чаганузунского месторождения мышьяк находится в кварц-доломитовых жилках в парагенезисе с пирротином, по-видимому, гипогенной самородной ртутью и киноварью. Здесь он, вероятно, кристаллизовался раньше киновари. Минерал довольно чист. Содержит лишь небольшие примеси сурьмы (0,6—1,2 вес.%), серы (до 0,06%) и железа (до 0,1%) (Тютё). Рентгенограммы его соответствуют эталонным рентгенограммам мышьяка (табл. 25)

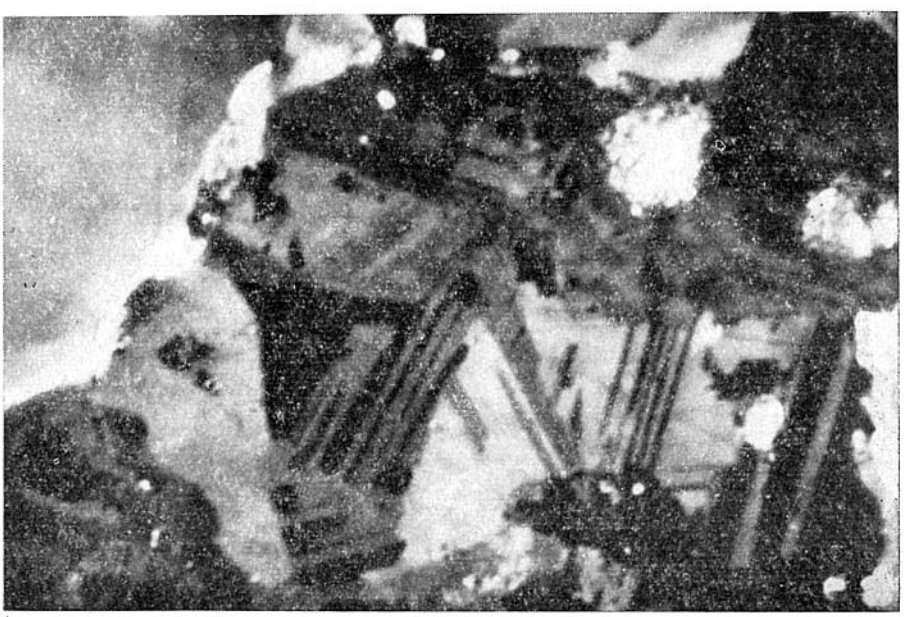


Рис. 60. Агрегат люцонита (пластинчато сдвойникован) и энаргита (светло-серое) в краевых частях ртутьсодержащей блеклой руды. Аншлиф. Николи +. Масляная иммерсия. Месторождение Ак-Таш.

Таблица 25

Результаты рентгенометрических исследований мышьяка

Ак-Таш *		Рудопроявление Тютё		Мышьяк (по Berry, Thompson, 1962)			
I	dÅ	I	dÅ	I	dÅ	$hkil$	$d_{выч}$
4	3,52	1	3,5	4	3,52	0003	3,532
1	3,08	1	3,10	0,5	3,13	$10\bar{1}1$	3,124
10	2,788	10	2,76	10	2,77	$01\bar{1}2$	2,782
5	2,057	3	2,05	6	2,05	$10\bar{1}4$	2,058
6	1,884	5	1,884	7	1,881	$11\bar{2}0$	1,888
3	1,767	3	1,768	4	1,768	0006	1,766
2	1,663	2	1,658	2	1,661	$11\bar{2}3$	1,665
3	1,565	4	1,555	4	1,556	$20\bar{2}2$	1,562
3	1,389	3	1,387	3	1,386	$02\bar{2}4$	1,391
1	1,371	0,5	1,368	1	1,368	$10\bar{1}7$	1,374
3	1,291	3	1,288	3	1,288	$11\bar{2}6$	1,290
3	1,204	4	1,199	4	1,199	$12\bar{3}2$	1,203
—	—	0,5	1,175	0,5	1,176	0009	1,175
2	1,118	2	1,116	1	1,119	$21\bar{3}4$	1,120
—	—	1	1,112	1	1,111	$02\bar{2}7$	1,111
1	1,091	1	1,086	1	1,088	$30\bar{3}0$	1,090
1	1,067	1	1,067	1	1,065	$12\bar{3}5$	1,067
0,5	1,042	0,5	1,041	0,5	1,041	$30\bar{3}3$	1,041
2	0,998	2	0,996	2	0,998	$11\bar{2}9$	0,999
1	0,958	1	0,955	1	0,956	$21\bar{3}7$	0,957
0,5	0,943	1	0,943	0,5	0,942	$22\bar{4}0$	0,944
1	0,926	1	0,923	1	0,924	$0.1.\bar{1}.11$	0,924
1	0,892	1	0,891	1	0,892	$0.2.\bar{2}.10$	0,889
1	0,857	1	0,855	1	0,857	—	—
1	0,832	—	—	1	0,831	—	—
—	—	—	—	0,5	0,807	—	—
—	—	—	—	1	0,798	—	—

* Режим съемки: фильтрованное Cu-излучение, $D_{кам}$ = 57,3 мм; $D_{обр}$ = 0,25 мм. Съемка выполнена Г. Д. Терлецкой.

В аншлифах мышьяк отличается высокой отражательной способностью и чистым белым цветом свежей поверхности. Двуотражает, заметно анизотропен с цветным эффектом в слабых желтовато-серых тонах. В поляризованном свете у некоторых округлых образований обнаруживается грубая радиально-зернистая структура. Полированная поверхность минерала относительно быстро тускнеет. Вначале она приобретает слабый розовато-серый, а позднее серовато-синий цвет и затем чернеет, видимо, из-за образования арсенолита.

Ассоциация мышьяка с такими минералами как пирротин и самородная ртуть указывает на его образование в восстановительной обстановке в отдельные моменты продуктивных стадий процесса минералообразования.

Энаргит и люцонит имеют одинаковую формулу — Cu_3AsS_4. Оба обнаружены на Акташском месторождении, а энаргит—и на участке Ак-Кая. Эти минералы чаще всего образуют зернистые агрегаты и отдельные округлые зерна размером до десятых долей миллиметра, кристаллы встречаются крайне редко. Состав энаргита, изученный микрорентгеноспектральным методом, почти не отличается от теоретического (вес. %): Cu = = 49,6; As = 18,5; Sb = 0,6; S = 32,4; сумма — 101,1 (Ак-Таш) и Cu =

Таблица 26

Результаты рентгенометрических исследований энаргита

Энаргит (Ак-Таш)*		Энаргит по В. И. Михееву (1957)			Энаргит (Ак-Таш)*		Энаргит по В. И. Михееву (1957)		
I	*d* Å	*I*	*d* Å	*hkl*	*I*	*d* Å	*I*	*d* Å	*hkl*
10	3,21	10	3,21	200; 120	2	1,191	6	1,195	442
4	3,10	10	3,08	002	3	1,147	6	1,150	205; 602
10	2,85	10	2,85	201	0,5	1,127	4	1,130	531
4	2,23	8	2,22	202	3	1,069	4	1,072	600
10	1,86	10	1,86	040; 320	4	1,050	6	1,046	170; 071; 164
10	1,73	10	1,73	203; 123	2	1,009	2	1,014	—
0,5	1,602**	—	—	400**	3	0,975	2	0,978	—
4	1,584	8	1,59	042; 322	—	—	2	0,928	—
1	1,553	6	1,555	401	—	—	2	0,899	—
0,5	1,421	4	1,425	402	—	—	2	0,8605	—
3	1,265	6	1,266	403; 501	—	—	2	0,818	—
0,5	1,211	4	1,215	105; 061					

* Режим съемки: фильтрованное Co-излучение. $D_{кам}$ = 57,3 мм; $D_{обр}$ = 0,4 мм. Поправка по кремнию. Съемка выполнена М. В. Новожиловой.

**В справочнике (Berry, Thompson, 1962) эта линия индицируется 400.

= 48,3; As = 19,1; Sb = 0,08; Fe = 0,05; S = 33,5; сумма = 101,03 (Ак-Кая). Рентгенограмма энаргита из отмеченных пунктов соответствует эталону (Михеев, 1957) (табл. 26).

В отраженном свете энаргит и люцонит обладают умеренной отражательной способностью и в общих агрегатах по этому признаку друг от друга отличаются с трудом. Люцонит кажется светлее. Оба минерала имеют сходный коричнево-розовый оттенок, довольно сильно анизотропны с пестрыми цветными эффектами. В сростках люцонит распознается по наличию пластинчатых двойников и косому угасанию по отношению к плоскости двойникования (рис. 60). Внутренние рефлексы не наблюдались ни у энаргита, ни у люцонита.

Зернистые агрегаты энаргита и люцонита чаще всего образуются по периферии вкраплений блеклой руды смешанного состава со ртутью. Они окружаются каймами киновари и пронизываются ее жилками. Перед киноварью по границе зерен блеклой руды и агрегатов энаргита-люцонита кристаллизуется халькопирит. Идиоморфные зерна энаргита содержат иногда включения бертьерита (?) (см. рис. 52), располагаются по периферии зерен халькостибита, но имеются примеры и обратных взаимоотношений (см. рис. 53).

Арсеноперит — FeAsS — не характерен для руд ртутных месторождений области. Достоверно он известен в районе Чаганузунского месторождения, где развиты автономные арсенопиритовые с галенитом жилы, пространственно разобщенные с телами ртутных руд. До сих пор его отношение к процессу ртутного минералообразования невыяснено. Арсенопирит встречается также в кварцитах Арзакского участка (Тува) с наложенной галенит-сфалеритовой и киноварной минерализацией. Арсенопирит явно предшествует обоим.

Минералы меди

Ртутные руды Алтае-Саянской области содержат довольно много минералов, в состав которых входит медь. Основная их масса представлена сернистыми соединениями Cu с Fe, Sb, As, Hg, Pb и др. Почти все они рассмотрены в разделах соответствующих элементов, поэтому кратко остановимся на халькопирите и борните.

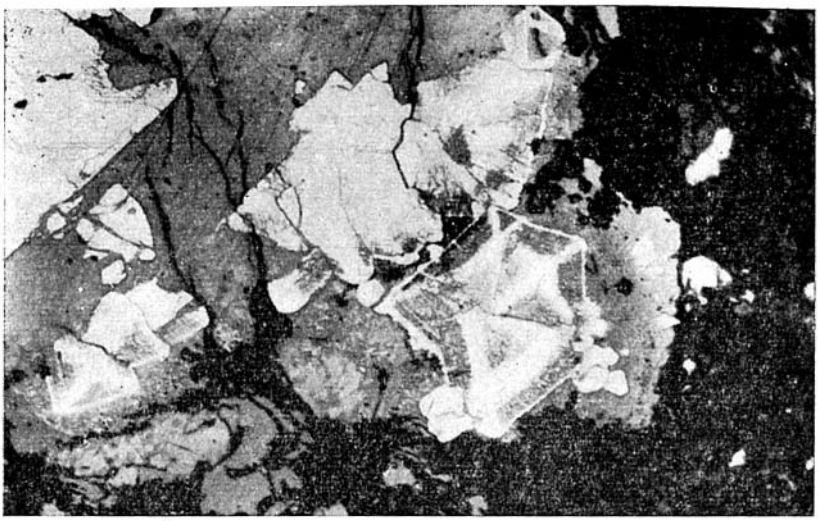


Рис. 61. Замещение халькопиритом (серое) кристаллов пирита (белое). Аншлиф. Без анализатора. Увел. 25. Рудопроявление Отсалар.

Халькопирит — $CuFeS_2$ — постоянная примесь в ртутных рудах, но в ощутимых количествах встречается только на некоторых рудопроявлениях кварц-барит-блеклорудного минерального типа, в рудах которых образует преимущественно ксеноморфные зернистые агрегаты и, реже, отдельные зерна. При исследовании халькопирита никаких аномалий в его свойствах не установлено.

В парагенетических ассоциациях минералов халькопирит, как правило, кристаллизуется после блеклых руд и сложных сульфидов мышьяка. По отношению к ним нередко выступает в качестве замещающего минерала, хотя полных псевдоморфоз не бывает. Мелкие округлые и неправильные включения халькопирита часто обнаруживаются в зернах киновари. Известны случаи размещения мельчайших зерен халькопирита по границам двойников пластического течения в киновари, связанных, видимо, с перераспределением вещества при динамических нагрузках. По отношению к ранним сульфидам железа (пириту, марказиту) халькопирит часто является замещающим минералом (рис. 61). Как продукт распада твердого раствора, он наблюдался в борните рудопроявления Отсалар в виде эмульсионной сыпи зерен, ориентированных более или менее закономерно. Впрочем, не исключена возможность диффузионного проникновения его в борнит извне, поскольку с борнитом контактируют также крупные индивиды халькопирита. Кроме гипогенного халькопирита встречаются его гипергенные аналоги, образующиеся при окислении блеклых руд, борнита и др.

Борнит — Cu_5FeS_4 — в заметных количествах известен на отдельных рудопроявлениях кварц-барит-блеклорудного минерального типа, где тесно ассоциирует с ртутьсодержащими блеклыми рудами, халькопиритом, размещаясь в кварц-баритовых с кальцитом жилах. Совместно с халькопиритом образует зернистые агрегаты. Кристаллизация обоих минералов в жилах проходила почти одновременно.

В рудах месторождений и рудопроявлений других минеральных типов борнит почти не известен как гипогенный минерал.

Минералы железа и марганца

Сообщество минералов железа и марганца в ртутных рудах можно разделить на две группы: 1) сульфиды железа, 2) окислы и гидроокислы железа и марганца. Первая группа включает гипогенные минералы,

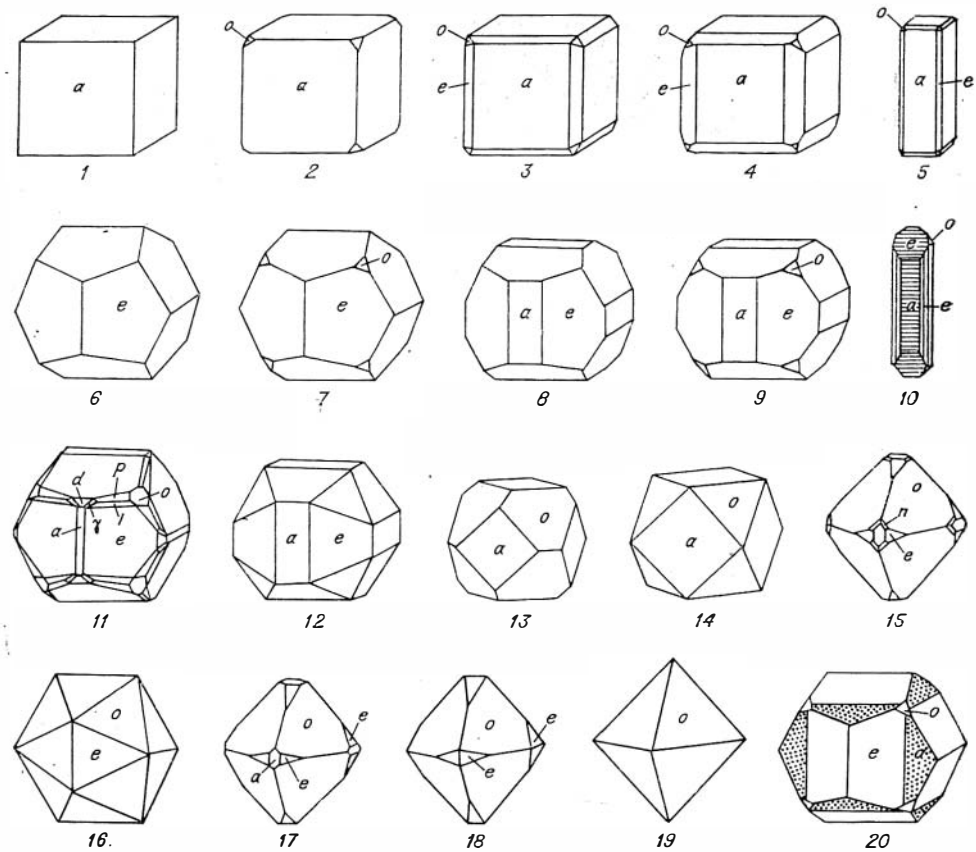


Рис. 62. Формы метакристаллов пирита Акташского месторождения: *a* {100}, *d* {110}, *e* {210}, *n* {211}, *o* {111}, *p* {221}, *γ* {11.5.2.}.

вторая преимущественно гипергенного происхождения. Вторая группа многочисленнее и представители ее широко распространены в зонах окисления ртутных месторождений. Группа сульфидов железа объединяет всего лишь три минерала: пирит, марказит и пирротин. Последний не характерен для руд и встречается редко.

Пирит — FeS_2. В рудопроявлениях и месторождениях всех минеральных типов различаются пириты: а) метаморфогенные (связанные с дорудным метаморфизмом вмещающих пород), б) гидротермального генезиса, образующиеся непосредственно в процессе формирования руд. Подчас в рудах происходит совмещение разноэтапных пиритовых минерализаций, представители которых распознаются только по совокупности критериев.

Пирит гидротермального генезиса в одних месторождениях принадлежит к главным минералам руд, в других он является лишь второстепенной и даже редкой составной частью. Морфология образований пирита самая различная: тонкие жилки, небольшие гнезда, вкрапленность отдельных зерен и зернистых агрегатов, метакристаллы и метаколлоидные почковидные агрегаты. Подавляющее число проявлений пирита обладает признаками метасоматического способа образования. Характерно увеличение размеров зерен и метакристаллов минерала в карбонатной среде. В некоторых месторождениях фиксируется неоднократное возникновение пирита на протяжении всех стадий минерализации (Ак-Таш, Терлиг-Хая, Красная горка, Орлиная гора и др.). Однако в большинстве случаев пирит относится к самым ранним рудным минералам и в отдельных парагенетических ассоциациях минералов кристаллизуется всегда одним из первых. Среди метасоматических образований пирита иногда устанавливает-

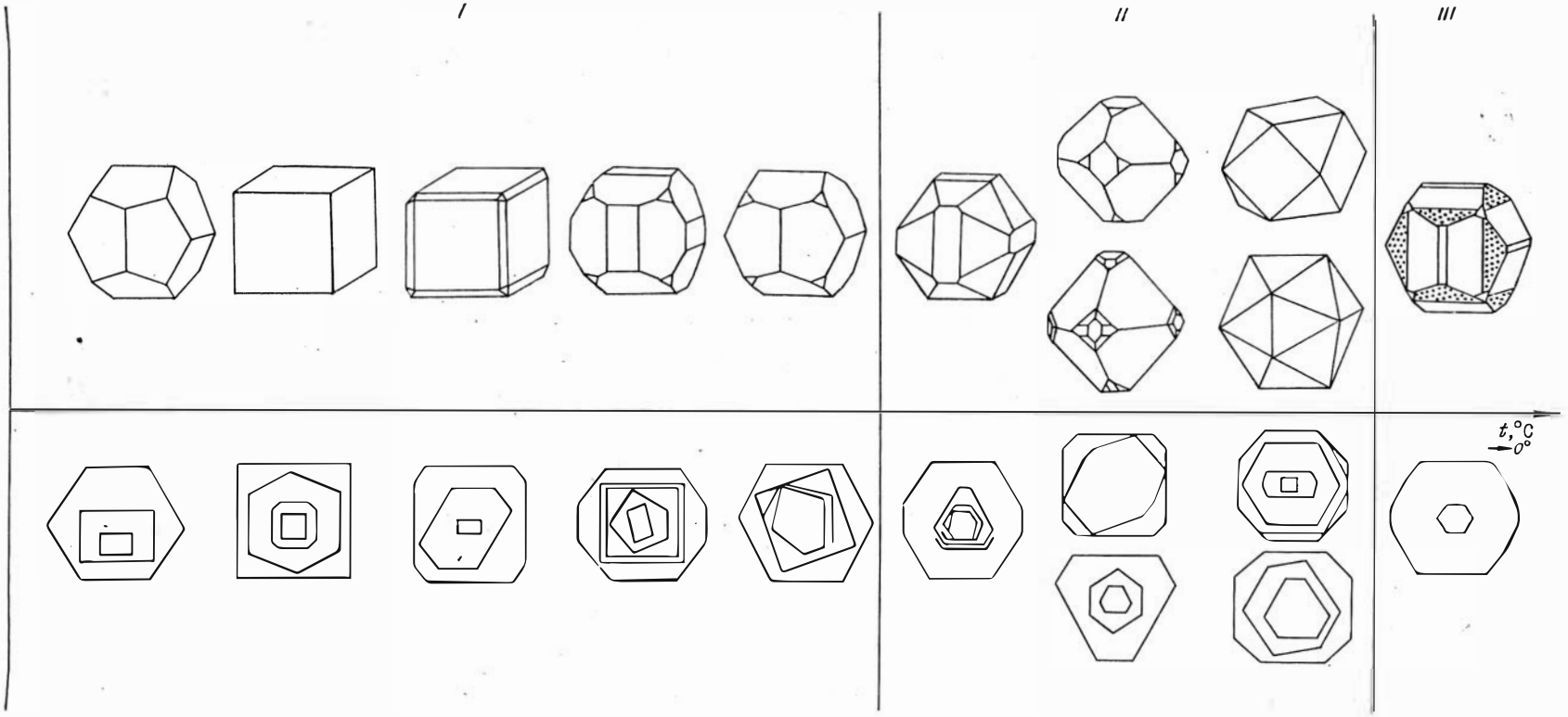


Рис. 63. Эволюция габитуса метакристаллов пирита Акташского месторождения.

I — группа метакристаллов пирита первой (полисульфидной) стадии. II, III — группы метакристаллов пирита второй (кварц-карбонатно-киноварной) стадии в антимонитовых и антимонит-киноварных (II), в киноварных (III) рудах. Нижний ряд фигур иллюстрирует внутреннее строение соответствующих метакристаллов пирита, выявленное травлением их поперечных срезов.

ся определенная зависимость их формы от типа минерализации, с которой они связаны, и времени ее проявления. Лучше всего эта зависимость прослежена на Акташском месторождении.

Установлено, что с ранней полисульфидной минерализацией на этом месторождении связаны метакристаллы пирита преимущественно кубического габитуса (рис. 62, № 1—5), подчиненное значение имеют метакристаллы — комбинации куба с пентагондодекаэдром (№ 8—10) и редки собственно пентагондодекаэдры иногда с гранями октаэдра (№ 6—7). Габитус метакристаллов резко меняется в случае приуроченности пиритов к антимонитовой или антимонит-киноварной минерализации, проявленным позднее полисульфидной. Здесь они представлены преимущественно метакристаллами октаэдрического габитуса (см. рис. 62, № 15, 17—19) и в меньшей степени — комбинациями куба и октаэдра (№ 13, 14), редки метакристаллы комбинированного габитуса (№ 11, 12, 16). Пириты, связанные с собственно киноварной минерализацией, характеризуются метакристаллами усложненного пентагондодекаэдрического облика с дополнительными гранями {111} ,{110} и {100} (№ 20). Более редки собственно пентагондодекаэдры со штриховкой на гранях (№ 6). Зависимость определенных форм пирита от типа минерализации, в которой они проявлены, и их последовательность образования отражены на рис. 63.

Выступая в качестве одного из ранних минералов, пирит нередко подвергается катаклазу, растворению и частичному замещению халькопиритом, блеклыми рудами, киноварью и др. В зоне окисления все пириты (в зависимости от герметичности их «консервации») замещаются гидроокислами железа. В начальные моменты разложения пиритов часто выявляется внутренняя структура индивидов.

Марказит — FeS_2 — распространен в рудах гораздо шире, чем было принято думать, но в очень малых количествах. Обилие марказита отмечалось на некоторых рудных участках Белоосиповского месторождения, локализованных в измененных дайках андезито-базальтовых порфиритов.

Марказит образуется обычно в виде копьевидных или удлиненных кристаллов, реже в виде мелкозернистых агрегатов в сростках с пиритом. Размер кристаллов не превышает 1 мм, а агрегатов — 1,5 см. Для мелких зерен обязательна проверка на присутствие мышьяка во избежание пропуска арсенопирита. В большинстве случаев марказит кристаллизуется вслед за пиритом, до всех остальных рудных минералов, перед отложением которых часто подвергается катаклазу. В рудах некоторых месторождений он претерпевает полиморфное превращение в пирит (Горхон, Терлиг-Хая) (см. рис. 32). В зоне окисления марказит, аналогично пириту, дает начало гипергенным минералам железа, в совместных с пиритом агрегатах он окисляется быстрее.

Пирротин — $Fe_{1-x}S$ — редок и не образует крупных скоплений. Известен в рудах объектов магнезиально-карбонатно-киноварного типа, локализованных в лиственитах (Чаган-Узун, Красная горка), а также на рудопроявлениях Тютё, Восточное Кубадру, участке Отсалар и др. Пирротин встречается обычно в виде автономных мелких зерен, тонких жилок. Иногда тесно ассоциирует с киноварью, самородной ртутью (гипогенной?), мышьяком; выглядит катаклазированным и замещается киноварью (Чаган-Узун, Тютё). В ассоциации с киноварью и ртутью пирротин располагается вокруг мелких пустот со ртутью, при этом киноварь не несет никаких следов изменений (Чаган-Узун). Пирротин кристаллизовался перед киноварью, в ранние моменты одной с ней стадии. Благодаря магнитности минерал легко может быть собран для производства разных анализов.

Число минералов железа и марганца, принадлежащих ко второй группе, достаточно велико. Главнейшие среди них — гетит, гидрогетит, гидрогематит, псиломелан, гематит, часто составляющие основу плотных скорлуповатых и рыхлых бурых железняков зон окисления некоторых месторождений. Образования гематита имеют разный генезис.

Гематит — Fe_2O_3 — гидротермального генезиса присутствует на многих месторождениях. В основном он входит в парагенетические ассоциации минералов ранних периодов гидротермальной деятельности, не связанных с этапом ртутного минералообразования. В некоторых месторождениях (Ак-Таш, Терлиг-Хая, Чазадыр, Уланду) часть гематита относится к новообразованным минералам ртутных руд. Субмикроскопический игольчатый гематит сопровождает губчатую и дендритную киноварь в кальцитах, присыпки и рассеянные частицы гематита насыщают также отдельные зоны в зональных кристаллах кальцита, он входит в состав тонкодисперсных глин, окаймляющих по периферии кальцитовые линзы перекристаллизации с метасоматической вкрапленностью киновари (Ак-Таш). Прекрасно сформированные пластинчатые и таблитчатые кристаллы гематита присутствуют в сауковит-киноварных рудах, в кварц-баритовых жилах (Уланду).

Гипергенное происхождение имеет гематит в лимонитизированных рудах некоторых ртутных объектов юго-восточной части Горного Алтая (Отсалар, Джылкыдал и др.). Возникновение гематита в зоне окисления этих рудопроявлений вполне вероятно в условиях сухого жаркого климата района в результате дегидратации гидроокислов железа. На такой способ его образования указывал А. Г. Бетехтин (1950).

2. РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ ВТОРОСТЕПЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ РУД

Минералы свинца

В ртутных рудах известно всего три гипогенных минерала со свинцом: галенит, плагионит и цинкенит. Они могут считаться минералами-примесями, поскольку находки их редки, не говоря уже о количествах. Плагионит и цинкенит ранее рассматривались в разделе сурьмяных соединений.

Галенит — PbS — в очень мелких зернах (тысячные и редко первые десятые доли мм) найден в рудах объектов различных минеральных типов. В одних случаях галенит встречается как побочный продукт реакции замещения цинкенита ртутьсодержащей блеклой рудой (см. рис. 57) или, реже, в качестве идиоморфных зерен в карбонате кварц-анкеритовых жил (Курумду-Айры, Восточное Кубадру, Таджилу). В других случаях галенит находится среди рудных минералов в кварцевых жилках, наложенной на кварциты сфалерит-галенитовой ассоциации (Арзакский участок, Тува), а также в виде каплеобразных или округлых включений в киновари (Орлиная гора). Тонкие микроскопические жилки галенита, секущие агрегаты халькопирита, наблюдались на рудопроявлении Отсалар. Включения галенита в киновари обусловливают повышенный фон свинца в ней при спектральных исследованиях. Возможно, что тонкая эмульсионная примесь галенита, невидимая под микроскопом, приводит к аналогичному результату при спектральном изучении некоторых разновидностей блеклых руд. В зоне окисления галенит чаще всего замещается церусситом.

Минералы никеля и кобальта

О сульфидах никеля и кобальта в ртутных рудах Алтае-Саянской области стало известно лишь в последние годы. Сейчас насчитывается 7 минералов, содержащих эти элементы, 6 из которых диагностированы достаточно уверенно. К этим минералам относятся миллерит, зигенит, Со-полидимит, герсдорфит, ваэсит, бравоит. Они обнаружены как в рудоносных апосерпентинитовых лиственитах месторождений и рудопроявлений магнезиально-карбонатно-киноварного минерального типа, так и в безрудных лиственитах, структурно приуроченных к рудным полям не-

которых объектов иного минерального типа (Курумду-Айры). Эти минералы не образуют крупных скоплений и встречаются в виде микроскопической вкрапленности.

Миллерит — NiS — наблюдался в рудах месторождений Чаган-Узун, Красная горка, Чазадыр и в лиственитах района рудопроявления Курумду-Айры в виде отдельных зерен, игольчатых и волосовидных кристаллов и их сростков в киновари, разветвленных, напоминающих дендриты, агрегатов. Состав миллерита из разных мест локализации (микроанализатор JXA-3A, оператор Г. В. Бердичевский) практически идентичен и почти соответствует теоретическому (вес %);

	Ni	Fe	Cu	S	Сумма
Красная горка	63,6	—	0,15	35,0	98,75
Курумду-Айры	65,0	0,8	—	34,1	99,9

Рентгенограммы изученных образований минерала совпадают с эталонной рентгенограммой миллерита (табл. 27), а его свойства также соответствуют свойствам миллерита.

Таблица 27

Результаты рентгенометрических исследований миллерита *

Красная горка		Курумду-Айры		Миллерит по (Berry, Thompson, 1962)			
I	d Å	*I*	d Å	*I*	d Å	*hkl*	$d_{выч}$
5	4,82	—	—	8	4,77	$10\bar{1}$	4,81
3	2,96	3	2,94	3	2,94	100	2,95
10	2,78	10	2,76	10	2,75	$2\bar{1}1$	2,78
5	2,52	6	2,49	6	2,50	$11\bar{1}$	2.52
3	2,40	2	2,41	1	2,39	$20\bar{2}$	2,40
6	2,23	6	2,21	6	2,22	$20\bar{1}$	2,23
9	1,864	10	1,860	10	1,859	$2\bar{1}\bar{2}$	1,865
8	1,812	3	1,805	4	1,804	$\bar{3}1\bar{2}$	1,818
6	1,735	5	1,730	5	1,728	$3\bar{1}\bar{1}$	1,739
3	1,632	2	1,627	2	1,626	$30\bar{2}$	1,635
7	1,602	4	1,597	4	1,595	$30\bar{3}$	1,603
3	1,549	1	1,541	3	1,542	110	1,552
1	1,411	—	—	0,5	1,408	$31\bar{3}$	1,409
3	1,389	2	1,383	1	1,384	$4\bar{2}\bar{2}$	1,388
—	—	—	—	0,25	1,352	$4\bar{1}\bar{2}$	1,352
1	1,334	—	—	0,5	1,332	$4\bar{1}\bar{3}$	1,334
2	1,304	2	1,302	2	1,298	$30\bar{1}$	1,304
4	1,256	3	1,255	3	1,254	$2\bar{2}\bar{2}$; $40\bar{3}$	1,259; 1,257
0,5	1,217	—	—	0,5	1,211	$31\bar{2}$	1,218
4	1,203	1	1,199	1	1,201	$40\bar{4}$	1,202
2	1,179	1	1,178	1	1,176	$32\bar{4}$	1,179
2	1,147	1	1,143	1	1,143	$4\bar{1}\bar{1}$	1,146
7	1,115	4	1,115	4	1,112	$40\bar{2}$; $4\bar{1}\bar{4}$; $5\bar{2}\bar{2}$	1,115; 1,114; 1,114
4	1,103	2	1,103	1	1,102	$5\bar{2}\bar{3}$	1,103
1	1,087	—	—	1	1,083	$32\bar{3}$; $5\bar{1}\bar{3}$	1,086; 1,085
3	1,049	—	—	0,5	1,049	$11\bar{1}$; $5\bar{1}\bar{4}$	1,053; 1,050
4	1,035	—	—	3	1,033	$4\bar{1}\bar{3}$	1,035
3	1,011	—	—	2	1,009	$50\bar{4}$	1,011
3	0,990	—	—	1	0,987	$5\bar{1}\bar{2}$; $33\bar{5}$	0,990; 0,989

Много других линий меньше 0,987

* Режим съемки для Красной горки: фильтрованное Co-излучение; для Курумду-Айры фильтрованное Fe-излучение. $D_{кам}$ = 57,3 мм; $D_{обр}$ = 0,25 мм. Съемка выполнена М. В. Новожиловой.

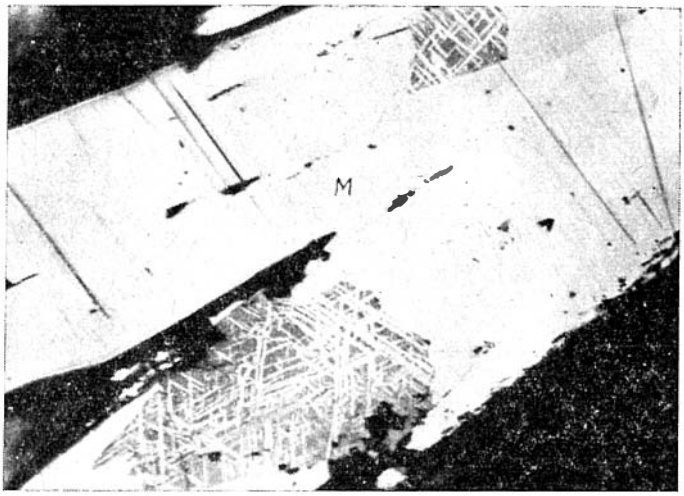


Рис. 64. Миллерит (м) и решетчатые структуры замещения миллеритом (белое) зерен Со-полидимита (темно-серое). Аншлиф. Николи слегка +. Увел. 200. Месторождение Красная горка.

На близкую по времени кристаллизацию миллерита и киновари указывает совместное нахождение обоих минералов не только в породе, но и в автономных халцедоновых жилках, секущих лиственитьі. В последнем случае кристаллы и корочки киновари располагаются на игольчатых индивидах миллерита и одновременно образуют самостоятельные скопления в тех же жилках. Аналогичный факт последовательного отложения миллерита и киновари отмечался в руднике Клау (штат Калифорния, США) в жеодах в халцедоне, где кристаллики киновари находились на игольчатых кристаллах миллерита, собранных в друзы (Woodhouse, Norris, 1957).

По отношению к другим никельсодержащим рудным минералам гидротермальный миллерит кристаллизуется раньше: обрастается Со-содержащим полидимитом и герсдорфитом (Красная горка), зигенитом и герсдорфитом (Курумду-Айры). Иногда он замещает ваэсит (Чазадыр). По-видимому, гипергенный характер имеют решетчатые структуры замещения миллеритом некоторых зерен Со-полидимита, расположенных по периферии кристаллов миллерита (Красная горка) (рис. 64).

Зигенит — $(Co, Ni)_3S_4$ — известен в парагенетической ассоциации с герсдорфитом, миллеритом, халькопиритом (Чаган-Узун, Курумду-Айры). Состав минерала из лиственитов района рудопроявления Курумду-Айры (вес. %): Co = 21,3; Ni = 35,2; Fe = 0,6; S = 42,7; сумма — 99,8 (микрозонд JXA-3A, оператор Г. В. Бердичевский).

В аншлифах зигенит отличается промежуточным рельефом между миллеритом и герсдорфитом. Хрупкий, тверже миллерита. Отражательная способность примерно одинакова с таковой герсдорфита, но в сравнении с ним и миллеритом зигенит кажется слегка серо-розовым или слабо сиреневым. Полностью изотропен. Внутренних рефлексов нет.

В свое время зигенит в лиственитах рудопроявления Курумду-Айры был принят за петцит, якобы находящийся в совместных агрегатах с калаверитом (креннеритом), который на самом деле является миллеритом.

Полидимит — Ni_3S_4 — подобно зигениту относится к группе линнеита, имеет сходную с ним порошкограмму, отличается по составу. Наблюдался в тесных срастаниях с киноварью в кварц-карбонатных жилках из гидротермально измененных (лиственитоподобных) пород рудопроявления Кыз-Хыш-Тубек, а также в лиственитах месторождения Красная горка в ассоциации с миллеритом и киноварью и в лиственитах месторож-

дения Чаган-Узун (Горный Алтай). По составу (микроанализатор JXA-3A, оператор Г. В. Бердичевский) минерал рудопроявления Кыз-Хыш-Тубек и месторождения Красная горка относится к выделяемой нами кобальтсодержащей разновидности — Co-полидимиту (вес. %):

	Ni	Co	Fe	Cu	S	Сумма
Кыз-Хыш-Тубек . .	50,0	7,7	0,7	—	42,9	101,3
Красная горка . . .	49,8	7,7	1,0	0,11	42,4	101,01
» » . . .	51,6	6,1	1,2	0,11	42,5	101,51

Рентгенограмма минерала (табл. 28) совпадает с рентгенограммами полидимита и зигенита, поэтому основное его отличие от зигенита — пониженное содержание кобальта.

В ассоциации с сульфидами железа мелкие зерна Co-полидимита легко могут быть приняты за пирит, особенно в безрельефных аншлифах из-за сходства цветного оттенка. В ассоциации с миллеритом Co-полидимит кажется белым с сиренево-серым оттенком, имеет более высокий рельеф. В обычных аншлифах Co-полидимит обладает пониженным в сравнении с пиритом рельефом, легче и лучше полируется. Хрупок. Отражательная способность немного ниже чем у пирита; полностью изотропен. Внутренние рефлексы отсутствуют. Взаимодействие с реактивами, видимо, не показательно.

В карбонатных с кварцем жилках рудопроявления Кыз-Хыш-Тубек Co-полидимит отлагается после карбоната (анкерита) до киновари, которой частично корродируется (рис. 65).

Таблица 28

Результаты рентгенометрических исследований полидимита

Красная горка *		Кыз-Хыш-Тубек *		Полидимит (по Berry, Thompson, 1962)**			
I	*d*Å	*I*	*d*Å	*I*	*d*Å	*hkl*	$d_{выч}$
—	—	—	—	2	5,50	111	5,47
3	3,34	5	3,34	3	3,36	022	3,35
10	2,86	10	2,86	10	2,87	113	2,86
—	—	1	2,74	—	—	222(?)	—
6	2,37	7	2,37	6	2,37	004	2,37
—	—	0,5	2,11	—	—	024(?)	—
1	1,936	0,5	1,934	2	1,934	224	1,935
5	1,822	6	1,824	5	1,825	115; 333	1,824
9	1,672	9	1,675	8	1,678	044	1,676
—	—	—	—	0,5	1,600	135	1,600
1	1,498	0,2	1,498	1	1,499	026	1,499
1	1,443	1	1,446	2	1,446	335	1,446
2	1,368	1	1,369	2	1,368	444	1,368
—	—	—	—	0,5	1,328	117; 155	1,327
1	1,266	0,5	1,266	2	1,267	246	1,267
2	1,232	2	1,235	3	1,235	137; 355	1,234
1	1,185	3	1,186	3	1,186	008	1,185
0,2	1,117	—	—	1	1,117	066; 228	1,117
2	1,093	1	1,095	3	1,096	157; 555	1,095
2	1,058	3	1,060	4	1,060	048	1,060
—	—	—	—	0,5	1,041	119; 357	1,041
—	—	—	—	0,5	1,010	466	1,011
0,5	0,992	1	0,993	5	0,994	139	0,994
3	0,965	4	0,967	—	—	448(?)	—
1	0,915	1	0,918	—	—	159(?)	—

[1] Режим съемки: фильтрованное Cu-излучение; $D_{кам}$=57,3 мм; $D_{обр}$=0,25 мм. Съемка выполнена Л. М. Кривопуцкой.

** Приводимые в первоисточнике β-линии в данной таблице исключены; дополнительные линии, отсутствующие в эталонной рентгенограмме, проиндицированы в общей колонке и отмечены знаком (?).

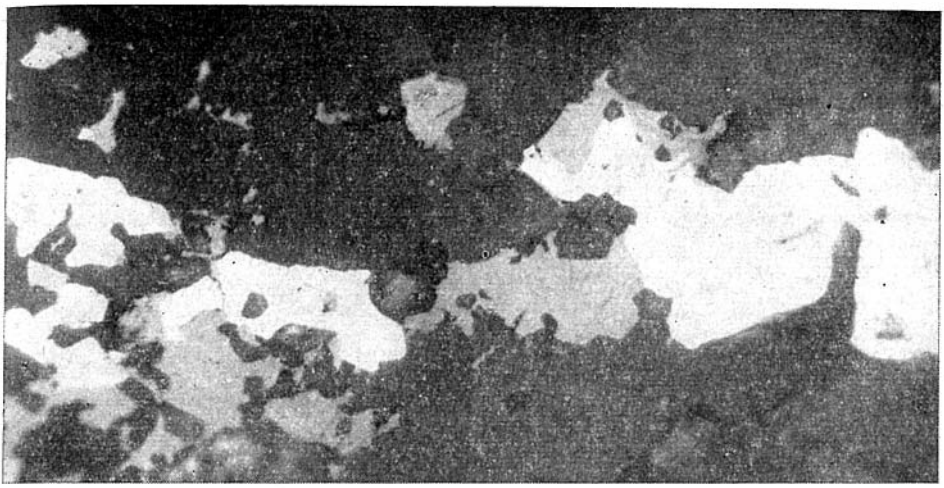


Рис. 65. Со-полидимит (белое) и киноварь (серое) в кварц-карбонатных жилках. Аншлиф. Без анализатора. Увел. 100. Рудопроявление Кыз-Хыш-Тубек.

Герсдорфит — NiAsS — впервые наблюдался нами в небольших количествах на месторождениях Чаган-Узун, Красная горка, в лиственитах рудопроявления Курумду-Айры (Горный Алтай) и месторождении Чазадыр (Тува). Минерал образует округлые и неправильные зерна, скелетные или хорошо выраженные куб-октаэдрические метакристаллы размером в сотые доли миллиметра. Полностью состав герсдорфита определен для месторождения Чазадыр и рудопроявления Курумду-Айры (микрозонды MS-46 и JXA-3A, операторы Ю. Г. Лаврентьев и Г. В. Бердичевский (вес. %):

	Ni	Co	Fe	Cu	As	S	Сумма
Чазадыр	31,9	2,75	0,08	0,27	46,8	17,9	99,70
«	32,0	1,67	0,08	0,16	44,6	20,4	98,91
Курумду-Айры	32,6	0,2	—	—	47,5	17,7	98,0

Рентгенограмма исследованного минерала (табл. 29) совпадает с рентгенограммой герсдорфита и коринита и только по данным о химическом составе его можно уверенно считать герсдорфитом.

При прочерчивании стальной иглой герсдорфит крошится, образуются плоские осколки со следами спайности. Хорошо проводит электричество. Обычно прекрасно полируется, но иногда появляются треугольники выкрашивания, как у галенита. Очевидно, из-за этого обстоятельства был принят за галенит в месторождении Красная горка. В аншлифах герсдорфит белый, сильно отражающий. Изотропен. От разбавленной азотной кислоты образуется побежалость на полированной поверхности. Концентрированная HNO_3 действует быстро с тем же эффектом. От смеси HNO_3 и HCl минерал буреет.

В рудах некоторых месторождений (Чаган-Узун) герсдорфит тесно ассоциирует с никель-пиритом (бравоитом) и киноварью. Он отлагается вслед за бравоитом и изредка замещает кристаллы последнего нацело. В полузамещенных кристаллах отчетливо виден коррозионный рельеф поверхности соприкосновения с герсдорфитом, проникающим с периферии во внутренние зоны бравоита (рис. 66). Следующая за герсдорфитом киноварь охотнее замещает реликты бравоита в таких образованиях, сам же герсдорфит лишь незначительно корродируется ею. В совместных агрегатах с миллеритом герсдорфит обычно располагается по периферии зерен миллерита (Красная горка, Курумду-Айры).

Вэзсит — NiS_2 — наблюдался в тонких кварцевых жилках в лиственитах месторождения Чазадыр совместно с киноварью. Перед отложе-

Таблица 29

Результаты рентгенометрических исследований герсдорфита

Курумду-Айры *		hkl	Герсдорфит (Минералы, 1960)	
I	dA		I	dA
	—	200	4	(3,163)
6	2,85	200	6	2,847
9	2,55	210	8	2,557
8	2,33	211	6	2,332
4	2,014	220	4	2,020
—	—	221; 300	2	1,898
10	1,718	311	8	1,725
3	1,644	222	2	1,641
5	1,580	320	8	1,582
6	1,523	321	6	1,524
1	1,421	400	—	—
1	1,382	410; 322	—	—
1	1,340	411; 330	—	—
1	1,304	331	—	—
2	1,275	420	—	1,270
4	1,243	421	4	1,249
2	1,215	332	2	1.218
2	1,162	422	4	1,170
—	—	500	—	1,148
5	1,114	510; 431	2	1,115
5	1,096	511; 333	6	1,100
6	1,058	520; 432	6	1,061
4	1,040	521	4	1,044
6	1,007	440	6	1,011
2	0,949	600; 442	—	—
2	0,936	610	—	—
4	0,923	611; 532	6	0,9291
0,5	0,901	620	—	—
1	0,868	533	4	0,8756
0,5	0,858	622	—	—
1	0,849	630; 542	4	0,8545
—	—	—	—	0,834

* Режим съемки: фильтрованное Cu-излучение. $D_{кам}$ = 57,3 мм; $D_{обр}$ = 0,25 мм; поправка по кремнию. Съемка выполнена Г. Д. Терлецкой. В данной таблице исключены β-линии, приведенные в эталонной рентгенограмме.

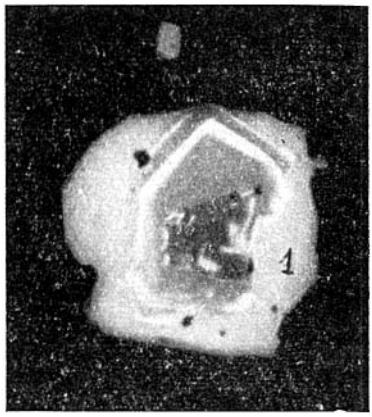


Рис. 66. Замещение герсдорфитом (1) зональных кристаллов бравоита. Аншлиф. Без анализатора. Масляная иммерсия. Месторождение Чаган-Узун.

нием киновари ваэсит подвергся катаклазу. Киноварь проникает в его зерна по направлениям спайности и трещинкам катаклаза. Среди образований ваэсита преобладают кубические кристаллы, размер которых не превышает 1 мм. Состав минерала изучен микрорентгеноспектральным методом (микрозонд MS-46, оператор Ю. Г. Лаврентьев), он оказался довольно сложным (вес.%): Ni=46,4; Co=0,45; Fe=0,62; Cu=0,21; As=0,61; S=51,0; сумма — 99,29 (среднее по 2 образцам). Рентгенограмма минерала (табл. 30) хорошо совпадает с эталонной рентгенограммой ваэсита. В аншлифах ваэсит отличается высоким рельефом, серым или сиренево-серым цветом, заметной спайностью по (100) у начинающих разрушаться зерен.

Контактирующие с ваэситом в некоторых случаях герсдорфит и миллерит образуются позже. Сонахождение ваэсита, герсдорфита, миллерита и киновари в одних кварцевых жилках может, по-видимому, рассматриваться как признак их родственного происхождения.

Бравоит — (Fe, Ni, Co)S_2 — встречается эпизодически только в отдельных месторождениях и рудопроявлениях магнезиально-карбонатно-киноварного и кварц-барит-блеклорудного минеральных типов.

В рудовмещающих лиственитах месторождений магнезиально-карбонатно-киноварного минерального типа бравоит образует мелкие рассеянные кристаллы размером в сотые доли миллиметра, в большинстве обладающие зональным строением (см. рис. 66). Отражательная способ-

Таблица 30

Результаты рентгенометрических исследований ваэсита

Чазадыр*		Ваэсит (по Berry, Thompson, 1962)			
I	d Å	I	d Å	hkl	$d_{выч}$
5	3,29	2	3,27	111	3,273
10	2,84	10	2,83	002	2,834
7	2,53	4	2,54	021	2,535
7	2,32	4	2,32	112	2,313
8	2,00	5	2,00	022	2,003
1	1,891	0,5	1,892	122	1,889
10	1,710	8	1,707	113	1,709
3	1,638	2	1,634	222	1,636
4	1,575	3	1,570	023	1,572
5	1,516	3	1,514	123	1,515
1	1,378	1	1,375	041; 223	1,375
1	1,337	0,5	1,336	114	1,336
4	1,303	2	1,304	133	1,301
3	1,269	2	1,268	024	1,267
3	1,238	2	1,234	124	1,237
1	1,210	1	1,208	233	1,208
4	1,161	3	1,158	224	1,157
1	1,136	0,5	1,133	043	1,134
1	1,112	0,5	1,113	134	1,112
7	1,092	6	1,091	115; 333	1,091
4	1,055	2	1,053	025; 234	1,053
3	1,037	2	1,035	125	1,032
6	1,004	4	1,003	044	1,002
1	0,958	0,5	0,956	135	0,958
3	0,946	3	0,945	006; 244	0,945
0,5	0,934	1	0,932	061	0,932
4	0,922	3	0,920	116; 235	0,920
2	0,898	1	0,896	026	0,897
2	0,887	1	0,884	045; 126; 344	0,885
0,5	0,877	0,5	0,873	145	0,875
3	0,866	2	0,865	335	0,865
2	0,857	1	0,854	226	0,855
2	0,846	1	0,844	063; 245	0,845
2	0,837	1	0,836	136	0,836

Имеется еще 3 линии меньше 0,836

* Режим съемки: фильтрованное Cu-излучение; $D_{кам}$ = 57,3 мм; $D_{обр}$ = 0,25 мм. Съемка выполнена М. В. Новожиловой. Из эталонной рентгенограммы убраны неиндицированные линии.

ность и цвет отдельных зон неодинаковы: высокоотражающие зоны имеют желтый или кремовый цвет, а зоны с пониженной яркостью окрашены в фиолетово-серый или розово-серый цвет. Центральные части кристаллов всегда темноокрашенные. В лиственитах бравоиту сопутствуют железисто-магнезиальные карбонаты, несколько никельсодержащих минералов (в том числе герсдорфит) и иногда киноварь. За исключением карбонатов все минералы кристаллизуются после бравоита и нередко замещают его.

Герсдорфит обычно заметно корродирует кристаллы бравоита почти до внутренних зон (см. рис. 66). Следующая за герсдорфитом киноварь замещает в уцелевшем бравоите предпочтительно темноокрашенные зоны во внутренних частях.

Бравоит, встречающийся в туфо-песчаниках или туфо-конгломератах рудопроявлений кварц-барит-блеклорудного минерального типа, образуется после пирита, представленного кубами или пентагон-додекаэдрами, и в виде узкой зоны окаймляет его кристаллы.

По данным спектральных анализов, содержание никеля в зональных кристаллах бравоита в целом намного превышает 1%. Несомненно количество никеля в разных зонах колеблется, поскольку цветной оттенок их меняется, что, как известно, зависит от состава: богатые никелем зоны темнее.

Происхождение бравоита, очевидно, связано с деятельностью гидротермальных растворов на ранних стадиях рудного этапа минералообразования.

3. НЕРУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Основные нерудные минералы — соединения Si, Ca и Mg, Ba. Этими элементами характеризуется состав наиболее часто встречающихся жильных минералов ртутных месторождений, отражающих, как правило, состав вмещающих пород, изменяемых в ходе гидротермального метаморфизма и рудообразования.

Кварц — SiO_2 — постоянно присутствующий минерал руд всех ртутных месторождений. Во многих из них он относится к главным нерудным минералам. Обычно встречается несколько генераций кварца. Ранние его генерации связаны преимущественно с процессами регионального метаморфизма, в результате которого происходило дорудное окварцевание вмещающих пород, а поздние — с деятельностью гидротермальных растворов рудного этапа минералообразования. Морфологических и других признаков для их распознавания часто оказывается недостаточно и решающими выступают геологические критерии.

В зависимости от состава вмещающих пород количество кварца в рудах колеблется в широких пределах. Им всегда обогащены руды месторождений, локализованных в алюмосиликатных породах: песчаниках, метаморфических сланцах, лиственитах, туфопесчаниках, порфиритах и др., не говоря уже о кварцитах. Из связанных с рудным процессом образований распространены кварцевые и кварц-карбонатные жилки небольшой мощности, сложные кварц-баритовые жилы с карбонатами, мощностью в первые десятки сантиметров. Все они в разных количествах содержат рудные минералы, в том числе киноварь. Кроме того, наблюдаются участки сплошного окварцевания с наложенной ртутной минерализацией, прослеживающиеся вдоль контактов разнородных по литологическому составу пород и тектонических нарушений. Они представляют собой плотные кварцитоподобные или пористые сахаровидные образования. В рудах почти полностью отсутствуют крупные друзовые формы кварца, и только на стенках некоторых жилок и в пустотах можно видеть небольшие (до 2 мм) его кристаллы, сопровождающиеся кристаллами карбонатов и иногда киновари. Лишь в одном случае (рудопроявление Джылкыдал) в кварцевых жилах были встречены полупрозрачные зональные кристаллы кварца размером в несколько сантиметров. За редким исключением все более или менее крупные жилы с кварцем относятся к жилам выполнения. Значительная часть тонких кварцевых с киноварью жилок возникла метасоматическим путем. Такого типа жилки характерны для плотных мелкозернистых рудовмещающих известняков, песчаников и кварцитов.

Из других форм проявлений кварца распространены агрегаты и метакристаллы, рассеянные в пределах участков окварцевания в известняках.

Обычно они содержат остатки незамещенных зерен породообразующих карбонатов. В зонах дробления и в некоторых повторно приоткрывавшихся кварц-карбонатных жилах нередко возникают регенерационные образования кварца за счет перекристаллизации обломков ранее окварцованных пород или агрегатов жильного кварца. Чаще всего они представлены мелкими щетками призматических прозрачных кристаллов кварца, выросших на обломках породы или стенках новых трещинок.

В парагенетических ассоциациях минералов кварц кристаллизуется одним из первых: выполняет различные по мощности трещинки, отлагается на их стенках. Корродируется многими минералами, в том числе кальцитом и киноварью, но замещения всегда ограничены.

В качестве гипергенного минерала кварц присутствует в пустотах среди бурых железняков, образовавшихся в результате окисления первичных сульфидных руд (рудопроявление Джылкыдал). Иногда в кристаллах этого кварца наблюдаются скопления гипергенной порошковатой киновари алого цвета, захваченные в процессе роста кристаллов.

Халцедон (и халцедоновидный кварц) — SiO_2 — в разных количествах встречается на многих месторождениях. Характерны тонкие жилки, линзовидные скопления во вмещающих оруденение породах, отдельные очаговые обособления в карбонатно-кварцевых жилах с киноварью. Оптические и другие свойства обычны для этого минерала. Наблюдаются тонковолокнистые разности с положительным удлинением волокон, что дает основание считать их кварцином. В прозрачных шлифах халцедон распознается по сферолитовой структуре агрегатов, радиально-лучистому строению сферолитов и обособлений. В массах халцедона нередки небольшие пустотки, стенки которых выстланы мозаичными агрегатами халцедоновидного кварца, а внутри располагаются либо диккит, либо киноварь. Таким же кварцем представлены некоторые регенерационные новообразования кремнезема в рудах.

Для руд Терлигхайского месторождения В. И. Сотников (1962) указывает на образование халцедона после метаколлоидных форм киновари и рассматривает его как продукт несовершенной кристаллизации кремнистых гелей, участвовавших в рудообразовании. Установлено, что этот халцедон цементирует обломки «почек» киновари и незначительно опережает кристаллизацию киновари второй генерации, рассеянной в нем в виде эмульсионной вкрапленности. Локальное распространение халцедона в рудах указывает на изменение режима минералообразования на отдельных участках.

Диккит — $Al_2[Si_2O_5](OH)_4$ — очень широко распространен в аргиллизированных вмещающих породах и в рудах большинства месторождений в качестве жильного минерала, порой главного. Морфология его проявлений довольно однообразна. В лиственитах, гидротермально измененных песчаниках и туфо-песчаниках встречаются мономинеральные жилки плотного восковидного диккита мелкозернистого строения мощностью до 1—2 см (Чаган-Узун, Белая Осиповка, Курай, Отсалар и др.). В известняках доминируют гнездовые скопления рыхлых масс диккита, состоящие из неплотно прилегающих, относительно крупных (до 0,1 мм) гексагональных чешуек (Ак-Таш, Сараса). Гнездовые скопления чешуйчатых агрегатов диккита характерны также для кварц-карбонатных с киноварью, карбонатно-киноварных жилок. Плотные массы диккита обладают белой, серо-зеленой и серо-голубой окраской, часто связанной с присутствием никеля и хрома. Рыхлые «крупночешуйчатые» образования чисто белые или окрашены в желтоватый цвет гидроокислами железа. По оптическим свойствам минерал похож на каолинит и надежно диагностируется только по совокупности методов исследования, в первую очередь по ДТА, ИКС и рентгеновским анализам.

В парагенетических ассоциациях минералов диккит отлагается обычно после кварца или некоторых карбонатов. Взаимоотношения его с кино-

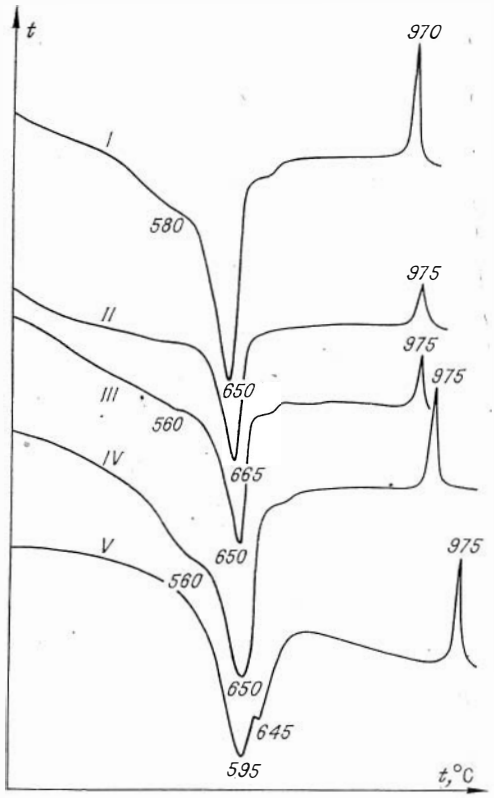


Рис. 67. Кривые нагревания глинистых минералов (диккитов).

I — плотный восковидный диккит с небольшой примесью каолинита. Месторождение Чаган-Узун; II — рыхлый крупночешуйчатый диккит. Месторождение Ак-Таш; III — рыхлый крупночешуйчатый диккит. Месторождение Сараса; IV — плотный восковидный диккит с ≈ 40% примеси каолинита. Месторождение Белая Осиповка; V — плотный восковидный агальматолит. Месторождение Терлиг-Хая.

варью сложные и подчас противоречивые. Так, в месторождениях магнезиально-карбонатно-киноварного и карбонатно-киноварного минеральных типов диккит чаще всего опережает кристаллизацию киновари в кварц-карбонатно-киноварных или карбонатно-киноварных жилках и гнездовых скоплениях этих минералов. В рудопроявлениях кварц-диккит-киноварного минерального типа (Курумду-Айры, Таджилу, Курай) кристаллизация диккита начиналась, по-видимому, одновременно с киноварью и заканчивалась после ее отложения. На такой порядок образования минералов указывают пересечения чисто диккитовыми жилками кварц-карбонатных с киноварью жилок, присыпки гексагональных чешуек диккита на кристаллах киновари в пустотах, расположение диккита в центральных частях жилок, на стенках которых размещаются агрегаты киновари. После диккита во многих случаях образуется бесцветный прозрачный кальцит. Его зерна и кристаллы бывают переполнены включениями частиц диккита, захваченных при кристаллизации (Курай). Известен диккит, образующийся в послерудных кварц-карбонатных жилках (Чаган-Узун).

В зоне окисления диккит довольно устойчив—никаких изменений его агрегатов в этих условиях не было замечено.

Каолинит — $Al_2[Si_2O_5](OH)_4$ — по составу аналогичен диккиту. Постоянно присутствует в аргиллизированных алюмосиликатных вмещающих породах. Зоны аргиллизации на некоторых месторождениях (Терлиг-Хая) состоят почти из одного чистого каолинита и представляют собой плотные породы различной окраски: от серой до серо-зеленой и коричневой. Для таких пород С. Ф. Глинкой (1926) введен термин «агальматолит».

Скопления каолинита почти всегда обладают криптозернистой структурой. От диккита каолинит отличается с помощью тех же самых методов исследования вещества: ДТА, ИКС, рентгеновского. Судя по термограммам и кривым ИКС (рис. 67, 68), каолинит присутствует в небольших количествах в некоторых образцах плотных восковидных диккитов и является основой агальматолитов. Каолинит широко распространен также в зоне окисления ртутных месторождений, размещающихся в песчаниках, туфопесчаниках, алевролитах и других, где является гипергенным минералом, возникшим за счет разложения породообразующих алюмосиликатов.

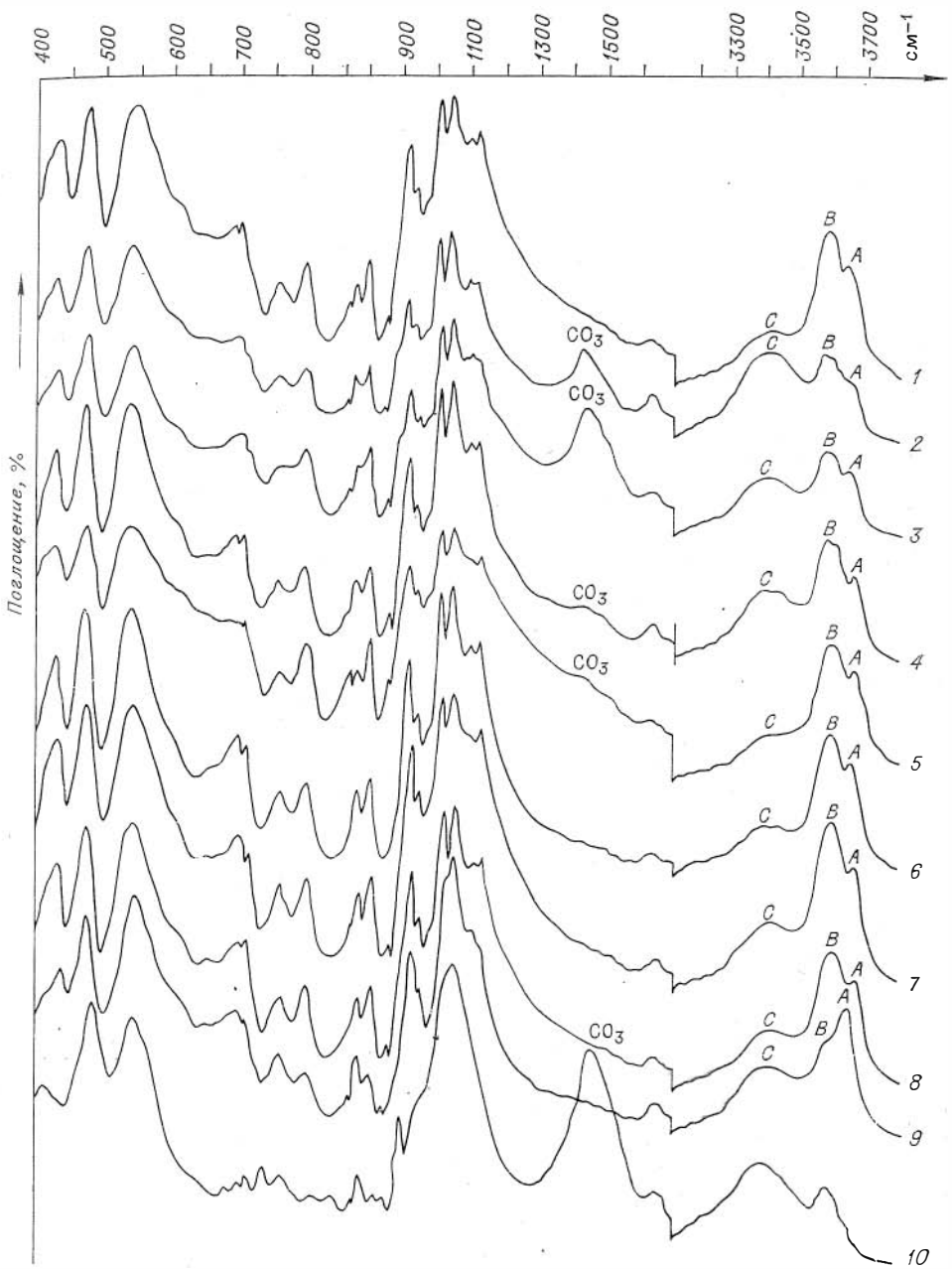


Рис. 68. ИК-спектры поглощения глинистых минералов.

1 — плотный восковидный диккит месторождения Чаган-Узун; *2* — рыхлый крупночешуйчатый диккит месторождения Ак-Таш; *3* — рыхлый крупночешуйчатый диккит месторождения Сараса; *4* — плотный восковидный диккит Курайского месторождения; *5* — рыхлый крупночешуйчатый диккит Курайского месторождения; *6* — плотный восковидный диккит месторождения Белая Осиповка; *7* — рыхлый мелкочешуйчатый диккит месторождения Орлиная гора; *8* — плотный восковидный диккит рудопроявления Отсалар; *9* — агальматолит месторождения Терлиг-Хая; *10* — серицит из кварц-карбонатно-киноварных жилок месторождения Чазадыр.

Наложение киноварной минерализации непосредственно на гипогенные образования каолинита (агальматолиты) предполагает некоторый разрыв во времени их проявления.

Серицит — $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$ — в значительном количестве отмечался во вмещающих киноварную минерализацию алюмосиликатных породах: хлорит-серицитовых сланцах, гидротермально измененных порфиритах, алевролитах и др. Однако в этих породах серицит — либо продукт процессов регионального метаморфизма толщ, либо связан с предрудным гидротермальным изменением вмещающих пород. Серицит такого генезиса обилен в рудах Тувинских месторождений (Чазадыр, Терлиг-Хая), месторождений и рудопроявлений Горного Алтая и Восточного Саяна (Ак-Таш, Красная горка, Тютё, Горхон).

Серицит, как гидротермальное новообразование рудных стадий минерализации, в большинстве месторождений имеет резко подчиненное значение и встречается в исключительно малых количествах. Сравнительно обогащены им руды названных Тувинских месторождений и отчасти рудопроявлений Горного Алтая. Серицит в них, по-видимому, относится к переотложенным минералам и встречается в виде тонких самостоятельных жилок, неправильных по форме мелкозернистых агрегатов, входит в состав кварц-карбонатных с киноварью жилок (Чазадыр). Обычно серицит предшествует отложению киновари, которая охотно замещает его крупночешуйчатые разности, но известны случаи (Терлиг-Хая), когда серицитовые новообразования развиваются по периферии агрегатов киновари. Они, по мнению В. И. Сотникова (1962), принадлежат к остаточным продуктам раскристаллизации сложного кремнисто-ртутного геля.

Кальцит — $CaCO_3$ — встречается во всех месторождениях, но наиболее широко распространен на объектах карбонатно-киноварного минерального типа. Он известен в составе парагенетических ассоциаций минералов, как ранних, так и самых поздних стадий процесса рудоотложения, поэтому нередко представлен несколькими генерациями. Разграничение их чрезвычайно сложно и не всегда осуществимо. В рудах некоторых месторождений (Ак-Таш) насчитывается до 5—6 генераций минерала.

Морфология проявлений кальцита весьма разнообразна: мощные сложные жилы, линзовидные или гнездообразные тела, выполненные равномернозернистым карбонатом кальция, друзы и тонкие кальцитовые жилки. Обычно кальцитовые тела локализуются в ослабленных зонах тектонических нарушений, перемятых и раздробленных породах зон повышенной трещиноватости и выполняют различные по форме и генезису пустоты.

В известняках различаются новообразованные кальцитовые тела выполнения, замещения и перекристаллизации. Первые представляют собой жилы сплошного крупнозернистого кальцита, часто образованные параллельно-шестоватыми агрегатами, среди которых нередко встречаются друзовые полости. Отдельные кристаллы в них имеют крупные размеры (до 40 см по длинной оси). Вторым свойственно более или менее равномернозернистое строение и ограниченное распространение в пределах отдельных участков вмещающих пород. В кальцитовых телах перекристаллизации выдерживается закономерное уменьшение зернистости кальцита по направлению от внутренних частей тел к периферии с постепенным переходом в окружающие известняки. Ореолы или полосы перекристаллизованных известняков, превращенных в буро-коричневые или бесцветные новообразования карбоната кальция, можно видеть вблизи гнезд, линз и жил кальцита. Друзы перекристаллизации возникают на месте растворяемых обломков известняков в раздувах зияющих трещин. По форме и размерам кристаллов они напоминают друзы нарастания.

Существуют кальциты бесцветные, полупрозрачные, молочно-белые, зеленоватые, розоватые, желто-бурые, бурые и даже черные. Нередки скаленоэдрические зональные кристаллы кальцита с чередующимися различно окрашенными зонами: белыми и черными, полупрозрачными и бурыми (рис. 69). Установлено, что окраска кальцитов меняется по разным причинам: молочно-белой она становится из-за мельчайших многочисленных газово-жидких включений, насыщающих карбонат, в бурые кальциты

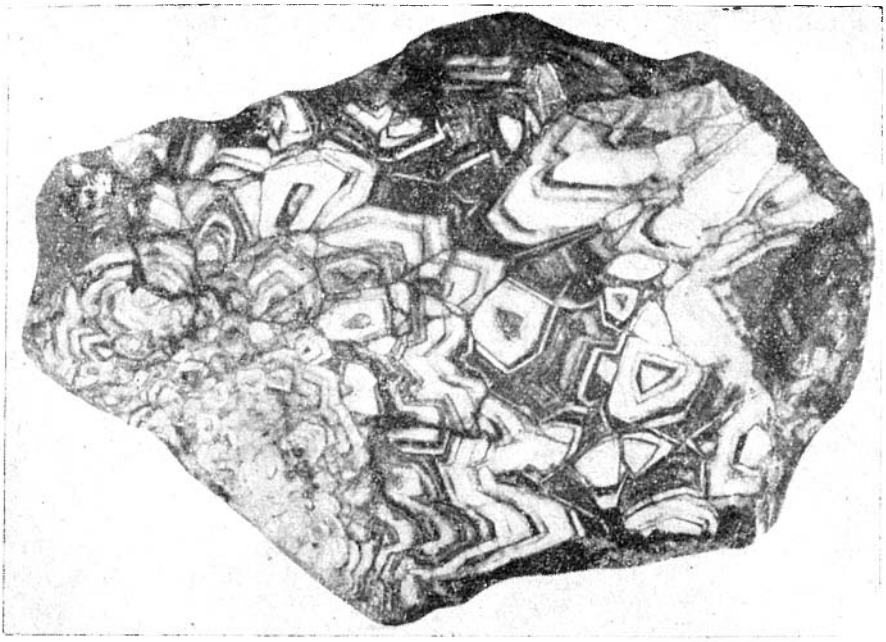


Рис. 69. Агрегат зональных кристаллов кальцита. Видно чередование молочно-белых и черных зон кальцита, загрязненных окисными соединениями марганца. Полированный образец. Месторождение Ак-Таш.

входит большое количество механической примеси гидроокислов железа, в черных кальцитах присутствует механическая примесь окисных соединений марганца; розовая и даже красная окраска отдельных зон кальцита вызывается большим количеством сингенетичных образований дендритной и губчатой киновари.

Многочисленны кристаллические формы кальцита. Встречаются ромбоэдры, приобретающие облик куба (Курай), уплощенные ромбоэдры чечевицеобразной формы, скаленоэдры, комбинации ромбоэдров со скаленоэдрами и др. В качестве изоморфной примеси в некоторых кальцитах присутствует Mn (до 1,4%), Fe и Mg, что приводит к увеличению показателя преломления до $n_0 = 1{,}673$.

Первые генерации кальцита кристаллизуются преимущественно после кварца и пирита до киновари и других сульфидов. Поздние генерации минерала формируются в заключительные моменты гидротермальной деятельности, как правило, после отложения основной массы киновари. Взаимоотношения кальцита с сопутствующими минералами несложны. Часто он корродирует кварц, барит, замещает доломит. Охотно и полно замещается кварцем, рудными минералами, в том числе киноварью. С последней он нередко кристаллизуется почти одновременно, образуя зональные кристаллы с дендритной и губчатой киноварью в зонах. Большое число зон с киноварью (до 6) указывает на временные приостановки роста кристаллов кальцита и изменение физико-химической обстановки минералоотложения (Ак-Таш). Иногда дендритная киноварь откладывается в кристаллах кальцита в виде оригинальных полос — «стрел» (реберные формы) (рис. 70). Особо следует отметить присутствие в некоторых месторождениях (Ак-Таш) ритмически-полосчатых новообразований мелкозернистого кальцита, насыщенных губчатой и дендритной киноварью, кристаллизовавшихся, по-видимому, одновременно из растворов повышенной вязкости (коллоидных?).

Доломит — $Ca(Mg, Fe, Mn)(CO_3)_2$ — преобладает в месторождениях магнезиально-карбонатно-киноварного и на отдельных участках место-

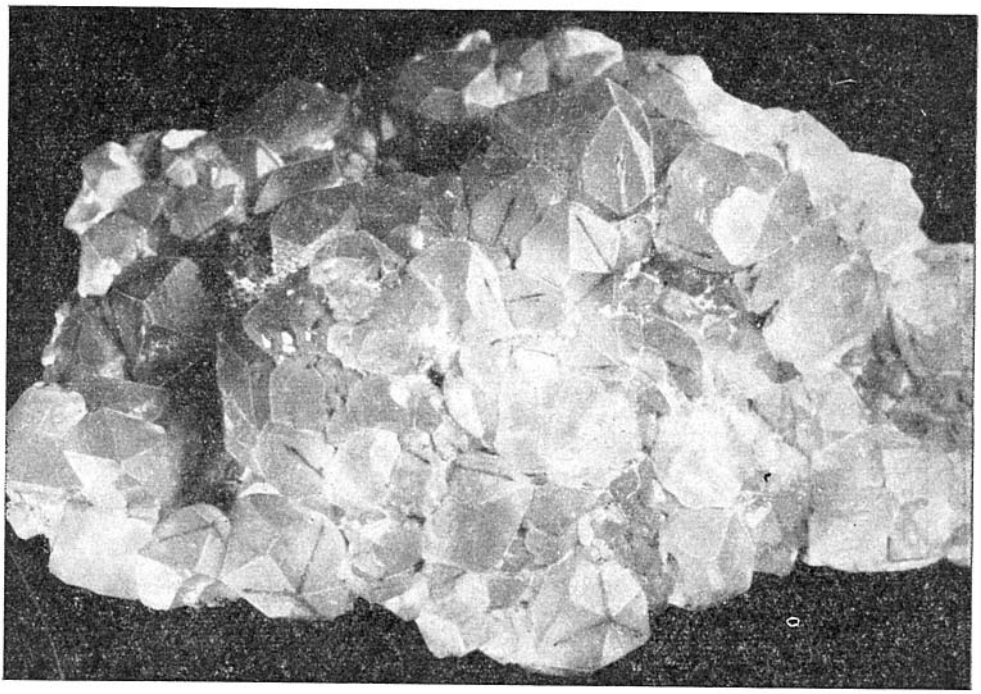


Рис. 70. Друза кристаллов кальцита со «стрелами» дендритной киноварн на гранях отдельных кристаллов (реберные формы). Натур. величина. Месторождение Ак-Таш.

рождений карбонатно-киноварного минерального типов. В месторождениях других типов встречается реже. Известно два генетических типа доломита: а) образованный в дорудный период при доломитизации вмещающих пород; б) гидротермальный доломит, тесно связанный с рудным процессом. Доломит первого типа входит в состав метасоматически измененных рудовмещающих известняков (Чаган-Узун, Ак-Таш, Горхон и др.) и встречается преимущественно в виде неправильных пятен, линз и участков сплошной доломитизации вблизи от тектонических трещин или вне видимой связи с ними. Новообразования гидротермального доломита обусловлены взаимодействием рудоносных растворов с богатыми магнием вмещающими породами — либо с сохранившимися серпентинитами и метаморфическими сланцами, либо с продуктами ранних гидротермально метасоматических процессов, представленных лиственитами, доломитизированными известняками, доломитами. Во втором случае доломит, очевидно, принадлежит к переотложенным минералам.

Гидротермальный доломит образует различные по мощности жилки и гнезда, цементирует обломочный материал брекчированных вмещающих пород в зонах дробления. Кроме обычных зернистых агрегатов минерала встречаются сильно уплощенные небольшие (до 5 мм) кристаллы, выстилающие стенки пустот в жилах (см. рис. 27). На некоторых месторождениях насчитывается до трех его генераций (Чаган-Узун). Физические свойства гидротермального доломита обычны. Его цвет изменяется от чистого белого до слегка желтоватого, обусловленного окислением железистых разновидностей в зоне гипергенеза. Плотность колеблется от 2,79 до 2,87 г/см^3. В зависимости от железистости изменяется и показатель преломления минерала. В бедных железом доломитах n_0 = 1,682—1,685 (Ак-Таш). У более железистых разновидностей n_0 резко возрастает и достигает 1,703—1,710 (Курумду-Айры, Белая Осиповка), что, по-существу, указывает на их принадлежность к анкериту. Показатель пре-

ломления и железистость доломитов уменьшаются от ранних генераций к поздним.

Во всех изученных доломитах спектральными анализами обнаруживаются повышенные содержания Hg, Sb, As, Cu и других элементов, что, по-видимому, обусловлено присутствием механических примесей субмикроскопических зерен киновари, антимонита, блеклых руд, халькопирита и др.

Первые генерации доломита обычно образуются вслед за ранним кварцем и, большей частью, предшествуют всем сульфидам. Поздние генерации минерала (Чаган-Узун, Красная горка) кристаллизуются после основной массы киновари в пострудных трещинках. Известны и промежуточные по времени генерации доломита.

Анкерит — $Ca(Mg, Fe)(CO_3)_2$ — по составу сходен с доломитом, но отношение Mg : Fe около 1 : 1. Встречен на многих месторождениях. Аналогично доломиту, он образует тонкие самостоятельные жилки или является одним из главных минералов в комплексных кварц-анкеритовых с киноварью жилках. В отличие от доломита кристаллы анкерита в пустотках жилок имеют типичный ромбоэдрический облик и достигают величины 5—10 мм. Химические анализы указывают на близкое отношение Mg : Fe, примерно равное 1 : 1. Свойства анкерита практически не отличаются от свойств доломита с повышенным содержанием железа, но показатель n_0 его значительно больше. Например, у анкерита Белоосиповского месторождения n_0 = 1,710 (при содержании FeO = 12,86%), а у анкерита рудопроявления Курумду-Айры — 1,722 (содержание FeO=16,02%). Пониженным содержанием Fe характеризуется анкерит Терлигхайского (n_0 — 1,695) и Курайского (n_0 = 1,708) месторождений. Кроме показателя преломления и химического анализа надежным подтверждением принадлежности минерала к анкериту служат результаты ДТА.

Анкерит кристаллизуется иногда раньше кварца или почти одновременно с ним (Курумду-Айры), а иногда позже, предшествует киновари и другим сульфидам. Пострудных образований анкерита не отмечалось. При совместной ассоциации с кальцитом, последний кристаллизуется позже. В зоне окисления агрегаты анкерита вначале окрашиваются в грязно-желтый цвет из-за покрывающих их пленок гидроокислов железа, а затем разрушаются с образованием рыхлых охр.

Барит — $BaSO_4$ — единственное соединение бария в рудах. Барит — один из главных минералов в месторождениях кварц-барит-киноварного и кварц-барит-блеклорудного минеральных типов. Иногда в заметных количествах встречается также на некоторых участках месторождений магнезиально-карбонатно-киноварного минерального типа (Чазадыр). Реже он присутствует в рудах объектов других минеральных типов (Курумду-Айры, Тютё, Белая Осиповка, Сараса, Горхон и др.).

Образования барита по морфологии делятся на: 1) жилы; 2) вкрапленность; 3) мелкие гнездовые скопления. Среди жильных проявлений различаются жилы: а) пустые барит-кальцитовые; б) баритовые с киноварью; в) кварц-баритовые с сульфидами ртути (киноварь, сауковит); г) полисульфидные (халькопирит, борнит, ртутьсодержащие блеклые руды) кварц-баритовые. Мощность их колеблется от нескольких миллиметров до десятков сантиметров и даже до 2 м (Терлиг-Хая). Свойства минерала обычные, и он уверенно диагностируется под микроскопом и другими методами, включая рентгеновский и ИКС.

Спектральными анализами в изученных баритах обнаружены многие элементы, в том числе и ртуть. Ее содержание иногда достигает десятых долей процента, но чаще выражается тысячными долями. Повышенные количества ртути в баритах можно объяснить присутствием механической примеси тонкодиспергированного сульфида ртути, поскольку барит почти всегда является рудовмещающим жильным минералом, особенно в место-

рождениях кварц-барит-киноварного и кварц-барит-блеклорудного минеральных типов.

В парагенетических ассоциациях минералов барит кристаллизуется вслед за кварцем, анкеритом или доломитом и предшествует образованию большинства сульфидов, кальцита, поздних генераций кварца, хлорита. Перед наложением сульфидной минерализации и кальцита агрегаты барита либо постоянно испытывают незначительный катаклаз, либо подвергаются пластической деформации. Сульфиды, в том числе киноварь, проникают в барит по трещинкам спайности, катаклаза и слабо корродируют минерал. Более интенсивно проходит замещение зерен барита на участках площадной баритизации вмещающих пород. Здесь в киновари часто встречаются полузамещенные зерна барита. Кроме докиноварных проявлений барита одновременно существуют и более поздние его генерации, которые образуются иногда после киновари, относящейся, видимо, к ранней генерации сульфида ртути (Терлиг-Хая).

Наблюдения показывают, что барит широко распространен только на месторождениях и рудопроявлениях, локализованных в вулканогенно-осадочных и вулканогенных породах кембрийского и девонского возраста. Тесная ассоциация его с ртутными минералами в жильных телах свидетельствует о близкой временной связи процесса баритизации и ртутного оруденения. Источником бария, скорее всего, служили сами вмещающие породы, из которых он экстрагировался и переотлагался поступавшими гидротермальными растворами. По данным спектральных анализов, вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы некоторых районов Алтае-Саянской складчатой области заметно обогащены барием. В частности, среднее содержание бария в вулканогенных комплексах Горного Алтая для разных свит составляет от 0,03 до 0,18% (данные Б. Н. Лапина). Характерно, что в других районах Советского Союза ртутное оруденение, приуроченное к вулканогенным породам, также сопровождается баритовой минерализацией.

Флюорит — CaF_2 — не типичен для руд ртутных месторождений Алтае-Саянской области. Тем не менее в рудных полях некоторых месторождений локально развита фторидная минерализация в виде жил, гнезд флюорита, не содержащих сульфидов ртути, но включающих сингенетичные образования ртутьсодержащего сфалерита (с количеством изоморфной примеси ртути до 11,5%), халькопирита, энаргита, пирита и др. (Сарасинский флюоритовый участок, участок Ак-Кая). Из нерудных минералов во флюоритовых телах присутствуют кварц, кальцит и иногда барит. В небольших количествах флюорит встречался в ртутных рудах месторождения Терлиг-Хая. Агрегаты флюорита в жилах и гнездах имеют зеленоватую, фиолетовую окраску или бесцветны. Кристаллы флюорита наблюдаются лишь в небольших пустотах жил и гнезд. Невысокие температуры гомогенизации газово-жидких включений во флюоритах, сопоставимые с температурами гомогенизации газово-жидких включений в жильных минералах ртутных руд, и наличие во флюоритовых телах сингенетичного ртутьсодержащего сфалерита позволяют предполагать генетическую связь фторидной и ртутной минерализаций не только на отмеченных объектах, но и в соответствующих районах, разобщенных пространственно и, очевидно, во времени.

VI. ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Породы, измененные процессами гидротермального метаморфизма, довольно широко распространены во всех известных ртутнорудных провинциях и, в том числе, в Алтае-Саянской области. Они с давних пор

привлекают внимание значительного круга исследователей, посвятивших им довольно большое количество статей и несколько монографий (Славская, 1957; Кашкай и др., 1965; Федорчук, 1969; Волостных, 1972; и др.). В этих работах описаны особенности геологического положения гидротермально измененных пород в важнейших районах развития ртутных месторождений, приведены данные, характеризующие минеральный и химический состав этих образований, рассмотрены особенности наблюдаемой в них метасоматической зональности, высказаны соображения по поводу возрастных и генетических соотношений различных типов метасоматитов друг с другом и с сопровождающим их оруденением.

Вместе с тем, гидротермально измененные породы некоторых весьма значительных по площади и довольно своеобразных по особенностям геологического строения ртутных провинций все еще относительно слабо изучены, и обобщающих работ, подобных названным выше, по ним до сих пор не существует. В данной главе приводится характеристика гидротермально измененных пород одной из таких провинций — Алтае-Саянской складчатой области. В основу описательной части главы положен собранный в разное время и обработанный впоследствии в лабораторных условиях полевой материал, характеризующий особенности геологического положения и минералого-петрографического состава главнейших типов метасоматитов: аргиллизитов, различных генетических разновидностей мономинеральных кварцитов, гидротермально метасоматических доломитов и лиственитов и лиственитизированных пород. Кроме того, значительное внимание уделено более общим теоретическим вопросам: физико-химическому анализу процессов околорудного метасоматоза, отдельным аспектам проблемы эволюции гидротермальных растворов, обусловивших образование метасоматитов и сопровождающих их руд, возрастным и генетическим соотношениям их между собой и некоторым другим. Характеристика упомянутых типов гидротермально измененных пород приводится на примере наиболее детально изученных месторождений: Терлигхайского в Туве, Чаганузунского и Акташского в Горном Алтае.

1. АРГИЛЛИЗИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ

Гидротермально аргиллизированные породы довольно широко распространены в полях локализации преимущественно низко- и среднетемпературных месторождений гидротермального генезиса. Они установлены и изучены на золоторудных, молибденовых, полиметаллических, урановых, вольфрамовых, пьезокварцевых и других месторождениях. К наиболее детально исследованным относятся гидротермально аргиллизированные породы ртутных месторождений, описанные в нескольких десятках статей и двух монографиях (Славская, 1957; Федорчук, 1969). Недавно геологический и минералого-петрографический материал по гидротермально аргиллизированным породам обобщен в книге Г. Т. Волостных (1972). Гидротермально аргиллизированные породы ртутных месторождений Алтае-Саянской области изучались И. П. Щербанем (1962), И. С. Туркиным и др. (1968), А. Н. Павловым (1971), Г. С. Симкиным (1971) и др. В результате проведенных работ установлено широкое распространение гидротермально аргиллизированных пород в пределах различных по типу месторождений. Показаны условия залегания и морфологические особенности этих пород. Достаточно детально изучены их минералого-петрографический состав, основные особенности химизма и главнейшие закономерности наблюдаемой в них горизонтальной и, в меньшей мере, вертикальной метасоматической зональности. Высказаны соображения по поводу возрастных и генетических соотношений гидротермально аргиллизированных пород с сопровождающим их оруденением и магматическими породами, развитыми в пределах рудных полей.

Вместе с тем, нельзя не отметить, что некоторые немаловажные черты условий образования гидротермально аргиллизированных пород все еще изучены сравнительно слабо. Данное замечание относится, прежде всего, к физико-химической и, в частности, термодинамической стороне процесса формирования аргиллизированных пород, а также касается причин и условий формирования наблюдаемой в них горизонтальной и вертикальной метасоматической зональности и влияния на этот процесс состава исходных образований. Кроме того, в некоторых районах, в том числе в Алтае-Саянской области, не получен пока ответ на вопрос о формационной принадлежности аргиллизированных пород. Имеются существенные разногласия по поводу стадийности образования этих пород и о возрастных и генетических соотношениях их с ртутным и иным оруденениями. Высказаны различные, нередко противоречивые суждения о характере связи гидротермально аргиллизированных пород с развитыми в тех же районах магматическими образованиями.

Дискуссионность упомянутых вопросов и их первостепенное значение для решения проблемы генезиса довольно обширной группы гидротермальных рудных месторождений, а также для рациональной ориентировки поисково-разведочных работ, свидетельствуют о необходимости дальнейшего изучения этих пород и обсуждения полученных результатов. Нами предпринята такая попытка на примере Терлигхайского ртутного месторождения в Туве, достаточно типичного и относительно неплохо изученного, залегающего в породах различного состава, что позволяет проследить и сопоставить особенности проявления процесса гидротермальной аргиллизации в различных средах.

Как уже упоминалось в предыдущих главах, гидротермально измененные породы получили в пределах Терлигхайского месторождения широкое распространение и охватывают большую часть занимаемой им площади. Формы ореолов гидротермально измененных пород сложны, многообразны и определяются несколькими факторами: расположением в пределах рудного поля месторождения предшествующих гидротермальным процессам разрывных нарушений и характером их проявления, составом исходных пород и их физико-механическими свойствами и, в особенности, проницаемостью, а также интенсивностью процессов гидротермальных преобразований. В тех случаях, когда метасоматиты располагаются в более или менее однородных по своим химическим и физико-механическим свойствам породах вдоль одиночных тектонических нарушений, оперяющих, как правило, более сложные по морфологии и более протяженные зоны разломов, они образуют линейно-вытянутые линзообразные тела симметрично-зонального строения, мощность которых не выходит обычно за пределы нескольких десятков метров. Такие тела установлены на большинстве участков месторождений (например, уч-ки 2, 3, 6 и др.). Значительное возрастание мощности метасоматитов устанавливается вблизи более крупных разломов, в частности Магистрального, который представляет собой зону повышенной трещиноватости и дробления мощностью до 200—300 м. Процессы гидротермальных преобразований полностью охватывают здесь зону разлома и проникают на значительные расстояния во вмещающие его относительно плотные породы, в особенности вдоль оперяющих нарушений. В данном случае, несмотря на максимальную интенсивность проявления гидротермальных процессов, приуроченные к разлому метасоматиты представляют собой, по-видимому, целую серию слившихся в единый блок отдельных тел, образовавшихся вблизи составляющих зону разлома и оперяющих его элементарных трещинных систем. Увеличение мощности метасоматических тел и усложение их форм повсеместно наблюдается, кроме того, в местах пересечения тектонических нарушений и зон брекчирования и дробления. В подобной ситуации возникают, как правило, неправильные по форме, нередко близкие к изометричным, тела размером до 100 м и более, возникшие в результате взаимо-

наложения отдельных метасоматических колонок.

Достаточно отчетливо проявляется также влияние химических и физико-механических свойств исходных пород на мощность, а следовательно, и морфологию замещающих их метасоматитов. Установлено, что максимальной мощностью и наиболее глубокими преобразованиями характеризуются, при прочих равных условиях, породы кислого состава; несколько меньшей мощностью и менее интенсивными изменениями — средние, и минимальными — основные. Поэтому в случаях сопряжения по тектоническим нарушениям, например, кислых и основных пород, как это установлено на участке 6, замещающие эти породы метасоматиты характеризуются неодинаковой мощностью и различным минеральным составом. Отмеченное положение давно установлено рядом исследователей гидротермально аргиллизированных пород и объясняется, по их мнению, с одной стороны, более быстрой нейтрализацией первично-кислых аргиллизирующих растворов породами, содержащими повышенные количества оснований, т. е. в данном случае габбро-диабазами и диабазами, а с другой — их пониженной проницаемостью по сравнению, например, с андезито-дацитовыми порфиритами и, в особенности, с мелкообломочными туфами андезито-дацитовых порфиритов.

Разнообразие химических и физико-механических свойств исходных пород, вмещающих месторождение, густая сеть пересекающих их тектонических нарушений и значительная интенсивность проявления метасоматических процессов привели, с одной стороны, к образованию усложненных форм метасоматитов, а с другой — к их весьма широкому распространению, в результате чего значительные площади относительно свежих, не затронутых процессами гидротермальных преобразований пород сохранились преимущественно на периферии рудного поля и в центральных частях отдельных блоков, ограниченных тектоническими нарушениями. Следует отметить, кроме того, что на отдельных участках месторождения, в особенности вдоль Магистрального разлома, довольно широко развиты процессы гипергенных преобразований гидротермально измененных пород, что значительно усложняет их минеральный состав и затрудняет изучение метасоматической зональности. Учитывая изложенное, главное внимание при изучении гидротермально измененных пород было уделено относительно небольшим по мощности разрезам, приуроченным к отдельным трещинам и зонам дробления и брекчирования, расположенным, как правило, на некотором удалении от зон разломов, узлов пересечения тектонических нарушений и участков гипергенно измененных пород.

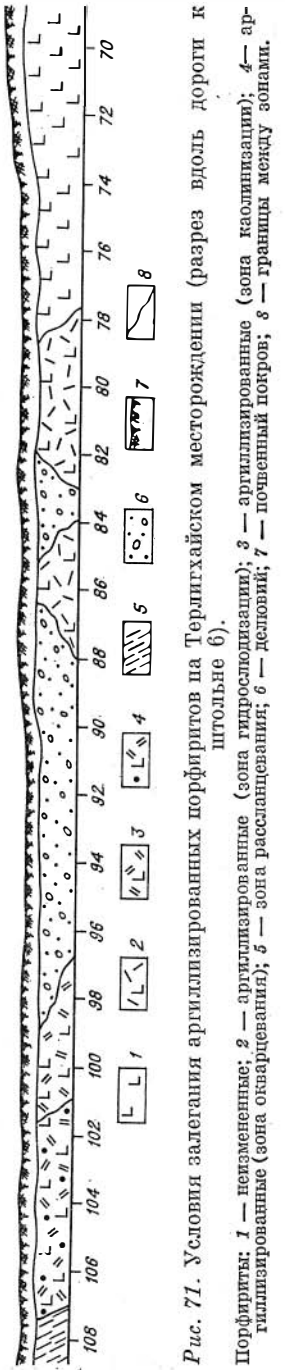


Рис. 71. Условия залегания аргиллизированных порфиритов на Терлигхайском месторождении (разрез вдоль дороги к штольне 6).

Порфириты: *1* — неизмененные; *2* — аргиллизированные (зона гидрослюдизации); *3* — аргиллизированные (зона каолинизации); *4* — аргиллизированные (зона окварцевания); *5* — зона рассланцевания; *6* — делювий; *7* — почвенный покров; *8* — границы между зонами.

Один из таких разрезов находится в пределах участка 3 Терлигхайского месторождения вдоль дороги к штольне 6 (рис. 71). В этом разрезе процессы гидротермальной аргиллизации развиваются по андезито-даци-

товым порфиритам. Не затронутые процессами гидротермальных преобразований андезито-дацитовые порфириты макроскопически представляют собой довольно плотные массивные породы темно-серого цвета. В прозрачных шлифах видно, что вкрапленники порфиритов сложены главным образом полисинтетически сдвойникованными зернами плагиоклаза основного состава (№ 30—40), размером до 1—2 мм. Значительно реже вкрапленники состоят из замещенных хлоритом темноцветных минералов. Основная масса порфиритов сложена микролитами плагиоклаза более кислого, сравнительно с вкрапленниками, состава (до альбит-олигоклаза), а также образованиями окислов и гидроокислов железа и титана. Из числа второстепенных минералов можно назвать кварц, сфен, апатит и циркон. Даже наиболее свежие, на первый взгляд, порфириты, находящиеся на максимальном удалении от подводивших гидротермальные растворы нарушений, испытали значительные, по-видимому, автометаморфические преобразования типа пропилитизации, выразившиеся в более или менее интенсивном замещении темноцветных минералов хлоритом, плагиоклаза — альбитом и, в меньшей мере, карбонатом, а первичных титаносодержащих минералов — лейкоксеном. Структура породы — порфировая, а основной массы — пилотакситовая или микролитовая.

В строении гидротермально измененных порфиритов, как и большинства метасоматических образований вообще, может быть выделено несколько метасоматических зон, названных условно по преобладающему вновь образованному минералу: неизмененный гидротермальными процессами порфирит → зона гидрослюдизации → зона каолинизации → зона окварцевания.

Породы зоны гидрослюдизации отличаются от неизмененных порфиритов заметно меньшей плотностью и окраской с преобладанием светло-и буровато-зеленых тонов. Просмотр прозрачных шлифов свидетельствует о том, что породы этой зоны подверглись коренным преобразованиям, выразившимся в разложении подавляющей части первичных и автометаморфических (?) минералов и в замещении их глинистыми образованиями, кальцитом и, в меньшей мере, пиритом. Глинистые минералы составляют

Результаты химических анализов свежих и гидротермально

Номер анализа	Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3
1	Неизмененный андезито-дацитовый порфирит . . .	69,60	0,20	12,45	1,03
2	Аргиллизированный порфирит зоны гидрослюдизации	69,00	0,20	16,15	1,70
3	Аргиллизированный порфирит зоны каолинизации .	58,00	0,40	26,20	0,82
4	Аргиллизированный порфирит зоны окварцевания .	81,80	0,20	10,85	0,47
5	Неизмененный андезито-базальтовый порфирит . .	47,15	1,89	17,50	4,16
6	Аргиллизированный порфирит зоны каолинизации	45,94	1,14	16,57	1,73
7	Аргиллизированный порфирит зоны гидрослюдизации	45,61	1,10	14,67	0,92
8	Песчаник неизмененный.	78,00	0,40	12,05	2,64
9	Песчаник аргиллизированный	77,60	0,40	13,40	0,95
10	То же	77,20	0,20	12,75	0,74
11	»	77,60	0,25	12,60	0,41
12	Неизмененный туфоконгломерат	61,79	0,52	14,43	13,54
13	Окварцованный туфоконгломерат	67,98	0,78	18,18	2,88
14	То же	71,12	0,49	14,68	2,96
15	»	73,46	0,34	14,25	1,70
16	Серпентинит	33,82	0,48	3,58	6,48
17	Карбонатно-тальковая порода	26,54	0,07	1,62	8,12
18	Лиственит	22,57	0,04	1,16	5,84
19	Окварцованный доломитизированный известняк . .	26,39	0,06	1,26	7,31

Примечания. 1. Анализы 1—15 выполнены в химлаборатории ИГиГ СО АН СССР; лизы 1—4 см. рис. 73; 5—7 — рис. 77; 8—11 — рис. 78; 12—15 — рис. 82; 16—19 — рис. 91.

подавляющую часть породы. Они образуют тонкочешуйчатые и тонковолокнистые агрегаты, замещающие как плагиоклаз вкрапленников и основной массы породы, так и входящие в ее состав темноцветные минералы. В меньшем количестве в породах данной зоны присутствует карбонат, соответствующий по показателям преломления и данным окрашивания, кальциту. Кальцит, так же как и глинистые минералы, развивается главным образом по плагиоклазам. Количество кальцита в породах данной зоны редко превышает 10—15%. Пирит встречается только на отдельных участках породы, где он образует редкую вкрапленность или неправильной формы обособления. Из числа реликтовых минералов могут быть упомянуты альбит, окислы и гидроокислы железа и апатит. В виде отдельных зерен и чешуек, а также их скоплений встречаются соответственно кварц и значительно реже—мусковит. Различия между породами зоны гидрослюдизации и примыкающей к ней зоны каолинизации заключаются, прежде всего, в составе глинистых минералов, среди которых преобладает каолинит. Кроме того, здесь значительно увеличивается количество кварца, обычно образующего, помимо рассеянных зерен, мономинеральные мелкозернистые агрегаты, обособляющиеся в массе глинистых минералов. Возрастает количество пирита.

Породы внутренней зоны резко отличаются от описанных выше. Они представляют собой массивные сливные, нередко почти мономинеральные кварциты, сохраняющие только отдельные завуалированные признаки текстуры и структуры исходных пород. Они обычно рассекаются более или менее густой сеткой прожилков мощностью до 1 см, состоящих преимущественно из кварца, а также карбоната, хлорита, сульфидов, реже турмалина и других минералов. Судя по наблюдаемым взаимоотношениям, можно выделить несколько разновозрастных генераций таких прожилков. Микроскопические наблюдения показали, что главным минералом, слагающим породы данной зоны, является кварц, количество которого в отдельных случаях достигает 90—95% ее объема, а иногда даже более. Кварц встречается главным образом в виде близких к изометричным идиоморфных зерен, составляющих основу породы, и значительно реже — в форме обо-

Таблица 31

пзмененных пород некоторых ртутных месторождений

FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	п. п. п.	SO_4	S	H_2O—	Σ	CO_2
2,45	0,11	—	3,76	2,12	1,96	5,47	—	—	0,40	99,55	—
1,07	—	—	0,94	3,10	2,01	5,02	—	—	0,70	99,89	—
0,31	—	—	0,94	0,20	2,24	10,00	—	—	1,40	100,52	—
0,61	—	—	—	0,20	0,67	4,57	—	—	0,60	99,97	—
7,29	—	3,79	5,14	2,64	1,07	8,94	Сл.	—	—	99,57	5,63
6,55	—	3,79	7,67	1,80	1,40	12,94	0,10	—	—	99,63	9,62
4,62	—	4,70	9,28	0,13	2,34	15,08	1,72	—	—	100,17	13,03
0,46	—	—	0,47	0,17	3,08	3,35	—	—	—	100,62	—
0,61	—	—	0,47	0,20	3,24	3,27	—	—	0,30	100,44	—
0,46	—	—	0,94	0,17	3,16	3,35	—	—	0,30	99,87	—
0,46	—	—	0,94	0,13	3,08	3,95	—	—	0,80	100,22	—
0,22	0,62	0,21	0,87	0,20	0,22	6,98	—	—	—	99,60	—
0,43	—	0,10	0,27	0,12	1,62	6,95	—	—	—	99,31	—
0,65	0,03	0,77	0,26	0,04	3,46	4,74	—	—	—	99,14	—
0,86	0,03	0,30	1,66	0,14	0,18	6,86	—	—	—	99,78	—
2,82	0,22	35,40	2,57	—	—	15,35	—	0,01	—	100,73	—
1,94	0,19	29,74	10,03	0,40	0,02	21,34	—	0,01	—	100,02	—
2,88	0,10	29,66	3,76	0,07	0,10	33,90	—	0,01	—	100,09	—
4,23	0,10	24,29	4,43	0,12	0,13	31,02	—	0,09	—	100,03	—

16—19—в химлаборатории Западно-Сибирского геологического управления МГ РСФСР. 2. Ана-

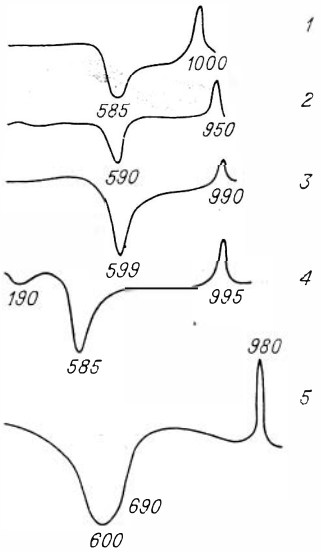


Рис. 72. Термограммы глинистых фракций аргиллизированных порфиритов (*1—4*) и агальматолита (*5*).

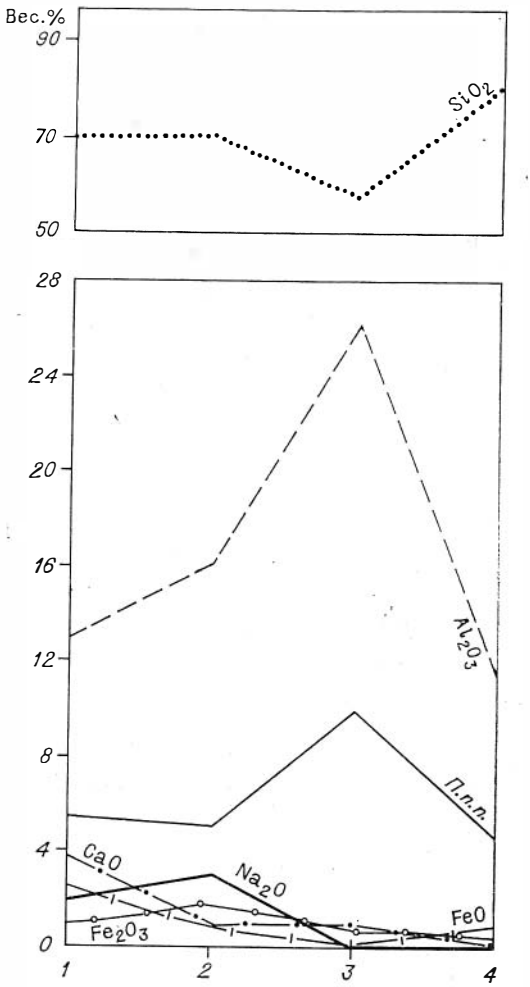


Рис. 73. Перемещение вещества в процессе аргиллизации порфиритов.

соблений, регенерирующих такие зерна. Помимо кварца в породе в подчиненных количествах содержатся глинистые минералы, кальцит, пирит, гидроокислы железа и лейкоксен. Глинистые минералы, как и в описанных ранее случаях, представляют собой тонкочешуйчатые и тонковолокнистые агрегаты, наблюдаемые в виде сохранившихся от замещения островков. Кальцит встречается в форме отдельных зерен, размером до 1 мм. Пирит образует более или менее густую вкрапленность и отдельные обособления и прожилки. Несмотря на относительно глубокие преобразования, гидротермально измененные породы всех трех зон сохраняют основные черты текстуры и структуры неизмененных порфиритов. По данным термических анализов (рис. 72), глинистые минералы внешней зоны (4) представлены главным образом гидрослюдой и, возможно, монтмориллонитом, а средней (1—3) — преимущественно каолинитом. Результаты рентгеноструктурных анализов этих же глинистых фракций позволили уточнить данные термических исследований и показали, что глинистые минералы внешней зоны состоят из гидрослюды и монтмориллонита, а внутренней — в основном из каолинита (см. табл. 31). Изменение химического состава порфиритов в процессе их аргиллизации показано в табл. 31 и на рис. 73.

В качестве второго примера, характеризующего процессы аргиллизации пород повышенной кислотности, можно рассмотреть метасоматическую колонку, вскрытую на участке 3 квершлагом 1 штольни 4 (рис. 74). Изучение этого разреза показало, что как по составу исходных пород, так и особенностям метасоматической зональности он близок к рассмотренному выше. Здесь также может быть выделено три метасоматические зо-

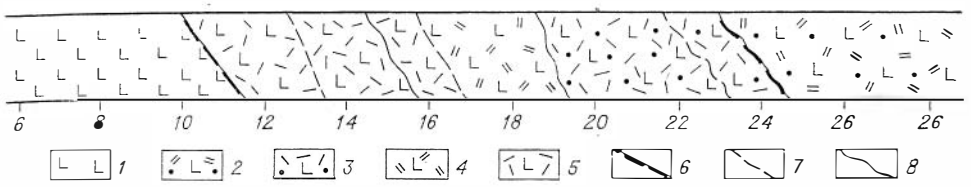


Рис. 71. Условия залегания аргиллизированных порфиритов на Терлигхайском месторождении (участок 3, штольня 4, квершлаг 1).

1 — неизмененные порфириты; *2* — аргиллизированные порфириты зоны окварцевания; *3* — агальматолиты; *4* — аргиллизированные порфириты зоны каолинизации; *5* — аргиллизированные порфириты зоны гидрослюдизации; *6* — границы между зонами, осложненные тектоническими нарушениями; *7* — тектонические нарушения; *8* — границы между зонами.

ны, которые, придерживаясь принятой терминологии, следует назвать зонами окварцевания, каолинизации и гидрослюдизации. Насколько можно судить по данным, полученным при просмотре прозрачных шлифов, минеральный состав пород, составляющих эти зоны, близок отмеченным выше.

Породы зоны окварцевания сложены в основном кварцем (до 75—80%) и глинистыми минералами. В подчиненных количествах присутствуют кальцит, пирит, лейкоксен, гематит и гидроокислы железа. В породах, выделенных в зону каолинизации, сокращается количество кварца и возрастает количество глинистых минералов, главным образом каолинита, вплоть до образования практически мономинеральных пород с резко подчиненным количеством кварца, пирита и карбоната. Наконец, породы зоны гидрослюды, легко картируемые в полевых условиях благодаря зеленоватым тонам окраски, отличаются от пород зоны каолинизации в основном составом глинистых минералов, среди которых преобладает гидрослюда.

Особый интерес в данном разрезе представляют своеобразные по внешнему облику породы — агальматолиты, которые с самого начала изучения месторождения привлекают внимание многих исследователей. Эти породы, залегающие в виде линзы мощностью до нескольких метров на контакте конгломератов и порфиритов в пределах участка 3 и входящие поэтому в рассматриваемый разрез, представляют собой скрытокристаллическую, рогоподобную, массивную породу, окраска которой изменяется от светло-серых, почти белых тонов, до темно-серых, темно-коричневых, близких к шоколадным. Встречаются также полосчатые разности. Уже давно установлено, что, несмотря на довольно резкие различия в окраске, эти породы характеризуются простым и выдержанным составом, представленным, главным образом, каолинитом и диккитом, находящимися в различных количественных соотношениях, вплоть до образования практически мономинеральных пород, при резко подчиненном содержании кварца, гидрослюды, окислов и гидроокислов железа, пирита и некоторых других второстепенных минералов.

Проведенные исследования показали, что в данном разрезе основная масса агальматолита сложена тонкочешуйчатыми агрегатами глинистых минералов, представленных каолинитом и диккитом (табл. 32; см. рис. 72). В качестве второстепенных минералов, составляющих в сумме всего несколько процентов, могут быть упомянуты отдельные зерна кварца, скопления чешуек гидрослюды, довольно редкие кристаллики пирита и тонкая сыпь гематита. Поскольку агальматолиты залегают в зоне контакта конгломератов и порфиритов, вдоль нарушенной поверхности которого поступали гидротермальные растворы, обусловившие аргиллизацию, эти породы занимают определенное место в метасоматических колонках, что позволило сделать заключение об образовании этих пород вследствие глубокой переработки и дифференциации максимально аргиллизированных порфиритов.

Таблица 32

Межплоскостные расстояния и интенсивности линий на рентгенограммах глинистых фракций аргиллизированных пород Терлигхайского месторождения

Зона гидрослюды аргиллизированных андезито-дацитовых порфиритов		Зона каолинита аргиллизированных андезито-дацитовых порфиритов		Зона сплошной каолинизации—агальматолит		Зона монтмориллонита аргиллизированных андезито-базальтовых порфиритов		Зона каолинита аргиллизированных андезито-базальтовых порфиритов		Зона гидрослюды аргиллизированных андезито-базальтовых порфиритов		Неизмененные туфопесчаники		Аргиллизированные туфопесчаники	
I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$
6	14,93	18	11,05	100	7,24	7	14,80	10	7,21	6	10,1	13	10,33	12ш	10,53
11ш	10,40	80	7,25	30	4,48	8	10,46	5	4,47	10	7,15	3	7,17	2	4,99
3	7,17	8	5,10	45	4,39	1	7,17	7	4,32	4	5,00	4	5,04	10	4,51
9	6,44	26	4,51	40	4,20	2	4,96	8	4,12	8	4,45	10	4,51	26	4,27
3	6,02	26	4,40	15	4,40	10ш	4,509	2	3,89	6	4,34	24	4,28	100	3,36
3	4,87	36	4,29	20	3,87	0,5	3,801	2	3,68	3	4,21	100	3,36	8	2,58
10	4,51	24	4,21	13	3,76	2	3,673	10	3,48	5	4,12	9	2,58	13	2,468
21	4,26	12	3,88	90	3,59	1	3,55	5	2,498	10	3,52	9	2,468	2	2,394
9	4,06	8	3,76	10	3,39	10ш	3,347	7	2,486	8	3,31	3	2,394	10	2,289
8	3,79	62	3,59	2	3,15	2	3,083	1	2,371	7	2,550	9	2,292	6	2,246
15	3,69	100	3,37	3	2,97	2	2,843	7	2,338	5	2,471	5	2,246	9	2,136
100	3,36	22	2,57	25	2,57	1	2,681	6	2,284	1	2,372	10	2,136	5	1,988
90	3,20	14	2,51	20	2,54	10ш	2,568	1	2,245	7	2,342	6	1,989	17	1,824

6ш	2,96	12	2,47	30	2,50	1	2,470	2	2,184	2	2,129	16	1,824	7	1,677
2	2,65	10	2,393	15	2,391	1	2,372	5	1,986	4	1,994	5	1,676	3	1,663
10	2,58	20	2,350	40	2,348	1	2,314	2	1,938	2	1,897	15	1,545	12	1,545
14	2,467	14	2,303	30	2,302	1	2,246	1	1,880	1	1,826	6	1,502	3	1,501
6	2,408	5	2,254	1	2,251	2	2,125	3	1,844	2	1,674	—	—	2	1,456
9	2,292	8	2,136	2	2,201	5	1,972	4	1,770	3	1,649	—	—	—	—
4	2,247	12	1,995	15	1,998	0,5	1,877	2	1,672	3	1,608	—	—	—	—
19	2,133	3	1,958	5	1,947	0,5	1,834	5	1,660	2	1,532	—	—	—	—
5	1,987	16	1,824	2	1,904	4	1,640	3	1,612	1	1,502	—	—	—	—
19	1,820	4	1,791	3	1,850	0,5	1,594	3	1,558	10	1,480	—	—	—	—
2	1,791	6	1,693	3	1,795	1	1,539	4	1,533	1	1,442	—	—	—	—
3ш	1,669	14	1,653	20	1,670	9ш	1,496	10	1,481	1	1,370	—	—	—	—
10	1,545	6ш	1,627	10	1,626	1	1,458	2	1,440	5	1,332	—	—	—	—
2	1,508	14	1,546	2	1,590	1	1,423	3	1,330	4	1,308	—	—	—	—
—	—	8	1,503	5	1,547	2	1,366	5	1,300	3	1,284	—	—	—	—
—	—	14	1,493	20	1,492	2	1,384	3	1,282	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	2	1,455	2	1,274	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	1,239	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	1,173	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	1,123	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ИГиГ СО АН СССР.

В последнее время агальматолиты, наряду с другими типами гидротермально измененных пород, были закартированы и детально изучены А. С. Борисенко, который установил в их составе помимо ранее известных минералов апатит и циркон, а также высказал предположение о том, что светло-серые разновидности этих пород возникли за счет темно-серых и бурых, причем этот процесс сопровождался замещением окислов и гидроокислов железа пиритом и образованием некоторого количества диккита и гидрослюды. Кроме того, учитывая, что агальматолиты резко отличаются по текстурно-структурным особенностям от контактирующих с ними порфиритов, а их обломки встречаются в туфобрекчиях и туфоконгломератах в пределах всего рудного поля и некоторые другие факты, А. С. Борисенко высказал достаточно обоснованное положение о том, что агальматолиты представляют собой не гидротермально аргиллизированные порфириты, а подвергшиеся процессам аргиллизации тонкозернистые вулканогенно-осадочные породы. Таким образом, упомянутые выше особенности минерального состава агальматолитов обусловлены, по-видимому, двумя основными причинами, первая из которых состоит в том, что эти породы оказались в сфере интенсивного проявления процесса аргиллизации, а вторая заключается в достаточно своеобразном составе исходных пород, представленных, как можно предположить, практически бескварцевыми вулканогенно-осадочными образованиями.

Описанные метасоматические колонки являются типичными для гидротермально аргиллизированных пород среднего и кислого состава Терлигхайского и других ртутных (Федорчук, 1969) и иных (Волостных, 1972; и др.) месторождений. Их отличия от подобных колонок, описанных ранее, не принципиальны и касаются главным образом внешней наиболее мощной зоны, лишенной глинистых минералов, которая часто содержит в своем составе значительные количества серицита, альбита, карбонатов и хлоритов различного состава и некоторых других минералов. Например, на Терлигхайском месторождении во внешних зонах таких колонок А. С. Борисенко установлено широкое развитие альбита, карбоната и, в особенности, железистого хлорита — шамозита, а также некоторых других второстепенных минералов. Если рассуждать формально, то внешнюю зону упомянутых разрезов можно было бы в ряде случаев разделить на несколько более мелких подзон, различающихся между собой по минеральному составу. Этому препятствует, однако, с одной стороны, отсутствие в породах данной зоны глинистых минералов, являющихся отличительным признаком аргиллизитов, а с другой — большое сходство состава пород, слагающих внешнюю зону, с типичными пропилитизированными образованиями соответствующего исходного состава. Не исключена возможность, что некоторая часть упомянутых пород есть продукт проявления более раннего процесса пропилитизации и не может, поэтому, считаться составной частью метасоматических колонок аргиллизитов. Не вызывает сомнений и то обстоятельство, что описанные выше метасоматиты, сложенные в основном кварцем и глинистыми минералами, представляют собой продукт одностадийного взаимодействия первично-кислых «аргиллизирующих» растворов с вмещающими породами. Это положение подтверждается последовательным уменьшением числа минералов в зонах по мере удаления их от неизмененных пород, вплоть до образования мономинеральных кварцитов, закономерным уменьшением в том же направлении некоторых физико-химических параметров минералообразования и прежде всего pH раствора и другими общеизвестными признаками.

При этом нельзя не отметить, что кроме одностадийных метасоматических колонок, подобных описанным выше, на Терлигхайском месторождении давно установлены более сложные, не менее чем двухстадийные, метасоматические образования. В подавляющем большинстве случаев они возникают в результате наложения на одностадийные метасоматические колонки более поздних по времени и иных по физико-химическим усло-

вням образования метасоматитов. А. С. Борисенко, изучавший эти породы, установил, что они часто представлены гидрослюдой, пиритом и, реже, другими сульфидами, приурочены к нарушениям северо-восточного простирания и замещают все без исключения метасоматические зоны более ранних одностадийных колонок, включая внешние. Именно эти породы обнаруживают наиболее тесную связь с сопровождающим их ртутным оруденением. Метасоматиты второй стадии минерализации пересекаются и частично замещаются более поздними, по существу, жильными образованиями различного состава, представленными хлоритом и карбонатом, кварцем и баритом, а также кварцем и турмалином. Эти прожилки также разновозрастны. Некоторые примеры таких усложненных метасоматических колонок рассматриваются ниже.

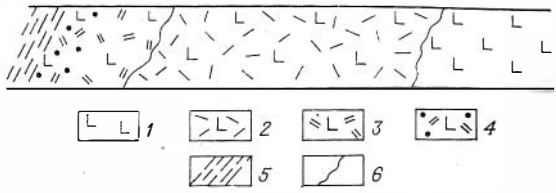


Рис. 75. Условия залегания аргиллизированных порфиритов на Терлигхайском месторождении (участок 6, магистральная канава).

Порфириты: *1* — неизмененные; *2* — аргиллизированные (зона монтмориллонитизации); *3* — аргиллизированные (зона каолинизации); *4* — аргиллизированные (зона гидрослюдизации); *5* — зона рассланцевания; *6* — границы между зонами.

Особенности процесса гидротермальных изменений пород основного состава можно рассмотреть на примере андезито-базальтовых порфиритов, пересекающихся в пределах месторождения рудоносными зонами дробления и брекчирования, вдоль которых обычно наблюдаются интенсивные преобразования этих пород. Один из изученных разрезов аргиллизированных андезито-базальтовых порфиритов вскрыт магистральной канавой в пределах участка 6. Некоторые черты геологического строения этого разреза можно видеть на рис. 75.

Не затронутые процессами гидротермальных преобразований андезито-базальтовые порфириты представляют собой плотные породы темно-серого цвета с порфировой структурой. Основная масса порфиритов состоит из микролитов плагиоклаза, скоплений карбоната, соответствующего, судя по показателям преломления ($N_0 = 1{,}658$), кальциту, мелкочешуйчатых агрегатов железистого хлорита и ватообразных скоплений гематита, гидроокислов железа и лейкоксена. Встречаются, кроме того, отдельные чешуйки серицита, развивающегося главным образом по плагиоклазу, пластинки роговой обманки, редкие зерна кварца и кристаллики циркона и апатита.

Первичная структура основной массы породы — пилотакситовая. Порфировые выделения сложены таблитчатыми кристаллами плагиоклаза, обычно имеющего зональное строение, причем в центральных частях вкрапленников плагиоклаз соответствует, судя по оптическим данным, андезину, а по периферии нередко переходит в альбит. Таким образом, андезито-базальтовые порфириты, являющиеся неизмененными породами по отношению к процессу аргиллизации, представляют собой, вместе с тем, породу, подвергшуюся существенным преобразованиям типа пропилитизации.

Аргиллизированные порфириты характеризуются наличием следующих метасоматических зон: неизмененный порфирит → зона монтмориллонита → зона каолинита →зона гидрослюды.

При просмотре шлифов обнаруживается, что породы зоны монтмориллонита весьма существенно отличаются от неизмененных гидротермальными процессами порфиритов. Эти отличия выразились, прежде всего, в разложении подавляющей массы плагиоклаза и хлорита и в замещении их тонкочешуйчатыми агрегатами глинистых минералов и более крупнозернистыми скоплениями карбоната, соответствующего по показателям преломления и данным, полученным при его окрашивании, доломиту

или анкериту. А. С. Борисенко установил при этом, что доломит получил преимущественное развитие во внешних зонах подобных метасоматических колонок, в то время как анкерит тяготеет к их внутренним частям. В составе новообразований, развивающихся по темноцветным минералам, карбонат играет главную роль, в то время как при замещении плагиоклазов содержание карбоната уменьшается, а глинистых минералов, соответственно, возрастает. Помимо глинистых минералов и карбоната, составляющих подавляющую часть породы, в ней содержится некоторое количество кварца, образующего идиоморфные, довольно крупные зерна, ассоциирующиеся в неправильной формы скопления. Нередко сохраняется значительное количество шамозита и альбита. Из числа рудных минералов в аргиллизированных порфиритах заметное развитие получили пирит, образующий отдельные зерна, реже вкрапленность, гидроокислы железа и лейкоксен, наблюдаемые в отмеченных выше формах. Кроме того, в составе пород, составляющих внешнюю зону аргиллизитов, Г. С. Симкиным (1971) установлены и подтверждены с помощью рентгеноструктурного анализа тальк, серпентин, эпидот и сидерит. Следует, однако, отметить, что описанные Г. С. Симкиным алюмосиликаты и силикаты вряд ли можно считать продуктами гидротермальной аргиллизации, поскольку серпентин является, как известно, минералом, неустойчивым в ассоциации с кварцем, так же как и эпидот с кальцитом. По-видимому, упомянутые минералы образовались не в едином парагенезисе с типичными минералами аргиллизированных пород, а в результате более раннего процесса или процессов, на которые впоследствии наложились ассоциации, свойственные аргиллизированным породам. Что касается сидерита, то этот минерал весьма стабилен в процессе аргиллизации и устанавливается вплоть до внутренних, наиболее измененных зон (Федорчук, 1969; и др.).

Метасоматиты зон каолинизации и гидрослюдизации отличаются от пород предыдущей зоны главным образом количественными соотношениями упомянутых минералов. Здесь устанавливается некоторое возрастание (до 15%) пирита, а также тонкочешуйчатых глинистых минералов и зерен кварца, образующего иногда неправильные по форме и сравнительно небольшие по размеру скопления при соответственном уменьшении магнезиально-железистых минералов. Полностью исчезают шамозит и альбит. Более существенные различия в минеральном составе упомянутых зон аргиллизированных пород, определившие их наименование, обнаруживаются в результате термического (рис. 76) и рентгеноструктурного (см. табл. 32) анализов глинистых фракций. Из рис. 72 следует, что глинистая фракция зоны монтмориллонита (1, 2) может быть диагностирована как смесь, состоящая из монтмориллонита, гидрослюды или этих двух минералов и каолинита; зоны каолинита (3, 4) — как каолинит и последней зоны (5) — монтмориллонит и гидрослюда, совместно с каолинитом. Рентгеноструктурные анализы этих же фракций показали, что первая из них сложена преимущественно монтмориллонитом и гидрослюдой, вторая — каолинитом, а третья — представляет собой смесь каолинита и гидрослюды (см. табл. 32). Сопоставление химических анализов неизмененных и аргиллизированных порфиритов приведено в табл. 31 и на рис. 77. Таким образом, описанная метасоматическая колонка представляет собой результат не менее чем двухстадийного процесса, причем в течение первой стадии сформировались ассоциации минералов, подобные описанным выше, т. е. ассоциации средней и внешней метасоматических зон, на которые впоследствии в течение второй стадии наложились парагенезисы с преобладающим развитием гидрослюды. Как и в предыдущем случае, они обнаруживают наиболее тесную связь с ртутным оруденением.

Подобные метасоматические колонки установлены и описаны на Терлигхайском и других ртутных (Федорчук, 1969; и др.) и иных гидротермальных рудных месторождениях (Волостных, 1972). Некоторые различия

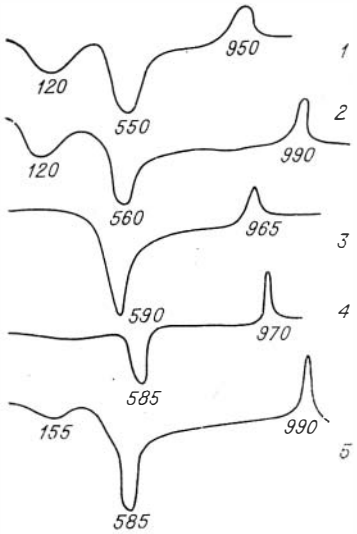


Рис. 76. Термограммы глинистых фракций аргиллизированных порфиритов.

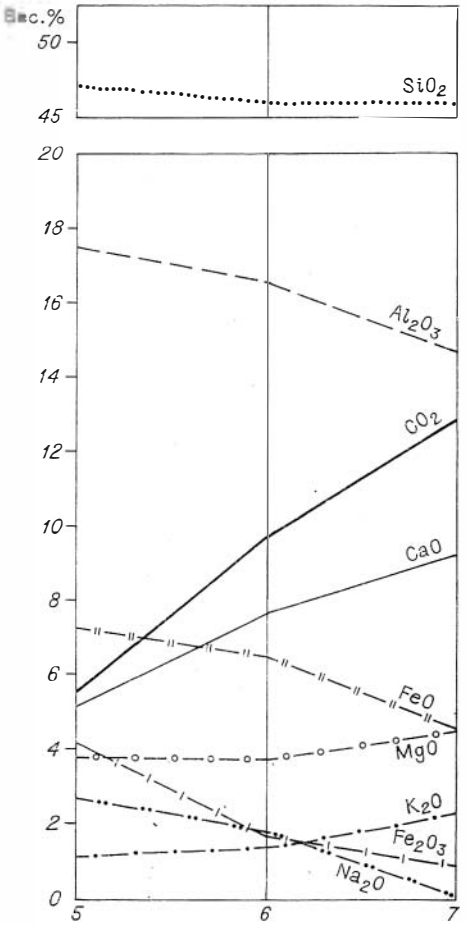


Рис. 77. Перемещение вещества в процессе аргиллизации порфиритов.

между ними устанавливаются, как правило, в составе внешних зон, представленных различными минералами: хлоритом, гидрослюдой, монтмориллонитом или даже биотитом, а также — в случаях проявления более позднего метасоматоза, непосредственно сопровождающего оруденение, — в составе внутренней зоны. Поскольку, однако, эти породы весьма широко распространены и сходны по минеральному составу с типичными низкотемпературными пропилитами, трудно однозначно ответить на вопрос, являются ли они внешней, наиболее мощной зоной метасоматических колонок аргиллизитов или представляют собой продукт более раннего по времени проявления процесса, близкого по геологическим и физико-химическим условиям к пропилитизации.

Завершая описание гидротермально аргиллизированных пород основного и кислого состава, необходимо остановиться на установленных в самое последнее время своеобразных породах, содержащих помимо упомянутых минералов значительное количество турмалина. В пределах Терлигхайского рудного поля эти породы обнажаются в левом борту Почтового лога и вскрыты на глубине несколькими скважинами. По данным А. С. Борисенко, турмалинсодержащие метасоматические колонки развиваются как по основным, так и кислым породам, и по минеральному составу и особенностям зональности, по существу, не отличаются от колонок аргиллизитов, не содержащих турмалин, в том числе и от описанных выше. Их своеобразие заключается главным образом в присутствии турмалина, составляющего до 20—30% объема метасоматитов, а также в наличии некоторых, сопровождающих турмалин второстепенных минералов, например, пирита. Турмалин в таких породах встречается обычно в форме радиально-лучистых, спутанно-волокнистых или сноповидных агрегатов, а также слагает отдельные удлиненно-призматические и игольчатые обра-

зования, длина которых достигает 0,02 мм. Он замещает в большинстве случаев гидрослюду, кварц и другие минералы, составляющие аргиллизированные породы и является, следовательно, несколько более поздним по времени формирования минералом по сравнению с ними. Помимо упомянутых образований турмалина, более или менее равномерно рассеянных в массе породы, нередко наблюдаются небольшие по мощности прожилки, в которых этот минерал ассоциирует с кварцем и баритом. Наиболее типичная форма проявления турмалина в таких прожилках — радиально-лучистые агрегаты, приуроченные непосредственно к зальбандам. Секущее положение прожилков по отношению к аргиллизированным породам проявляется в большинстве случаев достаточно четко.

В вопросе о генезисе турмалинсодержащих метасоматитов остается немало противоречивых и не до конца выясненных моментов. С одной стороны, турмалин занимает определенное положение в метасоматических колонках — главным образом во внутренних, редко в средних зонах, что может служить косвенным доказательством синхронного образования турмалина с парагенезисами, составляющими аргиллизированные породы. Вместе с тем, по данным петрографических наблюдений, турмалин является более поздним минералом по сравнению с гидрослюдой и кварцем и, как упоминалось, образует совместно с баритом и кварцем прожилки, занимающие секущее положение по отношению к аргиллизированным породам. Кроме того, этот минерал нередко встречается совместно с карбонатом и даже хлоритом, т. е. минералами, образующимися в щелочных условиях, резко отличных от условий формирования внутренних зон колонок. Эти данные приводят к предположению о том, что турмалин, так же, как и целый ряд упомянутых выше минералов, является более поздним по времени образования, чем основные парагенезисы аргиллизитов, наложившимся на уже́ сформировавшиеся колонки.

Неожиданные результаты были получены при изучении гидротермально аргиллизированных туфопесчаников Терлигхайского месторождения. Материалом для их описания и последующего лабораторного исследования послужила специально отобранная серия в различной степени отбеленных образцов, в изобилии встречающихся в отвалах штольни 4 третьего участка месторождений.

Не затронутые процессами гидротермальной аргиллизации туфопесчаники представляют собой довольно плотную массивную средне-, реже мелкозернистую породу, характеризующуюся темно-бурыми, почти коричневыми тонами окраски со специфическим фиолетовым оттенком. Микроскопические исследования показали, что неизмененные туфопесчаники состоят из слабо окатанных зерен размером от 0,01 до 1—2 мм, занимающих до 85—95% площади шлифов. Большая часть зерен сложена слабо раскристаллизованным материалом, почти нацело замещенным гидрослюдой. Несколько реже отмечаются зерна кварца, характеризующиеся обычно меньшей степенью окатанности и относительно небольшими размерами. Кроме того, в туфопесчаниках содержатся в резко подчиненных количествах отдельные зерна апатита и скопления гематита. На некоторых участках породы встречаются также агрегаты или обособленные чешуйки зеленоватого с низким двупреломлением минерала, точная диагностика которого затруднительна из-за его малого количества и незначительных размеров индивидов. Цемент песчаника поровый и представлен главным образом гидроокислами железа, глинистыми минералами и лейкоксеном. Структура породы псаммитовая или алевритовая; текстура в большинстве случаев массивная, иногда слоистая.

Гидротермально измененные туфопесчаники производят, на первый взгляд, впечатление типичных аргиллизированных пород. Они резко отличаются от неизмененных песчаников окраской, которая характеризуется светло-серыми тонами с различными оттенками, а также несколько

меньшей плотностью. Проведенные петрографические наблюдения показали, однако, что различия в минеральном составе между неизмененными и аргиллизированными песчаниками весьма незначительны и сводятся, по существу, к выносу и замещению большей части гидроокислов железа, составляющих цемент неизмененных пород, пиритом, а также к развитию на отдельных участках породы карбоната, наблюдаемого в виде довольно крупных таблитчатых зерен или их агрегатов. Количество карбоната достигает в некоторых случаях 15—20% объема породы. Что касается главных породообразующих минералов — кварца и гидрослюды, то они в процессе аргиллизации не претерпели сколько-нибудь существенных изменений. Сходство в химическом и минеральном составе неизмененных и аргиллизированных песчаников подтверждается результатами химических (см. табл. 31, рис. 78), а также рентгеноструктурных (см. табл. 32) анализов, согласно которым глинистые минералы, входящие в состав как неизмененных, так и отбеленных туфопесчаников, представлены гидрослюдой.

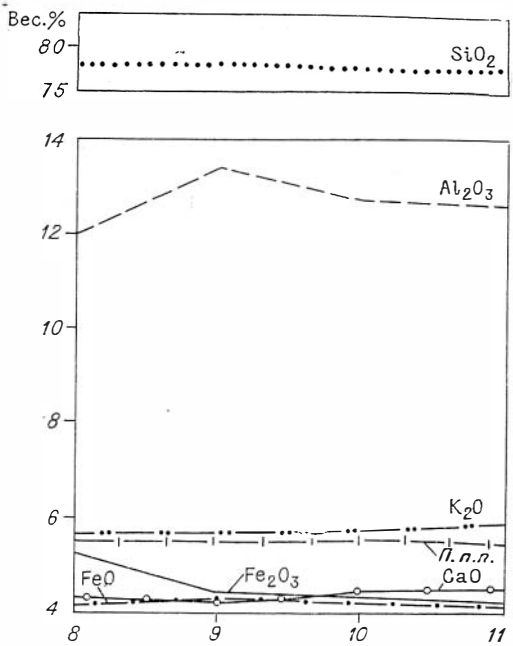


Рис. 78. Перемещение вещества в процессе аргиллизации песчаников.

Таким образом, в отличие от описанных выше алюмосиликатных пород, туфопесчаники испытали в процессе аргиллизации минимальные преобразования, выразившиеся главным образом в их осветлении, связанном с выносом и, возможно частично, с восстановлением входящего в их состав двухвалентного железа. Вероятно, можно предположить, что инертность туфопесчаников по отношению к гидротермальным растворам, вызвавшим интенсивную аргиллизацию основных и кислых алюмосиликатных пород, обусловлена спецификой их минерального состава, представленного преимущественно кварцем и гидрослюдой, т. е. типичными минералами аргиллизированных пород, естественно, находящихся в равновесии с такими растворами.

Особый интерес представляют весьма своеобразные по составу и сложные по условиям образования не менее чем двухстадийные метасоматиты, являющиеся продуктом процесса аргиллизации лиственитизированных серпентинитов. Подобные породы отсутствуют в пределах Терлигхайского рудного поля, но довольно широко распространены на месторождениях лиственитового типа, прежде всего на Чаганузунском месторождении. Не останавливаясь здесь на характеристике лиственитов и лиственитизированных пород, достаточно детально описанных в некоторых специальных статьях (более подробно см. ниже), отметим лишь, что в пределах упомянутого месторождения, как, впрочем, и в большинстве месторождений подобного типа, эти породы характеризуются двухзональным строением, причем внешняя зона состоит обычно из талька и магнезиально-железистого карбоната при весьма незначительном содержании прочих минералов, а внутренняя сложена кварцем и магнезиально-железистым карбонатом при резко подчиненном количестве фуксита, пирита и других второстепенных минералов. Таким образом, характерная осо-

бенность этих пород заключается в том, что их внутренние зоны состоят в основном из кварца и магнезиально-железистых карбонатов (в сумме они составляют до 95—98% породы), т. е. минералов, устойчивых в условиях аргиллизации, а их алюмосиликатная составляющая, замещаемая в ходе этого процесса глинистыми минералами, не превышает нескольких процентов. Вместе с тем, проведенные в последнее время А. С. Борисенко детальные исследования показали, что аргиллизированные лиственитыхарактеризуются рядом хотя и незначительных, но принципиальных отличий от неизмененных лиственитов. Эти отличия заключаются прежде всего в том, что подвергшиеся аргиллизации лиственитыникогда не содержат калиевой хромсодержащей слюды — фуксита, которая замещается в зависимости от интенсивности проявления процесса аргиллизации гидрослюдой, монтмориллонитом, каолинитом и некоторыми другими глинистыми минералами. Установлено, кроме того, что в ходе аргиллизации лиственитов и лиственитизированных пород нередко происходит интенсивная пиритизация содержащихся в них окислов и гидроокислов железа, в результате чего резко возрастает содержание в этих породах пирита и некоторых других сульфидов. Таким образом, даже в случае весьма интенсивного проявления процесса аргиллизации лиственитыи, вероятно, иные породы, содержащие незначительные количества алюмосиликатов, испытывают минимальные преобразования, заключающиеся в замещении фуксита и других светлых слюд глинистыми минералами, а иногда в образовании новой генерации пирита.

Для понимания физико-химических особенностей процесса гидротермальной аргиллизации интересно рассмотреть процесс взаимодействия известняков с растворами, обусловившими аргиллизацию алюмосиликатных пород. Поскольку случаи сопряженного развития аргиллизированных пород алюмосиликатного состава и обработанных «аргиллизирующими» растворами карбонатных пород редко встречаются в полях локализации ртутных месторождений, а в пределах Терлигхайского месторождения вообще не известны, для их характеристики необходимо обратиться к Акташскому месторождению, неоднократно описанному ранее. На Акташском месторождении упомянутые процессы получили развитие вдоль шва одноименного надвига, по которому кварцево-хлоритовые сланцы так называемой наднадвиговой толщи, аргиллизированные вдоль разлома, соприкасаются с мраморизованными рудовмещающими известняками. Минералого-петрографическое изучение нескольких разрезов аргиллизированных сланцев показало, что неизмененные их разновидности сложены главным образом кварцем и хлоритом, а также присутствующими в количестве 1—2% серицитом, эпидотом, кальцитом, рутилом и рудными минералами. Аргиллизированные кварцево-хлоритовые сланцы, мощность которых не превышает обычно 5—6 м, состоят из реликтового и переотложенного кварца, глинистых минералов и кальцита. В весьма небольших количествах отмечаются, кроме того, рутил, пирит и гидроокислы железа. Термические и рентгеноструктурные исследования глинистых фракций аргиллизированных сланцев позволили установить (Щербань, 1975), что глинистые минералы, составляющие аргиллизированные породы, представлены в основном каолинитом и гидрослюдой. Таким образом, проведенные исследования не оставляют сомнения в том, что измененные вдоль шва Акташского надвига кварцево-хлоритовые сланцы — типичный продукт процесса гидротермальной аргиллизации.

Известняки, примыкающие к аргиллизированным сланцам, разбиты на отдельные блоки, нередко брекчированы, иногда перетерты и часто приобретают бурую окраску в связи с окислением присутствующих в них железосодержащих минералов. Петрографическое изучение известняков, отобранных вблизи шва надвига на различных горизонтах месторождения, показало, однако, что в подавляющем большинстве случаев эти породы претерпели только перекристаллизацию без изменения минерального сос-

тава. При этом наиболее часто образуются вторичные практически мономинеральные породы, состоящие из среднезернистых агрегатов изометричных зерен кальцита, размером от 0,1 до 1,0 мм, и небольшого количества гидроокислов железа и марганца. В более редких случаях наблюдается укрупнение зерен кальцита до нескольких миллиметров, а на отдельных, как правило, небольших, различаемых макроскопически участках можно обнаружить скопления хорошо ограненных кристаллов этого минерала, ассоциирующегося в гнезда и прожилки. Микроскопические наблюдения показывают также, что образования гидротермального кварца и доломита встречаются в этих породах довольно редко и являются, к тому же, судя по наблюдаемым в шлифах взаимоотношениям, более ранними по отношению к основной массе перекристаллизованного кальцита. Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о том, что на Акташском месторождении взаимодействие мраморизованных известняков с растворами, обусловившими аргиллизацию алюмосиликатных пород, привело к перекристаллизации и укрупнению зерен кальцита, слагающего эти породы, без существенных изменений их химического и минерального состава.

Переходя к оценке физико-химических условий процесса аргиллизации, необходимо отметить, что многие реакции, описывающие этот процесс, изучены Д. Хемли (Hemley, 1959), Р. М. Гаррелсом и Ч. Л. Крайстом (1968), И. П. Ивановым (1970) и др. Здесь поэтому можно ограничиться рассмотрением относительно небольшого числа реакций, характеризующих наиболее важные особенности этого процесса.

$$3Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 2K^+ = 2KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 3H_2O_{(ж)} + 2H^+; \quad (1)$$

$$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 6SiO_2 + 2K^+ = 3KAlSi_3O_8 + 2H^+; \quad (2)$$

$$Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 6H^+ = 2SiO_2 + 5H_2O_{(ж)} + 2Al^{3+}; \quad (3)$$

$$CaCO_3 = Ca^{2+} + CO_3^{2-}. \quad (4)$$

Примеры расчета подобных реакций и использованные термодинамические константы приведены в одной из работ автора (Щербань, 1975), а оценка активностей ионов здесь и далее выполнена на основании непосредственных определений их концентраций во включениях. Результаты расчета приведенных реакций показаны на рис. 79. Данная диаграмма характеризуется наличием семи полей, соответствующих калиевому полевому шпату, мусковиту, каолиниту, кварцу и упомянутым алюмосиликатам в ассоциации с кальцитом. Поле калиевого полевого шпата расположено в области повышенных pH раствора, но относительно низких значений ΣCO_2, возрастание которых при прочих равных условиях влечет за собой образование ассоциации калиевый полевой шпат + кальцит. Уменьшение pH при низких ΣCO_2 и прочих равных условиях вызывает образование вначале мусковита, затем каолинита и, наконец, в области минимальных pH — кварца. В тех случаях, когда активность углекислоты поднимается до величин, достаточных для образования кальцита, в указанной последовательности возникают карбонатсодержащие ассоциации: калиевый полевой шпат + кальцит → мусковит + кальцит → каолинит + + кальцит. Возрастание температуры отрицательно сказывается на образовании карбонатсодержащих ассоциаций.

Сопоставляя рис. 79 с описанными выше метасоматическими колонками, образовавшимися по породам кислого состава, нетрудно заметить между ними совершенно определенные черты сходства, заключающиеся в закономерном замещении ассоциаций, возникших в кислой среде, прежде всего мономинеральных кварцевых ассоциаций, минералами, образовавшимися при более высоких pH раствора, в частности, каолинитом, затем серицитом или гидрослюдой и, наконец, хлоритом. Отмеченное положение, а также закономерное изменение числа твердых фаз в зонах и соотношения их мощностей указывают на одностадийный механизм образова-

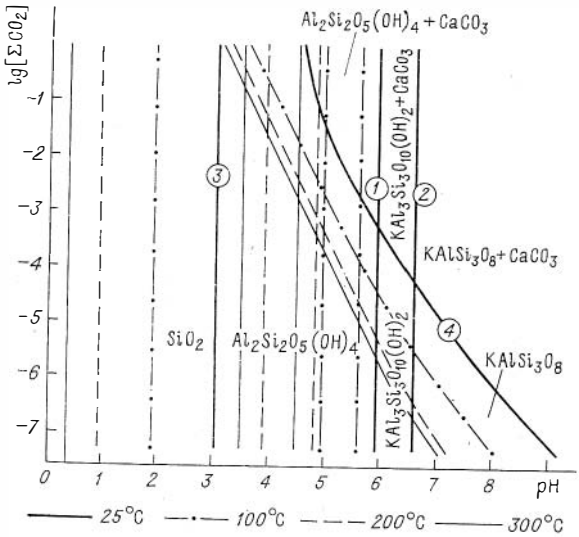


Рис. 79. Некоторые фазовые соотношения в системе $K_2O—Al_2O—SiO_2—CO_2—H_2O$ в стандартных и гидротермальных условиях. $[K^+] = 10^{-1}$; $[Al^{3+}] = [Ca^{2+}] = 10^0$.

ния таких колонок и позволяют допустить, что главной причиной их формирования следует считать возрастание pH первичнокислых гидротермальных растворов. Более сложным строением характеризуются метасоматические образования, подобные тем, которые нередко развиваются на Терлигхайском месторождении по породам основного и иного состава. В этих образованиях «щелочные» минеральные ассоциации, содержащие гидрослюду, устанавливаются как во внешней, так и во внутренней зонах, что указывает на не менее чем двухстадийный способ их формирования, причем в течение первой стадии могли возникнуть колонки, аналогичные отмеченным выше, на которые во второй стадии наложились более поздние по времени и «щелочные» по условиям кристаллизации парагенезисы.

Для оценки верхнего температурного предела процесса гидротермальной аргиллизации могут быть использованы сравнительно низкотемпературные реакции дегидратации каолинита, который, как известно, является одним из наиболее широко распространенных минералов аргиллизированных пород:

$$2Al_2Si_2O_5(OH)_4 = Al_2O_3 \cdot H_2O + Al_2Si_4O_{10}(OH)_2 + 2H_2O_{(г)}; \quad (5)$$

$$Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 2SiO_2 = Al_2Si_4O_{10}(OH)_2 + H_2O_{(г)}. \quad (6)$$

Экспериментальная проверка реакции (5), предпринятая И. П. Ивановым (1970), показала, что при $P_{тв} = P_{H_2O} = 1000$ атм температура равновесия этой реакции находится в интервале от 310 до 340°С. В процессе экспериментальной проверки реакции (6), осуществленной Альтхаузом (Althaus, 1966), установлено, что при $P_{фл} = 2000$ атм на равновесие реакции существенное влияние оказывает не только температура, но и состав флюидной фазы. Показано, что добавление во флюидную фазу даже небольшого количества сильных кислот приводит к понижению верхнего температурного предела устойчивости кварцево-каолинитовой ассоциации до 250°С, в то время как присутствие слабых кислот в том же количестве не оказывает существенного влияния на температуру рассматриваемого фазового перехода. Поскольку в гидротермально аргиллизированных породах каолинит в подавляющем большинстве случаев находится в

ассоциации с кварцем, а изучение газово-жидких включений некоторых минералов, сопровождающих эти породы, свидетельствуют о наличии в них значительных количеств SO_4^{2-} и Cl^-, то можно предположить, что температура рассматриваемого процесса вряд ли превышала 250—300°С.

Вместе с тем, экспериментальное изучение устойчивости кремнисто-сидеритовой и кремнисто-анкеритовой ассоциаций (Щербань, 1975), нередко присутствующих в аргиллизированных породах, показало, что при общем давлении < 800 атм и содержании CO_2, равном 0,03%, эти ассоциации устойчивы соответственно до температур ~ 160 и ~ 225°С. При более высоких температурах они замещаются железистым гидросиликатом типа миннезотаита. Несомненно, что возрастание P_{CO_2} приведет к увеличению температуры этого фазового перехода.

Предварительные термобарометрические исследования, проведенные на Терлигхайском месторождении А. С. Борисенко, показали, что составляющие его рудные тела и сопровождающие их жильные минералы сформировались в несколько стадий в довольно широком температурном интервале от 90 до 170°С. Поскольку, однако, процессы гидротермальной аргиллизации являются предрудными, температура их реализации должна, вероятно, несколько превышать максимальную температуру образования жил и рудных тел.

Таким образом, рассмотренные экспериментальные и расчетные материалы о реакциях дегидратации каолинита и диссоциации кремнисто-сидеритовой и кремнисто-анкеритовой минеральных ассоциаций, а также предварительные данные термобарометрических исследований свидетельствуют о том, что температура образования гидротермально аргиллизированных пород и сопровождающих эти породы руд, как Терлигхайского, так и других ртутных и иных месторождений, не превышала 250—300°С.

Суммируя приведенные физико-химические материалы, можно заключить, что процессы гидротермальной аргиллизации обусловлены воздействием на исходные породы сравнительно низкотемпературных ($T < 250$—300°С) первичнокислых ($pH < 3$) многокомпонентных гидротермальных растворов. В результате такого взаимодействия образуются бескарбонатные или карбонатсодержащие одностадийные метасоматические колонки, которые могут значительно усложниться в связи с наложением на них более поздних по времени образования ассоциаций, обязанных своим происхождением повышению pH первично-кислых гидротермальных растворов.

Как уже упоминалось, среди исследователей Терлигхайского месторождения нет единого мнения о формационной принадлежности описанных выше гидротермально измененных пород. И. С. Туркин и др. (1968) и А. Н. Павлов (1971) полагают, что наиболее измененные разновидности этих пород, составляющие зоны окварцевания и каолинизации, следует именовать вторичными кварцитами, а внешние зоны относительно слабых изменений — пропилитизированными породами. При этом предполагается, что все эти породы представляют собой продукт единого процесса, завершившегося отложением ртутных руд. В отличие от упомянутых авторов Г. С. Симкин (1971) пришел к выводу о том, что процесс образования гидротермально измененных пород и руд Терлигхайского месторождения является прерывисто-пульсационным, многостадийным. Им выделяется четыре стадии минерализации: каолинит-гидрослюдистая, кварцевая, рудная и послерудная, отличающиеся по составу слагающих их минеральных парагенезисов и, по мнению Г. С. Симкина, разобщенные значительными временными интервалами. Метасоматитами «типа вторичных кварцитов» следует именовать, по Г. С. Симкину, мономинеральные кварцевые породы второй стадии минерализации. Поскольку заключение о принадлежности описываемых пород к формации вторичных кварцитов влечет за собой важные в теоретическом и практическом отношении выводы и, в частнос-

ти, вывод о генетической связи вулканогенных пород девонского возраста с локализующимся в их пределах ртутным оруденением, необходимо остановиться на обсуждении этого вопроса.

Известно, что вторичные кварциты представляют собой специфическую метасоматическую формацию, образовавшуюся в своеобразных геологических и физико-химических условиях. Анализ обширного материала по вторичным кварцитам (Наковник, 1968) указывает на то, что эти породы обнаруживают тесную пространственную приуроченность и генетическую связь с вулканическими аппаратами центрального типа и редко выходят за их пределы. В связи с этим тела вторичных кварцитов в большинстве случаев характеризуются в плане изометричными или неправильной формы очертаниями, повторяющими в общих чертах контуры замещаемых ими пород жерловых фаций, причем роль послемагматических разрывных нарушений в распределении таких тел относительно невелика. В тех случаях, когда вторичные кварциты изучены детально, например, на месторождении Семиз-Бугу и других (Наковник, 1968), устанавливается, что они занимают определенное место в истории геологического развития района их локализации и нередко являются более поздними по времени образования по сравнению с известными в тех же районах интрузивными породами кислого и среднего состава и тем более относительно поздними проявлениями дайковых серий диабазов. Гидротермально измененные породы Терлигхайского месторождения характеризуются линейно-вытянутыми, линзообразными формами тел, распределение которых отчетливо контролируется разрывными нарушениями, наложенными не только на вулканогенно-осадочные породы, вмещающие месторождение, но и на наиболее поздние по времени магматические породы, представленные дайками диабазов.

Принципиальные различия устанавливаются, кроме того, в минеральном составе и зональности типичных вторичных кварцитов и гидротермально измененных пород Терлигхайского месторождения. В строении вторичных кварцитов обычно устанавливается (Наковник, 1968) следующие четыре типа метасоматической зональности (в направлении к внутренним зонам).

1. Серицитовая → диккитовая или каолинитовая → алунитовая → → серная или диаспоровая с зуниитом или монокварцевая зоны.

2. Серицитовая → диккитовая или пирофиллитовая → алунитовая → → диаспоровая → корундовая → монокварцевая зоны.

3. Серицитовая → андалузитовая → корундовая → монокварцевая зоны.

4. Серицитовая → пирофиллитовая → зуниитовая или диаспоровая→ → андалузитовая → корундовая зоны.

Даже при беглом сопоставлении этих данных с приведенным выше материалом по метасоматитам Терлигхайского месторождения обращает на себя внимание отсутствие в последних алунита, диаспора, зуниита, корунда и андалузита, т. е. большинства главнейших породообразующих минералов вторичных кварцитов, определяющих их формационную принадлежность. Вместе с тем, в гидротермально измененных породах Терлигхайского месторождения установлены минералы и минеральные парагенезисы, не типичные для вторичных кварцитов, но являющиеся обычной составной частью гидротермально аргиллизированных пород. К числу таких минералов и их ассоциаций могут быть отнесены, прежде всего, гидрослюды и магнезиально-железистые карбонаты.

Физико-химический анализ приведенного материала также свидетельствует о том, что вторичные кварциты и аргиллизиты образовались в различных условиях. В частности, известно (Иванов, 1970; и др.), что каолинит в ассоциации с кварцем устойчив при $P < 2000—3000$ атм до температуры всего 300—340°С, выше которой он замещается пирофиллитом. Следовательно, большая часть вторичных кварцитов, представленных

в метасоматических колонках 2—4, является высокотемпературными образованиями, возникшими при температурах, превышающих 300°С. В отличие от вторичных кварцитов, гидротермально аргиллизированные породы возникли при более низкой температуре, о чем свидетельствует широкое развитие в них гидрослюд, а также карбонатов в ассоциации с кварцем, которые при умеренных P_{CO_2} устойчивы до 200—300°С. Наконец, постоянное присутствие во вторичных кварцитах сульфатов, и в особенности алунита, не установленных в аргиллизитах, косвенно свидетельствует о различиях в составе растворов, обусловивших образование этих пород. Таким образом, приведенный выше материал свидетельствует о том, что гидротермально измененные породы Терлигхайского месторождения не имеют ничего общего с метасоматитами формации вторичных кварцитов и являются типичными представителями гидротермально аргиллизированных пород, сопровождающих подавляющее большинство известных в настоящее время ртутных месторождений.

Не менее интересен и важен в практическом отношении вопрос о возрастных и генетических соотношениях гидротермально аргиллизированных пород и ртутного оруденения. У исследователей ртутных месторождений нет сомнений в том, что ртутное оруденение и сопровождающие его гидротермально аргиллизированные породы, хотя и несколько разобщены по времени образования, обнаруживают между собой тесную пространственную и генетическую связь. Об этом достаточно убедительно свидетельствует тот факт, что подавляющее большинство сколько-нибудь значительных месторождений и рудопроявлений ртути не выходит за пределы в той или иной степени аргиллизированных пород или их аналогов, развивающихся по известнякам и другим карбонатным породам.

Более сложна и в значительной мере дискуссионна проблема о геохимическом характере такой связи. Окончательное решение этой многоплановой проблемы в полном ее объеме затруднено рядом объективных причин и невозможно без предварительного выяснения форм миграции ртути, условий ее кристаллизации, физико-химической эволюции гидротермальных процессов и пр. Между тем, в настоящее время изучена относительно небольшая часть известных соединений ртути, в частности комплексных, что, строго говоря, исключает возможность однозначного решения вопроса о формах ее миграции, а следовательно, и условиях выпадения из раствора. Решение этого вопроса многократно усложняется для высокотемпературных, тем более надкритических, условий. Имеющиеся данные о поведении ртути в таких условиях ограничиваются, по существу, формальными экстраполяциями и все еще, как правило, экспериментально не проверены. Не менее сложен вопрос о физико-химической эволюции гидротермальных процессов в условиях высоких, надкритических температур. По-видимому, в настоящее время можно более или менее уверенно говорить о формах миграции и условиях отложения ртути лишь в пределах вскрытой и относительно изученной минералого-петрографическими методами части рудных полей, т. е. в пределах глубин, не превышающих обычно 1000—1500 м.

Если при этом исходить из представлений о переносе ртути в виде комплексных соединений, то нельзя не упомянуть о двух наиболее очевидных механизмах миграции и отложения этого элемента. Согласно первому из них (Барнс, Чаманский, 1970; и др.), миграция ртути осуществляется в виде комплексных сульфидных или бисульфидных соединений в сильно щелочных растворах, а отложение ртути из таких растворов происходит вследствие их окисления при взаимодействии с кислородом атмосферы, смешении с поверхностными водами и другими подобными причинами. Сторонники второго механизма полагают (Хелгесон, 1967; и др.), что перенос ртути в гидротермальных растворах происходил в виде хлоридных комплексов, а выпадение сульфида ртути из раствора

осуществлялось в связи с повышением его щелочности во время рудоотложения. Принципиальная возможность реализации обоих механизмов образования ртутных руд при умеренных температурах подтверждается термодинамическими расчетами и экспериментальными данными, пока еще немногочисленными. Следовательно, для того, чтобы ответить на вопрос, в какой из двух упомянутых форм мигрировала ртуть в гидротермальных растворах, необходимо вначале определить принципиальную схему эволюции их кислотности — щелочности. Анализируя изложенный материал под этим углом зрения, автор данной главы приходит к следующим выводам.

Как уже упоминалось, ореолы гидротермально аргиллизированных пород Терлигхайского месторождения характеризуются зональным строением относительно подводящих растворы нарушений, причем внутренние и соответственно приповерхностные зоны таких ореолов сложены преимущественно кварцем или каолинитом, в то время как во внешних и более глубинных зонах существенно возрастает роль гидрослюд. Такова принципиальная схема зональности метасоматитов. Рассматривая ее, нельзя не придти к заключению о том, что кислотность гидротермальных растворов, обусловивших образование этих пород, возрастала по мере приближения к верхним горизонтам месторождения. На первый взгляд может показаться, что такое возрастание кислотности растворов послужило одной из главнейших причин выпадения из них ртутных руд. В последнее время, однако, в результате петрографических наблюдений установлено, что большая, а нередко подавляющая часть ртутных руд накладывается на уже сформировавшиеся аргиллизированные породы и сопровождается минеральными ассоциациями, представленными гидрослюдой, мусковитом-серицитом и карбонатами, т. е. ассоциациями, образовавшимися при прочих равных условиях в более щелочной среде сравнительно с каолинитом-диккитом и кварцем внутренних зон метасоматических колонок. Формы проявления этих ассоциаций различны. В одних случаях они устанавливаются преимущественно в качестве жильного выполнения в рудоносных прожилках и зонах дробления, в других — наблюдаются явления их наложения в виде зонок небольшой мощности на ранее образовавшиеся поля аргиллизированных пород. При этом обращает на себя внимание то обстоятельство, что сульфиды ртути сопровождают упомянутые парагенезисы преимущественно в верхних частях месторождения, в то время как его корневые части, сложенные близкими им по составу, а следовательно, и по условиям образования «щелочными» минеральными парагенезисами, нередко практически безрудны. Наиболее очевидная причина, препятствующая отложению руд в таких условиях, заключается в повышенной температуре их образования, достигающей, по данным геотермобарометрии, 300°С и даже более.

Суммируя приведенные данные, можно сделать вывод о том, что большая часть ртутных руд Терлигхайского и, вероятно, других подобных месторождений образовалась не синхронно с формированием центральных зон метасоматических колонок аргиллизированных пород, представленных каолинитом и кварцем, т. е. не в момент максимальной кислотности гидротермальных растворов, а совместно с несколько более поздними по времени проявления и более щелочными по условиям образования минеральными ассоциациями, представленными гидрослюдой, карбонатами и другими «щелочными» минералами. Сделанное заключение приводит к мысли о том, что ртуть в гидротермальных растворах, во всяком случае в момент рудоотложения, находилась не в виде сульфидных комплексных соединений, а в форме хлоридных или иных, например карбонатных, комплексных соединений, устойчивых в условиях повышенной кислотности растворов. Главными причинами отложения ртутных руд из таких растворов, следует, по-видимому, считать повышение их щелочности и падение температуры. Обе эти причины взаимосвязаны.

Таким образом, приведенный материал свидетельствует о том, что гидротермально измененные породы Терлигхайского и подавляющего большинства известных ртутных месторождений как Алтае-Саянской области, так и других регионов не имеют ничего общего с вторичными кварцитами и представляют собой типичные метасоматиты формации аргиллизитов, наложенные нередко на уже измененные предшествующими процессами исходные породы. Наиболее простые метасоматические колонки аргиллизитов — типичный продукт одноактного взаимодействия первичнокислых (pH $<$ 3), калиево-углекислых низкотемпературных (T $<$ 250—300°C) гидротермальных растворов с исходными породами различного состава. В случаях взаимодействия аргиллизирующих растворов с породами повышенной кислотности во внешних метасоматических зонах образуются существенно гидрослюдистые, монтмориллонитовые или хлоритовые породы, которые сменяются в средних зонах кварцево-каолинитовыми (диккитовыми) образованиями, а затем — во внутренней зоне — кварцевыми метасоматитами. Основные породы, преобразованные в подобных условиях, хотя и характеризуются зональностью глинистых минералов, близкой только что упомянутой, но всегда содержат значительное количество железистых карбонатов при пониженных содержаниях кварца. Ультраосновные породы, в частности серпентиниты, в случае обработки их «аргиллизирующими» растворами замещаются во внутренней зоне магнезиально-железистыми карбонатами и кварцем с незначительной примесью глинистых минералов, а во внешней — биминеральной ассоциацией, представленной карбонатом и тальком. Туфогенные песчаники, сложенные главным образом кварцем и гидрослюдой, претерпевают в ходе рассматриваемого процесса минимальные изменения, выражающиеся в восстановлении и частичном выносе входящего в их состав железа. Известняки и, по-видимому, другие карбонатные образования испытывают в результате взаимодействия с растворами, обусловившими аргиллизацию алюмосиликатных пород, чаще всего перекристаллизацию без изменения минерального и химического состава или, в более редких случаях, подвергаются в локальных участках окварцеванию (Щербань, 1975). Помимо одностадийных метасоматических колонок, характеризующихся возрастанием числа твердых фаз в зонах по мере приближения к неизмененным породам, увеличением в том же направлении pH условий минералообразования и другими признаками, нередко наблюдаются усложненные, не менее чем двухстадийные метасоматические образования. Наиболее яркая черта, отличающая их от одностадийных колонок, заключается в наличии в их внутренних частях минеральных ассоциаций, образующихся в более щелочных условиях по сравнению с минералами соседних с ними зон. Все упомянутые выше разновидности гидротермально аргиллизированных пород, составляющие одностадийные, и тем более двухстадийные, метасоматические колонки, обнаруживают тесную пространственную, временную и генетическую связь с сопровождающими их ртутными рудами и должны, поэтому, рассматриваться как один из наиболее надежных поисковых критериев при их поисках и разведке.

2. ОКВАРЦОВАННЫЕ ПОРОДЫ

Гидротермально окварцованные породы получили довольно широкое распространение во многих рудных провинциях в связи с месторождениями самых различных генетических типов: от наиболее высокотемпературных скарновых до низкотемпературных — телетермальных. Практически мономинеральные гидротермально окварцованные породы встречаются как в качестве пространственно обособленных, преимущественно апоизвестняковых образований, так и в виде отдельных зон сложных ме-

тасоматических колонок, возникающих в алюмосиликатной среде при достаточно интенсивном проявлении процессов аргиллизации, серицитизации, образовании вторичных кварцитов и пр. Нередко случается также, что в пределах локализации рудных месторождений помимо гидротермально окварцованных пород встречаются неотличимые от них по минеральному составу образования, возникшие, однако, вследствие проявления более ранних процессов, иногда даже сингенетичных с формированием вмещающих толщ. В таких случаях немаловажное значение приобретает задача, которая состоит в разработке критериев для выделения генетических типов этих пород с целью использования некоторых из них для поисков месторождений. Такое дробное расчленение окварцованных пород с выделением джаспероидов, опалитов, кварцитов различных типов и пр. с последующей оценкой их потенциальной рудоносности проведено В. П. Федорчуком (1969) на примере некоторых ртутно-рудных районов Средней Азии.

Описание различных типов окварцованных пород, развитых в пределах Алтае-Саянской области, содержится в работах Г. В. Пинуса и др. (1958), В. Н. Трощенко (1961), И. П. Щербаня и А. А. Оболенского (1967), И. П. Щербаня (1975) и др. Кроме того, для отдельных районов Алтае-Саянской области была предпринята попытка оценки поискового значения некоторых типов кварцитов и гидротермально окварцованных пород.

Ниже рассматриваются кремнистые и окварцованные породы, широко распространенные в полях локализации ртутных месторождений Алтае-Саянской области. Среди них, как показали проведенные исследования, могут быть выделены молодые по возрасту гидротермально окварцованные породы, возникшие в результате процессов околорудного метасоматоза; более древние доверхнекембрийские окварцованные породы, именуемые в данном районе «метасоматическими микрокварцитами», и сингенетичные с вмещающими породами кремнистые образования — силицилиты.

Практически мономинеральные по составу гидротермально окварцованные породы образуют обычно линейно вытянутые жилообразные и линзообразные тела, достигающие по простиранию нескольких десятков, значительно реже — сотен метров при мощности, изменяющейся в пределах первого десятка метров. Нередко они слагают также неправильные по форме залежи, приближающиеся по своим очертаниям к гнездам, штокам и карманам, размеры которых, как правило, не превышают нескольких квадратных метров. Характерная особенность окварцованных пород данного типа заключается в их довольно отчетливой приуроченности к тектоническим нарушениям. Обычны также проявления гидротермального окварцевания в многочисленных зонах брекчирования и дробления, установленных на Акташском, Чаганузунском и других ртутных месторождениях и рудопроявлениях. Процессы гидротермального окварцевания развиваются здесь как по породам карбонатного состава, так и по алюмосиликатным образованиям, хотя в последнем случае они проявляются менее интенсивно, на что указывает некоторое уменьшение мощности окварцованных зон при переходе их в алюмосиликатные породы, а также сравнительно невысокое содержание в них новообразований кварца. Вторая особенность гидротермально окварцованных пород состоит в их тесной пространственной и, по-видимому, генетической связи с ртутной минерализацией, которая выражается в том, что эти породы сопровождают многие рудные тела, образуя вокруг них оторочки и околожильные ореолы.

Особенности процессов гидротермального окварцевания карбонатных пород можно рассмотреть на примере Акташского месторождения, подавляющее большинство рудных тел которого локализуется в известняках и доломитах. Многие из таких тел содержат в своем составе то или иное количество гидротермального кварца, замещающего более или менее интенсивно вмещающие эти тела карбонатные породы. Один из участков ру-

доносной зоны брекчирования показан на рис. 80. Процессы гидротермального окварцевания охватывают в данном случае не только мраморизованные известняки, но и белые доломиты, также являющиеся метасоматическими образованиями.

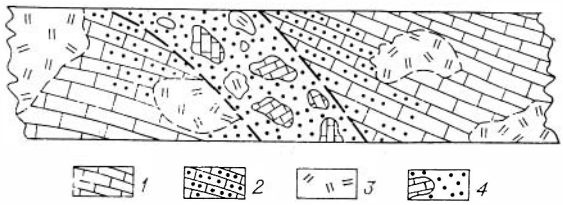


Рис. 80. Условия залегания гидротермально окварцованных известняков на Акташском месторождении (штольня 6, квершлаг 18).

1 — известняки; *2* — гидротермально окварцованные породы; *3* — перекристаллизованные известняки; *4* — зона брекчирования.

При замещении исходных известняков и доломитов кварц образует довольно крупные, обычно идиоморфные зерна размером от 0,1—0,2 до 1 мм, ассоциирующиеся в неправильной формы скопления и составляющие от 10—15 до 60—70% измененной породы. Среди таких обособлений можно нередко наблюдать прекрасно ограненные кристаллики кварца размером до нескольких миллиметров, которые в плоскости шлифов приобретают форму правильных шестиугольников или усеченных бипирамид. Кроме кварца в измененных мраморизованных и доломитизированных известняках всегда содержатся незамещенные участки этих пород, сложенные зернами кальцита или доломита, а также то или иное количество кристаллов пирита обычно в форме пентагондодекаэдров, тонкочешуйчатые скопления глинистых минералов и ватоподобные образования гидроокислов железа. Количество крупнозернистого гидротермального кварца по мере удаления от рудных тел и зон брекчирования в большинстве случаев постепенно уменьшается до полного исчезновения. Приведенные данные свидетельствуют о том, что гидротермально окварцованные породы возникли значительно позже не только известняков, но и гидротермально метасоматических доломитов, и являются, следовательно, наиболее молодыми породами, сближенными во времени формирования с ртутным оруденением.

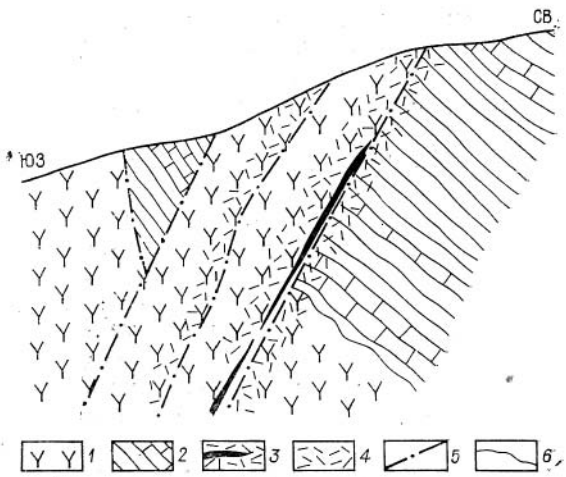


Рис. 81. Условия залегания окварцованных туфоконгломератов на Коксаирском месторождении.

1 — эффузивно-осадочные породы; *2* — известняки и песчаники; *3* — гидротермально окварцованные породы, содержащие ртутное оруденение; *4* — безрудные гидротермально окварцованные породы; *5* — тектонические нарушения; *6* — линии контактов.

Процессы гидротермального окварцевания алюмосиликатных пород можно рассмотреть на примере Коксаирского ртутного месторождения, локализующегося в эффузивно-осадочной толще аксайской свиты девона (рис. 81). Гидротермально окварцованные породы образуют в пределах этого месторождения линейно-вытянутые зоны мощностью до 10 метров, приуроченные к шву проходящего здесь разлома или к более мелким, оперяющим его тектоническим нарушениям и зонам брекчирования и дробления. К участкам интенсивного окварцевания почти повсеместно примыкают довольно интенсивно аргиллизированные породы, содержащие в своем составе до 10—15% глинистых минералов, представленных, как показали предварительные исследования, каолинитом, диккитом и гидрослюдой.

Не исключена возможность, что все эти породы представляют собой продукт проявления единого процесса аргиллизации, детальная характеристика которого приведена выше.

Процессы окварцевания развиваются в основном в цементе этих пород. При этом возникают характерные розетковидные и лапчатые срастания довольно крупных (0,5—1,0 мм) зерен кварца, цементирующие обломки исходной породы. Реже можно наблюдать замещение агрегатами кварца обломков полевого шпата и других первичных минералов. Интенсивность окварцевания зависит от удаленности того или иного участка от швов тектонических нарушений и, по-видимому, от физико-механических свойств, в частности, пористости отдельных пачек исходных пород. Сопоставление химического состава неизмененных и в различной степени окварцованных туфоконгломератов (см. табл. 31) приведено на рис. 82.

Таким образом, гидротермально окварцованные породы характеризуются сравнительно небольшими и нередко неправильными по форме телами, обычно тесно приуроченными к швам тектонических нарушений и рудоносным зонам брекчирования и дробления, а также относительно крупными размерами и идиоморфными очертаниями, слагающих такие тела зерен кварца. Гидротермально окварцованные породы являются сравнительно поздними последевонскими образованиями, наиболее тесно пространственно и, вероятно, генетически связанными с молодым, предположительно мезозойским ртутным оруденением, в связи с чем эти породы следует рассматривать как один из наиболее надежных поисковых критериев при поисках месторождений и рудопроявлений ртути. Вместе с тем, эти породы многообразны по условиям образования и не могут быть объединены в единую метасоматическую формацию. Выше уже упоминалось, что в случае алюмосиликатной вмещающей среды мономинеральные кварцевые породы, практически неотличимые по составу, составляют внутренние зоны метасоматических колонок, неодинаковых по условиям образования и формационной принадлежности. Они установлены и изучены в метасоматических колонках, содержащих в качестве главнейших породообразующих минералов пирофиллит, алунит и другие сульфаты, различные глинистые минералы, а также в колонках, сложенных преимущественно мусковитом, и должны быть, следовательно, отнесены не менее чем к трем метасоматическим формациям: вторичных кварцитов, аргиллизитов и серицитовых метасоматитов. Еще труднее определить формационную принадлежность гидротермально окварцованных пород, замещающих известняки, доломиты и другие карбонатные образования, поскольку они занимают обычно обособленное положение вне видимой связи с метасоматитами, развивающимися по алюмосиликатным породам. Только в отдельных случаях удается установить генетические связи между такими образованиями и их аналогами, возникающими вследствие преобразования алюмосиликатных исходных пород. Один из таких примеров, доказывающий принципиальную возможность сопряженного развития процессов гидротермальной аргиллизации алюмосиликатных пород и перекристаллизации, а нередко и окварцевания известняков, описан выше при характеристике аргиллизитов. Таким образом, мономинеральные гидротермальные кварциты, развивающиеся как по алюмосиликатным, так и по карбонатным по-

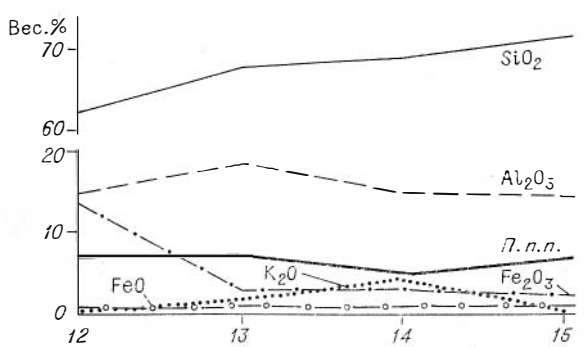


Рис. 82. Перемещение вещества в процессе окварцевания туфоконгломератов.

родам, образуются в широком диапазоне физико-химических условий и являются, следовательно, гетерогенными образованиями, входящими в состав нескольких метасоматических формаций.

Помимо гидротермально окварцованных пород, в пределах рудных полей некоторых ртутных месторождений установлены своеобразные по внешнему облику и условиям образования, также практически мономинеральные, кварцевые породы, именуемые в Алтае-Саянской области «метасоматическими микрокварцитами» (Пинус и др., 1958). Обычно «метасоматические микрокварциты» слагают пластообразные тела, залегающие вдоль ослабленных зон, обрамляющих отложения баратальского выступа. Протяженность отдельных тел этих пород достигает нескольких сотен метров при мощности, равной нескольким десяткам метров. Минеральный состав исключительно прост и представлен, по существу, одним минералом — кварцем, слагающим изометричные зерна, размером от нескольких тысячных до сотых долей миллиметра, ассоциирующиеся в мономинеральные агрегаты. Помимо кварца в апоизвестняковых микрокварцитах содержатся кальцит в виде прожилков и отдельных зерен и редкие чешуйки серицита, а в апопорфиритовых—кроме этих минералов еще хлорит и лейкоксен.

Возрастные соотношения между гидротермально окварцованными породами и «метасоматическими микрокварцитами» можно наблюдать на участках наложения на них гидротермального, в частности ртутного, оруденения. В подобных случаях гидротермально окварцованные породы, резко отличающиеся от кварцитов благодаря более светлым тонам окраски и текстурно-структурным особенностям, образуют линзообразные и жилообразные тела, достигающие по простиранию первых десятков метров при мощности, изменяющейся от десятков сантиметров до 1—2 м. Особенно отчетливо взаимоотношения между описываемыми разновидностями окварцованных пород видны в широко распространенных на Красногорском, Чаганузунском и других месторождениях зонах брекчирования, в которых разнообразные по величине и форме обломки темно-серых, часто почти черных микрокварцитов цементируются и частично замещаются более светлыми агрегатами сравнительно крупнозернистого кварца, развивающегося в той или иной степени в призальбандовых частях вмещающих такие брекчии пород. Более того, в базальных конгломератах курайской (ϵ_1) и аксайской (D_2) свит содержится довольно значительное количество гальки «метасоматических микрокварцитов», аналогичных по минеральному составу и текстурно-структурным особенностям микрокварцитам из обнажений нижнепалеозойских толщ. Этот факт служит прямым доказательством сравнительно древнего доверхнекембрийского возраста микрокварцитов. Об этом же свидетельствуют находки ксенолитов микрокварцитов в дорудных слюдяных лампрофирах мезозойского возраста и наличие весьма обширных полей микрокварцитов, не содержащих каких-либо признаков рудной минерализации. Таким образом, «метасоматические микрокварциты», распространенные в Курайской зоне, представляют собой образования значительно более древние, чем ртутное оруденение, в связи с чем они не могут служить поисковым признаком рудной минерализации.

Завершая описание кремнистых и окварцованных пород, необходимо сказать несколько слов о встречающихся в пределах ртутных месторождений кремнистых породах, сингенетичных или близких по времени формирования с образованием вмещающих их, как правило, карбонатных толщ. Обычно они образуют прослои и линзы мощностью от 1 до 5 м, реже 10, при значительной выдержанности по простиранию. Силицилиты сложены главным образом ориентированными в прослои мелкими зернами кварца, которые составляют 85—95% породы. Помимо кварца часто встречаются кальцит, серицит, глинистые минералы, пирит и углистое вещество.

Вопрос о генезисе силицилитов, входящих в состав древних толщ юго-восточного Алтая и Кузнецкого Алатау, в свое время детально обсуждал-

ся в литературе. Несмотря на некоторые расхождения, касающиеся условий образования силицилитов, исследователи пришли к единому мнению о времени формирования этих пород, считая их сингенетичными с вмещающими толщами. Во всяком случае, не приходится сомневаться в том, что силицилиты, как по условиям образования, так и по времени формирования, не имеют ничего общего с более поздними последевонскими проявлениями гидротермальных процессов.

Обсуждение физико-химических особенностей образования гидротермально окварцованных пород необходимо начать с вопроса о растворимости в воде кремнезема, который может считаться хорошо изученным. В последнее время (Рыженко, 1967 и др.) вычислены величины растворимости кремнезема для температурного интервала от 25 до 350° при pH раствора от 7 до 13. Согласно Б. Н. Рыженко, растворимость кремнезема при постоянной температуре, незначительно изменяясь при pH раствора менее 8—10, резко увеличивается при дальнейшем возрастании его щелочности. Повышение температуры раствора от 25 до 300°С при pH $<$ 9 приводит к повышению растворимости кремнезема, в то время как в более щелочной области растворимость SiO_2 достигает предельных величин при ~200°С, а затем, при более высоких температурах, несколько понижается. Б. Н. Рыженко вполне обоснованно считает, что это положение может быть использовано для объяснения явлений переотложения кремнезема в процессах гидротермального минералообразования. Растворимость аморфного кремнезема, хотя и характеризуется несколько большими абсолютными величинами по сравнению с растворимостью кварца, вместе с тем подчиняется указанным выше закономерностям (Айлер, 1959). Отсюда следует, что выпадение кремнезема из гидротермальных растворов может быть обусловлено двумя основными причинами, первая из которых заключается в понижении их температуры, а вторая — в возрастании кислотности раствора, причем в щелочной среде возможно переотложение SiO_2 в интервале температур от 200 до 300°С.

Влияние давления на растворимость кварца в воде в температурном интервале от 100 до 600°С изучалось экспериментальным путем Г. Кеннеди (Kennedy, 1950) и другими исследователями. Результаты их наблюдений свидетельствуют, что в докритической области увеличение давления приводит к плавному и весьма незначительному возрастанию растворимости кремнезема, а при $T > 375$°С и $P_{общ} > 750$ атм устанавливается резкое возрастание его растворимости. Следовательно, в условиях надкритических температур при $P_{общ} > 750$ атм падение давления может служить причиной интенсивного выпадения кремнезема из раствора, в то время как в области низких температур роль давления как фактора отложения кварца из растворов сводится, по-видимому, к минимуму.

Переходя к характеристике некоторых возможных форм миграции кремния в водных растворах, необходимо отметить, что в настоящее время известно несколько таких форм: силикатные ионы кремниевых кислот, комплексный ион кремнефтористоводородной кислоты, ионы гетерополикислот и др. В данном случае необходимо остановиться на характеристике первых двух групп ионов и их соединений, которые, как показывают анализы вод современных гидротерм и вытяжек из газово-жидких включений некоторых минералов, реально существуют в природных условиях.

По вопросу о форме растворенного в воде кремнезема нет единого мнения. Н. Окура (Айлер, 1959) и другие полагают, что растворенный в воде кремнезем находится в ионной форме, а У. и В. Бритцингер (Айлер, 1959) считают, что наиболее вероятной формой нахождения кремнезема в воде являются гидратированные молекулы. Кроме того, Айлер (1959) допускает, что кремний по отношению к кислороду может находиться не в четверной, а в шестерной координации. Известны также данные, которые свидетельствуют о том, что процесс диссоциации ортокремниевой кислоты сопровождается образованием силикатных ионов

типа $Si_2O_5^{2-}$, SiO_3^{2-} и др. (Рыженко и др., 1968). Условия образования этих ионов недостаточно изучены. Вместе с тем, не вызывает сомнений то обстоятельство, что, независимо от формы нахождения кремнекислоты в растворе, массовое образование ионов кремния возможно только в щелочных условиях при pH не менее 10.

В случае нахождения кремния в растворе в виде комплексного иона SiF_6^{2-} процесс выпадения кремнезема в осадок может быть описан следующим уравнением.

$$SiF_6^{2-} + 4OH^- = SiO_2 + 2H_2O_{(ж)} + 6F^-. \quad (7)$$

Если данная реакция протекает в присутствии карбоната кальция или кальция-иона в растворе, то создаются условия, благоприятные для образования равновесной ассоциации флюорит + кварц.

$$\begin{array}{r} SiF_6^{2-} + 4OH^- = SiO_2 + 2H_2O_{(ж)} + 6F^- \\ 3CaCO_3 + 6F^- = 3CaF_2 + 3CO_3^{2-} \\ \hline 3CaCO_3 + SiF_6^{2-} + 4OH^- = SiO_2 + 3CaF_2 + 2H_2O_{(ж)} + 3CO_3^{2-}; \end{array} \quad (8)$$

$$\begin{array}{r} SiF_6^{2-} + 4OH^- = SiO_2 + 2H_2O_{(ж)} + 6F^- \\ 3Ca^{2+} + 6F^- = 3CaF_2 \\ \hline SiF_6^{2-} + 4OH^- + 3Ca^{2+} = SiO_2 + 3CaF_2 + 2H_2O_{(ж)}; \end{array} \quad (9)$$

$$CaCO_3 = Ca^{2+} + CO_3^{2-}. \quad (10)$$

Расчеты реакций (8—10) показали (рис. 83), что, в отличие от рассмотренных ранее случаев, образование кремнезема и кремнезема в ассоциации с флюоритом происходит при относительно низких pH, а оптимальные условия для реализации реакций (8) и (9) создаются при возрастании этого параметра. Экспериментальные исследования подтвердили принципиальную возможность реализации упомянутых реакций при температурах от 25 до 600°С в широком интервале pH растворов (Щербань, 1975).

Изложенный материал позволяет сделать следующее заключение о физико-химических условиях образования гидротермально окварцованных пород на низкотемпературных и, в том числе, ртутных месторождениях. Можно, по-видимому, допустить, что миграция кремнезема в гидротермальных растворах осуществлялась в двух основных формах: в виде кремниевых кислот и, при наличии в растворе достаточных количеств фтора, в виде комплексного иона SiF_6^{2-}. Расчетные и экспериментальные данные свидетельствуют о том, что выпадение кремнезема из растворов, содержащих кремнекислоту, могло быть обусловлено двумя наиболее очевидными причинами, первая из которых и, вероятно, основная заключается в понижении температуры этих растворов, а вторая состоит в возрастании их кислотности. Что касается давления, как фактора отложения кварца из таких растворов, то роль этого параметра на низко- и среднетемпературных месторождениях сводится, по-видимому, к минимуму. В случае переноса кремния в растворах в виде комплексного иона SiF_6^{2-} главной и, вероятно, единственной причиной кристаллизации кремнезема следует считать повышение щелочности растворов, обусловленное общими закономерностями их эволюции и, в частных случаях,— реакциями растворов с вмещающими породами, в особенности повышенной основности.

Завершая изложение материала, необходимо рассмотреть вопрос о рудоносности описанных типов окварцованных пород. Как было показано в предыдущих работах (Щербань, Оболенский, 1967; и др.), окварцованные породы характеризуются отчетливо выраженной гетерогенностью и разновозрастностью, что влечет за собой вывод о неодинаковой надеж-

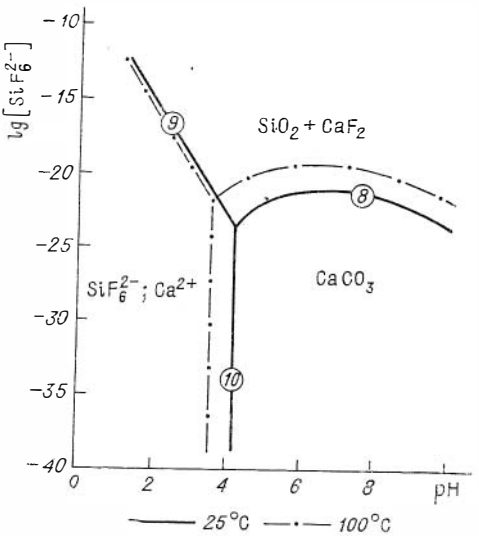


Рис. 83. Условия образования кварцево-флюоритовой ассоциации в стандартных и гидротермальных условиях. $[\Sigma CO_2] = [Ca^{2+}] = 1$.

ности этих пород как поисковых критериев гидротермальной ртутной минерализации. По-видимому, следует полностью исключить возможность использования в качестве поисковых критериев силицилиты, сингенетичные с вмещающими нижнекембрийскими толщами, а также «метасоматические микрокварциты», которые представляют собой сравнительно древние доверхнекембрийские образования, отделенные от процессов формирования ртутных месторождений весьма значительным промежутком времени. В отличие от силицилитов и «метасоматических микрокварцитов» гидротермально окварцованные породы, также характеризующиеся практически мономинеральным составом, обнаруживают тесную пространственную и, скорее всего, генетическую связь с ртутными месторождениями и рудопроявлениями, образуя вокруг них околорудные ореолы. Эти породы сближены по времени образования с ртутными рудами и могут, поэтому, рассматриваться как один из наиболее надежных прямых поисковых критериев при их поисках и разведке.

3. ДОЛОМИТИЗИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ

Гидротермально доломитизированные карбонатные породы и доломиты, пространственно, а иногда, возможно, и генетически связанные с ртутными месторождениями, описаны в довольно значительном количестве опубликованных работ. Наиболее детально изученными могут считаться гидротермально метасоматические доломиты ртутных месторождений Средней Азии и Закарпатья, охарактеризованные в работах В. И. Смирнова (1947), В. Г. Сургая (1957), А. И. Славской (1957), В. П. Федорчука (1969) и других исследователей. В пределах Алтае-Саянской области гидротермально метасоматические доломиты встречаются сравнительно редко; они установлены и изучены только на двух месторождениях: Акташском и Сарасинском, а также на некоторых рудопроявлениях. Описание геологического положения этих пород, их минералого-петрографического состава и возрастных и генетических соотношений с сопровождающим ртутным оруденением содержится в работах В. А. Кузнецова (1953 и др.), А. Л. Павлова и др. (1972), И. П. Щербаня (1975 и др.) и других геологов. Значительно слабее изучены физико-химические условия образования гидротермально метасоматических доломитов, исследование которых, по существу, только начинается. В связи с изложенным, основные усилия были направлены на изучение некоторых особенностей минерального состава гидротермально метасоматических доломитов и, в особенности, на физико-химических условиях их формирования.

Объектом исследования послужили доломиты и доломитизированные известняки Акташского месторождения, вмещающие значительную часть установленных в его пределах рудных тел. Мраморизованные известняки рудовмещающей толщи, являющиеся исходными и, вместе с тем, вмеща-

ющими породами по отношению к гидротермально метасоматическим доломитам, состоят из изометричных зерен кальцита размером от 0,1 до 0,5 мм, занимающих до 95% площади шлифов и обусловивших неравномернозернистую структуру породы. Вторым довольно широко распространенным минералом известняков является кварц, наблюдаемый обычно в виде мелкозернистых агрегатов, концентрирующихся на стыках более крупных по размеру зерен кальцита. Несколько реже, преимущественно на участках, непосредственно примыкающих к рудным телам, встречаются также отдельные зерна и прожилкообразные скопления более крупнозернистого исключительно хорошо ограненного кварца, образующего в плоскости шлифа правильные шестиугольники и бипирамиды. Суммарное количество обеих разновидностей кварца в большинстве случаев сравнительно невелико и редко выходит за пределы 5—10%. Исключение составляют лишь небольшие участки вторичного окварцевания, локализующиеся вблизи зон брекчирования и дробления, в которых содержание этого минерала составляет 10—15%, а нередко повышается до нескольких десятков процентов. Помимо кварца и кальцита, в известняках отмечаются (в весьма незначительных количествах) глинистые минералы, образующие тонкодисперсные агрегаты на отдельных участках породы, хорошо ограненные кристаллы пирита, размером от 0,1 до 1 — 1,5 мм, и гидроокислы железа и марганца, слагающие скрытокристаллические скопления. Химические анализы (см. табл. 33) и термограммы (рис. 84) свидетельствуют о том, что эти породы сложены в основном кальцитом и, следовательно, подтверждают данные петрографических наблюдений. Среди гидротермально метасоматических доломитов, получивших распространение в рудовмещающей толще Акташского месторождения, могут быть выделены две различные по времени образования и некоторым другим признакам разновидности, которые принято называть по свойственной им окраске серыми и белыми доломитами (Князев, 1954; и др.).

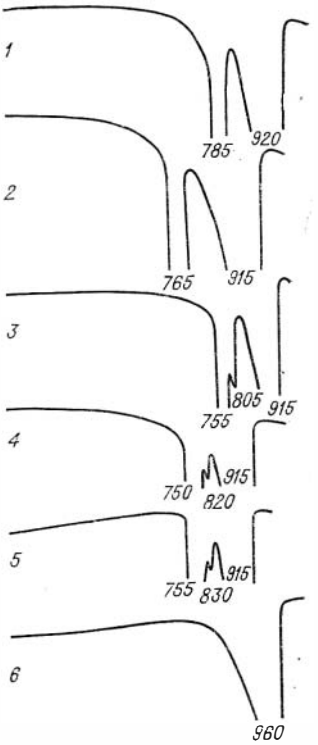


Рис. 84. Термограммы белых (*1*, *2*), серых (*3*—*5*) доломитов и вмещающих их известняков (*6*) Акташского месторождения.

Серые доломиты образуют различные по форме тела, размеры которых изменяются в широких пределах от 1—2 до 1000 м², а иногда даже более (рис. 85). Контакты таких тел с вмещающими их известняками преимущественно извилистые, резкие. Какой-либо постоянной закономерности в распределении тел серых доломитов по отношению к тектоническим нарушениям не устанавливается: в одних случаях отмечаются явления замещения известняков доломитом непосредственно вдоль швов тектонических нарушений с постепенным уменьшением интенсивности процесса доломитизации по мере удаления от последних, в других тела доломитов располагаются на некотором и часто значительном удалении от подобных нарушений. Нередко наблюдается также послойное развитие процесса доломитизации, хотя и в таких случаях контуры тел доломитов отличаются извилистыми очертаниями и очень редко строго следуют согласно слоистости исходных пород. По-видимому, тектонические нарушения играли роль каналов, подводящих гидротермальные растворы, вызвавшие доломитизацию, в то время как распределение отдельных тел доломитов зависело от физико-механических свойств отдельных пачек исходных пород.

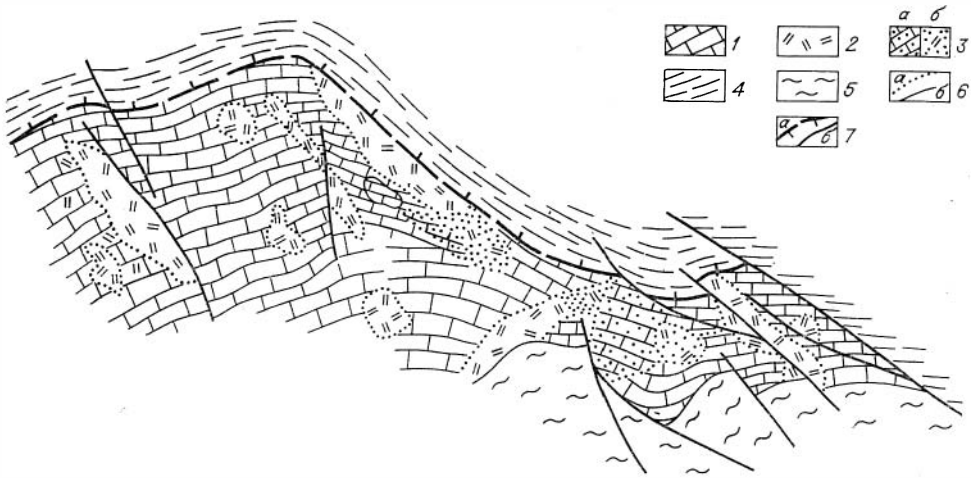


Рис. 85. Условия залегания серых доломитов в западной части 4-го горизонта Акташского месторождения (по Л. А. Бондаренко и В. И. Васильеву).

1 — известняки; *2* — серые доломиты; *3* — окварцованные известняки (*а*) и доломиты (*б*); *4* — аргиллизированные сланцы; *5* — углистые сланцы; *6* — линии контактов метасоматитов (*а*) и сланцев (*б*) с известняками; *7* — главные (*а*) и второстепенные (*б*) тектонические нарушения.

В отличие от мраморизованных известняков, серые доломиты состоят практически из одного минерала — доломита, образующего изометричные остроугольные зерна, размеры которых изменяются от десятых долей до 1—2 мм. Помимо доломита в породе содержится небольшое количество кварца (до 5%), наблюдаемого в виде двух отмеченных ранее генераций, причем показательно, что если мелкозернистые кварцевые агрегаты замещаются и корродируются зернами доломита, то более крупные кристаллы этого минерала нередко пересекают и замещают доломитовые образования и являются, таким образом, более поздними по времени формирования по сравнению с последними. Кроме кварца в составе доломита содержится обычно заметное количество пирита, представленного хорошо ограненными кристаллами преимущественно пентагондодекаэдрического габитуса. Химические (табл. 33) и термические (см. рис. 84) анализы серых доломитов указывают на довольно значительное содержание в них железа и наличие некоторого избытка кальция, что обусловлено, вероятно, присутствием небольшого количества кальцита.

Распространение белых доломитов в рудовмещающей толще Акташского месторождения более ограничено. Как правило, эти породы образуют гнездообразные, штокообразные и неправильной формы тела, размеры которых редко выходят за пределы первого десятка метров (рис. 86). Контакты таких тел с вмещающими их породами обычно резкие и характеризуются крайне извилистыми очертаниями. Чаще всего белые доломиты развиваются по мраморизованным известнякам, хотя в отдельных случаях удается наблюдать замещение серых доломитов белыми, что свидетельствует о более позднем времени образования последних. Распределение тел белых доломитов в рудовмещающих известняках, в отличие от серых, в большинстве случаев совершенно отчетливо контролируется тектоническими нарушениями и зонами брекчирования, что выражается в их постоянно наблюдаемой тесной пространственной связи.

Белые доломиты, так же, как и серые, сложены в основном близкими по форме к изометричным идиоморфными зернами доломита, размером от нескольких десятых долей миллиметра до 5—6 мм, причем чаще всего встречаются зерна, равные 2—3 мм. Показательно, что образования белого доломита, в отличие от серого, нередко корродируют и пересекают скопления крупнокристаллического кварца и являются, следовательно, более

Таблица 33

Результаты химических анализов мраморизованных известняков (1—3), серых (4—8) и белых (9—11) доломитов

Номер породы	FeO	MgO	CaO	CO_2	Сумма
1	0,26	0,36	52,14	43,19	95,95
2	0,13	0,24	50,08	42.52	93,03
3	0,22	0,40	53,16	42,84	96,62
4	3.82	17,48	31,30	45.33	97,93
5	3,60	17,30	30,88	44,50	96,11
6	4,24	16,99	31,33	44,90	97,46
7	4,49	17,60	30.51	43,16	95,76
8	3,92	17,56	29,98	41,76	93,22
9	1,97	18,75	29,71	45,60	93,03
10	2,01	17,36	30,61	45,85	95,83
11	1,84	16,40	32,55	45,65	96,44

1) $Ca_{0,93}Fe_{0,01}Mg_{0,01}C_{0,98}O$;

2) $Ca_{0,92}Fe_{0,01}Mg_{0,01}C_{1,00}O_3$;

3) $Ca_{0,94}Fe_{0,01}Mg_{0,01}C_{0,96}O_3$;

4) $Ca_{1,09}[Fe_{0,11}Mg_{0,85}][C_{0,99}O_3]2$ (f=10,88);

5) $Ca_{1,06}[Fe_{0,11}Mg_{0,84}][C_{1,01}O_3]2$ (f=10,54);

6) $Ca_{1,11}[Fe_{0,12}Mg_{0,82}][C_{0,94}O_3]2$ (f=12,26);

7) $Ca_{1,09}[Fe_{0,13}Mg_{0,87}][C_{0,98}O_3]2$ (f=12,60);

8) $Ca_{1,11}[Fe_{0,11}Mg_{0,90}][C_{0,98}O_3]2$ (f=11,02);

9) $Ca_{1,03}[Fe_{0,05}Mg_{0,90}][C_{1,00}O_3]2$ (f=5,68);

10) $Ca_{1,00}[Fe_{0,05}Mg_{0,84}][C_{1,01}O_3]2$ (f=6,11);

11) $Ca_{1,11}[Fe_{0,05}Mg_{0,71}][C_{1,00}O_3]2$ (f=5,79).

Примечание. Анализы проведены методом солянокислой вытяжки в ИГиГ СО АН СССР.

поздними по времени проявления по сравнению с последним. Помимо доломита в составе породы отмечаются также кварц (до 5%), представленный главным образом крупными идиоморфными зернами, пирит — в форме хорошо ограненных кристаллов с преимущественным развитием формы {111}, а также гидроокислы железа, количество которых незначительно. Текстура породы массивная; структура неравномернозернистая. Данные химических анализов белых доломитов (см. табл. 33) и результаты термических исследований (см. рис. 84) указывают на их значительно меньшую железистость по сравнению с серыми доломитами.

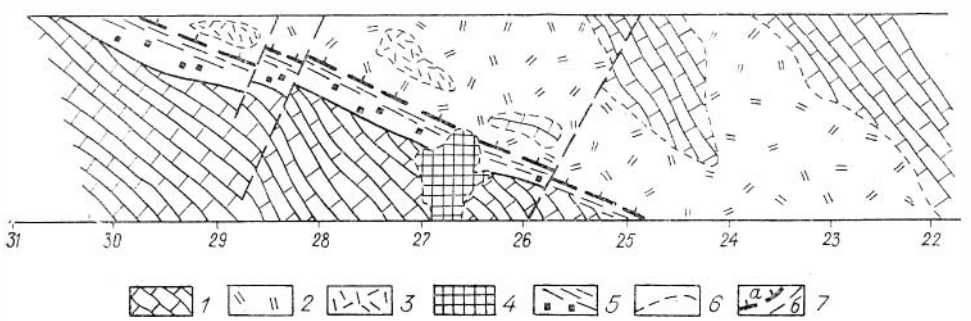


Рис. 86. Условия залегания белых доломитов на Акташском месторождении (штольня 11).

1 — известняки; *2* — белые доломиты; *3*—серые доломиты; *4* — перекристаллизованные известняки; *5* — пиритизированные зоны дробления; *6* — линии контактов; *7* — главные (*а*) и второстепенные (*б*) нарушения.

Таким образом, приведенные материалы свидетельствуют о том, что в пределах Акташского рудного поля, так же, как и некоторых других районов (Князев, 1954; и др.), получили развитие две генерации гидротермально метасоматических доломитов. Вместе с тем, как белые, так и серые доломиты характеризуются целым рядом особенностей, отличающих их от доломитов и доломитизированных пород первичноосадочного происхождения. В частности, они образуют, обычно, сравнительно небольшие по размеру гнездообразные, штокообразные и неправильной формы тела, которые, хотя и не во всех случаях, обнаруживают достаточно четко выраженную приуроченность к тектоническим нарушениям и зонам дробления и брекчирования, но обычно более или менее равномерно располагаются во всех пачках вмещающих известняков. Между тем первичноосадочным доломитам свойственны, как известно, приуроченность к определенным стратиграфическим горизонтам известняков и других карбонатсодержащих пород и пластообразные или, в крайнем случае, линзообразные тела, протягивающиеся обычно на значительные расстояния. С другой стороны петрографические наблюдения показывают, что образования серых доломитов пересекают и замещают мелкозернистые агрегаты первичного кальцита, а зерна белого доломита корродируют, кроме того, кристаллы гидротермального крупнокристаллического кварца, что свидетельствует о значительно более позднем времени образования доломитов по сравнению с известняками и, тем самым, подтверждает их принадлежность, во всяком случае, к постдиагенетическим образованиям. Наконец, известно, что осадочные доломиты характеризуются слоистой текстурой и обычно незначительными размерами зерен, а описанным выше доломитам свойственны массивная текстура и значительный размер зерен. Таким образом, приведенные материалы и соображения указывают на то, что описанные доломиты представляют собой типичные гидротермально метасоматические образования. Вместе с тем, эти породы, несмотря на изолированное положение и своеобразный минеральный состав, не могут рассматриваться в качестве самостоятельной метасоматической формации. Как было показано в специальной работе (Щербань, 1975), они являются в большинстве случаев продуктами магнезиального или даже калиево-магнезиального метасоматоза, вызывающего в алюмосиликатной вмещающей среде формирование метасоматических колонок с широким развитием существенно мусковитовых или хлоритовых парагенезисов, которые большинство исследователей склонно отнести к особой формации аналогичного наименования.

Перейдем теперь к характеристике физико-химических условий образования гидротермально метасоматических доломитов. Поскольку система $CaO—MgO—CO_2—H_2O$, охватывающая процесс доломитизации, изучалась многими исследователями (Гаррелс, Крайст, 1968; Мельник, 1973; Щербань, 1975; и др.), здесь можно ограничиться рассмотрением только наиболее важных реакций:

$$CaCO_3 = Ca^{2+} + CO_3^{2-}; \quad (11)$$

$$CaCO_3 + 2H_2O_{(ж)} = CaOH_2 + CO_3^{2-} + 2H^+; \quad (12)$$

$$2CaCO_3 + Mg^{2+} = CaMg(CO_3)_2 + Ca^{2+}; \quad (13)$$

$$MgCO_3 = Mg^{2+} + CO_3^{2-}; \quad (14)$$

$$MgCO_3 + 2H_2O_{(ж)} = Mg(OH)_2 + CO_3^{2-} + 2H^+; \quad (15)$$

$$2MgCO_3 + Ca^{2+} = CaMg(CO_3)_2 + Mg^{2+}; \quad (16)$$

$$CaMg(CO_3)_2 = Ca^{2+} + Mg^{2+} + 2CO_3^{2-}; \quad (17)$$

$$CaMg(CO_3)_2 + 4H_2O_{(ж)} = Ca(OH)_2 + Mg(OH)_2 + 2CO_3^{2-} + 4H^+; \quad (18)$$

$$CaMg(CO_3)_2 + 2H_2O_{(ж)} = Mg(OH)_2 + CaCO_3 + CO_3^{2-} + 2H^+. \quad (19)$$

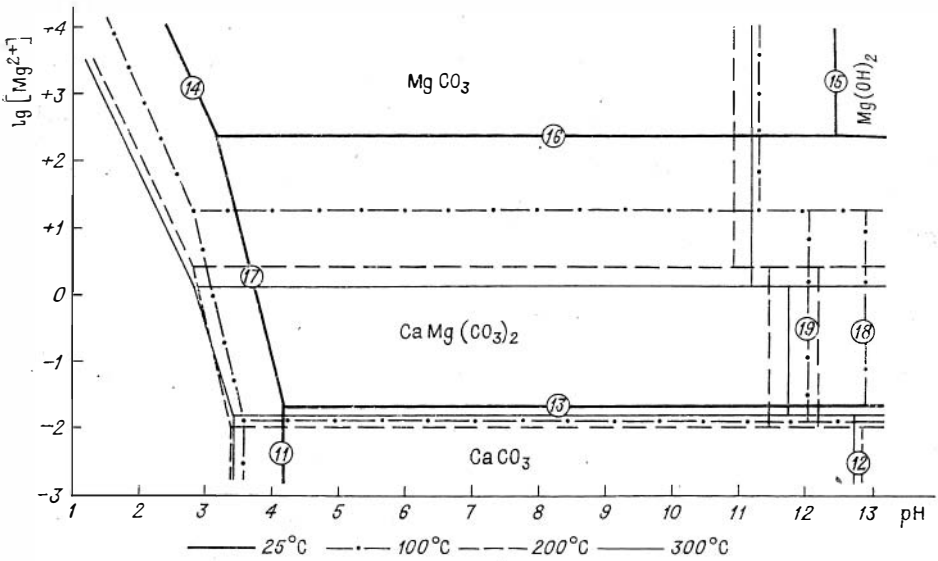


Рис. 87. Некоторые фазовые соотношения в системе $MgO—CaO—CO_2—H_2O$ в стандартных и гидротермальных условиях $[\Sigma CO_2] = [Ca^{2+}] = 10^0$.

Результаты расчета приведенных реакций, выполненные с учетом термобарометрических исследований газово-жидких включений в доломитах Акташского и других месторождений, показали (рис. 87), что рассматриваемая система характеризуется наличием семи устойчивых минералов и минеральных ассоциаций, представленных доломитом, магнезитом, кальцитом, портландитом, бруситом и бруситом совместно с портландитом и кальцитом. Образование доломита в стандартных условиях возможно, согласно проведенным расчетам, в тех случаях, когда активность магний-иона в растворе составляет не менее 10^{-2} при условии, что pH раствора не выходит за рамки 3,5—13,0, а $[\Sigma CO_2] = [Ca^{2+}] = 10^0$. Возрастание кальций-магниевого отношения в растворе, при фиксированных значениях прочих параметров, должно привести к кальцитизации доломита, а его уменьшение — к замещению доломита магнезитом. Снижение активности суммарной углекислоты и ионов магния и кальция влечет за собой сокращение поля устойчивости доломита. Увеличение температуры при прочих равных условиях приводит к параллельному смещению линий равновесия реакций замещения карбонатов соответствующими гидроокисями и линий диссоциации карбонатов в область более кислых значений pH раствора и, вместе с тем, вызывает перемещение линии равновесия реакции (16) вниз по оси ординат (см. рис. 87), где ее реализация проходит при пониженных активностях магния. В отличие от реакции (16), положение линии равновесия реакции (13) очень мало зависит от температуры.

Первые результаты экспериментального изучения реакций типа (13) и (16), описывающих процесс замещения кальцита доломитом и доломита магнезитом, опубликованы П. Розенбергом и Х. Холландом (Posenberg, Holland, 1964). Впоследствии эти данные получили подтверждение и были детализированы в работах Х. Усдовского (Usdowski, 1964), В. Иоханеса (Johannes, 1966_2), П. Розенберга и др. (Rosenberg e. a., 1967) и других исследователей. Из упомянутых работ, результаты которых представлены на рис. 88, следует, что условия равновесия реакции метасоматического замещения доломита кальцитом при температуре от 275 до 425°C в 1 и 2M растворе хлоридов характеризуются отношением $Ca^{2+}/(Ca^{2+} + Mg^{2+})$, равным 0,920—0,975, и, таким образом, сравнительно слабо зависят от температуры. Реализация реакции доломитизации магнезита, согласно данным П. Розенберга и др. (Posenberg e. a., 1964, 1967) и В. Иоханеса

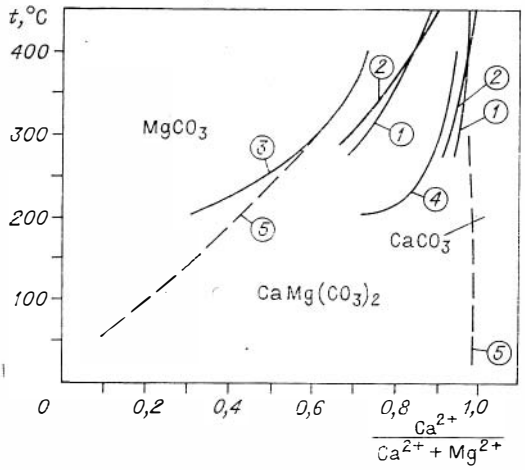


Рис. 88. Равновесные отношения $Ca^{2+}/(Ca^{2+} + Mg^{2+})$ реакций (13) и (16) по экспериментальным и расчетным данным.

1 — экспериментальные данные Розенберга и др. (Rosenberg e. a., 1964) для 2М растворов; *2* — экспериментальные данные Розенберга и др. (Rosenberg e. a., 1967) для 1М растворов; *3* — экспериментальные данные Иоханеса (Johannes, 1966_2) для растворов с низкой концентрацией ионов; *4* — экспериментальные данные Иоханеса (Johannes, 1966_2) для растворов с очень высокой концентрацией ионов; *5* — расчетные данные.

(Johannes, 1966_2), напротив, в весьма значительной степени определяется температурой и при возрастании последней от 275 до 425°С требует увеличения отношения $Ca^{2+}/(Ca^{2+} + Mg^{2+})$ от 0,55 до 0,90. Результаты приведенных на рис. 88 экспериментальных исследований по доломитизации магнезита обнаруживают вполне удовлетворительную сходимость, за исключением данных Иоханеса (кривая *4*). Указанное отклонение обусловлено, по-видимому, аномально высокой концентрацией растворов, использованных при проведении эксперимента, которая, если пользоваться размерностью, приведенной в работе В. Иоханеса, составляет 1 моль хлорида на 6 молей воды. Переходя к обсуждению экспериментальных и расчетных данных, необходимо отметить, что расхождения между ними в перекрывающемся интервале температур невелики и обычно не выходят за пределы точности расчетов. Приведенные расчетные и экспериментальные материалы, несмотря на некоторые расхождения, указывают на то, что рассмотренная реакция доломитизации кальцита может быть реализована в интервале от 25 до 450°С при отношении $Ca^{2+}/(Ca^{2+} + Mg^{2+}) = 0{,}05—0{,}99$ и, таким образом, сравнительно слабо зависит от температуры. Реакция доломитизации магнезита, напротив, находится в прямой зависимости от температуры и в случае понижения последней весьма существенно смещается, при прочих равных условиях, в сторону образования доломита.

Рассмотрим теперь некоторые данные, касающиеся верхнего температурного предела гидротермальной доломитизации. В результате исследования системы $CaO—MgO—CO_2—H_2O$ установлено (Metz, Winkler, 1963; Мельник, 1973; Щербань, 1975; и др.), что устойчивость кварцево-доломитовой минеральной ассоциации определяется, по существу, тремя дивариантными равновесиями:

$$3CaMg(CO_3)_2 + 4SiO_2 + H_2O_{(г)} = Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 + 3CaCO_3 + 3CO_{2(г)}; \quad (20)$$

$$5CaMg(CO_3)_2 + 8SiO_2 + H_2O_{(г)} = Ca_2Mg_5(Si_4O_{11})_2(OH)_2 + 3CaCO_3 + 7CO_{2(г)}; \quad (21)$$

$$3CaMg(CO_3)_2 + 2SiO_2 + 2H_2O_{(г)} = Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + 3CaCO_3 + 3CO_{2(г)}. \quad (22)$$

Расчеты этих реакций показали (Мельник, 1973; Щербань, 1975; и др.), что для их реализации даже при максимальных содержаниях углекислоты во флюиде, достигающих 90% его объема, и значительных давлениях порядка 2000 атм требуется сравнительно низкая температура, составляющая 200—400°С. Изменение соотношений углекислоты и воды во флюиде в пользу последней приводит к дальнейшему снижению температуры разложения кварцево-доломитовой ассоциации. Следовательно, на

равновесие данных реакций наиболее существенное влияние оказывают общее давление флюида и соотношение в нем воды и углекислоты. В случаях сравнительно небольших парциальных давлений углекислоты во флюиде, которые, согласно термобарометрическим данным, свойственны и процессу образования ртутных месторождений, ассоциация доломит+кварц остается устойчивой до температур порядка 300—400°С, выше которой она должна заместиться кальцитом в ассоциации с серпентином, тальком или тремолитом в зависимости от соотношений в твердых фазах MgO, CaO и SiO_2 и воды и углекислоты во флюиде.

Экспериментальная проверка реакций (20) и (22) в гидротермальных условиях при составе газовой фазы, соответствующей воздуху, проведена И. П. Щербанем (1975) и др. В результате экспериментов установлено, что при общем давлении, не превышающем 800 атм, ассоциация доломит+кварц устойчива до температуры 300°С, выше которой она замещается тальком или серпентином с кальцитом в зависимости от соотношений MgO и SiO_2 в исходных пробах. Возрастание парциального давления углекислоты влечет за собой, как показали экспериментальные исследования П. Метца и его соавтора (Metz, Winkler, 1963), весьма значительное возрастание температуры устойчивости кремнисто-доломитовой ассоциации, достигающей при $P_{CO_2} = 2\,000$ атм 500° С.

Таким образом, суммируя изложенный материал, можно заключить, что из числа рассмотренных физико-химических параметров наиболее существенно на образование доломита в гидротермальных условиях влияют отношение магний-иона к иону кальция в растворе, его кислотность—щелочность и температура. Реализация процесса доломитизации возможна в тех случаях, когда отношение $Ca^{2+}/(Ca^{2+} + Mg^{2+})$ изменяется в пределах от 0,05 до 0,99, pH раствора не выходит за рамки $\sim$ 3—13, а температура при умеренных общих давлениях и содержаниях углекислоты в растворе не превышает 350—400°С. Невыполнение первого условия должно привести к замещению доломита магнезитом или кальцитом, второго — к образованию брусита в ассоциации с кальцитом или диссоциации доломита, и третьего — к развитию за счет доломита и кварца магнезиальных гидросиликатов в парагенезисе с кальцитом. Влияние прочих физико-химических параметров на процесс образования доломита менее существенно. Различный наклон линий равновесия реакций доломитизации кальцита и магнезита указывает на то, что в случае последовательного понижения температуры системы, образование магнезита затруднительно и может быть реализовано только в условиях воздействия на известняки высокомагнезиальных и постоянно возобновляющихся растворов. Не исключена возможность, что именно в связи с относительной сложностью реализации таких условий в природе, метасоматические доломиты более широко распространены, чем магнезиты аналогичного генезиса.

В заключение несколько слов о рудоносности гидротермально метасоматических доломитов. Имеющиеся наблюдения и материалы указывают на то, что обе разновидности этих пород и, в особенности, серые доломиты являются дорудными образованиями, не имеющими прямых генетических связей с наложенными на них ртутными рудами. Об этом свидетельствуют, в частности, наблюдения в горных выработках, например Акташского месторождения, согласно которым ртутные руды и доломиты, белые и серые, не обнаруживают тесной пространственной связи и нередко локализуются на разобщенных участках. На наличие значительного временного интервала, разделяющего процессы доломитизации и ртутного оруденения, указывают довольно широко распространенные на этом же месторождении зоны брекчирования, в которых обломки гидротермально метасоматических доломитов цементируются карбонатным, кварцево-карбонатным или глинистым материалом, в той или иной степени перетертым, на который, в свою очередь, накладывается нередко

ртутное оруденение. Известны, кроме того, весьма своеобразные брекчии, в которых обломки серых доломитов цементируются белыми доломитами, замещаемыми нередко рудными минералами и, в том числе, киноварью.

К сказанному можно добавить, что наблюдаемые в шлифах возрастные соотношения минералов, слагающих рудные тела месторождения и вмещающие их породы, однозначно указывают на то, что гидротермально метасоматические доломиты образовались значительно ранее большей части не только рудных минералов и наиболее молодой киновари, но и гидротермально окварцованных пород, также являющихся дорудными образованиями. Наконец, косвенным доказательством разновозрастности гидротермально метасоматических доломитов и ртутных руд можно, по-видимому, считать то обстоятельство, что эти породы относятся к формации хлорит-мусковитовых метасоматитов, получивших преимущественное распространение на среднетемпературных, в частности колчеданно-полиметаллических месторождениях, например соседнего Рудного Алтая, но совершенно не свойственных гидротермальным низкотемпературным месторождениям Курайской зоны и тем более ртутным месторождениям.

4. ЛИСТВЕНИТЫ И ЛИСТВЕНИТИЗИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ

Первая работа, посвященная апогипербазитовым кварцево-карбонатным породам Урала — лиственитам, опубликована еще в середине XIX в. За прошедшее время написано несколько десятков статей, в которых на примере ряда регионов, и, в особенности, Урала, до сих пор считающегося классическим районом развития лиственитов, вскрыты важнейшие черты закономерностей размещения, вещественного состава и условий образования этих пород. Широко известны также обобщающие работы, в которых суммированы материалы по лиственитам некоторых районов Урала и Азербайджана и высказаны соображения об условиях образования этих пород (Бородаевский, Бородаевская, 1947; Кашкай, Аллахвердиев, 1965).

Описание лиственитов и лиственитоподобных пород Алтае-Саянской области и в том числе лиственитов, получивших развитие в полях локализации ртутных месторождений, содержится в работах Г. В. Пинуса и др. (1958), Н. И. Бородаевского (1959 и др.), В. П. Трощенко (1961), В. А. Кузнецова и др. (1962), И. П. Щербаня (1971, 1975 и др.), А. С. Борисенко ($1974_{1,2}$) и др. Следует, однако, отметить, что имеющиеся данные о лиственитах и лиственитоподобных породах как Алтае-Саянской области, так и других регионов, и представления об условиях образования этих пород не лишены довольно существенных пробелов. Это касается, прежде всего, физико-химических условий их образования, освещенных в немногочисленных работах, затрагивающих только отдельные аспекты этой сложной проблемы. Кроме того, как показали проведенные в последнее время работы, минеральный состав лиственитов и лиственитизированных пород может быть в значительной степени детализирован с помощью новых физических и химических методов исследования. Все еще не до конца решенными остаются вопросы об объеме термина «лиственит», о систематике различных типов лиственитов и лиственитизированных пород, о возрастных и генетических соотношениях их друг с другом и с рудами различного состава и, в частности, с ртутным и золотым оруденением. По поводу лиственитов, развитых в пределах локализации ртутных месторождений Алтае-Саянской области, существуют две принципиально различающиеся точки зрения. В соответствии с первой из них, высказанной Н. И. Бородаевским (1959), под термином «лиственит»

следует понимать обширную группу пород гидротермального происхождения, замещающих различные исходные образования и поэтому, естественно, различающихся по составу слагающих их минералов, но всегда содержащих кварц и карбонат.

В отличие от этого В. А. Кузнецов и соавторы (1962) вслед за А. Г. Бетехтиным (1937) и другими исследователями предлагают именовать лиственитами только апосерпентинитовые кварцево-карбонатные фукситсодержащие породы; термин «лиственитизированные породы» употреблять для названия образований иного состава, входящих в единые с лиственитами метасоматические колонки, а под «лиственитоподобными породами» подразумевать сходные по минеральному составу с лиственитами образования, возникшие, однако, в резко отличных геологических условиях. Понятно, что различное толкование термина «лиственит» влечет за собой неодинаковые выводы об условиях и времени образования этих пород и, таким образом, приводит к неоднозначной оценке их поискового значения.

Упомянутые обстоятельства заставляют пересмотреть и обобщить собственные и литературные материалы, касающиеся минералого-петрографического состава лиственитов, лиственитизированных и лиственитоподобных пород, проанализировать, на основании полученных в последнее время данных, физико-химические условия образования этих пород и попытаться оценить их поисковое значение.

Как уже отмечалось, в Алтае-Саянской области известны месторождения и рудопроявления ртути, локализующиеся в лиственитах и лиственитизированных породах. Это Чаганузунское и Красногорское месторождения в Горном Алтае, Чазадырское месторождение в Туве и ряд рудопроявлений в обоих районах. Все они характеризуются сходными условиями залегания и близким минеральным составом, что позволяет объединить их в особый минеральный тип, названный лиственитовым. Из числа упомянутых месторождений наиболее крупным и сравнительно детально изученным является Чаганузунское месторождение, на примере которого приводится характеристика этих пород. В связи с тем, что особенности геологического строения Чаганузунского месторождения описаны выше, ограничимся кратким изложением главнейших закономерностей их локализации.

Поскольку лиственитизированные породы представляют собой апосерпентинитовые образования, их размещение в пределах того или иного региона контролируется, прежде всего, особенностями расположения в них серпентинизированных гипербазитов. Давно замечено, однако, что апосерпентинитовые лиственитизированные распределяются в пределах массивов серпентинитов неравномерно, а обнаруживают тяготение к зонам контактов таких массивов с вмещающими их породами. Более того, на примере Алтае-Саянской области показано, что лиственитизированные чаще всего встречаются в тех участках приконтактовых частей гипербазитовых интрузий, в которых в составе пород, вмещающих такие интрузии, устанавливается значительное количество известняков или иных кальцитсодержащих образований. Но и в таких случаях лиственитизированные образуются не повсеместно, а только в зонах повышенной трещиноватости.

Все перечисленные условия были выдержаны при образовании лиственитов и лиственитизированных пород Чаганузунского месторождения. Они представляют собой в большинстве случаев пластообразные или линзообразные залежи, повторяющие очертания контактов той или иной части гипербазитовой интрузии. По простиранию тела лиственитов прослеживаются на несколько сотен, а нередко и первые тысячи метров при мощности, изменяющейся от одного-двух и даже менее метров, до первых десятков метров. Следует иметь в виду, что при наличии сближенных систем трещин, отмечаемых обычно вблизи крупных нарушений нередко регионального порядка, устанавливается параллельное развитие несколь-

ких сливающихся между собой самостоятельных тел лиственитов, что может существенно увеличить их суммарную мощность. Иногда можно наблюдать значительные по мощности, но неполные по строению разрезы лиственитов, в которых отсутствует, как правило, внутренняя зона, что может быть обусловлено, помимо причин механического порядка, сравнительно низкой активностью углекислоты в растворе.

Относительно простые по строению, не нарушенные последующими тектоническими подвижками разрезы лиственитов имеют обычно асимметричное строение, обусловленное тем обстоятельством, что эти породы замещают различные по своим химическим и физико-механическим свойствам образования: с одной стороны — серпентиниты, а с другой — вмещающие их различные кальцитсодержащие породы. При этом нетрудно заметить, что значительным разнообразием минерального состава и относительно большой суммарной мощностью характеризуются эндоконтактовые собственно апосерпентинитовые лиственитовые и лиственитизированные породы, в то время как их аналоги, которые замещают вмещающие серпентиниты экзоконтактовые образования, отличаются меньшей мощностью и однородным составом.

Каких-либо макроскопических различий в морфологических особенностях между телами лиственитов и лиственитизированных пород, возникших на контакте с известняками и другими кальцитсодержащими породами, обычно не наблюдается. Исключение здесь составляют только экзоконтактовые части лиственитовых разрезов, которые различаются между собой как по составу новообразований, так и по их мощности.

Помимо образований, широко распространенных в пределах Чаганузунского месторождения и вмещающих большую часть составляющих его рудных тел, исследователями этого месторождения (Пинус и др., 1958; и др.) упоминается еще одна морфологическая разновидность кварцево-карбонатных апосерпентинитовых пород. Эти породы, в отличие от только что описанных, устанавливаются не в контактовых частях гипербазитовых массивов, а на некотором удалении от них вдоль разрывных нарушений, рассекающих такие массивы. Подобные породы, не отличающиеся по минеральному составу и особенностям метасоматической зональности от типичных лиственитов, образуют, однако, тела симметрично зонального строения, мощностью не более первых метров. Наконец, необходимо упомянуть о наличии в пределах Чаганузунского месторождения еще одной морфологической разновидности кварцево-карбонатных образований, залегающих за пределами гипербазитовых массивов во вмещающих их толщах. Они представляют собой, по существу, метасоматические жилы, размещающиеся в породах, не затронутых гидротермальными преобразованиями (Борисенко, $1974_{1,2}$). Поскольку кварцево-карбонатные породы данного типа характеризуются составом, аналогичным «приконтактовым» лиственитам, и находятся вблизи серпентинитовых массивов, они являются, вероятно, «побочным» продуктом гидротермальных растворов, обусловивших образование типичных лиственитов. По-видимому, в условиях более высокой активности лиственитизирующих растворов в околожильных зонах пород, вмещающих такие жилы, могли бы образоваться типичные метасоматиты формации лиственитов-березитов, что привело бы к полному исчезновению различий между кварцево-карбонатными породами 2 и 3-го типов. Таким образом, хотя упомянутые выше образования возникли в несколько различающейся гидродинамической обстановке, они представляют собой продукты единого с термодинамической точки зрения процесса.

Учитывая приведенные соображения, целесообразно остановиться на характеристике лиственитов, образовавшихся в зонах контакта серпентинитов и вмещающих их образований, поскольку именно такие породы наиболее распространены в пределах Чаганузунского месторождения и вмещают подавляющую часть составляющих его рудных тел.

Один из таких разрезов расположен в северо-западном штреке штольни 17, где пластообразное тело лиственитов приурочено к сместителю Чаганузунского регионального разлома, ограничивающего полосу рассланцованных серпентинитов нижнего кембрия от известняков курайской свиты (рис. 89, *а*). Второй разрез сделан по канаве 212, расположенной в каре на восточном фланге месторождения. Здесь та же зона лиственитов и лиственитизированных серпентинитов контактирует по Чаганузунскому разлому с пропилитизированными порфиритами (рис. 89, *б*). В составе первого разреза наблюдаются, в направлении с северо-востока на юго-запад, следующие породы.

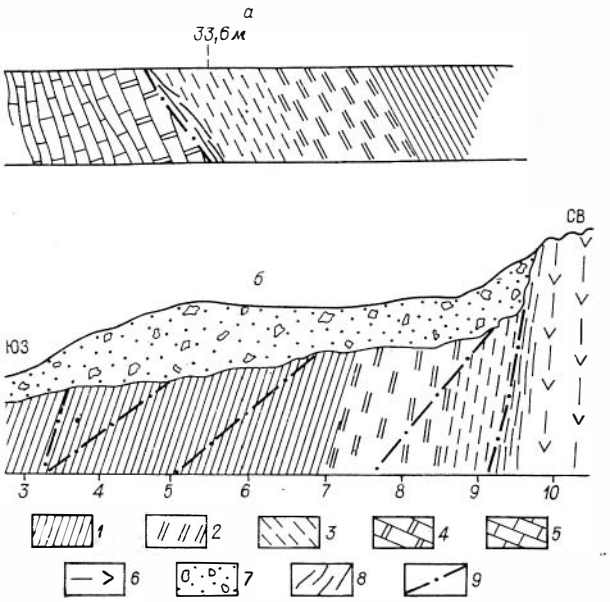


Рис. 89. Условия залегания лиственитов и лиственитизированных пород на Чаганузунском месторождении.
а — штольня 17; *б* — канава 212. *1* — серпентиниты; *2* — тальциты и тальково-карбонатные породы; *3* — кварцево-карбонатные породы; *4* — доломитизированные известняки; *5* — известняки; *6* — порфириты; *7* — делювий; *8* — зона дробления; *9* — тектонические нарушения.

Серпентиниты, неоднократно описанные в работах предыдущих исследователей, являются исходными и, вместе с тем, вмещающими породами по отношению к лиственитам и лиственитизированным образованиям. Макроскопически они представляют собой плотную, в той или иной степени рассланцованную и отальцованную породу от темно-зеленого, почти черного, до светло-зеленого, иногда даже со светло-серым оттенком, цвета. Уже давно установлено, что серпентиниты Чаганузунского, как, впрочем, и других подобных месторождений, характеризуются относительно простым составом, представленным главным образом двумя морфологическими разновидностями серпентина: антигоритом и значительно реже хризотилом. Они образуют соответственно листоватые, пластинчатые или игольчато-волокнистые индивиды, размеры которых изменяются от сотых до десятых долей миллиметра.

Подобные образования, тесно переплетаясь между собой, слагают практически мономинеральные линейно-вытянутые обособления, составляющие основную ткань породы. Микроструктура таких обособлений — спутанно-волокнистая, метельчато-лучистая, волокнистая или сноповидная. На фоне основной массы породы можно наблюдать более крупные чешуйки и листочки серпентина (до 1 мм), локализующиеся в неправильной формы или прожилкообразные скопления. Судя по наблюдаемым в шлифах соотношениям, эти листочки и чешуйки являются несколько более поздними по времени образования по отношению к «ориентированному» серпентину. Помимо серпентина, слагающего до 90—95% площади шлифов, в них устанавливаются рудные минералы, представленные хромшпинелидом и магнетитом, а также тальк и карбонат. Магнетит наблюдается в серпентинитах в виде мелких кристалликов, находящихся как в рассеянном состоянии, так и в форме маломощных прожилкообразных скоплений. Принято считать, что магнетит образуется в парагенезисе с серпентином в ходе разложения первично-магматических минералов. Ко-

личество магнетита в породе не превышает в большинстве случаев 8—10%. Хромшпинелиды — реликтовые первично-магматические минералы — встречаются в виде идиоморфных, иногда правильно ограненных зерен, нередко замещенных в той или иной степени магнетитом. Тальк и карбонат наблюдаются соответственно в виде единичных чешуек и зерен, замещающих отдельные участки серпентинитов. По мере приближения к зонам лиственитизации количество этих минералов обычно возрастает.

Тальково-карбонатные породы отличаются от исходных и, вместе с тем, вмещающих их серпентинитов несколько меньшей плотностью, часто более интенсивной рассланцовкой и более светлой окраской, характеризующейся преобладанием зеленовато-серых, серых и кремовых тонов. В шлифах можно видеть, что кварцево-карбонатная порода представляет собой в целом биминеральный агрегат, сложенный тальком и карбонатом. Структура породы порфиробластовая с гранобластовой основной тканью. В порфиробластах обычно наблюдается карбонат, который, судя по показателям преломления ($Ng = 1{,}704$; $Np = 1{,}504$), соответствует магнезиту-брейнериту. Размеры индивидов карбоната изменяются от десятых долей до 1—2 мм. Они идиоморфны по отношению к тальку. Тальк в отличие от карбоната составляет мелкочешуйчатые или же спутанно-волокнистые, ориентированные в определенном направлении агрегаты, обтекающие порфирообласты карбоната. Размер чешуек в таких агрегатах относительно невелик и не превышает обычно нескольких сотых миллиметра. Помимо магнезита-брейнерита в составе тальково-карбонатных пород наблюдаются значительные количества доломита, а иногда даже отдельные зерна кальцита. Доломит встречается в породе в виде двух морфологических разновидностей: в форме порфиробластов, близких по морфологическим особенностям и времени кристаллизации тем, которые свойственны магнезиту-брейнериту, и в виде более поздних прожилков и прожилкообразных скоплений, приуроченных только к некоторым участкам породы и занимающих по отношению к ней секущее положение. В таких прожилках кроме доломита часто содержатся в том или ином количестве кварц, кальцит и другие минералы.

Количество доломита в составе тальково-карбонатных пород обычно невелико, хотя в отдельных, сравнительно редких случаях он занимает до 10—15% объема породы. Что касается количественных соотношений карбонатов и талька, то они изменяются в весьма широких пределах. В участках, максимально удаленных от неизмененных серпентинитов, как правило, преобладает карбонат при подчиненном количестве талька, в то время как в зонах, приближающихся к неизмененным серпентинитам, напротив, количество талька возрастает вплоть до образования в некоторых случаях пород, почти лишенных карбоната, которые можно, по-видимому, назвать талькитами. Следует при этом отметить, что немаловажный и интересный вопрос о генетических и возрастных соотношениях талькитов с примыкающими к ним тальково-карбонатными, а иногда и кварцево-карбонатными метасоматитами все еще ждет своего разрешения.

Поскольку тальково-карбонатные породы и талькиты, являются апосерпентинитовыми образованиями, в их составе часто можно обнаружить то или иное количество реликтовых минералов, представленных, помимо отдельных чешуек серпентина, измененными зернами хромшпинелида, в различной степени гематитизированными кристаллами магнетита и очень редко — отдельными чешуйками, пластинками или волокнами роговой обманки и хлорита. Наконец, в образцах тальково-карбонатных пород, затронутых процессами окисления, всегда содержится значительное количество гидроокислов железа и отдельные обособления вторичного кварца и кальцита.

Кварцево-карбонатные породы (лиственит) составляют внутреннюю зону разреза. Цвет их изменяется от темно-серого в участках, примыкаю-

щих к тальково-карбонатным породам, до зеленовато-серого, местами ярко-зеленого в зонах, наиболее удаленных от этих образований. Сложение — от отчетливо полосчатого до массивного, плотного, с постепенным уменьшением полосчатости по мере приближения к центральным частям разреза. Породы сложены в основном двумя минералами — кварцем и карбонатом. Кварц, составляющий до 25—30% породы, отмечается преимущественно в виде изометричных, обычно остроугольных зерен размером от нескольких десятых до сотых долей миллиметра. На отдельных линейно-вытянутых участках породы количество кварца возрастает до 80—90%, а зерна его приобретают более или менее четко выраженную ориентировку. Помимо «зернистого» кварца в лиственитах, даже удаленных от тектонических нарушений и зон брекчирования, всегда содержится некоторое количество быстро выклинивающихся извилистых маломощных прожилков и прожилкообразных скоплений этого минерала, являющегося более поздним по времени образования по отношению к кварцево-карбонатному парагенезису, составляющему основную массу породы. Кроме того, известны широко развитые вблизи тектонически ослабленных зон, в особенности рудоносных, проявления нескольких генераций более позднего жильного кварца, халцедона и даже опала, которые в ассоциации с сульфидами и другими минералами составляют собственно жильное выполнение и поэтому здесь не рассматриваются.

Карбонат, в отличие от кварца, слагает более крупные по размеру короткостолбчатые или изометричные кристаллы, также нередко локализующиеся в линейно-вытянутые агрегаты. Последние чередуются с отмеченными выше, что обусловливает полосчатую текстуру породы. Структура ее гранобластовая. Количественные соотношения этих двух главных породообразующих минералов различны, но в большинстве случаев отмечается закономерное возрастание содержания кварца в разрезе по мере удаления от тальково-карбонатных образований. Состав карбоната непостоянен и, как будет показано ниже, изменяется от магнезита-брейнерита ($Ng = 1{,}702$; $Np = 1{,}501$) до доломита ($Ng = 1{,}678$; $Np = 1{,}500$), причем количество последнего минерала последовательно изменяется по мере приближения к контактирующим с лиственитами известнякам. Помимо магнезиально-железистых карбонатов в апосерпентинитовых лиственитах отмечаются не входящие в составляющий их парагенезис отдельные зерна и прожилки кальцита и альбита, являющиеся, судя по наблюдаемым в шлифах соотношениям, более поздними по времени формирования по отношению к магнезиту-брейнериту, доломиту и кварцу.

Кроме кварца и карбонатов в апосерпентинитовых лиственитах всегда содержится калиево-хромовая слюда — фуксит. Проведенные в последнее время детальные рентгеноструктурные, инфракрасноскопические и другие исследования слюд из лиственитов Чаганузунского месторождения показали, что они представлены не только фукситом, но и другими близкими ему по оптическим свойствам, но различающимися по особенностям химизма и деталям структуры разновидностями слюд: фенгитом, марипозитом, а также хромсодержащей гидрослюдой — авалитом (Борисенко, $1974_{1,2}$). В рассматриваемом разрезе подобные образования, легко различимые макроскопически благодаря зеленым тонам окраски, содержатся в относительно небольших количествах (до 2—3%). Они составляют мелкие чешуйки, листочки или пластинки, локализующиеся в неправильные по форме, но чаще всего близкие к изометричным, небольшие по площади обособления или же, значительно реже, в маломощные прожилки и прожилкообразные скопления. Помимо хромсодержащей слюды в лиственитах встречаются отдельные чешуйки мусковита. Из рудных минералов широко распространен пирит, образующий в лиственитах более или менее густую вкрапленность, а на отдельных участках слагающий скопления преимущественно округлой неправильной формы и прожилки.

Известняки, завершающие рассматриваемый разрез, представляют собой макроскопически плотную мелкозернистую, а часто даже скрытокристаллическую породу серого или темно-серого цвета с отчетливо выраженной слоистостью. Они сложены главным образом карбонатом, образующим изометричные или короткостолбчатые кристаллы, размеры которых изменяются от сотых до десятых долей миллиметра. Кварц в отличие от карбоната наблюдается в виде относительно выдержанных по размеру, но в целом более мелких (до 0,01—0,02 мм) идиоморфных неправильной формы зерен, ассоциирующихся в почти мономинеральные агрегаты. Количество таких агрегатов в породе неравномерно и достигает иногда несколько десятков процентов. Наблюдаются, кроме того, небольшие по мощности прожилки, выполненные кварцем, карбонатом или же обоими этими минералами. Состав породы изменяется от почти чистого доломита — в участках наиболее приближенных к апогипербазитовым лиственитам — до известняка, сложенного в основном кальцитом. Кроме кварца и карбоната в известняках всегда содержится некоторое количество серицита, глинистых минералов, пирита, гематита и гидроокислов железа. Текстура неизмененных и доломитизированных известняков обычно слоистая, а структура — неравномернозернистая.

Особенности геологического строения, минерального состава и метасоматической зональности второго разреза (канава 212) в целом близки только что рассмотренному. Наиболее существенное макроскопическое различие между ними, если не считать некоторого несоответствия мощностей метасоматических зон, заключается в составе экзоконтактовой части разреза, которая сложена здесь не известняками, как в предыдущем случае, а гидротермально измененными пропилитизированными порфиритами. Они представляют собой плотную массивную темно- или зеленовато-серую породу с отчетливо различимыми вкрапленниками. Вкрапленники порфиритов представлены плагиоклазом обычно в той или иной степени соссюритизированным. Основная масса порфиритов в подавляю-

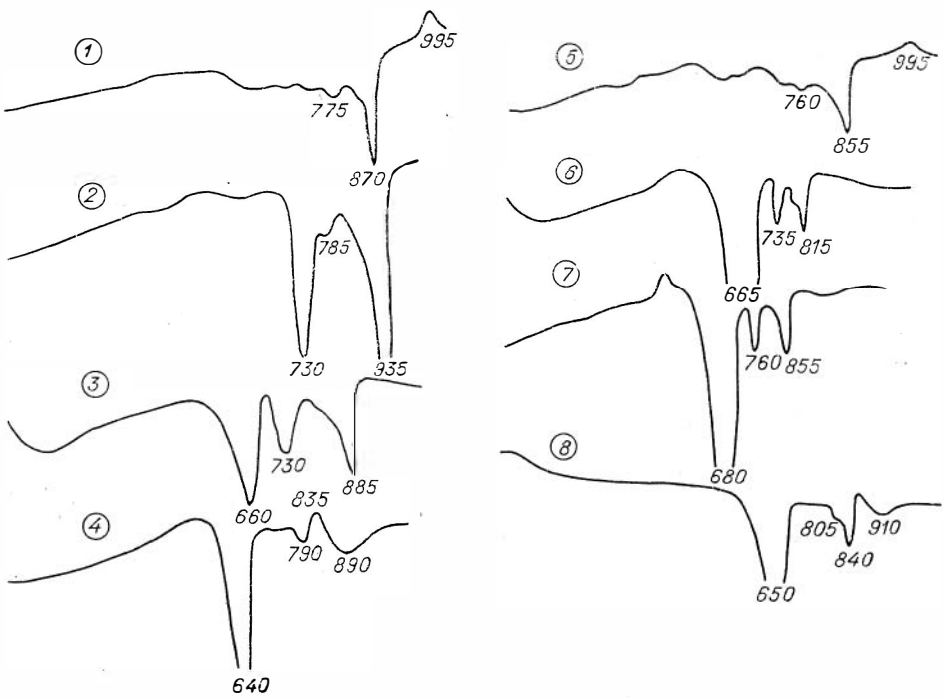


Рис. 90. Термограммы карбонатных фракций лиственитов и лиственитизированных пород. *1—4* — штольня 17; *5—8* — канава 212.

щем большинстве случаев почти полностью изменена и состоит из вторичных минералов, представленных хлоритом, эпидотом, карбонатом и пиритом. Среди карбонатов, замещающих как вкрапленники, так и основную массу порфиритов, преобладает кальцит. Текстура породы — миндалекаменная, а структура — порфировая. Что касается апосерпентинитовых частей рассматриваемых разрезов, то они характеризуются близким минеральным составом и различаются лишь количественными соотношениями слагающих их кварца, карбоната, слюд и других минералов.

Результаты термических анализов карбонатов и глинистых минералов, выделенных из известняков, зоны контакта доломитизированных известняков и лиственитов, лиственитов и тальково-карбонатных пород первого из рассмотренных разрезов, показаны на рис. 90. Как видно, первая термограмма соответствует смеси двух карбонатов — кальцита и доломита, содержащих, кроме того, примесь глинистых минералов; вторая — доломиту с примесью кальцита, а третья и четвертая — магнезиту-брейнериту, преобладающему в количественном отношении, особенно в пробе 4, и доломиту. В пробах второго разреза, отобранных из порфиритов, зоны контакта лиственитов и порфиритов, соответственно зафиксированы кальцит с существенной примесью доломита и глинистых минералов (5) и магнезит-брейнерит с относительно небольшой примесью доломита (6—8). Приведенные результаты термических анализов неплохо согласуются с данными рентгеноструктурных исследований этих же проб (Щербань, 1971). Таким образом, изложенные материалы позволяют заключить, что состав карбонатов, слагающих лиственниты и лиственитизированные породы, закономерно изменяется от магнезита-брейнерита в тальково-карбонатных породах до доломита или даже кальцита в известняках и порфиритах.

Завершая описание апосерпентинитовых лиственитов и лиственитизированных пород, необходимо отметить, что в них, кроме упомянутых выше породообразующих минеральных ассоциаций, нередко устанавливаются в количестве, не превышающем несколько процентов, реликтовые и наложенные минералы. К реликтовым минералам, получившим преимущественное развитие в тальково-карбонатных породах, относятся хромшпинелиды, магнетит, часто гематитизированный, серпентин, а также установленные в других подобных разрезах хлорит и альбит (Пинус и др., 1958). Среди обширной группы наложенных минералов, изученных А. С. Борисенко ($1974_{1,2}$), можно выделить типичные продукты процесса аргиллизации, представленные каолинитом, диккитом, галлуазитом, монтмориллонитом, авалитом и смешанослойными алюмосиликатами; минеральные ассоциации, связанные с формированием собственно жильного выполнения, к которым относятся, прежде всего, многочисленные рудные минералы, кварц, а также некоторые разновидности карбонатов и хлоритов; и, наконец, гипергенные минералы, включающие артинит, гидросиликаты никеля и, вероятно, некоторую часть глинистых минералов.

Сопоставление химических анализов описанных выше пород (см. табл. 31, рис. 91) указывает на то, что процесс лиственитизации серпентинитов сопровождается глубокими преобразованиями их вещественного состава. Наиболее яркой чертой этих преобразований следует считать вынос значительного количества магния из серпентинитов с параллельным отложением его во вмещающих эти породы известняках и встречную миграцию некоторого количества кальция и, вероятно, углекислоты. Трудно сомневаться в том, что упомянутые изменения химического состава серпентинитов обусловлены описанными выше преобразованиями минеральных парагенезисов, слагающих эти породы.

Таким образом, как неоднократно отмечалось ранее (Бетехтин. 1937; Бородаевский, Бородаевская, 1947; Пинус и др., 1958; Кашкай, Аллахвердиев, 1965; Щербань, 1971 и др.; и др.), суть процесса лиственитиза-

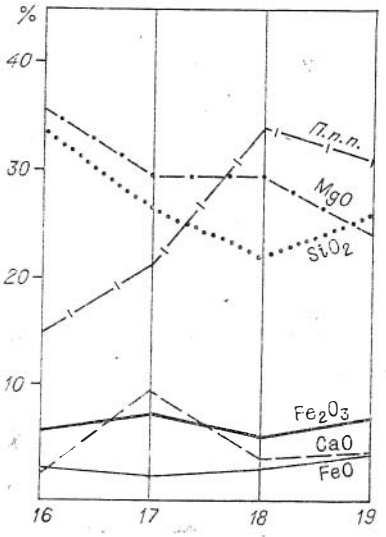


Рис. 91. Перемещение вещества в процессе образования лиственитов и лиственитизированных пород (штольня 17). 16—19 см. табл. 31.

ции сводится к разложению серпентинита и замещению его во внешней зоне тальково-карбонатной, а во внутренней — кварцево-карбонатной минеральными ассоциациями, причем по мере приближения к неизмененным вмещающим серпентинитам количество доломита в породе уменьшается, а магнезита соответственно возрастает. В зоне кварцево-карбонатных и значительно реже тальково-карбонатных пород происходит, кроме того, параллельное образование небольшого количества калиевой хромсодержащей слюды. Следовательно, формирование лиственитов и лиственитизированных пород обусловлено взаимодействием калиево-углекислых гидротермальных растворов с серпентинитами и вмещающими их известняками или иными породами, содержащими то или иное количество углекислого кальция. При этом могли быть реализованы биметасоматические реакции, вызывающие миграцию магния во вмещающие серпентиниты кальцитсодержащие породы и встречное перемещение в апосерпентинитовые породы некоторого количества кальция, обусловившего образование в них доломита.

Перейдем теперь к характеристике физико-химических условий образования лиственитов. В связи с тем, что термодинамический анализ системы $MgO—SiO_2 — CO_2—H_2O$, включающей реакции карбонатизации магниевых силикатов, содержится в работах В. Иоханнеса (Johannes, 1966_1), Ю. П. Мельника (1973), И. П. Щербаня (1975); и других, здесь можно ограничиться рассмотрением только отдельных реакций, описывающих главнейшие особенности процесса лиственитизации:

$$3MgCO_3 + 4SiO_2 + 4H_2O_{(ж)} = Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 + 3CO_3^{2-} + 6H^+; \quad (23)$$

$$3MgCO_3 + 2SiO_2 + 5H_2O_{(ж)} = Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + 3CO_3^{2-} + 6H^+; \quad (24)$$

$$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 + 6H_2O_{(ж)} + 3Mg^{2+} = 2Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + 6H^+; \quad (25)$$

$$2Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + 3CO_3^{2-} + 6H^+ = Mg_3Si_2O_5(OH)_2 + 3MgCO_3 + 6H_2O_{(ж)}; \quad (26)$$

$$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 + 6H^+ = 4SiO_2 + 4H_2O_{(ж)} + 3Mg^{2+}; \quad (27)$$

$$Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + 6H^+ = 2SiO_2 + 5H_2O_{(ж)} + 3Mg^{2+}; \quad (28)$$

$$MgCO_3 + Mg^{2+} + CO_3^{2-}. \quad (29)$$

Результаты расчетов приведенных реакций показали (рис. 92), что данная система характеризуется наличием пяти стабильных полей, соответствующих магнезиту в ассоциации с кремнеземом, тальку в ассоциации с магнезитом, тальку, серпентину и кварцу. Для образования ассоциации $MgCO_3 + SiO_2$ необходима, согласно проведенным расчетам, довольно высокая активность суммарной углекислоты, превышающая $10^{-2,75}$, причем по мере ее возрастания поле устойчивости этой ассоциации постепенно расширяется, охватывая все более широкий интервал pH раствора. Образование парагенезиса тальк + магнезит становится возможным при ΣCO_2, превышающих $10^{-4,75}$, в слабокислых, нейтральных и слабощелочных условиях. Следовательно, для образования тальково-

магнезитовой ассоциации по сравнению с кварцево-магнезитовой при равных активностях суммарной углекислоты необходима несколько большая щелочность раствора, а при фиксированном pH — меньшее значение ΣCO_2. Кристаллизация серпентина требует, с одной стороны, минимальных активностей углекислоты, а с другой,— повышенных значений pH раствора. Формирование талька, в отличие от серпентина, возможно при прочих равных условиях в интервале pH от 6,25 до 8,00. И, наконец, обширное поле устойчивости кварца занимает левую часть диаграммы, соответствующую значениям $pH < 6{,}25$. Возрастание температуры сдвигает упомянутые поля в область пониженных значений pH раствора и повышенных активностей CO_2 и, в связи с этим, отрицательно сказывается на образовании карбонатсодержащих ассоциаций.

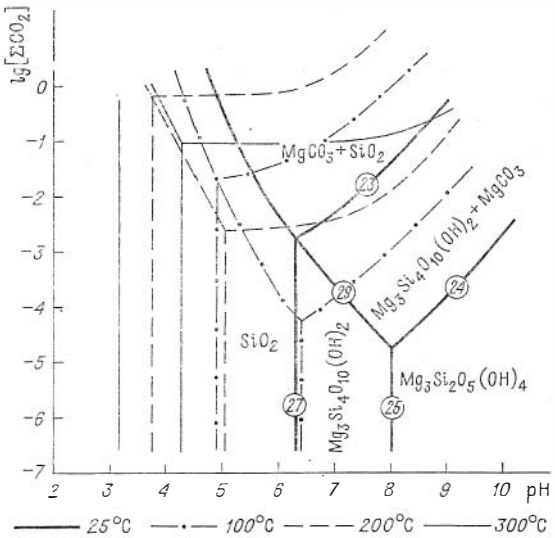


Рис. 92. Некоторые фазовые соотношения в системе $MgO—SiO_2—CO_2—H_2O$ в стандартных и гидротермальных условиях $[Mg^{2+}] = 10^{-1}$.

Таким образом, проведенные расчеты свидетельствуют о том, что процесс образования как кварцево-карбонатных, так и тальково-карбонатных пород определяется главным образом тремя физико-химическими параметрами: активностью углекислоты в гидротермальном растворе, его температурой и кислотностью — щелочностью.

Как известно, одним из наиболее надежных источников информации об активностях компонентов, в том числе углекислоты, в природных гидротермальных системах являются данные анализов газово-жидких включений в минералах. В результате подобных исследований установлено (Борисенко, $1974_{1,2}$), что гидротермальные растворы, обусловившие образование руд и околорудно измененных пород Чаганузунского месторождения и, в том числе, лиственитов и лиственитизированных пород, характеризовались довольно высокой суммарной концентрацией солей, среди которых методами криометрии установлено 3—5% NaCl, до 6—8% $NaHCO_3$ и от 1—2 до 10% CO_2. Если сопоставить приведенные данные с результатами термодинамических расчетов, то необходимо сделать однозначный вывод о том, что даже минимальных количеств суммарной углекислоты (в данном случае $CO_2 + HCO_3^-$), содержащейся в газово-жидких включениях ряда минералов Чаганузунского месторождения, более чем достаточно для образования не только тальково-карбонатных, но и кварцево-карбонатных пород. Следовательно, активность углекислоты в гидротермальных растворах вряд ли могла лимитировать процесс лиственитизации на Чаганузунском месторождении.

Оценка температурных условий образования кварцево-магнезитовых пород, т. е., по существу, лиственитов, может быть выполнена на основании расчетных, экспериментальных и термобарометрических данных. Термодинамические расчеты значительного числа реакций системы $MgO—SiO_2—CO_2—H_2O$, описывающих процессы замещения гидросиликатов магния карбонатсодержащими кварцево-магнезитовыми парагенезисами, показали (Johannes, 1966_1; Мельник, 1973; Щербань, 1975; и др.), что устойчивость этого парагенезиса определяется в условиях, близких к реальным,

двумя следующими дивариантными равновесиями:

$$3MgCO_3 + 4SiO_2 + H_2O_{(г)} = Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 + 3CO_{2(г)}; \quad (30)$$

$$3MgCO_3 + 2SiO_2 + H_2O_{(г)} = Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + 3CO_{2(г)}. \quad (31)$$

Результаты экспериментальной проверки рассматриваемых реакций при составе газовой фазы, соответствующей воздуху, приведены в работах И. П. Щербаня (1975 и др.). Установлено, что в условиях эксперимента кварцево-магнезитовая ассоциация устойчива до температуры порядка 160—180°С, причем в связи с весьма небольшим P_{CO_2} положение линии равновесия этих реакций относительно оси температур практически не зависит от общего давления, во всяком случае до 800 атм. Если же температура превышает указанные пределы, то парагенезис $MgCO_3 + SiO_2$ замещается тальком или серпентином в зависимости от соотношения магнезита и кремнезема в исходных пробах. Иные результаты получены, естественно, в процессе изучения реакции (30) при повышенных парциальных давлениях углекислоты (Johannes, 1966_1). По данным этого исследователя, замещение кварцево-магнезитового парагенезиса тальком при соответствующих весовых соотношениях исходных веществ и общем давлении, равном 2000 атм, осуществляется в температурном интервале от 350 до 470°С в зависимости от соотношения воды и углекислоты во флюиде, которое в данном случае изменялось от 0,05 до 0,9. Таким образом, температура устойчивости кварцево-магнезитовой минеральной ассоциации определяется общим давлением флюида и содержанием в нем углекислоты, т. е. парциальным давлением этого компонента. Если допустить, на основании термобарометрических данных А. С. Борисенко ($1974_{1,2}$), что общее давление флюида в момент образования лиственитов составляло ~1000 атм, а содержание углекислоты во флюиде не выходило за пределы 50% его объема, то температура формирования этих пород не должна превышать 350—400°С.

Термобарометрические исследования материала, отобранного на Чаганузунском месторождении, в основном, правда, жильного, показали, что это месторождение образовалось в несколько стадий при довольно низкой температуре от 90 до 200°С. Отмеченные расхождения данных, полученных в результате термодинамических расчетов, и термобарометрических исследований нельзя считать чрезмерными, поскольку лиственитыи лиственитизированные породы и наложенные на них рудные и жильные минералы сформировались, как показали результаты полевых наблюдений и петрографических исследований, в разное время в неодинаковых физико-химических и, в том числе, температурных условиях. Более высокие температуры, приближающиеся к расчетным, установлены в результате термобарометрических исследований лиственитов других районов Алтае-Саянской области (Борисенко, $1974_{1,2}$).

Переходя к выводам из изложенного физико-химического материала, необходимо остановиться на основных особенностях зональности лиственитов и лиственитоподобных пород. Анализ цитированной выше литературы свидетельствует о том, что среди апосерпентинитовых метасоматических образований как Алтае-Саянской области (Пинус и др., 1958; Трощенко, 1961; Щербань, 1971; Борисенко, 1974; и др.), так и других районов (Бетехтин, 1937 и др.; Бородаевский, Бородаевская, 1947; Кашкай, Аллахвердиев, 1965; и многие другие) наиболее часто устанавливаются следующие типы колонок:

1. Серпентинит → тальково-карбонатная порода → кварцево-карбонатная порода и, если допустить, что образование минералов жильного выполнения представляет собой единый процесс с формированием метасоматитов, то передки и мономинеральные кварцевые образования.

2. Серпентинит → тальковая порода → кварцевая порода.

Кроме того, в последнее время описаны (Борисенко, 1974) усложненные варианты апосерпентинитовых метасоматических колонок, в которых наблюдается как появление новых дополнительных зон, так и (значительно реже) выпадение некоторых из них.

3. Серпентинит → отальк̆ованный, карбонатизированный серпентинит → тальково-карбонатная порода → тальково-кварц-карбонатная порода → кварц-карбонатная порода.

4. Серпентинит → отальк̆ованный, карбонатизированный серпентинит → хлорит-тальково-карбонатная порода → хлорит-тальково-кварц-карбонатная порода → хлорит-кварц-карбонатная порода → каолинит- или гидрослюдисто-кварцево-карбонатная порода.

5. Серпентинит → окварцованный серпентинит → кварцево-карбонатная порода.

Сопоставляя метасоматические колонки 1-го и 2-го типов с данными, полученными расчетным путем (см. рис. 92), нетрудно заметить между ними совершенно определенные черты сходства. В случаях, когда концентрация суммарной углекислоты достаточна для образования карбонатсодержащих минеральных ассоциаций, вдоль горизонтальной оси приведенной диаграммы отмечается последовательная смена парагенезисов, аналогичных метасоматической колонке 1, а при пониженной активности этого компонента ($\Sigma CO_2 < 10^{-4,25}$) — колонке второго типа. Эти данные приводят к мысли о том, что метасоматические колонки первого и второго типов представляют собой продукт одностадийного метасоматического процесса, главными движущими силами которого являются активность углекислоты в растворе и изменение его кислотности — щелочности. Например, возрастание pH раствора от 6,25 до 9,00 при $\Sigma CO_2 = 10^{-2,75}$ и прочих благоприятных условиях приводит к последовательному образованию вначале мономинеральной кварцевой зоны, затем кварцево-карбонатной и тальково-карбонатной минеральных ассоциаций и, наконец, при максимальных pH,— серпентина, т. е. к полной реализации метасоматической колонки первого типа. В тех случаях, когда активность суммарной углекислоты относительно невелика и не достигает $10^{-4,25}$, возникает метасоматическая колонка второго типа. По-видимому, аналогичным путем могла образоваться колонка 3 типа, которая отличается от колонки 1 только наличием двух дополнительных парагенезисов, представляющих собой, вероятно, промежуточные, неравновесные продукты формирования соответственно тальково-карбонатной и кварцево-карбонатной метасоматических зон.

Иным строением характеризуются колонки 4 и 5. Наиболее яркая особенность колонки 4 заключается в том, что в большинстве составляющих ее метасоматических зон, включая внутренние, содержится, помимо обычных минералов лиственитов и лиственитизированных пород, значительное количество хлорита. Кроме того, в эту колонку включены в качестве внутренних метасоматических зон минеральные парагенезисы, содержащие гидрослюду и даже каолинит. Вместе с тем, как однозначно свидетельствуют результаты термодинамических расчетов (Щербань, 1975) и немногочисленные экспериментальные данные, хлорит образуется только в щелочной среде и практически несовместим по условиям образования с карбонатсодержащими и, в особенности, кварцево-карбонатными парагенезисами. Вероятно, хлорит является более поздним по времени образования минералом по отношению к лиственитам, наложенным на уже сформировавшуюся метасоматическую колонку типа 1, или же, возможно, в некоторых разрезах он принадлежит к реликтовым ассоциациям, составляющим неизмененные серпентиниты. Не вызывает сомнений и то обстоятельство, что упомянутые выше парагенезисы, содержащие гидрослюду и, в особенности, каолинит, обязаны своим происхождением процессу гидротермальной аргиллизации, который как по физико-химическим, так и по геологическим данным не имеет ничего общего с про-

цессом образования лиственитов и лиственитизированных пород. Этот процесс, как отмечалось выше и в ряде предыдущих работ (Кузнецов и др., 1962; Щербань, 1975; и др.), является постлиственитовым и отделен от него значительным временным интервалом, в течение которого на некоторых месторождениях лиственитового типа (Чазадырское — в Туве) проявились не только тектонические подвижки, но и произошло внедрение даек диабазового состава. Что касается колонки 5, то она, насколько можно судить по наличию в ее составе неравновесной кварцево-серпентиновой ассоциации, также представляет собой, по всей вероятности, суммарный продукт проявления не менее чем двухстадийного гидротермального процесса.

Следовательно, в отличие от равновесных одностадийных метасоматических колонок 1, 2 и 3, колонки 4 и 5 представляют собой набор, в значительной мере случайных, минеральных парагенезисов, образовавшихся в разное время, который нельзя считать и называть метасоматическими колонками в полном смысле этого слова. Они являются результатом проявления сложного, не менее чем двух-трехстадийного, процесса взаимодействия серпентинитов, а нередко и вмещающих их пород, с неодинаковыми по своим физико-химическим параметрам гидротермальными растворами.

Таким образом, суммируя приведенные физико-химические данные, можно заключить, что метасоматические колонки, объединяющие лиственниты и лиственитизированные породы, являются в большинстве случаев продуктом одностадийного взаимодействия слабокислых калиево-углекислых гидротермальных растворов с исходными серпентинитами, для более или менее полной реализации которого необходимо выполнение трех основных условий: относительно высокая активность углекислоты в исходных растворах ($\Sigma CO_2 > 10^{-2,75}$), возрастание их pH по мере приближения к неизмененным породам и относительно низкая температура, не превышающая при умеренных парциальных давлениях углекислоты 250—300°С. Невыполнение первого и третьего взаимосвязанных условий влечет за собой реализацию бескарбонатного варианта метасоматических колонок.

Как уже отмечалось, среди исследователей ртутных месторождений Алтае-Саянской области нет единого мнения как об объеме термина «лиственит», так и о рудоносности этих пород. Н. И. Бородаевский (1959 и др.) выделяет, например, в пределах Акташского рудного узла Курайской ртутно-рудной зоны три разновидности кварцево-карбонатных пород: апогипербазитовые кварцево-карбонатные породы, возникшие в зонах контакта серпентинитов и вмещающих их образований, в целом аналогичные описанным выше; метаморфические кварцево-карбонатные породы, залегающие вдали от серпентинитов в сланцах или песчаниках такого же состава; и кварцево-карбонатные породы гидротермального генезиса, образующие околожильные оторочки вблизи рудоносных жил и зон брекчирования и дробления. Все эти породы, по мнению Н. И. Бородаевского, тесно связаны по условиям образования и сближены во времени с ртутным оруденением и поэтому могут рассматриваться как прямые поисковые критерии на ртутные руды. Подобные представления относительно апогипербазитовых лиственитов Чаганузунского, Красногорского и других ртутных месторождений высказывались в работах В. И. Трощенко (1961; и др.).

В отличие от Н. И. Бородаевского, В. А. Кузнецов и соавторы (1962) пришли к заключению о том, что кварцево-карбонатные породы являются гетерогенными образованиями, не обнаруживающими прямых генетических связей с ртутным оруденением. Эта точка зрения базируется на изложенных выше фактах, указывающих на значительный временной интервал, разделяющий процессы образования апогипербазитовых лиственитов и ртутного оруденения, а также свидетельствующих о наличии

значительных по площади полей этих пород, характеризующихся содержаниями ртути, близкими к кларковым, и лишенных каких бы то ни было признаков проявления ртутной минерализации. На основании этих фактов, В. А. Кузнецов и его соавторы (в том числе автор настоящей главы) пришли к выводу о том, что процессы лиственитизации и ртутного оруденения не имеют между собой генетических связей, а наблюдаемые факты пространственного совмещения лиственитов и ртутных руд обусловлены, по-видимому, приуроченностью тех и других к зонам долгоживущих региональных разломов, контролирующих как в первом, так и во втором случае поступление соответствующих порций гидротермальных растворов, а также, возможно, благоприятными физико-механическими свойствами лиственитов. В связи со сказанным, апосерпентинитовые лиственпты могут рассматриваться только как косвенный поисковый критерий на ртутные руды.

Поскольку породы второй разновидности, именуемые Н. И. Бородаевским (1960) лиственитами метаморфического генезиса, а В. А. Кузнецовым и его соавторами (Кузнецов и др., 1962) — лиственитоподобными метаморфогенными породами, описаны ранее (Кузнецов и др., 1962; Щербань, 1971; и др.), здесь можно ограничиться самой краткой их характеристикой.

По внешнему виду, особенно в окисленном состоянии, лиственитоподобные породы напоминают типичные апосерпентинитовые лиственпты. Однако в ходе проведенных работ было установлено, что в отличие от лиственитов породы рассматриваемого типа получили в некоторых районах Алтае-Саянской области весьма широкое, по существу, региональное распространение. Они располагаются в нижнепалеозойской песчано-сланцевой толще, как правило, в шарнирах небольших складок, реже вблизи трещинных зон или второстепенных нарушений, вне видимой связи с серпентинитами, и часто удалены от последних на значительные расстояния, достигающие десятков километров. Форма залегания отдельных тел описываемых пород — линзы или неправильной формы линзообразные залежи, размеры которых по сравнению с апосерпентинитовыми лиственитами невелики и не выходят обычно за пределы 5—10 м при мощности 1—2 м.

Петрографические исследования показали, что кварцево-карбонатные лиственитоподобные породы приурочены, как правило, к метаморфизованным сланцам и значительно реже — к песчаникам, которые также состоят в основном из кварца, карбоната и серицита и, следовательно, отличаются от этих пород только количественными соотношениями упомянутых главных породообразующих минералов и текстурно-структурными особенностями. Сходство минерального состава лиственитоподобных пород и вмещающих их сланцев довольно ярко подчеркивается термограммами входящих в их состав карбонатов, соответствующих в обоих случаях паранкериту (Кузнецов и др., 1962).

Изложенные факты позволили в свое время сделать вывод о том, что лиственитоподобные породы, несмотря на минералогическое сходство с апосерпентинитовыми лиственитами, представляют собой образования типа альпийских жил, возникшие в породах близкого состава, вероятнее всего, под воздействием процессов регионального метаморфизма. Эти породы, образовавшиеся в результате местного перераспределения вещества, вероятно, в нижнепалеозойское время, естественно, не имеют ничего общего с ртутным оруденением верхнепалеозойского — мезозойского возраста. Их нельзя считать даже косвенным поисковым критерием на ртутные руды.

Породы третьей разновидности, названные Н. И. Бородаевским гидротермальными лиственитами, развиты в толще метаморфизованных

сланцев кварцево-актинолитового и кварцево-биотитового состава, вмещающих рудные тела Курумдуайринского месторождения (Кузнецов и др., 1962).

В отличие от описанных выше кварцево-карбонатных пород, они тесно связаны с рудоносными жилами и образуют вблизи них оторочки мощностью до 1—2 м. Неизмененные сланцы состоят из кварца, плагиоклаза, карбоната, актинолита, биотита, а также содержащихся в небольших количествах хлорита, эпидота, апатита, циркона, серицита, пирита и гидроокислов железа. Преобразования пород в околожильных ореолах выражаются в разложении подавляющей части полевых шпатов и темноцветных минералов, сопровождаемом замещением их карбонатом, каолинитом, гидрослюдой, монтмориллонитом и, в меньшей мере, другими второстепенными минералами.

Приведенные данные о минеральном составе описываемых пород и об особенностях химизма их преобразований привели В. А. Кузнецова и его соавторов (Кузнецов и др., 1962) к выводу о том, что эти породы правильнее именовать не лиственитами гидротермального генезиса, как это рекомендует Н. И. Бородаевский (1959 и др.), а гидротермально аргиллизированными породами, поскольку они принципиально не отличаются от подобных пород, широко распространенных на сопредельном Акташском и других ртутных месторождениях.

Таким образом, суммируя
фический материал, можно заключить, что в пределах ртутных месторождений Алтае-Саянской области получили довольно широкое распространение не менее двух генетических разновидностей кварцево-карбонатных пород: апогипербазитовые лиственитыи лиственитизированные породы и метаморфогенные лиственитоподобные породы. Апогипербазитовые лиственитыи лиственитизированные породы образуются исключительно в зонах контакта серпентинитов и вмещающих их кальцитсодержащих пород вследствие обменных реакций под воздействием калиево-углекислых гидротермальных растворов. Метаморфогенные лиственитоподобные породы, представляющие собой образования типа альпийских жил, возникают вне видимой связи с серпентинитами в сланцах или песчаниках близкого с ними состава. Что касается кварцево-карбонатных пород, названных Н. И. Бородаевским (1960 и др.) и некоторыми другими исследователями гидротермальными лиственитами, то они, как показали проведенные исследования, всегда содержат в своем составе глинистые минералы и поэтому должны быть отнесены к формации аргиллизитов, не имеющей ничего общего с лиственитами. Типичные гидротермальные лиственитыдавно известны в Алтае-Саянской области, например в Кузнецком Алатау, где они устанавливаются в качестве околорудных изменений, но не ртутных, а золоторудных месторождений кварцево-золоторудной формации.

Проведенные физико-химические исследования показали, что метасоматические колонки апосерпентинитовых лиственитов и лиственитизированных пород в большинстве случаев есть продукт одностадийного взаимодействия слабокислых или близких к нейтральным (pH $\geqslant$ 5) калиево-углекислых растворов с серпентинитами, для полной реализации которого необходимо выполнение трех основных условий: относительно высокая активность углекислоты в гидротермальных растворах ($\Sigma CO_2 > 10^{-2,75}$), последовательное возрастание их щелочности по мере приближения к неизмененным породам и сравнительно низкая температура, не превышающая при умеренных парциальных давлениях углекислоты 250—300°С. Невыполнение первого и третьего взаимосвязанных условий влечет за собой реализацию бескарбонатного варианта матасоматических колонок. Известны, кроме того, случаи наложения на лиственитыболее поздних по времени и иных по физико-химическим условиям образования

метасоматитов, например, аргиллизитов. В таких случаях возникают сложные, не менее чем двухстадийные, метасоматические образования, которые, однако, нельзя считать метасоматическими колонками в полном смысле этого слова.

Вывод о гетерогенности кварцево-карбонатных пород влечет за собой заключение о том, что различные генетические типы этих пород находятся в неодинаковых соотношениях с ртутным оруденением. Более или менее однозначно решается вопрос о рудоносности метаморфогенных кварцево-карбонатных пород. Поскольку эти породы представляют собой образования типа альпийских жил, возникшие вследствие проявления процессов метаморфизма нижнепалеозойских толщ, вероятнее всего регионального, они не имеют никаких генетических связей с мезозойским оруденением и поэтому не могут считаться даже косвенным признаком при его поисках и разведке. Что касается лиственитов и лиственитизированных апосерпентинитовых пород, то они, являясь в ряде случаев рудовмещающими, обнаруживают значительную оторванность во времени от наложенного на них ртутного оруденения и, в связи со сказанным, в лучшем случае могут рассматриваться как косвенный поисковый критерий на ртутные руды. В более тесной пространственной, временной и генетической связи с ртутным оруденением находятся метасоматиты формации аргиллизитов, которые следует рассматривать как один из наиболее надежных поисковых критериев при его поисках и разведке.

Изложенный выше материал приводит к следующим выводам.

1. В пределах локализации ртутных месторождений Алтае-Саянской области довольно широко распространены различные по составу аргиллизированные породы, несколько генетических типов окварцованных пород, две генерации гидротермально метасоматических доломитов и различные по условиям образования кварцевокарбонатные породы. Собственно гидротермальные разновидности упомянутых пород, несмотря на их значительное разнообразие, могут быть сгруппированы всего в три основные метасоматические формации: аргиллизитов, доломитолитов-хлоритолитов и лиственитов-березитов, которые различаются как по геологическим и физико-химическим условиям образования, так и по времени формирования и, следовательно, характеризуются неодинаковыми генетическими и возрастными соотношениями с сопровождающим их ртутным оруденением. Вместе с тем в полях локализации ртутных месторождений Алтае-Саянской области, а также других ртутнорудных провинций, не известны сколько-нибудь значительные проявления метасоматитов иных низкотемпературных метасоматических формаций, и в том числе таких широко распространенных, как, например, гумбеиты, альбит-карбонатные метасоматиты и другие. Эти данные свидетельствуют о значительном своеобразии гидротермальных процессов, проявившихся в районах локализации ртутных месторождений.

2. Наиболее широко распространены на ртутных месторождениях метасоматиты формации аргиллизитов, обнаруживающие с ними тесную пространственную и генетическую связь. Развитие процесса аргиллизации по породам кислого состава превращает их в максимально измененных внутренних зонах в мономинеральные кварцевые или биминеральные кварцево-каолинитовые метасоматиты. Основные же породы преобразуются в подобных условиях в анкерит (сидерит)-каолинитовые образования, содержащие не более 10—15% кварца, а известняки испытывают перекристаллизацию или окварцевание. Различия в минеральном составе внешних зон метасоматических колонок выражаются в количественных соотношениях слагающих их карбонатов, хлоритов и глинистых минералов, а также в их составе. Наиболее простые колонки аргиллизированных пород представляют собой продукт одностадийного взаимодействия калиевоуглекислых растворов с исходными алюмосиликатными или кар-

бонатными породами, которые характеризовались сравнительно низкими исходными pH (<3). Температура процесса аргиллизации при умеренных парциальных давлениях углекислоты не выходила за рамки 250—300°С.

3. Мономинеральные кварцевые образования подразделяются не менее чем на три генетические разновидности, различающиеся по времени и условиям образования: относительно молодые гидротермально окварцованные породы, наиболее тесно связанные пространственно и генетически с ртутным оруденением; более древние «метасоматические микрокварциты», образовавшиеся значительно ранее всех известных в данном районе типов гидротермальной рудной минерализации; и силицилиты, сингенетичные с вмещающими их древними нижнепалеозойскими известково-сланцевыми толщами. Гидротермально окварцованные карбонатные и алюмосиликатные породы также являются гетерогенными образованиями, возникшими в различных геологических и физико-химических условиях и относящимися поэтому к нескольким метасоматическим формациям. В частности, установлено, что некоторые апоизвестняковые их разновидности могут быть отнесены к формации аргиллизитов. Физико-химические исследования показали, что миграция кремнезема в растворах, вызывающих окварцевание, осуществлялась в двух основных формах: в виде кремниевых кислот или комплексного иона SiF_6^{2-}. Отложение кремнезема из раствора, содержащего кремнекислоту, могло быть обусловлено двумя основными причинами, первая из которых и, по-видимому, главная, заключается в понижении его температуры, а вторая — в возрастании кислотности первичнощелочных растворов. В случае переноса кремния в растворе в виде SiF_6^{2-} кристаллизация кремнезема или кремнезема в ассоциации с флюоритом возможна даже при минимальной активности этого иона в весьма широком интервале температур от 25 до 600°С и величинах pH>4. Таким образом, независимо от формы нахождения кремния в растворе, оптимальными для кристаллизации кремнезема следует считать слабокислые, нейтральные и слабощелочные условия, характеризующиеся величинами pH порядка 4—8.

4. Гидротермально метасоматические доломиты подразделяются на две генерации, различающиеся размерами и формой тел, соотношениями таких тел с разрывными нарушениями и сопровождающим их оруденением, а также особенностями химического состава и некоторыми другими признаками. Обе генерации доломитов являются продуктом предрудного калиево-магнезиального метасоматоза, приводящего, в случае алюмосиликатной вмещающей среды, к образованию особой формации существенно хлоритовых или даже хлорит-серицитовых метасоматитов. Проведенные термодинамические и экспериментальные исследования показали, что из числа изучавшихся физико-химических параметров наиболее существенно на образование гидротермально метасоматических доломитов влияют отношение магний-иона к иону кальция в растворе, его кислотность — щелочность и температура. Реализация процесса доломитизации возможна в тех случаях, когда отношение Ca^{2+}/Mg^{2+} изменяется в пределах от $\sim 10^{1,9}$—$10^{2,0}$ до $\sim 10^{-2,4}$—$10^{-0,1}$, pH раствора не выходит за рамки ~3—13, а температура при умеренных общих давлениях и содержаниях углекислоты не превышает 350—400°С. Невыполнение первого условия должно привести к замещению доломита магнезитом или кальцитом, второго — к образованию брусита в ассоциации с кальцитом или к диссоциации доломита, и третьего — к развитию за счет доломита и кварца магнезиальных гидросиликатов в парагенезисе с кальцитом.

5. Среди кварцево-карбонатных пород может быть выделено две основные генетические разновидности, весьма близкие по составу, но резко

различающиеся по условиям локализации: 1) собственно лиственитьі и лиственитизированные породы формации лиственитов-березитов, возникшие в результате замещения серпентинитов в зонах контакта их с вмещающими известняками или другими кальцитсодержащими образованиями, и 2) метаморфогенные лиственитоподобные породы, представляющие собой формирования типа альпийских жил, возникшие вне видимой связи с серпентинитами в толщах близких им по составу кварцево-карбонатно-серицитовых сланцев вследствие локального перераспределения вещества. Вместе с тем в пределах ртутных месторождений, во всяком случае, в тесной связи с последними, никогда не образуются типичные околожильные метасоматиты упомянутой формации, столь характерные для многих золоторудных провинций и, в том числе, для некоторых регионов Алтае-Саянской области, например для Кузнецкого Алатау. Проведенные физико-химические исследования показали, что метасоматические колонки лиственитов представляют собой продукт одностадийного взаимодействия слабокислых или близких к нейтральным растворов (pH $\geqslant$ 5) с исходными серпентинитами, для полной реализации которого необходимо выполнение трех основных условий: относительно высокая активность углекислоты в растворах ($\Sigma CO_2 > 10^{-2,75}$), последовательное возрастание их щелочности по мере приближения к неизмененным породам и сравнительно низкая температура, не превышающая при умеренных парциальных давлениях углекислоты 250—300°С. Невыполнение первого и третьего взаимосвязанных условий приводит к реализации бескарбонатного варианта метасоматических колонок.

6. Заключение о гетерогенности и разновозрастности метасоматитов влечет за собой вывод о том, что, во всяком случае, не все их разновидности могут служить одинаково надежными поисковыми критериями при поисках и разведке ртутных месторождений. По-видимому, следует полностью исключить возможность использования в качестве поисковых критериев сингенетичных с вмещающими толщами силицилитов и метаморфогенных лиственитоподобных кварцево-карбонатных пород, пространственное совмещение которых со значительно более поздним по времени образования ртутным оруденением обусловлено, вероятнее всего, случайными совпадениями. Достаточно широко распространенные в Алтае-Саянской области метасоматиты формаций лиственитов-березитов и доломитолитов-хлоритолитов, а также «метасоматические микрокварциты», хотя и являются типичными гидротермальными породами по механизму и физико-химическим условиям формирования, относятся к сравнительно древним образованиям, отделенным от процессов ртутного оруденения значительным временным интервалом, в течение которого на месторождениях проявились многочисленные тектонические подвижки, а нередко, например в случае с лиственитами, произошло даже внедрение дорудных даек диабазов. Это положение заставляет подойти к оценке поискового значения упомянутых пород с известной осторожностью. Такие породы следует, по-видимому, рассматривать лишь как косвенные поисковые критерии, указывающие древние пути циркуляции гидротермальных растворов, которые впоследствии могли послужить в некоторых случаях каналами для поступления более молодых ртутоносных гидротермальных растворов. Наиболее тесную пространственную, временную и генетическую связь с ртутными рудами обнаруживают метасоматиты формации аргиллизитов, сопровождающие практически все сколько-нибудь значительные ртутные месторождения и рудопроявления как в Алтае-Саянской области, так и в других ртутнорудных провинциях. Именно эти породы можно уверенно рекомендовать в качестве надежных прямых поисковых критериев при поисках и разведке ртутного оруденения.

VII. ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА И ВОЗРАСТА РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЕНЕЗИСЕ И ВОЗРАСТЕ РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

По вопросам генезиса и возраста ртутного оруденения Алтае-Саянской области исследователями высказывались различные взгляды, и представления по ним на различных этапах изучения месторождений ртути испытали естественную эволюцию. Следует заметить при этом, что на первых этапах изучения месторождений главное внимание привлекали вопросы структуры месторождений и рудных полей, определяющие локализацию руд, в то время как генезис оруденения рассматривался в самой общей форме.

Месторождения ртути почти во всех районах области рассматривались как однотипные, низкотемпературные гидротермальные, образованные в условиях небольших глубин, связанные с зонами региональных глубоких разломов и с глубокими магматическими очагами. Повсеместно отмечалось отсутствие явной связи оруденения с проявлениями магматизма. Вопрос о природе и источниках рудообразующих растворов и источниках рудного вещества в то время не обсуждался. Геологический возраст ртутного оруденения исследователями в разных районах определялся различным образом. В Горном Алтае, где были открыты и разведывались Чаганузунское, Акташское и другие месторождения и рудопроявления, возраст оруденения первоначально определялся как альпийский, поскольку была установлена связь оруденения с системой региональных разломов, испытавших послетретичные подновления (Кузнецов, 1934; Кузнецов, Мухин, 1936; Сауков, 1937; и др.). На этом основании В. А. Обручев (1947) высказал предположение о связи ртутного оруденения Алтая с проявлениями неотектоники. В то же время исследователи ртутных месторождений Салаира пришли к другим выводам. И. В. Дербиков (1937) полагал, что ртутное оруденение Салаира относится к сравнительно высокотемпературной турмалиново-ртутной формации, резко отличаясь от ртутного оруденения Горного Алтая, и является гораздо более древним — кембрийским или ордовикским. Эту же точку зрения разделял М. А. Усов (1936), по мнению которого в Западной Сибири развиты две ртутнорудные формации: силурийская, проявившаяся на Салаире, и мезозойская (ларамийская) — в Горном Алтае. Впрочем, эта точка зрения не нашла подтверждения при дальнейших исследованиях. Анализ закономерного размещения ртутного оруденения в региональных разломах, обрамляющих Кузбасс и продолжающихся в Горном Алтае, позволил более обоснованно сделать вывод об одновозрастности ртутного оруденения в пределах всего Кузнецко-Алтайского пояса разломов и о его мезозойском возрасте (Кузнецов, 1939_1). Обсуждая этот вопрос, В. П. Нехорошев (1947, 1966) также пришел к выводу о том, что ртутная минерализация Алтая и Салаира одновозрастная, но не мезозойская, а позднепалеозойская.

Последующие исследования (работы Ю. Г. Гершойга, В. М. Зуева и др.) показали, что месторождения Салаира относятся к группе обычных эпитермальных. Сложность состава руд некоторых месторождений обусловлена наложением ртутного оруденения на более древние образования — гематитовые руды и кварциты. Возраст ртутного оруденения Салаира не может быть раннепалеозойским, поскольку оруденение проявляется не только в древних нижнепалеозойских толщах, но и в полях развития девонских отложений.

Несколько позднее, в пятидесятых годах, были открыты и изучались ртутные месторождения в Туве, в восточной части Алтае-Саянской области. По генетическому типу они не отличаются от месторождений дру-

гих районов области, но по геологическому возрасту были отнесены к девону и связывались с раннедевонским магматизмом. Вывод о девонском (доживетском) возрасте ртутного оруденения Тувы обосновывался тем, что в центральных, лучше изученных районах, это оруденение практически не проявляется в толщах моложе низов среднего девона и, кроме того, базировался на общей металлогенической концепции, из которой следовало, что ртутное оруденение свойственно поздним этапам развития подвижных областей, а для каледонид Тувы этим этапам отвечает средний девон, позднее которого якобы не было проявлений магматизма и эндогенного оруденения (Унксов, 1960 г.; Додин, 1961; Кен, Груза, 1966). Эту аргументацию нельзя считать убедительной. В Туве имеются проявления магматизма и эндогенного оруденения несомненно более поздние, чем средний девон. Металлогеническая концепция указанных авторов не учитывала явлений металлогенической активизации складчатых структур, в том числе герцинской и мезозойской активизации, производные которых установлены в некоторых районах Тувы.

Состояние знаний о генезисе и возрасте ртутного оруденения на конец пятидесятых годов отражено в работе В. А. Кузнецова (1958). В ней отмечено, что лучше всего согласуются с фактическими данными представления об однотипности и весьма близком геологическом возрасте проявлений ртутного оруденения во всех районах Алтае-Саянской области. Больше всего оснований связывать ртутное оруденение с очагами рудоносных растворов, возникающих в зонах глубинных разломов на посторогенных стадиях развития последних в связи с глыбовыми движениями позднегерцинского или мезозойского возраста. Верхний предел возраста — середина третичного периода, поскольку наблюдения в Юго-Восточном Алтае устанавливают налегание на ртутные руды среднетретичной буроугольной толщи (Кузнецов, 1958, с. 308.)

Следующим весьма важным этапом исследований генезиса ртутного оруденения было углубленное изучение минерального состава руд и гидротермально измененных пород в рудных полях важнейших месторождений. Было выяснено, что минеральный состав руд значительно сложнее, чем это представлялось ранее, выявлены новые минералы. Изучение минеральных ассоциаций и текстур руд позволило установить стадийность процесса рудообразования (Васильев, 1962, $1963_{1,2}$, $1966_{1,2}$ и др.; Сотников, 1962). Выполнено исследование дорудных и околорудных лиственитоподобных пород (Бородаевский, 1959, $1960_{1,2}$ и др.; Кузнецов и др., 1962). Установлено, что наиболее характерными гидротермальными изменениями вмещающих пород, предшествующими и сопровождающими ртутное оруденение, является аргиллизация (Щербань, 1962, 1975; Симкин, 1971).

На этом этапе более глубоко был изучен вопрос о связи ртутного оруденения с проявлениями магматизма. В некоторых районах была установлена ассоциация ртутного оруденения с дайковыми комплексами лампрофиров и диабазов. В них первоначально видели дайковую фацию гранитоидов (Трощенко, 1960), но более детальные исследования показали, что эти комплексы являются самостоятельными малыми интрузиями, производными глубоких очагов базальтоидной и щелочно-базальтоидной магм (Михалева, 1962; Оболенская, 1963, 1968, 1971). Был установлен позднегерцинский, а иногда послегерцинский возраст этих малых интрузий. Появились основания для вывода о вероятной парагенетической связи ртутного оруденения с этими производными глубинного подкорового магматизма (Кузнецов и др., 1966; Оболенский, Оболенская, 1968; Кузнецов, Оболенский, 1970, 1972; Оболенский, 1975).

Наряду с этим, отдельными исследователями высказаны соображения о прямой генетической связи ртутного оруденения в некоторых районах Алтае-Саянской области с древним вулканизмом. К вулканогенному типу было отнесено Терлигхайское месторождение в Туве, причем указывалось,

что в его рудном поле располагается вулканический аппарат и наблюдается геохимическая зональность в размещении по отношению к нему проявления минерализации (Туркин и др., 1968). Вывод о связи Терлигхайского месторождения с нижнедевонским вулканизмом подкреплялся сообщениями о наличии в его рудном поле характерных для вулканогенных месторождений вторичных кварцитов и пропилитов (Павлов, 1971). Однако эти выводы не нашли подтверждения и не разделялись последующими исследователями, в том числе геологами экспедиции ИМГРЭ В. А. Каменщиковым, Л. Н. Морозовым, В. С. Груздевым, Г. С. Симкиным и другими), которые провели в Терлигхайском рудном районе детальные геолого-структурные и геохимические исследования. Наши исследования (1973—1975 гг.) показали ошибочность наблюдений и выводов И. С. Туркина о нижнедевонском возрасте и вулканогенном типе Терлигхайского месторождения, также как и других ртутных месторождений Тувы.

Важным этапом в изучении генезиса и решении вопроса о возрасте ртутного оруденения в Алтае-Саянской области явились исследования геохимического направления, особенно работы, проведенные указанными выше сотрудниками экспедиции ИМГРЭ в Терлигхайском рудном поле. Ими было доказано, что оруденение контролируется не вулканическими структурами, а разломами, сформированными после того, как девонская вулканогенная толща была дислоцирована; показана ведущая роль в локализации оруденения Магистрального разлома и сопряженных с ним разрывных структур; впервые установлен громадный масштаб дорудных и околорудных гидротермальных изменений и их характер, соответствующий процессу аргиллизации; обоснованы важные выводы о наличии геохимических ореолов ртути и сопутствующих элементов, о вертикальной и горизонтальной зональности, позволяющие прогнозировать наличие рудных тел закрытого типа и т. д.

Существенно иной характер имели исследования, проведенные в то же время геохимической группой Западно-Сибирского геологического управления в Курайской рудной зоне Горного Алтая (Я. М. Грицюк, О. Г. Епифанцев и др.). Исследования были менее детальными, направленными в основном на разработку и применение геохимических методов поисков ртутных месторождений. Наиболее важным представлялся вывод этих исследований о повсеместных повышенных против кларкового содержаниях ртути в вулканогенных толщах кембрия и девона в пределах Курайской рудной зоны. Отсюда следовал вывод о генетической связи этой рассеянной ртутной минерализации с древним вулканизмом, а затем — о наличии в Курайской зоне и в других районах Алтае-Саянской области ртутного оруденения двух типов: а) вулканогенного, главным образом девонского по возрасту, к которому принадлежат преимущественно небольшие по масштабу месторождения и рудопроявления; б) метаморфогенно-гидротермального типа, связанного с более поздними процессами метаморфизма вулканогенно-осадочных толщ и мобилизацией ртути, рассеянной в этих толщах, с регенерацией более древних ртутных месторождений и формированием за их счет более поздних по возрасту и более крупных месторождений (Грицюк и др., 1970; Иванкин, Туркин, 1972).

Эти интересные выводы несомненно заслуживают внимания, но нельзя не отметить их гипотетичность. Прежде всего, нуждается в доказательствах вывод о том, что повышенные содержания ртути в вулканогенно-осадочных толщах девона и кембрия в пределах Курайской рудной зоны связаны именно с древним вулканизмом, а не являются обычным в ртутно-рудных зонах ореолом рассеяния ртути, обусловленным более поздним наложенным гидротермальным процессом. Видимо, необходим сравнительный анализ и доказательства того, что предполагаемые древние вулканогенные рудопроявления по минералого-геохимическим и другим особенностям отличаются от тех месторождений, которые относятся к метаморфогенно-гидротермальным. Представляется, что ртутные месторождения

метаморфогенно-гидротермального генезиса, если таковые имеются, должны отличаться от обычных гидротермальных особенностями минерального состава и гидротермальных изменений вмещающих пород. В сущности, пока нет серьезных доказательств мобилизации ртути и другого рудного вещества из вмещающих толщ и возможности его последующей концентрации в виде месторождений. Как известно, вопрос об источниках рудного вещества в гидротермальных месторождениях является весьма сложным, и однозначные выводы по этому вопросу требуют привлечения более доказательных фактических данных.

Гипотеза о явлениях регенерации ртутных руд, естественно, привела некоторых исследователей к выводу о вероятной разновозрастности, о неоднократном проявлении ртутной минерализации. Проблема возраста оруденения, в связи с этим, как бы потеряла практическое значение. Появились высказывания о кайнозойском возрасте ртутной минерализации в Горном Алтае (Розинов, 1968; Бондаренко и др., 1968), однако специальные исследования, проведенные авторами с участием геологов производственных организаций, показали, что соображения о юном кайнозойском возрасте ртутного оруденения не подтверждаются фактическими данными (Кузнецов, Оболенский, 1969).

Наконец, важный этап в изучении ртутных месторождений области — это детальные исследования физико-химических условий рудообразования главным образом методом изучения газово-жидких включений в минералах руд (Васильев и др., 1973; Борисенко и др., 1974; Оболенский и др., 1973, 1976; и др.).

2. ЭПОХИ РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ. СВЯЗЬ ОРУДЕНЕНИЯ С ЭТАПАМИ РАЗВИТИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР. ВОЗРАСТ РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Подавляющее число ртутных месторождений мира размещается в мезо-кайнозойских складчатых областях и имеет главным образом альпийский и мезозойский возраст. К третичным и раннечетвертичным по возрасту относятся месторождения внутренней зоны Тихоокеанского рудного пояса, в том числе Корякско-Камчатской и Сахалинской рудных провинций на территории СССР. Такими же альпийскими является большая часть месторождений Средиземноморского рудного пояса, включая Закарпатскую, Кавказскую и юг Средне-Азиатской провинций в пределах СССР. К мезозойским (меловым) относятся месторождения внешней зоны Тихоокеанского рудного пояса, в том числе Верхояно-Колымской, Охотско-Чукотской и Приморской провинций, а также рудопроявления Монголо-Охотского пояса, включая Восточное Забайкалье и Монгольскую Народную Республику (Смирнов, Рыженко, 1958; Кузнецов, $1970_{1,2}$; и др.). По мнению некоторых исследователей, мезозойское ртутное оруденение проявилось и далее к западу, в том числе в пределах Алтае-Саянской и Средне-Азиатской ртутных провинций. В последнее время появилось много указаний на то, что в пределах Средней Азии имеется не только герцинское, но и более молодое послеюрское ртутное и сопутствующее ему эпитермальное и телетермальное оруденения. Анализ размещения этого оруденения в геологических структурах юга Сибири привел к выводу о том, что в некоторых районах юга Сибири, Казахстана и Средней Азии, а также Монгольской Народной Республики, ртутное и сопутствующее ему сурьмяное и флюоритовое оруденения связаны с процессами мезозойской, по-видимому, меловой, тектонической и металлогенической активизации палеозойских структур ряда областей Центрально-Азиатского складчатого пояса. На этом основании возникло представление о Центрально-Азиат-

ском поясе ртутного оруденения (Кузнецов, 1970, 1974$_2$; Металлогения ртути, 1976).

Таким образом, поздний мезозой, особенно меловой период, выступает как важнейшая эпоха ртутного оруденения, проявившегося на Азиатском континенте в пределах внешней зоны Тихоокеанского пояса и в Центрально-Азиатском складчатом поясе.

Можно добавить, что, по-видимому, с мезозойской эпохой связывается ртутное оруденение Донбасса. Есть основания связывать ртутное и сопутствующее ему эпитермальное оруденение Донецкой провинции с мезозойской тектономагматической активизацией южной окраины Русской платформы и Донецкого авлакогена (Скаржинский, 1973).

Эпохой ртутного оруденения является также позднегерцинская эпоха. Видимо, с нею связывается ртутное оруденение южных окраин Сибирской платформы, Енисейского кряжа и Байкальской области, испытавших позднегерцинскую тектономагматическую активизацию. С позднегерцинской эпохой связываются месторождения Тянь-Шаня и рудопроявления Урала.

Каледонские и более древние (точно установленные) месторождения неизвестны.

Таким образом, существовало несколько эпох интенсивного ртутного оруденения — кайнозойская (главным образом позднетретичная), мезозойская (меловая, триасовая) и позднегерцинская. Как видно, наблюдается закономерная связь ртутного оруденения с наиболее поздними этапами геологического развития Земли. Эта закономерность и практическое отсутствие ртутных месторождений каледонского и еще более древнего возраста объясняются двумя существенными особенностями ртути и ртутных месторождений. Последние, являясь в подавляющем большинстве близповерхностными образованиями, наиболее быстро разрушаются при денудации и чаще всего не сохраняются. Если они оставались не разрушенными эрозионными процессами, то почти всегда уничтожались в процессах последующего погружения вмещающих толщ, складчатости и метаморфизма последних. Как известно, ртуть и ее соединения отличаются высокой подвижностью, и при сравнительно невысокой температуре ртутные минералы разлагаются, причем ртуть рассеивается, мигрируя главным образом в верхние горизонты земной коры. При этом ранее образованные месторождения ртути неизбежно разрушаются. Кроме того, приуроченность оруденения к наиболее поздним этапам развития Земли, по-видимому, может быть одним из проявлений направленного развития земной коры и верхней мантии и некоторого усложнения состава руд эндогенных месторождений, что отмечалось некоторыми исследователями, не получив пока достаточно полного объяснения (Металлогения ртути, 1976).

Вопрос о месте ртутной минерализации в истории развития складчатых областей был рассмотрен в работах В. И. Смирнова (Смирнов, Рыженко, 1958) и других исследователей. Нам в сущности не известны ртутные месторождения значительного масштаба, связанные с раннимн, собственно геосинклинальными, стадиями развития складчатых областей. Если согласиться с представлениями о том, что формирование современных срединно-океанических хребтов с их рифтовыми структурами, а также островных дуг, отвечает ранним, собственно геосинклинальным, стадиям развития складчатых систем, то необходимо признать, что проявления ртутной минерализации на этих стадиях развития имели место. Об этом свидетельствует ртутное оруденение на о. Кунашир в Курильской островной дуге и признаки ртутной минерализации в пределах Индонезийской и других островных дуг юго-западной периферии Тихого океана, отмеченные Э. Бейли (Bailey, Clark, Smith, 1973) и другие данные. Однако значительные месторождения, связанные с этими стадиями развития, как видно, не сформировались. В геологическом прошлом, если они и возникали, то скорее всего или уничтожались вслед за формированием в процессе

денудации, или разрушались на последующих стадиях развития геосинклинальных и складчатых систем в результате складчатости и метаморфизма вмещающих толщ.

Ртутные месторождения, как видно, не образуются на средних (сиинверсионных) стадиях развития геосинклинальных и складчатых областей, когда происходит главная складчатость, общее поднятие, образование соскладчатых внутрикоровых гранитоидных интрузий палингенного типа. Видимо, на этих стадиях не возникает условий для проникновения в верхние горизонты земной коры производных глубоких подкоровых магматических очагов и связанного с этими глубинами эндогенного оруденения.

Все ртутные месторождения формируются или в последние заключительные стадии развития подвижных складчатых зон, или на последующих стадиях повторного орогенеза, тектономагматической активизации складчатых областей, а также на стадии активизации древних платформ. По-видимому, это обусловлено тем, что на этих стадиях формировались, или подновлялись, глубокие разломы, в том числе глубинные, проникающие в пределы верхней мантии, что способствовало появлению малых интрузий основного состава, производных глубоких подкоровых магматических очагов и связанной с ними минерализации (Металлогения ртути, 1976).

Обращаясь к вопросу о геологическом возрасте ртутного оруденения в Алтае-Саянской области, необходимо отметить следующее.

Как сказано выше, представления об относительно древнем, нижнепалеозойском, возрасте ртутного оруденения Салаира и девонском возрасте оруденения Тувы не согласуются с фактическими данными и нуждаются в пересмотре. Также ошибочны и представления о весьма молодом кайнозойском возрасте ртутного оруденения в Горном Алтае. Лучше всего согласуются с фактами представления о том, что во всех районах Алтае-Саянской области возраст ртутного и сопутствующего ему эпитермального оруденения близок и находится в пределах самого конца палеозоя — позднего мезозоя, т. е. он позднегерцинский и мезозойский. Это доказывается следующими фактами.

В Туве ртутное оруденение, по геологической позиции, по локализации в зонах разломов, обнаруживает близость с арсенидным медно-никель-кобальтовым оруденением, представленным известным Ховуаксинским месторождением и с карбонатно-железорудным (флюорит-барит-сидеритовым) оруденением, представленным Карасугским, Улатайским и другими месторождениями. Указанное оруденение так же, как и ртутное, раньше связывалось с поздними стадиями развития каледонид в соответствии с известной металлогенической концепцией, развивавшейся во ВСЕГЕИ, и считалось раннедевонским (доживетским). Однако позднее было установлено, что арсенидно-кобальтовое оруденение появилось после интрузий Торгалыкского комплекса, возраст которого является раннегерцинским, и после гранитоидных интрузий и следующих за ним дайковых комплексов, которые относятся к концу палеозоя—началу мезозоя. Много доказательств этому обнаружено в районах запада и юго-запада Тувы и в соседнем Юго-Восточном Алтае, для которых существует несколько определений возраста интрузивов и руд методами абсолютной геохронологии, и по этим данным можно достаточно уверенно говорить о позднегерцинском или еще более позднем возрасте арсенидно-медно-кобальтового оруденения. Флюорит-барит-сидеритовое оруденение, в том числе Карасугское месторождение, по данным определений абсолютного возраста предрудных метасоматитов и руд различными методами (калий-аргоновым и свинцово-урановым), оказывается еще более молодым — 66—75 млн. лет, т. е. поздиемезозойским. Наконец, в зоне Шапшальского разлома в юго-западной части Тувы было обнаружено бесспорно мезозойское эпитермальное оруденение, представленное блеклыми рудами, халькопиритом, галенитом и пиритом в кварц-карбонатных и карбонат-баритовых жилах,

секущих песчаники нижнеюрской толщи (Широкушкин, Тюлькин, 1971; Митропольский, Кулик, 1975). В делювии на продолжении этой зоны нами были обнаружены зерна киновари.

Как видно, нет никаких оснований все проявления гидротермальной минерализации связывать с девонским магматизмом. Они несомненно являются производными позднегерцинской и мезозойской тектономагматической и металлогенической активизации. То же относится и к ртутному оруденению Тувы. Вопреки утверждению некоторых авторов (Кеп, Груза, 1966; Черненко, Туркин, 1968), не существует преимущественной связи ртутного оруденения с девонскими вулканогенными образованиями, и если можно говорить о подобной связи для центральных частей Саяно-Тувинской рудной зоны, то ни на западном, ни на северо-восточном флангах зоны такой связи не обнаруживается. Нет никаких серьезных оснований говорить о генетической и временной связи ртутного оруденения с девонским вулканизмом. Раннедевонские отложения не являются даже твердо доказанной нижней возрастной границей. Нижней границей возраста ртутного оруденения приходится считать не возраст толщ, а время формирования тех зон разломов, к которым приурочено оруденение. Саяно-Тувинская зона регионального глубинного разлома, ограничивающая позднепалеозойский Тувинский прогиб, была сформирована не в девоне, а после того как девонские и нижнекаменноугольные толщи этого прогиба были дислоцированы, по крайней мере, в позднем палеозое, в герцинском этапе. Ртутное оруденение появляется в зонах разломов после интрузий — габбро-диабазов Торгалыкского комплекса и, по-видимому, еще более поздних по возрасту — герцинских или мезозойских, дайковых комплексов, проявившихся в Терлигхайском и Чазадырском рудных районах, где оруденение, бесспорно, накладывается на дайки диабазов.

Кроме того, можно отметить, что в полях развития верхнедевонских и нижнекарбоновых толщ, в частности в хребте Танну-Ола, при геологических съемках было установлено довольно много пунктов со знаками киновари и в шлихах. Они могут рассматриваться как признаки первичных ореолов рассеяния ртутной минерализации в толщах верхнего структурного этажа и как индикаторы более интенсивного оруденения на глубине. Это также одно из доказательств позднепалеозойского или мезозойского возраста этого оруденения.

В Горном Алтае, как показывают детальные исследования в Курайской ртутной зоне, ртутное оруденение оказывается явно наложенным на тектоническую структуру зоны, оформленную в ее современном виде в основном в герцинском этапе. Минерализация накладывается на все разломы кроме послетретичных. Установлено, что ртутная минерализация, так же, как арсенидная висмут-кобальтовая и свинцовая, несомненно более поздняя, чем позднегерцинские граниты Таштаузекского комплекса, которые прорывают верхнедевонские (фаменские) дислоцированные отложения и, по данным абсолютной геохронологии, являются пермскими. Кроме того, эта минерализация появляется позднее внедрения дайковых комплексов слюдяных лампрофиров, абсолютный возраст которых калий-аргоновым методом определяется в 180—200 млн. лет, что отвечает триасу — юре (Оболенская, Фирсов, 1966). Наконец, сейчас уже имеется ряд определений абсолютного возраста околорудных метасоматитов (аргиллизированных песчаников, гидрослюдистых низкотемпературных лиственитов, аргиллизированных метаморфических сланцев) из различных месторождений и рудопроявлений главным образом Курайской зоны Горного Алтая. (Все определения выполнены К-Ar методом по породам в лаборатории геохронологии ИГиГ Л. В. Фирсовым.)

При этом по гидрослюдистым лиственитам и аргиллизированным песчаникам Чаганузуйского месторождения получены значения возраста от 150 до 181 млн. лет; для Курумдинского рудопроявления, по аргилли-

зированным метаморфическим сланцам — 187 млн. лет, для рудопроявления Тюте, по метасоматитам с серицитом — 155 млн. лет.

Приведенные материалы, как видно, подтверждают представления о позднегерцинском или мезозойском возрасте ртутной и сопутствующей ей минерализации в Горном Алтае. Предположения некоторых исследователей о наличии в Курайской зоне и в других районах Горного Алтая более древнего девонского ртутного оруденения нельзя считать доказанными. Повышенные против кларковых содержания ртути в девонских вулканогенных толщах могут не иметь никакой связи с девонским вулканизмом и являться ореолом рассеяния ртути, сопровождающим наложенное герцинское или мезозойское оруденение. Как известно, широкие ореолы рассеяния ртути, достигающие иногда многих километров в ширину, обычны для ртутнорудных поясов и районов.

Верхняя граница возраста ртутного оруденения в Горном Алтае — середина третичного периода. Наиболее твердо это установлено в Юго-Восточном Алтае, в Чаганузунском районе, где на месторождениях и рудопроявлениях окраины Чуйской междугорной впадины (Красногорское, Кызылчинское и др.) в депрессиях древнего рельефа лежат остатки палеогеновой коры выветривания, а выше, иногда непосредственно на рудах, залегают олигоцен-миоценовые угленосные отложения, сменяющиеся озерными плиоценовыми отложениями. Геолого-разведочными работами на участке Красногорского месторождения было установлено погружение восточного продолжения рудной зоны под покров третичных отложений. Никаких признаков ртутной минерализации в третичных отложениях и в зонах послетретичных разломов не отмечалось. Сообщение о том, что именно в этом районе Горного Алтая наблюдается ртутная минерализация в третичных толщах (Розинов, 1968), было проверено авторами при участии геологов Курайской экспедиции Западно-Сибирского геологического управления Л. Е. Корнева и В. А. Зыбина. Выяснилось, что это сообщение было ошибочным, опиравшимся на поверхностные наблюдения. Особенно показателен в этом отношении участок Кызылчинского рудопроявления, где М. И. Розинов описал (и привел зарисовки стенки разведочной канавы у топографического знака) карбонатные жилы с киноварью, проникающие в породы девонской толщи, уже испытавшие каолинизацию в третичной коре выветривания, причем отметил, что рудные жилы разветвляются и изгибаются под экранирующим горизонтом галечников кызылгнрской свиты плиоценового или эоплейстоценового возраста.

Тщательный осмотр этого участка и указанной выше разведочной канавы показал, что в действительности там имеют место следующие взаимоотношения ртутной минерализации и вмещающих пород. В стенке канавы вскрыты каолинизированные туфы кварцевых порфиров аксайской свиты среднего девона, среди которых располагаются в виде прерывистых полос обломки белого и буроватого крупнокристаллического кальцита с редкой вкрапленностью киновари. Совершенно очевидно, что эти полосы являются остатками полуразрушенных жил, испытавших такое же выветривание и разрушение, как вмещающие их породы. Изгибы голов жил вызваны делювиальными заворотами и смещениями по поверхности третичного рельефа. Выветрелые породы девона и обломки кальцита перекрыты бурым галечником предположительно плиоценового возраста. В основании галечника в некоторых участках наблюдаются скопления обломков жильного кальцита. Как видно, разведочной канавой вскрыт делювиальный развал разрушенных в коре выветривания и смещенных по древнему склону голов кальцитовых жил, перекрытых галечником (рис. 93). Никакого проникновения ртутной минерализации в третичные породы и, следовательно, никаких доказательств кайнозойской минерализации на этом участке, как и на других, описанных М. И. Розиновым, не имеется.

Также не подтвердились сообщения о ртутной минерализации в районе Акташского месторождения в Горном Алтае в связи с проявлениями

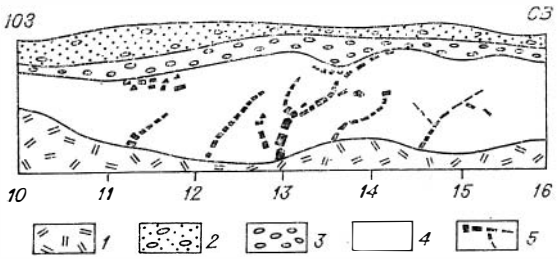


Рис. 93. Разрушенные выходы кальцитовых жил с киноварью в каолинизированных туфах и кварцевых порфирах девона в Кызылчинском рудопроявлении (Чаганузунский район), по В. А. Кузнецову и А. А. Оболенскому (1969).

1 — осыпь; *2* — озерно-ледниковые позднечетвертичные отложения; *3* — бурые галечники кызылгирской свиты неогена; *4* — отбеленные туфы кварцевых порфиров; *5* — дезинтегрированные в коре выветривания кальцитовые жилы с вкрапленностью киновари.

неотектоники (Бондаренко и др., 1968). Как известно, четвертичные глыбовые надвиги палеозойских пород на морену были описаны в этом районе еще в 1935 г. (Кузнецов, Мухин, 1936). Впоследствии, при проведении разведочных работ был установлен крупный масштаб надвига — протяженность более 25 км и амплитуда перемещения свыше 200 м. Однако несмотря на тщательные поиски, в зоне этого надвига и в других разломах четвертичного возраста не обнаружено никаких признаков ртутной минерализации. Следовательно, новейшие тектонические движения являются послерудными. Так, послерудный характер четвертичного надвига на третичную угленосную толщу и перекрывающие ее моренные отложения установлен в верховьях рч. Баратал восточнее Акташского месторождения. Ртутная минерализация на этом участке была обнаружена в зонах дробления среди известняков нижнего палеозоя. При разведке на глубину бурением было установлено, что блок известняков с ртутной минерализацией надвинут на четвертичную морену, под которой на глубине 220 м вскрыты угленосные третичные отложения, залегающие на протерозойских известняках (рис. 94). Никаких признаков минерализации или вообще гидротермальной деятельности в зоне четвертичного надвига не установлено. Аналогичные наблюдения получены по 10 скважинам, вскрывшим этот надвиг в районе Акташского месторождения и разведочного участка Уланду (Кузнецов, Оболенский, 1969).

Эти и другие данные опровергают представления о кайнозойском возрасте оруденения Горного Алтая и о генетической связи его с проявлениями неотектоники. Ртутное оруденение древнее этих проявлений.

На Салаире, где в свое время предполагался древний нижнепалеозойский возраст ртутного оруденения (Дербиков, 1937), последующими исследованиями, в частности, работами В. М. Зуева в районе Мавринского месторождения, было установлено, что ртутное оруденение не древнее девона, поскольку на площади развития девонских отложений были обнаружены проявления ртутной минерализации. Следует указать, что в смежной с Салаиром Колывань-Томской складчатой зоне в песчано-сланцевых толщах верхнего девона — нижнего карбона обнаружены многочисленные признаки ртутной минерализации в виде вторичных киноварных ореолов и давно известно сурьмяное кварц-антимонитовое Семилуженское месторождение. Как видно, эта минерализация не древнее герцинской. В этих же позднепалеозойских толщах отмечены многочисленные интрузивные тела —дайки диабазов, которые многими исследователями рассматриваются как аналоги мезозойских траппов Кузбасса.

Следовательно, и здесь ртутная минерализация может быть не только позднегерцинской, но и более поздней — мезозойской.

Как показывают исследования В. М. Кандера (1968 г.) и И. И. Щеглова, и в Восточном Саяне ртутная минерализация связывается с позднепалеозойской или мезозойской металлогенической активизацией (Щеглов, Парфенов, 1967).

Таким образом, можно сделать следующие выводы. Наличие в Алтае-Саянской складчатой области древних каледонских, в том числе девон-

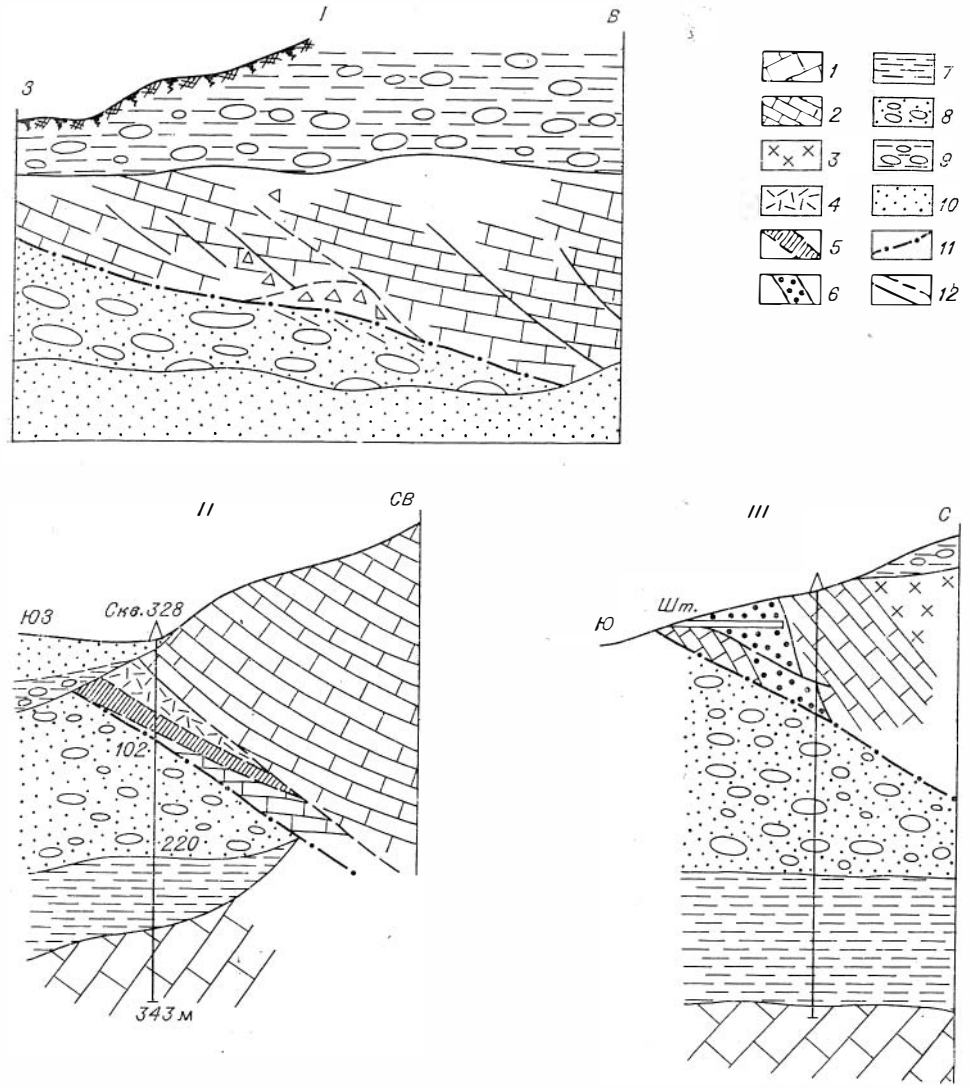


Рис. 94. Четвертичный (послерудный) надвиг в Акташском районе Курайской рудной зоны.

I—выход поверхности четвертичного надвига в правом борту р. Ак-Таш (по А. С. Мухину и В. А. Кузнецову, 1936 г. с дополнениями П. М. Бондаренко); II — разрез по скважине 328 (по В. Е. Бурлакину и П. М. Бондаренко); III — разрез на разведочном участке Баратал (по материалам Курайской ГРП). *1* — Баратальские известняки (рифей); *2* — рудовмещающие известняки курайской свиты (кембрий — ордовик); *3* — диориты; *4* — девонские эффузивы; *5* — мергели и глинистые сланцы карбона; *6* — рудная зона; *7* — третичные отложения; *8* — моренные отложения; *9* — моренные отложения перемытые; *10* — делювий; *11* — четвертичный надвиг; *12* — другие тектонические нарушения.

ских, месторождений ртути не доказано. Если в каледонском этапе развития области ртутное оруденение проявлялось, то его производные в виде месторождений, по-видимому, не сохранились. Не доказан и четвертичный возраст ртутной минерализации. Наиболее соответствует фактическим материалам представление о том, что ртутное оруденение в Алтае-Саянской области связано с этапами посторогенной тектономагматической и металлогенической активизации и имеет позднегерцинский и мезозойский возраст. Есть довольно много доказательств как позднепалеозойского (позднегерцинского), так и мезозойского (послеюрского) возраста ртутного оруденения. В пользу последнего говорят следующие факты: а) наличие явно послеюрской эпитермальной минерализации, отмеченной в ряде районов — в зоне Шапшальского разлома в Юго-Запад-

ной Туве, в Казаныхском грабене в Горной Шории, в зоне Кузнецкого разлома в юго-восточной части Кузбасса; б) данные по абсолютному возрасту дорудных даек лампрофиров и предрудных метасоматитов в Курайской зоне Горного Алтая; в) факты проявления ртутной минерализации в некоторых районах Алтая вблизи от герцинских гранитных массивов, что может указывать на наличие значительного денудационного перерыва между герцинскими интрузиями и ртутной минерализацией.

Можно допустить, что в Алтае-Саянской области имеются проявления как позднегерцинской, так и мезозойской ртутной минерализации. Позднегерцинская минерализация в западных районах Алтае-Саянской области, включая Колывань-Томскую зону, может связываться с поздними стадиями развития герцинской складчатой системы. Одновозрастная позднегерцинская минерализация восточных районов области, сложенных байкалидами и каледонидами, будет связываться с явлениями активизации этих структур, а мезозойская — с активизацией как каледонид, так и герцинид Алтае-Саянской области в целом.

3. О СВЯЗИ РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ С МАГМАТИЗМОМ

Как известно, по вопросу связи ртутного оруденения с магматизмом существуют различные точки зрения. Некоторые исследователи 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 — с глубинными базальтоидными магмами подкорового происхождения (Линдгрен, 1934; Hulin, 1929; Sainsbury, Mackevett, 1965). Трудность решения этого вопроса объясняется тем, что большинство ртутных месторождений — низкотемпературные гидротермальные образования, значительно удаленные от магматических очагов, и не всегда удается выявить магматические породы, близкие по времени образования 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, а напротив, наблюдались отгонка этого металла и широкое рассеяние в окружающих породах. Этими обстоятельствами можно объяснить тот факт, что ртутные месторождения не обнаруживают четких признаков генетической связи с магматическими породами. Как правило, эта связь носит парагенетический характер, что обусловлено как свойствами самой ртути, так и глубинностью источников магматических пород, с которыми устанавливается связь ртутной минерализации.

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) вулканогенные гидротермальные месторождения, обнаруживающие парагенетическую связь с проявлениями синхронного или близкого по возрасту базальтоидного вулканизма; 2) эпитермальные месторождения, обнаруживающие отдаленную парагенетическую связь с дайковыми поясами базальтоидных и щелочно-базальтоидных малых интрузий, производных подкоровых мантийных магматических очагов; 3) телетермальные месторождения, не обнаруживающие видимые связи с магматическими проявлениями и, возможно, имеющие и внемагматические источники рудообразующих растворов (Кузнецов, Оболенский, 1970; Металлогения ртути, 1976). Таким образом, вопрос о связи ртутного оруденения с магматизмом в общей форме решается в пользу его преимущественной связи с базальтоидным магматизмом, с возникновением и развитием подкоровых магматических очагов в зонах длительно развивающихся глубинных разломов.

Эта гипотеза находит все большее подтверждение при детальном геологическом изучении многих известных рудных полей ртутных месторождений различных рудных районов и провинций мира (Металлогения ртути, 1976).

В некоторых районах Алтае-Саянской ртутной провинции—Кузнецком Алатау, Горном Алтае, Восточном Саяне и других установлено совмещение в одних и тех же зонах глубинных разломов, испытавших мезозойскую тектоническую активизацию, проявлений подкорового базальтоидного магматизма и ртутного оруденения. Наиболее отчетливо такая ассоциация устанавливается в западной части Алтае-Саянской складчатой области в пределах Кузнецко-Алтайского ртутного пояса.

Система глубинных разломов, составляющих Кузнецко-Алтайский пояс, простирается более чем на 2000 км от Кузнецкого Алатау и Салаира, через Горную Шорию и Горный Алтай в районы Западной и Южной Монголии. Характерна тектоническая позиция этого пояса, расположенного вдоль границы каледонских и герцинских складчатых структур. 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, установлен Белоосиповский дайковый комплекс базальтоидных пород с несколько повышенной щелочностью, представленных андезито-базальтовыми порфиритами, лейкократовыми минеттами и слюдяными сиенит-порфирами. Дайки эссексит-диабазов и мелкие штоки оливиновых долеритов и лимбургитов получили развитие в Горной Шории (Щербаков, 1959). Южнее, уже в Горном Алтае, проявился Чуйский комплекс слюдяных лампрофиров, производных щелочной, в основном калиевой, оливин-базальтовой магмы. И далее на юго-восток, на территории северо-западной Монголии Б. Лувсан-Данзаном (1966) описаны протяженные серии даек и лакколитов, сложенных оливиновыми габбро, слюдяными перидотитами, граносиенит-порфирами и ортофирами. Дайки слюдяных лампрофиров установлены нами и в самом юго-восточном звене пояса в Манлайском разломе на юге Монголии.

Наиболее интенсивно мезозойский базальтоидный магматизм проявился в Кузбассе (Усов, 1937; Шахов, 1927; Кутолин, 1963). Траппы Кузбасса представлены как интрузивной, так и эффузивной фациями. Петрохимические особенности траппов, выражающиеся в том, что они характеризуются несколько повышенным содержанием фемических окислов, кремнезема и глинозема, позволили В. А. Кутолину (1963) сделать вывод о том, что исходными магмами для них служили базальтоидные магмы, давшие при глубинной дифференциации все разнообразие трапповых пород. Из полезных ископаемых с траппами связаны лишь мелкие рудопроявления исландского шпата. По своему составу и геологическому положению трапповые породы Кузбасса принадлежат толеит-базальтовой формации по классификации магматических формаций Ю. А. Кузнецова (1964).

В Кузнецком Алатау, в зоне Кузнецкого разлома по восточной окраине впадины Кузбасса, проявлен Белоосиповский дайковый комплекс, сложенный меланократовыми андезито-базальтовыми и андезитовыми порфиритами (нередко с биотитом и полевыми шпатами во вкрапленниках), 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 также 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. Разломы, в которых локализованы дайки, несколько южнее этого района выкраивают грабены, выполненные триасовыми отложениями. Мощность даек 1—3 м, простирание их запад-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. Большая часть эналлогенных включений представлена магматическими образованиями: измененными плагиогранитами и диабазовыми порфиритами траппов. Ксенолитам свойственны резкие контакты и отсутствие реакционных кайм.

Химические анализы пород, а также их петрохимические характеристики (по А. Н. Заварицкому) свидетельствуют о том, что они богаты фемическими основаниями и щелочами (сумма щелочей ~8%), но обеднены кремнекислотой и магнезией. 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 минерализацией этого района Кузнецкого Алатау (Оболенский и др., 1968; Оболенский, Оболенская, 1968; и др.).

В пределах Казаныхского грабена Б. Н. Лапиным описаны оливиновые долериты, представляющие собой шток размером 5,5 × 1,5 км, имеющий вытянутую форму и приуроченный к западной ветви Ташелгино-Кондомского регионального разлома. Центральная часть его сложена черными среднезернистыми оливиновыми долеритами, а периферия — базальтовыми лимбургитами или авгитовыми витрофиритами. Высказывались предположения о связи с долеритами Казаныхского грабена золото-флюоритортутной минерализации (Щербаков, 1959).

Формационная принадлежность как пород Белоосиповского дайкового комплекса, так и магматических проявлений Казаныхского грабена не вполне выяснена, хотя их можно считать близкоодновременной магматической ассоциацией с трапповыми породами Кузбасса, т. е. отнести к группе базальтоидных формаций, однако более молодой возраст Белоосиповского комплекса и повышенная щелочность его пород дают основания рассматривать этот комплекс как проявление щелочной оливин-базальтовой формации в этой области тектономагматической активизации.

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 базальтоидные малые интрузии отнесены к самостоятельному Чуйскому лампрофировому комплексу (Оболенская, 1963, 1968, 1971; Кузнецов и др., 1964).

Дайковые пояса и серии даек располагаются вдоль региональных глубинных разломов, контролирующих ртутное 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 обычно достаточно просты, хотя и отмечаются сложные многократные (двукратные) дайки. По отношению к ртутному оруденению дайки дорудные, так как наблюдается наложение на дайки ртутной минерализации.

Слюдяные лампрофиры Чуйского комплекса — темно-серые средне- и мелкозернистые породы, часто порфирового сложения. Порфировые вкрапленники представлены зонарным биотитом (флогопитом) и моноклинным пироксеном, редко псевдоморфозами по оливину и эпилейцитом. Основная масса пород слабо раскристаллизована и сложена в основном калишпатом (ортоклазом), в меньшей степени — плагиоклазом (в керсантитах) и темноцветными минералами. Из вторичных минералов разви-

ты хлорит, эпидот, доломит, кальцит. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, хромовой шпинелью, магнетитом. Среди наложенных рудных и жильных минералов отмечены единичные зерна флюорита, галенита и киновари.

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. Обломки брекчий представлены многочисленными ксенолитами глубинных и вмещающих пород, цемент — плотной мелкокристаллической массой, отвечающей по составу слюдяным лампрофирам.

По минеральному составу, текстурным и структурным особенностям среди слюдяных лампрофиров выделяются три группы пород: минетты, керсантиты, лейкократовые минетты (бостониты). В петрохимическом отношении слюдяные лампрофиры представляют собой породы, недосыщенные кремнекислотой, но богатые фемической составной частью, в особенности магнием и щелочами (сумма щелочей — до 8%). Для большинства минетт характерно преобладание калия над натрием, в других породах (керсантитах) 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 — элементы базальтоидных магм: Cr, Ni, Co, V, Sr, P. Среднее содержание Hg в них по данным 28 химических анализов составляет $2{,}9 \times 10^{-5}\%$. Судя по ассоциациям породообразующих минералов, тектоническому положению, возрасту (дайки секут живетско-франские толщи и контактовые роговики позднегерцинских массивов гранитоидов) и отношению ко всем другим магматическим породам, проявленным в этом районе Горного Алтая, слюдяные лампрофиры — своеобразная обособленная группа пород. В генетическом отношении они также, по-видимому, обособлены и не связаны с гранитоидным внутрикоровым магматизмом, завершающим герцинскую тектономагматическую эпоху. Приуроченность дайковых поясов к зонам глубинных разломов по обрамлению мезозойских междугорных континентальных прогибов свидетельствует о том, что дайки комплекса во времени и пространстве связаны с мезозойской тектонической активизацией структур эпигерцинской области завершенной складчатости. Особенности состава таких породообразующих минералов, как пироксен и биотит, характерные черты химизма слюдяных лампрофиров, наличие глубинных ксенолитов и выдержанность химического состава пород на большие расстояния по простиранию дайковых поясов показывает, что исходной магмой слюдяных лампрофиров, 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 слюдяных лампрофиров Чуйского комплекса. Прямых геологических наблюдений, определяющих мезозойский возраст дайковых пород, нет.

В Горном Алтае раннемезозойский возраст (210—190 млн. лет) лампрофировых пород Чуйского комплекса устанавливается на основе данных определения их абсолютного возраста K-Ar методом (Оболенская, Фирсов, 1966). Поскольку на лампрофиры наложена ртутная минерализация,

нижняя граница последней также не древнее мезозоя. Близкий возраст (155—180 млн. лет) обнаруживают околорудные измененные породы на ртутных месторождениях, содержащие гидрослюды и серицит. Верхний возрастной предел ртутной минерализации устанавливается по налеганию на рудную зону в юго-восточной части Горного Алтая в районе Красногорского месторождения олигоцен-миоценовых отложений. Исходя из этих данных, можно считать, что внедрение дайковых пород и проявление ртутной минерализации в Горном Алтае достаточно близки по времени.

В последнее время появились данные о магматических проявлениях мезозойской тектономагматической активизации в различных районах Тувы, но эти сведения в основном носят предварительный характер и недостаточно полно характеризуют как сами магматические проявления, так и их взаимоотношения с эндогенным оруденением этого этапа активизации. Вероятнее всего, что по типу проявления тектономагматическая активизация в тектонических структурах Западной и Центральной Тувы может быть сопоставлена с прилегающими территориями юго-востока Горного Алтая.

Наиболее близкими по возрасту ртутному оруденению в Туве, по-видимому, являются оливиновые долериты, образующие дайковый комплекс, представленный редкими дайками (мощность даек варьирует от 15 до 20 м) в бассейне р. Северный Торгалык (Михалева, 1977). Их возраст — 190 ± 2 млн. лет (определения Л. В. Фирсова, лаборатория геохронологии ИГиГ СО АН СССР).

Текстура пород массивная, структура пойкилоофитовая. Оливин и пироксен образуют включения в идиоморфных пойкилитовых зернах плагиоклаза. Пироксен (пижонит-авгит: En_{43}, W_{35}, Fs_{22}, $2V = 42°$) обрастает бурым амфиболом; магнезиальный биотит ($Nm = 1{,}636$) резко ксеноморфен и присутствует в виде редких отдельных чешуек. Акцессорный титаномагнетит рассеян в породе в виде редкой вкрапленности. По химическому составу оливиновые долериты близки к среднему типу оливиновых базальтов, по Р. Дэли, они умеренно богаты щелочами и недосыщены кремнеземом, содержание ртути в них составляет $n \cdot 10^{-6}\%$.

Дайки габбро-диабазов, диабазовых и оливин-пироксеновых порфиритов широко развиты непосредственно в рудных полях ртутных месторождений Тувы (Терлиг-Хая, Торасаир, Чазадыр). Как это убедительно показано Л. А. Михалевой (1977), они всюду дорудные. По химическому составу, по данным абсолютного возраста и по пересечению ими франских отложений в районе Хандагайты они относятся к Торгалыкскому интрузивному комплексу верхнедевонско-нижнекаменноугольного возраста. На них наложены более поздняя ртутная минерализация и околорудный метасоматоз. Содержание ртути в таких измененных дайках от $1 \cdot 10^{-6}$ до $8 \cdot 10^{-3}\%$.

В Восточном Саяне намечается пространственная и возможная парагенетическая связь ртутного оруденения с проявлениями раннемезозойского (триасового) щелочно-ультраосновного глубинного магматизма (Кандер, Гуидобин, 1967). Выделенная здесь Ийско-Урикская рудная зона — металлогеническая 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. Таким образом, ртутное оруденение в грабене оказывается в единой структурной позиции с различными по возрасту и составу проявлениями магматизма. Наиболее близкий по возрасту к ртутному оруденению — Белозиминский комплекс щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов. Химическими анализами на ртуть проб различных магматических пород, а также валовых проб руд и мономинеральных фракций рудных и жильных минералов из раз-

личных рудопроявлений, распространенных в зоне Ерминско-Горхонского разлома, установлено следующее.

1. Породы Белозиминского комплекса, как интрузивные, так и жильные, содержат ртуть в количествах от $8 \cdot 10^{-6}$ до $1{,}4 \cdot 10^{-4}$%, что значительно превышает средний кларк ртути для основных пород ($9{,}0 \cdot 10^{-6}$%, по А. П. Виноградову) и местный фон ($2{,}7 \cdot 10^{-7}$%) для Горхонского месторождения.

2. Еще больше обогащены ртутью постмагматические продукты Белозиминского интрузивного комплекса. Содержание ртути в валовых пробах из кварцево-карбонатно-рудных жил составляет $2 \cdot 10^{-5}$ — $3 \cdot 10^{-3}$%, а в пиритах — $6 \cdot 10^{-3}$%, что только на порядок ниже содержаний ртути в пиритах из ртутных руд.

3. Относительно высокое содержание ртути в магматических и постмагматических образованиях Белозиминского комплекса вряд ли может быть объяснено наложением на них первичных гидротермальных ореолов рассеяния. Во-первых, все пробы отбирались далеко за пределами ртутных рудопроявлений и сопровождающих их эндогенных первичных ореолов рассеяния ртути, а во-вторых, гранитоиды Игнокского комплекса (средний протерозой) и связанные с ним постмагматические образования, а также верхнепротерозойские диабазы практически не содержат ртути, хотя они расположены в пределах той же рудоконтролирующей структуры и зачастую в непосредственной близости от опробованных интрузий и рудопроявлений Белозиминского комплекса.

Таким образом, в некоторых районах Алтае-Саянской складчатой области достоверно установлены проявления мезозойского базальтоидного магматизма. Анализируя формационный состав мезозойских ассоциаций базальтоидных пород, можно видеть, что они принадлежат либо трапповой (толеитовой), либо щелочно-ультраосновной, либо щелочной оливин-базальтовой (трахибазальтовой) формациям, т. е. формациям устойчивых областей — «молодых и древних платформ», по классификации Ю. А. Кузнецова (1964). Базальтовый (трапповый) и щелочной оливин-базальтовый (трахибазальтовый) магматизм обычно характерен для субплатформенного, эпигеосинклинального этапа развития складчатых областей. Широкое проявление глубинного базальтоидного магматизма наряду с другими геологическими факторами показывает, что он связан не столько с самим субплатформенным режимом, сколько с последующей тектонической активизацией этих структур, а преимущественная локализация магматических проявлений щелочно-базальтоидного магматизма в зонах глубинных разломов, позволяет отнести их к типу глыбовоскладчатых структур базальтоидной активизации (Нагибина, Хаин, 1973; Нагибина и др., 1975).

Кроме того, необходимо подчеркнуть, что связь ртутных месторождений с магматическими породами этапа мезозойской тектономагматической активизации проявлена избирательно. Более определенно она отмечается лишь с комплексами базальтоидных малых интрузий повышенной щелочности, т. е. с производными наиболее глубинных по своему происхождению магм, образовавшихся при высоком парциальном давлении щелочей и летучих компонентов, привносимых потоками интрателлурических растворов из глубин мантии в зоны магмообразования.

Важно отметить также не прямой генетический, а парагенетический характер этой связи, выражающийся в едином структурном положении и близком возрастном проявлении дайковых поясов щелочных базальтоидов и ртутной минерализации, в постоянном повышенном по сравнению с кларком в основных породах содержании ртути в породах дайковых комплексов (Оболенский, Оболенская, 1968; Кузнецов, Оболенский, 1970, 1972; Кандер, Гундобин, 1967). Все это дает возможность говорить о том, что источником рудной минерализации служили не сами магматические породы малых интрузий, а их материнские магматические очаги, обогащавшиеся ртутью и сопутствующими ей металлами, которые привносились

Таблица 34

Регион	Место взятия проб	Содержания ртути, %: Гранитоиды	Основные породы	Щелочно-базальтоидные дайковые породы
Горный Алтай	р. Себыстей, Южно-Чуйский хребет	Граносиениты $1{,}8\times10^{-6}$	Диабазы и диориты $1{,}2\times10^{-5}$	Лампрофиры $5{,}9\times10^{-5}$
Кузнецкий Алатау	р. Белая Осиповка	Сиениты $2{,}7\times10^{-7}$	Траппы (диабазовые порфириты) $1{,}2\times10^{-5}$	Лампрофиры $4{,}9\times10^{-5}$
Восточный Саян	Район Горхонского месторождения	Протерозойские граниты $2{,}7\times10^{-7}$	Диабазы (протерозойские) $2{,}7\times10^{-7}$	Белозиминские щелочно-ультраосновные породы 8×10^{-5}—$1{,}4\times10^{-4}$

в них потоками интрателлурических (трансмагматических) растворов из глубин мантии вместе со щелочами и летучими. Интрателлурические потоки, вероятно, играли определяющую роль как в образовании самих глубинных очагов щелочной оливин-базальтовой магмы, так и в происхождении компонентов рудоносных гидротерм. Парагенетический характер связей ртутного оруденения с производными базальтоидного магматизма, по-видимому, обусловлен тем, что рудоносные растворы отделялись от магмы еще на больших глубинах (Кадик и др., 1971) при резком падении давления в связи с тектоническим вскрытием магматических очагов в период активизации движений. Дальнейшие пути миграции магм и рудоносных растворов к поверхностным зонам земной коры могли расходиться, что приводило к некоторой обособленности даек и участков локализации руд во времени и пространстве, хотя иногда мы наблюдаем их совмещение и непосредственное наложение ртутной минерализации на дайки щелочных базальтоидов.

Заслуживает специального рассмотрения геохимическое родство ртутной минерализации и магматических пород дайковых комплексов, с которыми она парагенетически связана, выраженное в постоянном присутствии в них ртути (Оболенский, Оболенская, 1968). Содержания ртути, фиксируемые в породах щелочно-базальтоидных комплексов ($n\cdot10^{-4} \div n\cdot10^{-6}$%), несколько повышены по сравнению с кларком (Виноградов, 1962_1) в основных породах ($9{,}0\cdot10^{-6}$%). Они всегда выше, чем содержания ртути в других более древних магматических породах, развитых в этих участках, или чем содержания местные, фоновые, во вмещающих породах (табл. 34).

Необходимо отметить, что содержания ртути в породах родственных ей даек по уровню иногда отвечают «ореольным», и здесь, по-видимому, имеет место конвергентность этих значений, так как генетическая природа одинаковых по значению содержаний может существенно различаться. Такое неравномерное распределение ртути в породах (от $n\cdot10^{-6}$ до $n\cdot10^{-3}$%) может быть и первичным, как например, в метеоритах ($4{,}0\times10^{-7}$ — $2{,}4\cdot10^{-4}$ и даже $5{,}0\cdot10^{-2}$%), где исключается его «ореольная» природа, но может возникнуть и при наложении ртутной минерализации на дайки (при этом всегда фиксируются следы околорудных изменений в породах даек). Общий же невысокий уровень значений содержаний ртути в дайковых породах как раз и определяется парагенетическим характером связи.

Геохимическое родство даек и ртутной минерализации мы не склонны переоценивать, и одно оно не является универсальным определяющим фактором для установления связей ртутного оруденения и магматизма. Решающая роль всегда принадлежит структурно-геологическим и возраст-

ным взаимоотношениям, а геохимическое родство лишь дополняет их. Парагенетическая связь ртутной минерализации с проявлениями глубинного щелочно-базальтоидного магматизма определяет в значительной мере и уровень источников рудного вещества для месторождений ртутной рудной формации Алтае-Саянской области. Исходя из современных представлений об источниках рудного вещества эндогенных месторождений, ртутные месторождения с полным основанием могут быть отнесены к группе месторождений с ювенильными источниками рудного вещества.

4. О ПРИРОДЕ РУДООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ И ИСТОЧНИКАХ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА

Детальные исследования минерального состава руд, околорудных изменений вмещающих пород, газово-жидких включений в минералах руд и измененных пород, выполненные на большинстве ртутных месторождений Алтае-Саянской складчатой области, позволяют отнести их к генетическому типу низкотемпературных гидротермальных месторождений, к классу эпитермальных месторождений. Месторождений других типов, и, в частности, относящихся к классу вулканогенно-гидротермальных, в Алтае-Саянской области не установлено. Как известно, к этим двум классам относится подавляющее большинство всех известных ртутных месторождений мира (Линдгрен, 1934; Парк, Мак-Дормид, 1966; Смирнов, 1965; Металлогения ртути, 1976).

Однако отнесение месторождений к определенному генетическому типу, в данном случае к типу гидротермальных месторождений, не раскрывает многих сторон их генезиса, поскольку, по современным представлениям, гидротермальные растворы, образовавшие эти месторождения, могут быть не только собственно магматогенными. В формировании гидротермальных месторождений принимают участие гидротермальные растворы, в состав которых наряду с магматическими или ювенильными водами могут входить метаморфогенные, древние захороненные воды глубокой циркуляции и, наконец, близповерхностные вадозные воды. Таким образом, по своей природе гидротермальные рудообразующие растворы могут быть полигенными. Более того, магматогенные или ювенильные растворы могут быть генерированы магмами различного состава и типа — внутрикоровыми (существенно гранитоидными) и подкоровыми (существенно базальтоидными). Различными могут быть и источники рудного вещества в растворах: ювенильными, ассимиляционными и мобилизационными. Оценка доли участия в процессах рудообразования растворов того или иного происхождения, различных источников металлов на основе современных геологических и геохимических методов исследования дает возможность подойти к решению сложных вопросов генезиса ртутных месторождений Алтае-Саянской складчатой области, которые до последнего времени были разработаны еще недостаточно.

Состав и источники рудообразующих растворов

Вопрос о химическом составе гидротермальных растворов, участвовавших в образовании ртутных месторождений, относится к числу наиболее важных и, в то же время, наименее изученных. Некоторые предварительные данные о составе растворов можно получить, опираясь на результаты изучения жидкой и газовой фазы включений в минералах ртутных руд в совокупности с имеющимися в опубликованной литературе сведениями по современным системам термальных источников, отлагающим сульфиды ртути, сурьмы и мышьяка, и, наконец, учитывая особенности минерального состава самих руд и околорудных измененных вмещающих пород.

Термальные источники и проявления ртутной минерализации, связанные с ними, достаточно полно охарактеризованы в работах Д. Уайта

Таблица 35

Состав растворов термальных источников и газово-жидких включений в минералах ртутных месторождений (г/л)

Термальные источники (по Д. Уайту, 1970)		Включения
Na	0,012—9,14	13,0—116,0
K	0,0009—0,506	67,0
NH_4^+	0,0—1,4	—
Ca	0,0014—0,431	—
Mg	0,0—0,443	23,0
Fe	0,0—0,0012	—
Mn	0,0—0,0014	—
HCO_3^-	0,037—8,06	8,00—26,00*
Cl^-	0,002—11,0	19,0—206,0
SO_4^{-2}	0,0016—5,71	—
H_2S	0,0—0,178	0,0—4,56
B	0,0001—0,912	—
SiO_2	0,016—0,244	—
Hg	0,0—0,0004	—
Sb	0,0—0,0003	—
As	0,0—0,0017	—
Температура, °C	12,5—185	120—225
pH	6,1—9,2	3,5—10,0

* Свободная углекислота не учитывалась.

(1959, 1970), Ф. Диксона и Г. Танелла (1973), Н. А. Озеровой (Сауков и др., 1972), С. И. Набоко (Вулканизм..., 1974) и др. Д. Уайтом обобщены данные о составе и свойствах растворов 15 систем термальных источников, отлагающих киноварь в настоящее время или отлагавших ее в недавнем прошлом (Уайт, 1970). Характеристика водных растворов термальных источников приведена в таблицах 35, 36. Общая минерализация растворов в них изменяется от 0,28 до 29,03 г/л, им свойственны необычно высокие содержания углекислоты и сероводорода, концентрация S^{2-} может достигать 0,18 г/л, а концентрация Hg — 0,04 г/л. Температура вод термальных источников меняется от 12,5° до 185°C, pH от 6,1 до 9,2. Обращают на себя внимание повышенные содержания аммиака и бора. В целом же современные гидротермы, отлагающие сульфиды ртути, представлены слабоминерализованными хлоридно-карбонатно-натриевыми по составу растворами, сильно разбавленными метеорными водами, иногда содержащими не более 5 — 10% вод ювенильного происхождения (White, Brannock, 1950; White, 1974).

Первые сведения о составе растворов, заключенных в газово-жидких включениях жильного кварца одного из ртутных месторождений Тихоокеанского пояса, были приведены И. Н. Масловой (1963). Ею был установлен гидрокарбонатно-хлоридно-натриевый состав этих растворов

Таблица 36

Концентрация солей в растворах (г/л)

В водах термальных источников	Концентрация	В газово-жидких включениях минералов руд		Концентрация
Сульфур-Бэнк, Калифорния, США	6,95	Чазадырское:	кварц	369,0
Вильбур-Спрингс, Калифорния, США			киноварь	357,0
а) Эббот Майн	7,21		кальцит	25,0
б) Вильбур-Спрингс, Сульфур крик	29,03	Джылкыдал:	кварц	304,0
в) Элджин Майн	28,79	Курумдуайринское:	кварц	193,0
Скагс-Спрингс, Калифорния, США	36,7		анкерит	150,0
Стимбот-Спрингс, Невада, США	2,23	Горхонское:	кварц	193,0
Алтуна Майн, Калифорния, США	14,10	Акташское:	анкерит	82,0
Кордеро Майн, Невада, США	0,46		кварц	100,0
Амеди-Спрингс, Калифорния, США	0,83		кальцит	35,0
Бойлинг-Спрингс, Айдахо, США	0,28	Черемшанское:	кварц	80,0
Апапель, Камчатка, СССР	1,50	Сухонькое:	кварц	40,0

и низкая их концентрация всего лишь от 0,05 до 0,5%, т. е. по составу и концентрации растворы включений оказались подобными водам термальных источников.

Э. Рёддер (1965, 1970) сообщает об относительно низких температурах замерзания растворов во включениях в кварце с киноварью и антимонитом из месторождения Рэд-Дэвл (США) и растворов включений в клейофане из киноварно-полиметаллического месторождения Сантандер (Испания), равных соответственно—2,1°С и—12,5—12,9°С.Судя по этим температурам, растворы включений обладают повышенной концентрацией солей 3,6 вес.% для первого и 17 вес.% для второго, если их концентрацию выразить в NaCl эквиваленте.

Сложный состав растворов и высокие концентрации углекислоты установлены во включениях многих ртутных, сурьмяно-ртутных и мышьяковых месторождений Средней Азии и Кавказа (Манучарянц и др., 1970; Шамрай и др., 1972; Церцвадзе, 1972; и др.).

Детальные исследования состава индивидуальных газово-жидких включений в минералах руд ртутных месторождений Алтае-Саянской рудной провинции были выполнены А. С. Борисенко в ИГиГ СО АН СССР. При исследованиях была разработана и применена новая методика определения карбонатов и бикарбонатов и состава газовой фазы включений (Борисенко, $1974_{1,2}$; Борисенко и др., 1974).

В минералах месторождений ЮВ Горного Алтая и Тувы (Джылкыдал, Курумду-Айры, Чазадыр) обнаружены трех- и четырехфазовые включения с минералами-узниками. Так, на месторождении Чазадыр (Тува) в докиноварном кварце и киновари встречены четырехфазовые включения с двумя минералами-узниками. Один из них, кристаллизующийся в виде четко ограниченных кубических кристаллов и имеющий малый коэффициент растворимости,— галит. Второй минерал-узник с пониженным в сравнении с галитом показателем преломления и высоким коэффициентом растворимости обособляется в виде округлых зерен и определяется как сильвин. Сильвин растворяется во время нагревания при+35°, а галит при 180°С. Учитывая данные по совместной растворимости NaCl и KCl (Справочник по растворимости, 1969), можно считать, что в момент растворения галита в растворе находилось 12,7% KCl и 24,2% NaCl. Охлаждение включений ниже 0°С приводит сначала к образованию гидрогалита и затем — последовательно—других фаз ($NaCl+2H_2O$ + +KCl+лед+эвтектика). Эвтектика замерзает при —53°С, что указывает на присутствие в жидкой фазе, помимо NaCl, еще и хлорида кальция. Приведенные данные свидетельствуют о высокой концентрации солей во включениях в докиноварном кварце и киновари месторождения Чазадыр. В противоположность этому температура замерзания включений в послекиноварном кальците того же месторождения равна —1,5°С, что говорит о консервации в них уже разбавленных растворов.

В кварце рудопроявления Джылкыдал (Горный Алтай) установлены двух-, трех- и четырехфазовые включения, заполненные раствором, жидкой углекислотой, кристалликами галита и газом. Во включениях с углекислотой основной компонент раствора — NaCl, концентрация которого устанавливается по температуре растворения кристаллов галита (+125°С) и равна 29 вес. %. В таких же включениях установлена и углекислота до 3 вес. %. В некоторых группах включений углекислота отсутствует, а при замораживании в растворе появляется гидрогалит (вместо галита), а анизотропная твердая фаза определяется как сода. При постепенном повышении температуры в предварительно раскристаллизованных (замороженных) включениях эвтектика протаивает при минус 24—23,4°С, а твердые фазы соды, гидрогалита и галита растворяются при температурах —9°, 0° и 125°С, на основании чего концентрации NaCl и Na_2CO_3 в растворе определяются в 29 вес.% и 1,35 вес. % соответственно.

В трехфазовых включениях в кварце рудопроявления Курумду-Айры законсервированы пересыщенные при комнатной температуре растворы NaCl. Медленное повышение температуры предварительно охлажденных до разделения фаз включений приводит к плавлению эвтектики около —24°С, гидрогалита при 0°С, а в интервале 70—75°С — галита, что соответствует 27,5%-ному раствору NaCl. Концентрация растворов во включениях карбонатов этого месторождения несколько ниже.

Высокие концентрации растворов во включениях установлены также в минералах Чаганузунского и Горхонского месторождений. Во включениях в кварце и доломите месторождения Чаганузун при кристаллизационном разделении раствора вымораживанием получены фазы: лед+ +соль+эвтектика. С повышением температуры включений тает вначале эвтектика (—19,5°С), затем лед (—5,6°С) и, наконец, соль (+4,5°С). Температуры плавления фаз и их соотношение указывают на заполнение включений раствором $NaCl+Na_2CO_3$. Соль представляет собой $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$. Концентрации NaCl и Na_2CO_3 в растворе, определенные по точкам плавления фаз, равняются 3,3% NaCl и 4,9% Na_2CO_3.

Подобным же образом определен состав раствора включений в докиноварном кварце Горхонского месторождения, в которых после кристаллизационного разделения обособились следующие фазы: лед + соль+ + эвтектика. Температуры таяния эвтектики(—35÷—38°С), соли (—25°С) и льда (—15,3°С) свидетельствуют о присутствии во включениях системы $NaCl + MgCl_2 + H_2O$ и что солью является гидрогалит, концентрация раствора включений соответствует 8,9% NaCl и 8,9% $MgCl_2$, а количество CO_2 не превышает 1,5%. Близкий включениям в кварце Чаганузунского месторождения состав раствора определен для включений в докиноварном кварце Курайского месторождения.

Для остальных месторождений состав раствора включений в минералах точно не выявлен, и он приравнен к эквивалентному раствору NaCl. Его концентрация оценивалась по температуре таяния льда. Таким путем определены концентрации растворов во включениях в кварце месторождений Актюль (4,5—7,5%), Акташ (до 10%), Сухонького (1,5—4%), Черемшанки (7—8%). Низкие концентрации солей (0,5—2%) отмечены в пострудных карбонатах Акташского, Чазадырского, Чаганузунского месторождений. Растворы включений в кристаллах кальцита Акташского месторождения при низкой концентрации солей содержат жидкую углекислоту (до 1,5 вес.%) и кислород (до 9 об.% от газовой составляющей). В этих включениях обнаружены также гидроокислы железа.

Важная составная часть включений — углекислота. Она может присутствовать в значительных количествах и в жидкой, и в газовой фазе включений. Следует отметить, что на изученных месторождениях углекислота в жидком состоянии обнаружена во включениях только в докиноварных минералах: кварце, кальците, доломите, а также в самой киновари (табл. 37).

В состав газовой фазы включений кроме углекислоты иногда входят кислые газы (HCl, HF, SO_2, H_2S), NH_3, кислород и редкие газы. В группе кислых газов, по-видимому, преобладает H_2S, поскольку, учитывая солевой состав растворов, нередко содержащих соду, существование HCl, SO_2, HF, NH_3 менее вероятно. Во включениях с концентрированными растворами (кварц месторождений Чазадыр, Чаган-Узун: киноварь рудопроявления Курумду-Айры, Горхонского месторождения) в газовой фазе отмечаются значительные количества H_2S и CO_2. Газовая фаза включений с растворами более низкой концентрации содержит много углекислоты и кислорода (карбонаты месторождений Акташ и др., кварц месторождения Сухонького). Следует подчеркнуть, что для сопутствующих киновари и послекиноварных карбонатов характерно отсутствие сероводорода в газовой фазе включений. Таким образом, можно сделать вывод о том, что законсервированным во включениях концентрированным растворам со-

ответствует сернисто-углекислотный состав газовой фазы, а растворам пониженной концентрации — углекислотно-кислородный.

Не менее важный компонент гидротермальных растворов — сера, которая может присутствовать в сульфидной и сульфатной формах. Прямых определений ее концентраций в растворах включений нет, и нами могут быть приведены лишь расчетные данные. Тем не менее интенсивное проявление пиритизации, преимущественно сульфидный состав руд, наличие гипогенной самородной серы в рудах и заметных количеств барита в некоторых ртутных месторождениях позволяют предполагать значительные концентрации сульфидной и сульфатной серы в рудообразующих растворах. Прямым указанием на высокое содержание сульфидной серы в них служит присутствие сероводорода в газовой фазе включений жильных минералов.

Для месторождений Чаган-Узун и Джылкыдал можно ориентировочно рассчитать содержание сероводорода в растворе включений, зная количественное соотношение углекислоты и сероводорода в газовой фазе и истинное содержание углекислоты. Определенные таким способом концентрации сероводорода для растворов включений в кварце Чаганузунского месторождения оцениваются в 0,456 вес. % ($1{,}3 \cdot 10^{-1} m$), а для месторождения Джылкыдал — 0,123 вес.% ($4{,}0 \cdot 10^{-2}\ m$).

До настоящего времени нет данных о прямых определениях концентраций ртути в гидротермальных растворах, сформировавших ртутные месторождения, и тем более сведений о ее содержании в растворах газово-жидких включений, однако факт насыщения и пересыщения гидротерм растворимыми соединениями ртути не вызывает сомнения. Об этом прежде всего свидетельствует образование на многих ртутных месторождениях массивных метаколлоидных руд (Васильев, 1962, 1966_2; Сотников, 1962) и больших масс «сливных» зернистых руд, отложенных метасоматическим путем высококонцентрированными растворами.

Таким образом, изучение состава газово-жидких включений в рудных и жильных минералах ртутных руд приводит нас к выводу о том, что исходные гидротермальные растворы, сформировавшие эпитермальные месторождения ртути Алтае-Саянской складчатой области, были в большинстве случаев истинными растворами, щелочно-хлоридными или щелочно-хлоридно-карбонатными по составу, с относительно высокой общей концентрацией, содержащими значительные количества хлоридов, щелочей, углекислоты, сульфидной серы, растворимых соединений ртути и других элементов.

Устанавливаются некоторые различия в количественном соотношении основных компонентов растворов с преобладающей ролью щелочно-хлоридно-карбонатных растворов в формировании месторождений Горного Алтая и Кузнецкого Алатау, в то время как для месторождений Тувы более характерны существенно щелочно-хлоридные высококонцентрированные растворы с подчиненной ролью углекислоты. Изменчива и общая исходная концентрация растворов, устанавливаемая в ранних предрудных минералах и меняющаяся от 36,9 (Чазадырское месторождение) до 4—8 вес. % (Сарасинская группа месторождений).

Снижение концентрации и изменение количественных соотношений основных компонентов в жидкой и газовой фазе включений отчетливо фиксируется и в ходе последовательного развития стадийного процесса минералообразования на ряде месторождений (см. табл. 37).

Отмеченные выше различия в составе исходных растворов (относительное преобладание KCl или NaCl, присутствие «тяжелой» сульфатной серы) и их концентраций, по-видимому, могут быть объяснены их полигенной природой, т. е. допускается участие в формировании состава гидротерм как ювенильных, магматогенных растворов, имеющих глубинное происхождение и определивших их рудную специализацию, так и захороненных

Таблица 37

Состав газово-жидких включений

Месторождение, район	Минералы (в последовательности образования)	Температура гомогенезации, °С	Состав раствора, вес. %						Состав газовой фазы, об. %			
			NaCl	Na_2CO_3	CO_2	Другие соли	NaCl эквивал.	Σ концентр. комп.	H_2S, SO_2, HCl, HF, NH_3	CO_2	O_2	N_2+редкие газы
Чазадыр (Тува)	Кварц	120—180	24,2	—	—	12,7	—	36,9	14,0	52,5	0,0	33,5
	Барит	130—140	—	—	3	(KCl)	—	—	—	—	—	—
	Киноварь	90—155	23,0	—	—	12,7	—	35,7	—	—	—	—
	Кальцит	70	—	—	—	(KCl)	2,5	2,5	—	—	—	—
Терлиг-Хая (Тува)	Кварц *	90—165	7,0	—	—	18,0	—	25,0	—	—	—	—
	Барит	90—110	—	—	—	($CaCl_2$)	12—15	12—15	—	—	—	—
	Кальцит **	70—90	10,0	—	—	12,0	—	22,0	—	—	—	—
Торасаир (Тува)	Кварц *	110—145	29,5	—	—	—	—	29,5	—	—	—	—
Джылкыдал (Горный Алтай)	Кварц	110—150	29,0	1,4	—	—	—	30,4	0,0	86,0	3,0	11,0
	Кварц	110—150	29,0		3	—	—	32,0	—	—	—	—
Курумду-Айры (Горный Алтай)	Кварц	120—170	27,5	—	—	—	—	27,5	0,0	52,4	4,5	43,1
	Анкерит	130—160	—	—	—	—	12—15	12—15	—	—	—	—
	Киноварь	120	—	—	—	—	—	—	7,2	50,0	0,0	42,8
Горхон (Восточный Саян)	Кварц	155—185	8,9	—	1,5	8,9	—	19,3	—	—	—	—
	Киноварь	130—155	—	—	—	$MgCl_2$)	—	—	11,0	81,0	0,0	8,0
Курай (Горный Алтай)	Кварц *	145—170	6,0	4,0	—	—	—	10,0	—	—	—	—
		—	—	—	1—1,5	—	—	—	—	—	—	—

Чаган-Узун (Горный Алтай)	Кварц *	150—190	3,3	4,9	—	—	—	8,2	5,5	85,7	0,0	8,8
	Кварц	—	—	—	10,0	—	—	10,0	—	—	—	—
	»	140—200	3,0	—	1—2	6,8	—	10,8—11,8	—	—	—	—
	Анкерит *	140—200	3,3	4,9	—	($NaHCO_3$)	—	8,2	—	—	—	—
	Анкерит	—	—	—	8—10,0	—	—	8—10,0	—	—	—	—
	Киноварь	120—180	—	—	8—10,0	—	—	8—10,0	—	—	—	—
Ак-Таш (Горный Алтай)	Кварц	120—190	—	—	—	—	10,0	10,0	—	—	—	—
	Кальцит ***	130—215	—	—	1,5	—	0,5—2,0	2,0—3,5	0,0	34,5	9,4	56,1
	Кальцит	—	—	—	—	—	—	—	0,0	42,6	3,4	54,0
	Кальцит	—	—	—	—	—	—	—	0,0	48,5	7,8	43,7
Ак-Тюль (Горный Алтай)	Кварц *	130—150	—	—	1—1,5	—	3,5—6	4,5—7,5	—	—	—	—
Черемшанка (Горный Алтай)	Кварц *	135—165	—	—	1,0	—	6,0—7,0	7,0—8,0	—	—	—	—
Сухонькое (Горный Алтай)	Кварц *	115—180	—	—	1—1,5	—	0,5—2,5	1,5—4,0	0,0	95,5	1,1	3,4

* Докиноварный.
** Послекиноварный.
*** Сингенетичный с киноварью первой генерации.

вод глубокой циркуляции, несомненно оказавших влияние на специфику солевого состава и концентрацию ювенильных растворов на путях их миграции. Наконец, необходимо отметить и возможное влияние на минералообразование встречных потоков холодных метеорных вод, богатых кислородом и сосредоточенных в близповерхностных горизонтах земной коры.

Показанный нами в предыдущем разделе парагенетический характер связи ртутной минерализации с производными щелочно-базальтоидного магматизма позволяет предполагать в качестве источника ювенильных металлоносных растворов очаги щелочно-базальтоидных магм, давшие породы дайковых комплексов этапа мезозойской тектономагматической активизации. Реальность существования постмагматических рудоносных водных растворов, связанных с глубинными очагами базальтоидных магм, достаточно очевидна. А. П. Виноградовым (1962_2, 1964 и др.) показана возможность существования значительного количества воды и углекислоты в подкоровых глубинах (в мантии), как одной из форм дифференциации вещества глубинных зон Земли. Обоснован вывод о том, что в этих надкритических условиях вода в диссоциированном состоянии входит в состав потоков интрателлурических растворов, обладающих высокой подвижностью и обогащенных щелочами и другими хорошо растворимыми летучими компонентами, играющими решающую роль в возникновении очагов базальтоидных подкоровых (мантийных) магм (Ю. А. Кузнецов, 1964; Кузнецов, Изох, 1969; Бейли, 1972). В работах Н. И. Хитарова (1960), К. В. Бэрнема (1970), А. А. Кадика, Е. Б. Лебедева, Н. И. Хитарова (1971), А. А. Кадика (1975) рассмотрен режим отделения воды и углекислоты от магм базальтового состава в зависимости от изменения давления и показано, что, несмотря на небольшую концентрацию воды в базальтовых магмах (до 3 вес.%), их отделение происходит на больших глубинах, соответствующих, возможно, верхней мантии, а состав отделяющегося флюида существенно зависит от конкретных PT-условий. Возможность отделения флюидов от магмы базальтового состава на больших глубинах позволяет считать очаги таких магм, возникающие в зонах глубинных разломов, источниками глубинных рудоносных растворов, роль которых в процессах рудообразования в последнее время подчеркивалась многими исследователями (Смирнов, 1969; Шипулин, 1969; Кузнецов, Оболенский, 1970; Барсуков, 1971; Овчинников, 1973; и др.).

О свойствах этих растворов пока известно сравнительно немного. Можно предполагать, что они отличаются от растворов, связанных с гранитоидными магмами, характер которых и особенности эволюции подробно рассмотрены Д. С. Коржинским (1953 и др.), В. А. Жариковым (1965, 1966 и др.), А. А. Маракушевым (1975) и др. Глубинный характер растворов, их связь с базальтоидными магмами повышенной щелочности, свойства воды и растворов сильных электролитов при температурах, близких к критическим, и высоких давлениях дают основания считать, что эти растворы должны быть щелочными по своим свойствам (Наумов, Дорофеева, 1975; и др.). По мнению А. А. Кадика (1975), состав таких растворов и их рудная специализация будут определяться уровнем отделения летучих компонентов, обеспечивающих перенос рудных элементов. Основываясь на растворимости ряда летучих компонентов, можно ожидать, что отделяющиеся на бо́льших глубинах флюиды будут обогащены хлоридами и углекислотой, а на меньших глубинах — фторидами и соединениями серы. По-видимому, изменение режима отделения летучих компонентов от этих очагов базальтоидных магм в зонах глубинных разломов предопределяет состав, рудную специализацию и последующую эволюцию гидротермальных растворов, сформировавших сложный рудный комплекс месторождений этапа мезозойской тектономагматической активизации в Алтае-Саянской складчатой области, закономерный член которого — месторождения ртутной рудной формации. Последовательность формирования генетического ряда эпитермальных свинцово-цинковых, флюоритовых

и затем ртутных месторождений, установленная, например, в Горном Алтае может, по-видимому, эмпирически отражать режим дегазации таких глубинных магматических очагов.

Источники рудного вещества

С представлениями об источниках и природе рудообразующих растворов тесно связана и проблема источников рудного вещества эндогенных гидротермальных месторождений. Современное состояние изученности этой проблемы позволяет различать разные источники вещества рудных месторождений. По В. И. Смирнову (1969, 1970), выделяется три группы источников вещества, с каждой из которых связана своя серия эндогенных рудных месторождений: ювенильная — с подкоровыми базальтоидными магмами, ассимиляционная — с палингенными гранитоидными магмами земной коры и фильтрационная, обусловленная мобилизацией рудообразующих компонентов на пути движения растворов.

В отношении преобладающего источника ртути и других металлов в рудах ртутных месторождений высказываются две противоположные точки зрения. Одни исследователи видят этот источник в недифференцированном веществе мантии Земли (Поярков, 1966; Кузнецов, Оболенский, 1970; Смирнов и др., 1972), другие считают, что накопление ртути в месторождениях преимущественно вызывается процессами мобилизации из осадочных пород земной коры (Moiseyev, 1971; Иванкин, Туркин, 1972; и др.). Имеющиеся геологические и геохимические данные больше согласуются с первой точкой зрения. Наиболее отчетливо это устанавливается для описываемых ртутных месторождений, формирование которых связано с процессами тектономагматической активизации.

Не исключая полностью возможности некоторого участия в рудообразовании ртути, заимствованной растворами из пород земной коры, для которых отмечается относительная концентрация ртути (Озерова, Айдиньян, 1966), мы считаем, что ртуть и ее обычные спутники — сурьма и мышьяк имеют в основном мантийное происхождение и привносятся ювенильными гидротермальными растворами. В качестве доказательства этого положения могут быть приведены следующие данные. Во-первых, закономерно размещение месторождений в протяженных рудных поясах, связанных с зонами мантийных глубинных разломов, длина которых во много раз превышает мощность земной коры. Во-вторых, следует указать уже отмечавшуюся пространственную и парагенетическую связь ртутной минерализации с производными глубинного подкорового магматизма, проявленными в форме дайковых комплексов щелочных базальтоидных пород. В-третьих, доказательством мантийного источника основных рудных элементов служит исключительная устойчивость минерального состава ртутных руд в различных участках весьма протяженных поясов, не обнаруживающего зависимости от локальной геологической обстановки.

О явном привносе ртути свидетельствует повсеместное наличие интенсивных первичных ореолов рассеяния ртути вдоль рудоконтролирующих структур и, вместе с тем, практическое отсутствие в ртутно-рудных районах отрицательных аномалий выщелачивания, которые могли бы свидетельствовать о существенных масштабах и значении в рудообразовании процессов мобилизации ртути из вмещающих пород гидротермальными растворами. Наконец, ограниченные масштабы процессов гидротермального метаморфизма, проявленные в рудных полях ртутных месторождений, совершенно не соизмеримы с объемами пород, проработка которых необходима для мобилизации того количества ртути, которое отложено в недрах известных месторождений.

Важное значение для решения проблемы источников рудного вещества могут иметь данные по геохимии изотопов Hg, Pb и S. В отличие от большинства тяжелых металлов, характеризующихся 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, %
196	0,146±0,006
198	10,02±0,01
199	16,84±0,02
200	23,13±0,02
201	13,22±0,02
202	29,80±0,01
204	6,85±0,01

Известно более двух десятков искусственных радиоактивных изотопов ртути с массовыми числами от 189 до 206, однако практическое применение их как радиоактивных индикаторов имеют лишь изотопы Hg^{197} и Hg^{203}. 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).

Исследования изотопного состава ртути в рудах ртутных месторождений современными методами не проводились. В имеющихся справочниках (Ранкама, 1956; Tunell, 1970) приводятся лишь данные определения атомных весов ртути классическим методом (по измерению плотности), выполненные И. Бронштедом и Г. Хевеши (Brönsted, von Hevesy, 1922). Ими были проведены определения атомных весов ртути, полученной из образцов руд различных месторождений путем возгонки. Для получения ртути была взята киноварь из месторождений Гельнич (Венгрия), Альмаден (Испания), района Пфальца (ФРГ), Идрия (Югославия), месторождений Калифорнии (США), Сантафиора (Италия), Рас-Эль-Ма (Алжир), каломель, а также оксихлорид ртути из месторождения Терлингуа (США) и металлическая ртуть неизвестного месторождения. Различия в значениях атомных весов находились в пределах 0,0004—0,0012 и 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).

Однако установленное И. Бронштедом и Г. Хевеши (Brönsted, von Hevesy, 1920, 1921), Р. Мулликеном и В. Гаркинсом (1922) явление фракционирования изотопов ртути в лабораторных условиях при испарении при низких давлениях и обычной дистилляции при пониженном давлении позволило 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. Ниром, выполнившим масс-спектрометрические исследования изотопного состава ртути, было высказано мнение о том, что возможность существования различий в изотопном составе ртути из разных источников не может быть окончательно исключена (Nier, 1950).

С целью обнаружения явления фракционирования изотопов ртути в природных условиях нами было предпринято исследование устойчивости изотопного отношения Hg^{198}/Hg^{202} в образцах киновари из ряда ртутных месторождений, относящихся к двум различным генетическим группам — эпитермальным и вулканогенно-гидротермальным из различных районов и ртутных провинций СССР и зарубежных стран:

Месторождения	δHg^{198}‰	Месторождения	δHg^{198}‰
Эпитермальные			
Терлигхайское (Тува)	−9,13	Горхонское (Восточный Саян)	−0,39
Барун-Шивеинское (Забайкалье)	−7,59	Сверхчистая ртуть (КНР)	0,00
Палянское (Чукотка)	−7,35	Тамватнейское (Корякское нагорье)	+0,47
Альмаден (Испания)	−5,80	Хайдарканское (Тянь-Шань)	+0,89
Белоосиповское (Кузнецкий Алатау)	−3,88	Чонкойское (Тянь-Шань)	+1,18
Чаганузунское (Горный Алтай)	−2,02		
Акташское (Горный Алтай)	−1,61	Северное (Якутия)	+2,16
Сарасинское (Горный Алтай)	−0,76	Никитовское (Украина)	+2,32
Вулканогенно-гидротермальные			
Идрия (Югославия)	+3,19	Пламенное (Чукотка)	+4,44
Монте-Амиата (Италия)	+3,29	Мра-Сма (Алжир)	+4,48
Боркут (Закарпатье)	+4,04	Олюторское (Корякское нагорье)	+6,65

Определения соотношения изотопов ртути выполнены в кабинете масс-спектрометрии ИГиГ СО АН СССР Е. Ф. Доильницыным на масс-спектрометре МИ-1201 с переоборудованной системой напуска, пригодной для анализа изотопов ртути (Оболенский, Доильницын, 1976). Поскольку приемник ионов позволял регистрировать пару изотопов с максимальной разностью по массам ~ 2% (ΔM), то была выбрана пара Hg^{198}/Hg^{202}. В качестве стандарта была использована техническая ртуть высокой чистоты из КНР, дополнительно дважды перегнанная в вакууме. Измерения проводились из навесок ртути, полученной путем прямой возгонки порошка киновари, смешанной с опилками железа. Изотоп Hg^{202} на масс-спектрометре брался за базовый, т. е. по нему выравнивались точки «стандарта», изменение в содержании изотопа Hg^{198} измерялось методом раскомпенсации. Определения проведены с абсолютной точностью ±0,08‰ (их результаты приведены ниже).

Проведенные исследования изотопного отношения Hg^{198}/Hg^{202} в ртути 20 ртутных месторождений из различных ртутных провинций СССР и Средиземноморского пояса позволяют сделать два основных вывода. В изотопном составе ртути, входящей в состав киновари из руд ртутных месторождений, наблюдаются различия, величина которых по изотопу Hg^{198} достигает 15,78%, т. е. в природных процессах происходит фракционирование изотопов ртути. В изменении изотопного состава ртути намечается определенная тенденция, выраженная в относительном накоплении тяжелого изотопа в типичных эпитермальных месторождениях и преобладании легкого изотопа в вулканогенно-гидротермальных месторождениях. Причины, вызывающие фракционирование изотопов ртути в природных процессах, пока неясны. Можно предположить, что на процессы природного фракционирования изотопов ртути влияли отчетливо проявленные аномалии термального поля земной коры в областях недавнего и современного вулканизма, где развиты вулканогенно-гидротермальные месторождения и проявлена тенденция накопления в рудах легкого изотопа ртути.

Весьма важными для решения проблемы источников ртути могли бы быть данные сопоставления ее изотопного состава в метеоритах с имеющимися земными объектами, однако технические сложности не позволили до сих пор выполнить таких измерений. Интересные данные были получе-

Таблица 38

Изотопные отношения Hg^{196}/Hg^{202} в метеоритах

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

ны Г. Ридом (Reed, 1960). С помощью активационного анализа им были сопоставлены величины изотопного отношения Hg^{196}/Hg^{202} в образцах четырех метеоритов различных типов с аналогичным отношением в специально приготовленном эталоне (табл. 38), в котором соотношение этих изотопов было принято за единицу.

Эти данные в совокупности со сведениями о содержании ртути в этих метеоритах представляют исключительный интерес для геохимии ртути, поскольку они обнаруживают близкие изотопные отношения земной и метеоритной ртути и косвенно могут свидетельствовать о том, что ее источником могло служить вещество мантии Земли. Мантийные, вероятно, и источники сурьмы и мышьяка, хотя этот вопрос нуждается в дополнительном тщательном изучении. Вывод о близости источников ртути, сурьмы и мышьяка мы можем обосновать лишь наблюдаемым постоянством ассоциации этих элементов в рудах эпитермальных месторождений и

Таблица 39

Изотопный состав серы в минералах ртутных месторождений Алтае-Саянской области

Месторождение	Минерал	Число образцов	δS^{34} ‰ от	δS^{34} ‰ до
	Горный Алтай			
Акташское	Киноварь	3	+0,7	+8,9
	Антимонит	1	—	+8,2
Чаганузунское	Киноварь	1	+0,8	—
Уланду	Барит	1	—	+14,0
	Сауковит	1	−8,8	—
Отсалар	Барит	1	—	+11,1
	Восточный Саян			
Горхонское	Киноварь	3	+7,9	+26,7
Ингашинское	»	1	—	+9,7
Нижне-Удинское	Пирит	2	+39,5	+39,6
	Тува			
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

имеющимися предварительными данными по геохимии этих элементов (Ониси, Санделл, 1959$_{1,2}$). Помимо основных рудных элементов глубинное происхождение, очевидно, имеют минерализаторы—углекислота, фтор, щелочи, частично вода, сера, хлор.

Исследования изотопного состава серы в киновари, сауковите, антимоните, барите и других минералах из ртутных месторождений Алтае-Саянской области (Сауков и др., 1972) показали, что ее изотопный состав меняется в широких пределах (до 35,5‰, табл. 39), а относительное утяжеление серы в баритах и киновари Горхонского, Терлигхайского, Чазадырского и других месторождений (до 26,7‰) указывает на преимущественное участие в процессах минералообразования серы не только ювенильного происхождения, но и серы захороненных эвапоритовых горизонтов, развитых в позднепалеозойских межгорных впадинах и прогибах Алтае-Саянской складчатой области (Озерова и др., 1976). Таким образом, предварительные данные по изотопному составу серы ртутных месторождений Алтае-Саянской области подтверждают вывод о полигенности источников серы. Присутствие сульфидов и сульфатов с тяжелой серой может указывать на ее коровое происхождение, однако в некоторых сульфидных минералах соотношение легких и тяжелых изотопов близки значению метеоритного стандарта. Это позволяет допускать участие в рудообразовании определенной доли ювенильной серы.

Такое же двоякое происхождение могут иметь элементы, которые входят в состав второстепенных и редких минералов ртутных руд. К ним относятся Pb, Zn, Cu, возможно, Cd, Bi, Se, Te и др. О заимствовании Pb из вмещающих пород, например, свидетельствует повышенное содержание его радиогенного изотопа Pb^{207} в галенитах из ртутных и барит-полиметаллических месторождений Горного Алтая (Оболенский и др., 1970).

Заимствование вещества из вмещающих пород при формировании ртутных месторождений достоверно установлено для группы петрогенных элементов Fe, Si, Mg, Ca, Ba и некоторых рудных элементов, таких как Ni и Co. Как и большинство гидротермальных месторождений, описываемые месторождения ртутной рудной формации по различиям, главным образом в жильных минералах руд, обусловленных составом вмещающих пород, подразделяются на минеральные типы (Кузнецов, Оболенский, Васильев, 1966; Кузнецов, 1968, 1972$_1$). Кроме того, состав вмещающих пород может также существенно влиять на развитие процессов гидротермального метаморфизма, образование тех или иных фаций метасоматитов и на интенсивность рудоотложения (Павлов, Оболенский, 1970, 1972; Оболенский, Павлов, 1971; Щербань, 1975).

Таким образом, в формировании руд месторождений ртутной рудной формации, развитых в зонах тектономагматической активизации Алтае-Саянской области,наряду с элементами,привнесенными глубинными интрателлурическими растворами из мантии Земли, принимали участие элементы, мобилизованные из пород коры на путях движения растворов, а также заимствованные из вмещающих пород на месте, уже в ходе процессов гидротермального метаморфизма и рудоотложения. Приведенные данные позволяют говорить о полигенной природе вещества руд ртутных месторождений Алтае-Саянской складчастой области, при ведущей роли глубинных источников основных элементов руд и минерализаторов, по существу ответственных за образование месторождений.

5. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РУДООТЛОЖЕНИЯ

Выяснение физико-химических условий рудообразования составляет одну из наиболее важных сторон представлений о генезисе ртутных месторождений, которые менялись по мере накопления данных о законо-

мерностях размещения, отношении к магматизму, минеральном составе руд, характере околорудных изменений вмещающих пород, изотопных и других исследований, полученных при изучении этих месторождений в различных рудных районах и провинциях СССР и зарубежных странах.

Как известно, к числу первых гипотез происхождения ртутных месторождений, принадлежат «пелагическая» (Мейер, 1968 г.) и «сублимационная» гипотезы (Лазиус, Шрауф, 1894 г.). Однако с их позиций оказалось невозможным объяснить многие морфологические черты и минералогические особенности руд большинства 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, 1930; Dreyer, 1940; Сауков, 1946; Смирнов, 1947; Поярков, 1937, 1955; Кузнецов, $1939_{1,2,3}$, 1964, $1970_{1,2}$ и др.; Федорчук, 1964, 1969 и др.; Bailey, Everhart, 1964; Уайт, 1959, 1970; и др.). В настоящее время гидротермальный генезис подавляющего большинства ртутных месторождений считается общепризнанным, и в существующих классификациях рудных месторождений все они относятся к одному генетическому типу низкотемпературных гидротермальных месторождений (Линдгрен, 1934; Парк, Мак-Дормид, 1966; Смирнов, 1965; Металлогения ртути, 1976). Некоторые исследователи считают возможным связывать происхождение рудообразующих растворов не с проявлениями глубинного подкорового магматизма, а с процессами регионального метаморфизма и рассматривают отдельные месторождения ртути как метаморфогенно-гидротермальные (Никольский и др., 1970; Moiseyev, 1971; Arribas, Mantoto, 1974; и др.). Эта точка зрения вызывает существенные возражения как геологического, так и геохимического порядка: устанавливается значительный разрыв во времени между процессами метаморфизма и рудообразования, не доказано наличие отрицательных аномалий выщелачивания ртути, наконец, выявлена отчетливая тенденция рассеяния ртути в процессах прогрессивного (регионального) метаморфизма (Айдиньян и др., 1969; Jovanovich, Reed, 1968; Скаржинский, 1973; Bailey, Everhart, 1964; Bailey, 1974).

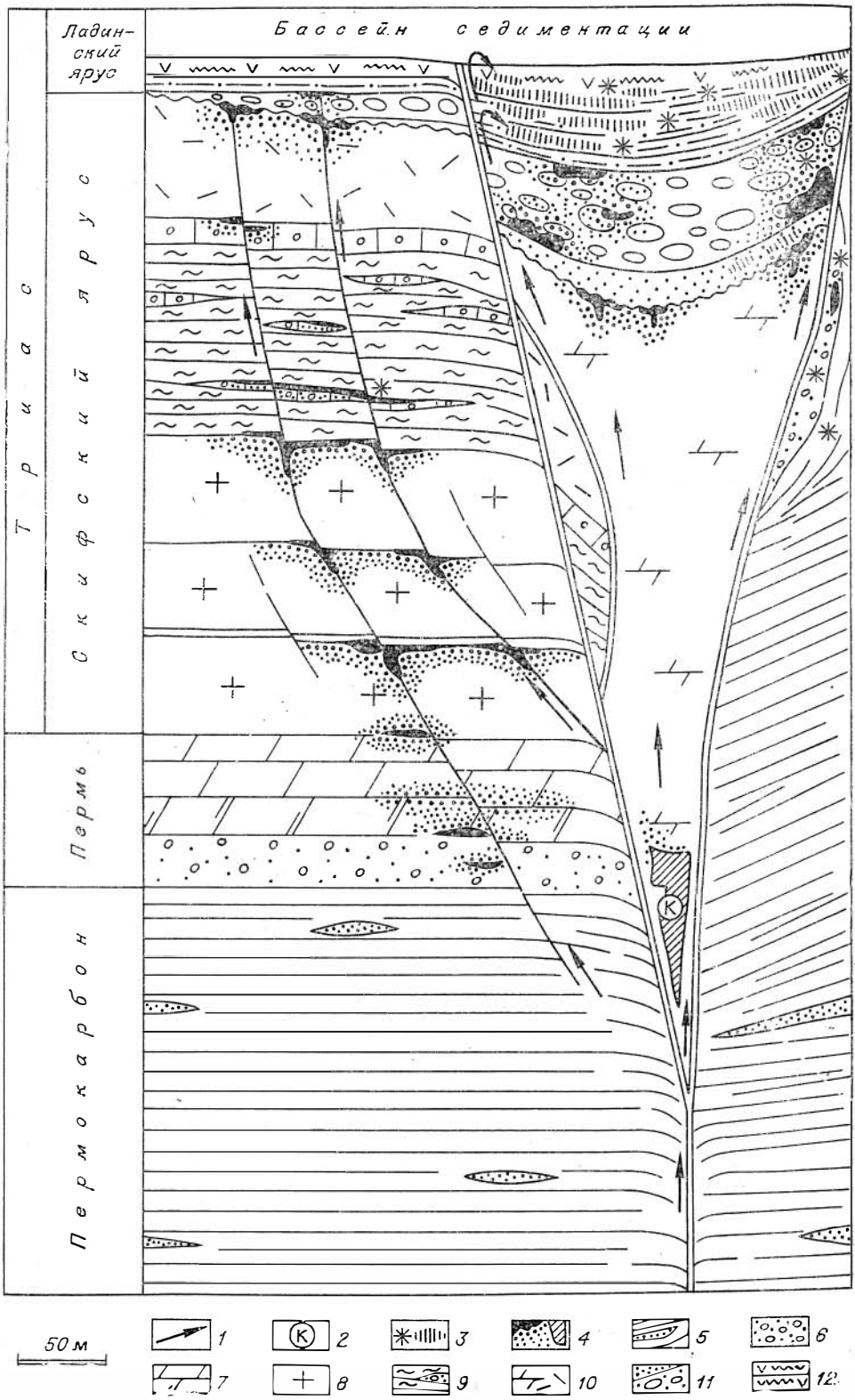
Важный вклад в развитие представлений о генезисе ртутных месторождений сделан И. Млакаром и М. Дровеником, убедительно доказавшими возможность участия процессов гидротермально-осадочного рудообразования на примере формирования известного ртутного месторождения Идрия в Югославии (Mlakar, Drovenik, 1971; Mlakar, 1974). Это месторождение отличается исключительно сложной структурой. Рудные тела залегают в породах верхнего палеозоя, нижнего и среднего триаса и в основном подчинены контактам между слоями и поверхностями тектонических нарушений. В формировании месторождения четко различаются две последовательные стадии. Основная масса руд образовалась в раннюю стадию, когда рудоотложение происходило в трещинах и межзерновых пространствах дислоцированных пород нижнего палеозоя путем частичного замещения карбонатов и цемента обломочных пород. В последующую стадию, по времени совпадающую с отложением горизонта Сконца вышележащих туфов, в результате излияния растворов из горячих источников на дно замкнутого бассейна произошло отложение сингенетических киноварных руд гидротермально-осадочного генезиса, сопровождавшегося дополнительной минерализацией более древних подстилающих пород. Таким образом, месторождение Идрия рассматривается как комбинированное, в котором наряду с обычными рудами гидротермального генезиса имеют место пластовые гидротермально-осадочные залежи в перекрывающем их горизонте Сконца (рис. 95). Деятельность гидротермальной системы, обусловившей формирование месторождения, И. Млакар и М. Дровеник связывают парагенетически с проявлениями триасового вулканизма.

Представление о вулканогенно-осадочном (гидротермально-осадочном) генезисе ртутных руд и связи этих процессов с силурийским вулканизмом пытается развивать Ф. Сопе для объяснения генезиса крупнейшего в мире месторождения Альмаден в Испании (Saupe, 1973, 1974), по общему мнению относящегося к типичным гидротермальным (Ransome, 1921; Парк, Мак-Дормид, 1966; и др.). По поводу генезиса этого месторождения высказана еще одна своеобразная точка зрения, в определенной мере возрождающая гипотезу рудных магм Спёрра (Spurr, 1929). Ф. Кальво и Х. Гелемани образование руд на месторождении Альмаден связывают с внедрением расплава сульфидной магмы, пересыщенной парами самородной ртути. Сульфидный расплав под действием внутреннего давления пропитывал пористую массу кварцита и застывал в нем, образуя руды. Самородная ртуть, отделявшаяся от расплава в виде паров, проникала в многочисленные трещины, поры и дефекты кристаллов кварца, где осаждалась в виде капель и тонких налетов (Calvo, Guilemany, 1974). Несмотря на то, что описанный механизм образования ртутных руд был подкреплен авторами рядом экспериментальных данных, гипотеза формирования руд 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 явно гидротермального происхождения в рудах и в околорудных измененных породах; наконец, она не согласуется с фактом обнаружения газово-жидких включений в киновари и жильных минералах, указывающим на гидротермальный генезис руд Альмадена и невысокие (не более 200°С) температуры минералообразования. Гидротермальный генезис доказан и для расположенных поблизости ртутных месторождений Астурии (Anger, Lehmann, 1974).

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 составе и свойствах рудообразующих растворов, формах переноса в них растворенных веществ, параметров процессов минералообразования и причин, вызывающих отложение руд.

Представление о составе исходных рудных растворов до последнего времени остается одним из наиболее сложных и дискуссионных положений в проблеме генезиса ртутных месторождений. 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) — они должны осуществлять эффективный перенос рудного вещества в форме легкорастворимых соединений и обеспечивать концентрированное его отложение в рудных залежах, т. е. составом растворов в конечном итоге определяются как их свойства, так и формы переноса рудообразующих веществ. Характеризуя процессы минералообразования в термальных источниках, Д. Уайт подчеркивает, что развитие таких глинистых минералов как монтмориллонит, иллит, каолинит, диккит, образовавшихся в результате гипогенного изменения вмещающих пород, а также широкое развитие метастабильных форм кремнезема (опал) и сульфидов (марказит, метациннабарит) определенно указывает на низкое или умеренное отношение катионы/H^+ в рудообразующих растворах, pH которых меняется от слабощелочных до слабокислых. Это обстоятельство, по мнению Д. Уайта, трудно совместить с теорией, предусматривающей перенос ртути в щелочных растворах. Тем не менее, оценивая возможные формы ее переноса в системах термальных источников, он указывает на бисульфидные комплексы и газообразную ртуть как на наиболее вероятные формы ее миграции (Уайт, 1970).

Причины рудоотложения в системах термальных источников более детально рассмотрены Ф. Диксоном и Г. Танеллом (1973). По их мнению,


Ладинский ярус
Бассейн седиментации
Триас
Скифский ярус
Пермь
Пермокарбон
K
50 м
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

в числе компонентов, играющих ответственную роль в процессах переноса ртути и отложения киновари, следует назвать H_2S, HCO_3^-, CO_3^{-2}, SO_4^{-2} и ионы с бором. Сероводород обеспечивает появление различных комплексных соединений со ртутью, а карбонат- и бикарбонат- ионы, вероятно, играют роль буфера, способствующего сохранению щелочности растворов в близповерхностных условиях. Сульфат-ион и соединения бора представляют собой компоненты, которые при высоких температурах растворов вступали в реакции гидролиза и способствовали сохранению щелочности растворов, а при снижении температуры делали их нейтральными или кислыми. Большая роль в осаждении сульфидов ртути, сурьмы и мышьяка принадлежит разбавлению восходящих более концентрированных растворов термальных систем реликтовыми и метеорными водами, причем это разбавление могло быть многократным (White, Brannok, 1950; White, 1974). Осаждающее действие метеорных вод усиливалось, если они были кислыми или содержали вещества-окислители типа кислорода. Таким образом, главную причину рудоотложения в системах термальных источников Ф. Диксон и Г. Танелл видят в эволюционном изменении свойств растворов от щелочных к кислым, которое происходит под влиянием различных факторов. Подводя итоги рассмотрению процессов рудообразования в связи с термальными источниками, они отмечают: «Растворы, способные к отложению сульфидов в условиях земной поверхности, безусловно, достойны самого пристального внимания, поскольку их изучение позволяет вплотную подойти к решению вопроса о генезисе руд. Вместе с тем следует еще раз подчеркнуть, что на путях миграции эти растворы претерпели существенные изменения и в конце концов стали пересыщенными. Иными словами, это не те растворы, которые обеспечивают миграцию рудных компонентов на глубине. Последние скорее всего — недосыщенные или приближающиеся к состоянию насыщения. Необходима величайшая осторожность в вопросах, которые базируются на изучении химических особенностей растворов, уже не способных сохранять в растворенном виде главные рудообразующие компоненты» (Диксон, Танелл, 1973, с. 397). Это положение прежде всего объясняет многие затруднения и противоречия, выдвинутые Д. Уайтом, не увидевшим важной роли эволюции основных свойств растворов в процессах минералообразования, связанных с системами термальных источников, и направленного изменения их кислотности — щелочности.

Переходя к оценке физико-химических условий рудообразования на эпитермальных и телетермальных месторождениях ртути, созданных в более отдаленные периоды, необходимо отметить, что изучение химизма вод и процессов современного минералоотложения в системах термальных источников, а также первые единичные исследования состава газово-жидких включений в минералах ртутных руд дали основания для широко распространившегося представления о формировании ртутных месторождений слабоконцентрированными растворами вообще (Федорчук, 1964; Уайт, 1970; и др.). Однако дальнейшие исследования состава газово-жидких включений в рудных и жильных минералах, выполненные для ртутных месторождений Северного Кавказа, Алтае-Саянской складчатой области, Якутии, Чукотки и, отчасти, Средней Азии, показали, что в рудообразовании принимали участие преимущественно концентрированные растворы сложного состава (Шамрай и др., 1972; Манучарянц и др., 1970;

Рис. 95. Схематический геологический разрез ртутного месторождения Идрия, отражающий его структуру в среднем триасе (по И. Млакару и М. 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-слюдистые сланцы и алевролиты с прослоями оолитовых известняков; *10* — серые доломиты, *11* — базальные конгломераты и песчаники; *12* — песчаники и сланцы слоев Сконца.

Борисенко и др., 1974; Металлогения ртути, 1976). Наиболее полные исследования газово-жидких включений, выполненные для ртутных месторождений Алтае-Саянской области (Борисенко и др., 1974, 1976; Оболенский и др., 1973, 1976; и др.) и приведенные нами выше целиком подтвердили справедливость этого вывода.

Температуры и давления при рудообразовании. Рассмотрение физико-химических условий процессов рудообразования на описываемых рудных месторождениях мы начнем с оценки температур и давлений в момент их формирования. Для ртутных месторождений из различных районов Сибири сведения о минералотермометрических исследованиях приводятся в нескольких работах (Васильев, 1962, 1965, 1966_1, 1968_1; Васильев, Оболенский, 1966, 1968; Оболенский и др., 1968; Васильев и др., 1973).

Для выяснения вероятных температур процесса формирования ртутных руд были проведены минералотермометрические исследования газово-жидких включений в жильных (кварц, анкерит, доломит, кальцит, барит, флюорит) и некоторых рудных (киноварь, реальгар) минералах большинства месторождений и рудопроявлений Алтае-Саянской складчатой области, относящихся к различным минеральным типам ртутной рудной формации: магнезиально-карбонатно-киноварному (Чаганузунское, Чазадырское), карбонатно-киноварному (Акташское, Сарасинское), кварц-диккит-киноварному (Курайское, Курумду-Айры, Актюльское), кварц-барит-киноварному и кварц-барит-блеклорудному (Терлигхайское, Отсалар, Джылкыдал и др.).

На большинстве этих месторождений и рудопроявлений выдерживается определенная последовательность кристаллизации основных рудных и жильных минералов при рудообразовании: кварц → докиноварные карбонаты → барит → киноварь → послекиноварные карбонаты. В зависимости от конкретной литологической обстановки рудоотложения некоторые нерудные минералы могут выпадать из указанной схемы или дополнять ее. Согласно указанной последовательности, в табл. 37 приведены результаты минералотермометрических исследований, позволяющие установить общий температурный интервал формирования ртутных месторождений от 250 до 70°С. Главная масса киновари отлагалась из растворов в интервале температур 150 — 70°С, и лишь в редких случаях начальные температуры были больше 180°С. Узкие температурные границы образования сульфида ртути не позволяют говорить о более высоких температурах формирования ртутных руд. Факт отложения киновари в узком интервале температур, установленный в природных процессах минералообразования, хорошо согласуется с результатами экспериментов Ф. Диксона, доказавшего существование минимума растворимости киновари в сульфидных растворах между 100 и 150°С (Dickson, 1964).

Наличие в газово-жидких включениях углекислоты и растворяющихся после гомогенизации пузырька кристаллов галита позволяет установить величины давления, существовавшего в момент формирования включений.

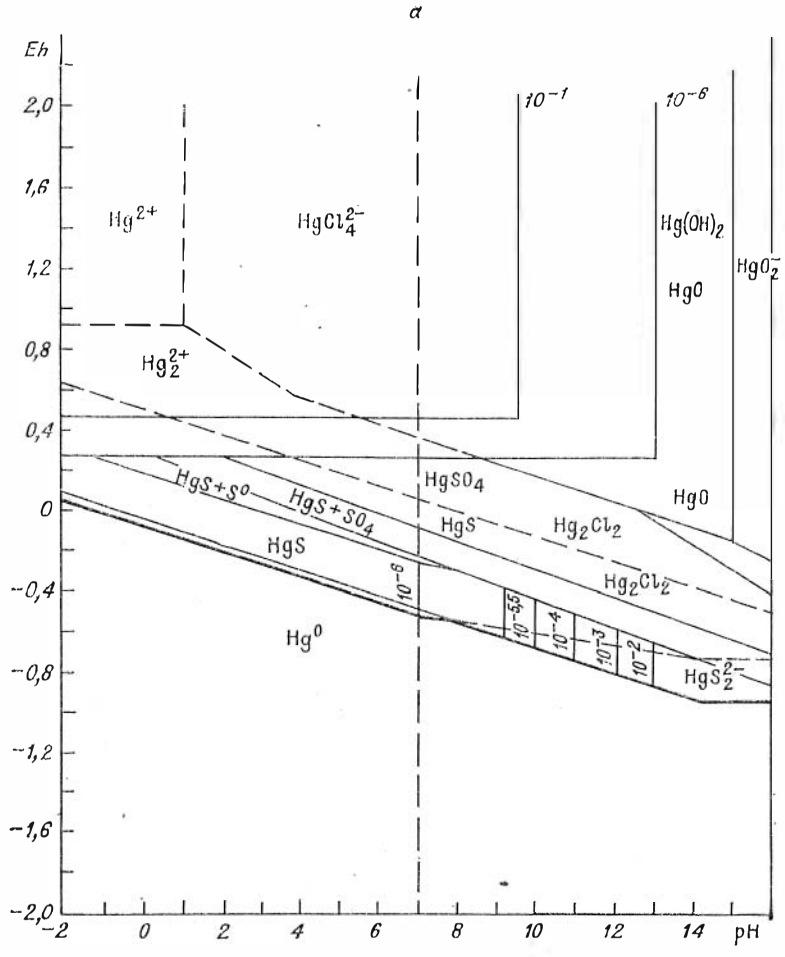
Наиболее высокие давления определены по включениям с углекислотой в кварце Чаганузунского месторождения, где ее содержание достигает 8—10%. Давление, развиваемое раствором при температуре 200°С, согласно *PT*-диаграмме для системы $H_2O—CO_2$ (Такеноучи, Кеннеди, 1968), оценивается в 1050 бар. Для других месторождений по минералам, содержащим во включениях углекислоту в меньшем количестве (от 1,5—2 до 4%), давление в момент гомогенизации соответствует 300—400 барам.

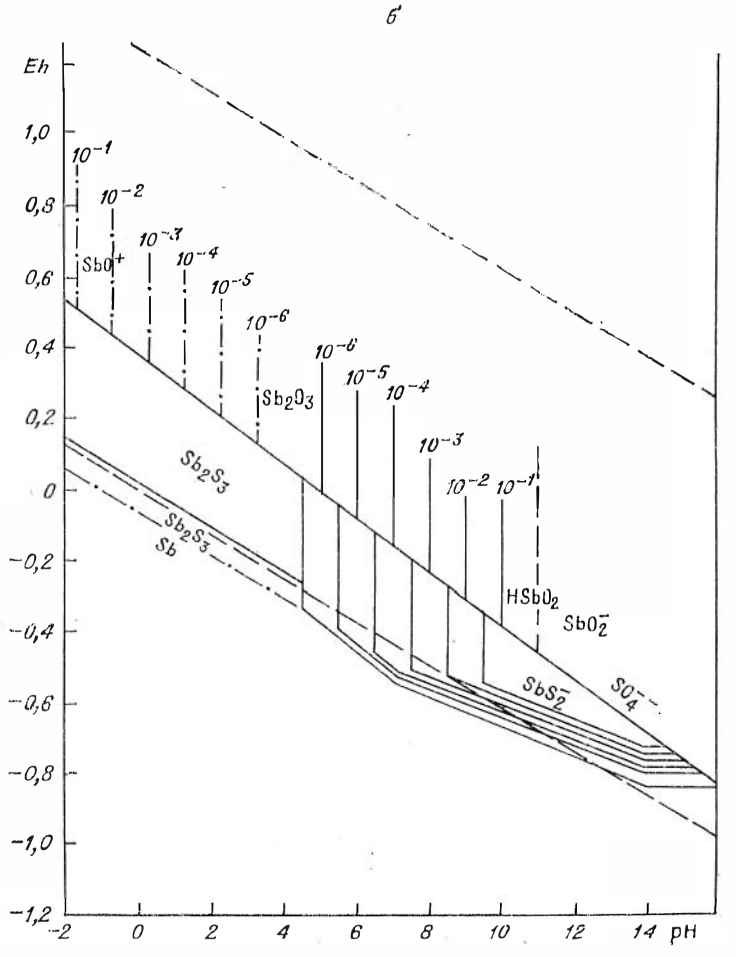
На Чазадырском месторождении (Тува) в газово-жидких включениях в кварце растворение минерала-узника, представленного галитом, происходит при 160—180°С, что на 30—40° выше температуры гомогенизации газового пузырька. Давление, развиваемое в таких включениях в момент их полной гомогенизации, определено по диаграмме поправок на давление для 30% раствора NaCl (Лемлейн, Клевцов, 1955) и выражается величиной порядка 250—550 атм.

Таким образом, изучение газово-жидких включений в жильных и рудных минералах ртутных месторождений различных районов Алтае-Саянской области показывает, что исходные гидротермальные растворы, сформировавшие руды этих месторождений, в ходе стадийного развития процессов околорудного гидротермального метаморфизма вмещающих пород и рудоотложения под влиянием различных факторов претерпевали направленную эволюцию, выраженную в изменении таких важных параметров минералообразования, как температура, давление, состав и окислительное состояние. Изменение этих параметров рудообразующих растворов оказывало решающее влияние как на характер, так и на интенсивность процессов минералообразования при формировании ртутных месторождений.

О формах миграции ртути и свойствах рудоносных растворов. Попытаемся кратко описать условия переноса и причины отложения основных рудообразующих элементов из гидротермальных растворов установленного нами состава. Принимая полигенную природу рудообразующих растворов и допуская участие в их формировании ювенильных металлоносных гидротерм, имеющих глубинное происхождение, мы должны рассмотреть условия миграции ртути и других веществ в потоках интрателлурических растворов в надкритических условиях. Основываясь на методах химической термодинамики, К. Краускопф (Krauskopf, 1951; Краускопф, 1961) оценил возможные формы переноса ртути и других металлов в рудообразующих флюидах в надкритическом состоянии (при температурах 600°С). Он показал, что такими формами могут быть летучие соединения: пары хлоридов металлов, а для Hg, Sb и As — и пары свободного металла, хотя предпочтение надо отдать парам хлоридов, величина летучести которых способна обеспечнть концентрацию металлов при конденсации и переходе в раствор до $1 \times 10^{-1,3}$ г/л, т. е. флюидные потоки могут транспортировать количество этих металлов, достаточное для образования крупных месторождений. Именно эти три металла — Hg, Sb и As, обладающие самой высокой летучестью, определяют геохимическую специфику минеральных парагенезисов низкотемпературных эпи- и телетермальных месторождений, обособленных во времени и, как правило, удаленных на значительные расстояния от возможных магматических источников.

Реальное подтверждение миграции ртути в виде ее паров — присутствие заметных ее количеств в вулканических газах в атмосфере над фумаролами, горячими источниками и зонами активного вулканизма (Schröcke, 1972; Eshleman e. a., 1971; Barton, 1974; Siegel, Siegel, 1975). На существование паров ртути в газовой фазе гидротерм указывал А. А. Сауков (1946), а Ф. Диксон (1971) связывает с ней формирование первичных ореолов рассеяния ртути. В связи с рассмотрением возможных форм переноса ртути при высоких температурах и давлениях серьезного внимания заслуживают экспериментальные данные В. И. Сорокина (Сорокин, 1973), доказавшего высокую растворимость Hg в H_2O в интервале температур 300—500°С и давлений 500—100 атм. Согласно его данным, растворимость ртути несколько уменьшается с увеличением давления и плотности водной фазы и сильно возрастает с увеличением температуры. Мольная доля ртути N_{Hg} изменяется от $2{,}53 \cdot 10^{-5}$ до $2{,}01 \cdot 10^{-3}$ — $1{,}40 \cdot 10^{-3}$ для давлений 500—100 атм, в интервале температур 300—500°С. Эти данные показывают, что Hg в элементарной форме должна рассматриваться как одна из важных форм переноса в условиях высоких температур и давлений, отвечающих глубоким зонам земной коры. В верхних частях земной коры перенос ртути и сопутствующих ей элементов происходит в гидротермальных условиях, поскольку надкритический флюид по мере продвижения по трещинам и через проницаемые породы вверх к зонам пониженного давления, охлаждаясь в процессе своей миграции, на какой-то стадии сконденсируется и, несомненно, будет смешиваться с поровыми растворами, захороненными водами глубокой циркуляции и другими типами


а
Eh
2,0
1,6
1,2
0,8
0,4
0
-0,4
-0,8
-1,2
-1,6
-2,0
-2
0
2
4
6
8
10
12
14
pH
Hg^{2+}
$HgCl_4^{2-}$
$Hg(OH)_2$
HgO
HgO_2^-
Hg_2^{2+}
HgO
$HgSO_4$
HgS+S°
HgS+SO4
HgS
Hg_2Cl_2
HgS
Hg_2Cl_2
Hg^0
HgS_2^{2-}
10^{-1}
10^{-6}
10^{-6}
10^{-55}
10^{-4}
10^{-3}
10^{-2}


б
Eh
1,0
0,8
0,6
0,4
0,2
0
-0,2
-0,4
-0,6
-0,8
-1,0
-1,2
-2
0
2
4
6
8
10
12
14
pH
10^{-1}
10^{-2}
10^{-3}
10^{-4}
10^{-5}
10^{-6}
SbO^+
Sb_2O_3
10^{-6}
10^{-5}
10^{-4}
10^{-3}
10^{-2}
10^{-1}
Sb_2S_3
Sb_2S_3
Sb
$HSbO_2$
SbO_2^-
SbS_2^-
SO_4^{--}

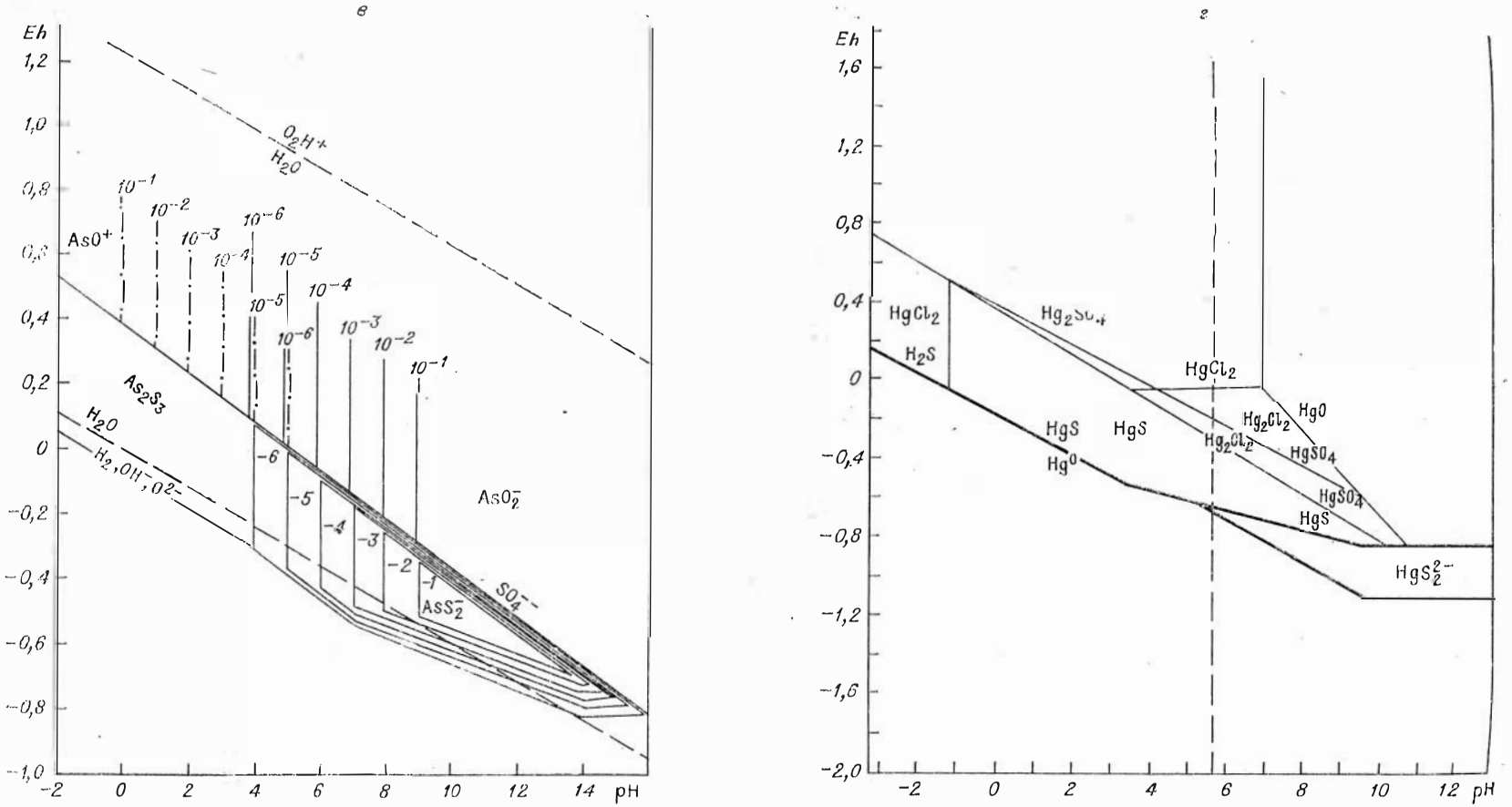


Рис. 96. Соотношение устойчивости некоторых соединений и ионов ртути, сурьмы и мышьяка в водных растворах при 25°С (*а*, *б*, *в*) и ртути при 250°С (*г*), 1 атм общего давления и активности серы — 10^{-1}, хлора — 10^{-1} (по А. Л. Павлову и А. А. Оболенскому, 1972; Павлову, 1976). На диаграмме для Sb и As показаны поля устойчивости сульфидных комплексов.

захороненных водных растворов, постепенно приобретая состав и свойства гидротермального раствора, поступающего в зоны минералообразования. Можно предполагать, что именно на этой стадии зарождения гидротерм и появления водной фазы протекают важные преобразования в характере и свойствах растворов, связанные с реакциями гидролиза летучих галоидных соединений металлов, комплексообразованием, возможным обособлением избыточной углекислоты и других летучих компонентов, обусловливающих изменение свойств и состава гидротермальных растворов во времени (опережающая волна кислотности и т. п.). О составе и свойствах гидротермальных растворов в зоне минералообразования можно судить на основании изучения ореолов гидротермально измененных пород, по смене минеральных парагенезисов в последовательных стадиях минерализации, опираясь на результаты исследования газово-жидких включений в минералах. По-видимому, подходя к рассмотрению возможных форм переноса ртути и других металлов в гидротермальных условиях и причин осаждения рудных и жильных минералов, необходимо четко различать свойства растворов на путях их миграции и в зоне минералоотложения, где растворы под влиянием различных факторов, оказываются не способными удерживать растворенные в них вещества.

Как установлено исследованиями газово-жидких включений, растворы, сформировавшие описываемые нами ртутные месторождения, были концентрированными, содержавшими значительные количества таких важных комплексообразователей, как анионы хлора, сульфидной серы, углекислоты, а среди катионов — натрий и калий.

Условия растворимости Hg, Sb, As в таких растворах рассмотрены во многих работах и наглядно отражены на диаграммах в координатах Eh—pH, $\lg f_{O_2}$—$\lg f_{S_2}$, pH—$\lg C_{H_2S(р-р)}$ и др., методика построения которых была предложена Р. Гаррелсом (Гаррелс, 1962; Гаррелс, Крайст, 1968). Диаграммы и расчетные данные, выполненные для их построения в интервалах температур, охватывающих условия минералообразования на ртутных месторождениях (300 ÷ 25°С) с учетом реальных концентраций в растворе основных комплексообразователей ионов серы и хлора ($n \cdot 10^{-1}$), приведены в работах Г. Барнса (Barnes e. a.; 1967), А. Л. Павлова (1968, 1976), А. Л. Павлова, А. А. Оболенского (1972), Д. Хема (Hem, 1970), Вик. А. Кузнецова и др. (1973), Г. Р. Колонина и А. Б. Птицына (1974) и др. В более общей форме проблемы растворимости, условия переноса и причины отложения тяжелых металлов в гидротермальных растворах были рассмотрены Г. Хелгесоном (1967; Helgeson, 1970; Helgeson, Kirkham, 1974), Г. Барнсом и Г. Чаманским (1970), Р. П. Рафальским (1973), Б. Н. Рыженко (1974) и др.

Условия растворимости Hg, Sb и As, в обобщенном виде показанные нами на Eh — pH диаграммах (рис. 96, 97, 98), позволяют сделать некоторые важные выводы. Устанавливаются две области высокой растворимости сульфидов этих металлов: в сильнокислых растворах с высокими значениями окислительного потенциала и в щелочных растворах — с низкими. Поля устойчивости сульфидов Hg, Sb и As занимают промежуточное положение, располагаясь преимущественно в области низких значений как pH, так и Eh. Таким образом, отложение сульфидов Hg, Sb и As может вызываться изменением любого из параметров, приводящего к сокращению полей устойчивости растворимых соединений этих металлов — кислотности-щелочности, окислительно-восстановительного потенциала, температуры и концентрации растворов, однако направленность изменения pH и Eh для исходных кислых или щелочных растворов должна быть прямо противоположной.

Перенос Hg, Sb и As в кислых растворах может происходить в виде простых катионов или, что вероятнее, в виде хлоридных комплексов; в щелочных же растворах формой переноса являются сульфидные комплексы. По-видимому, многообразие проявления природных гидротер-

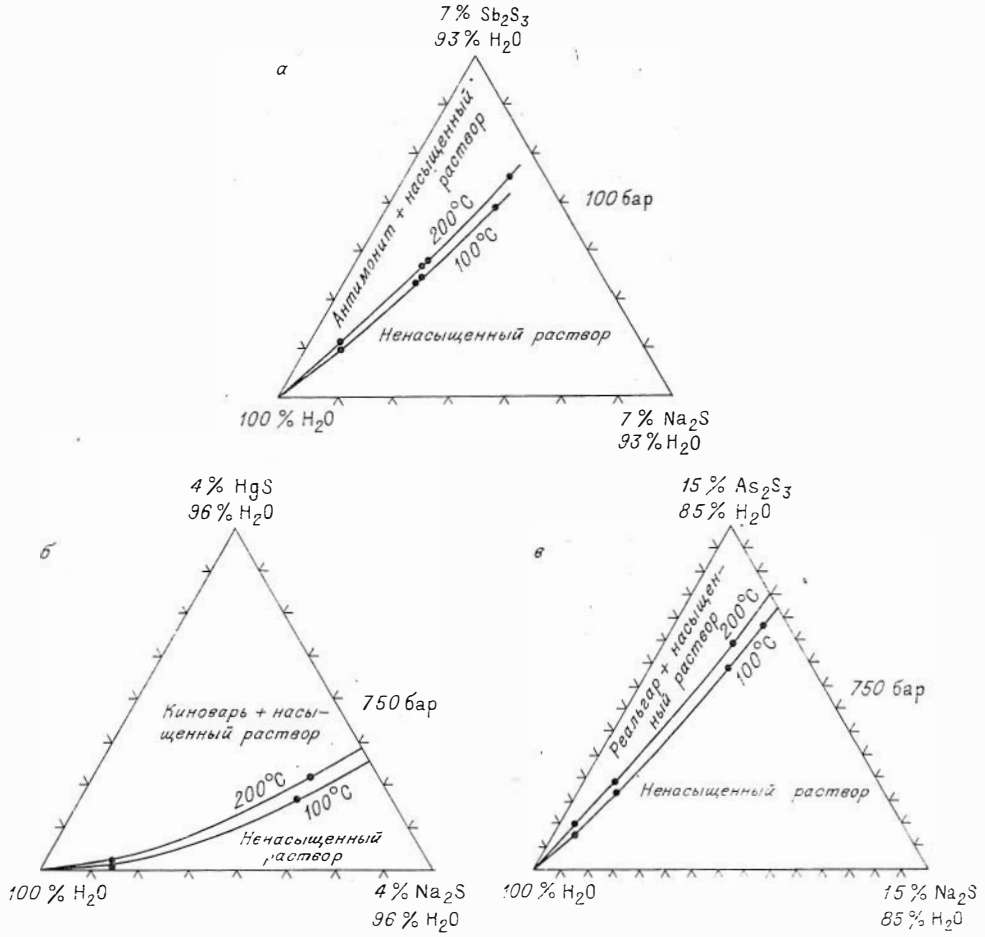


Рис. 97. Зависимость растворимости сурьмы р(*а*), ртути (*б*) и мышьяка (*в*) от температуры и концентрации Na_2S в растворе (Tunell, 1964; Weisberg e. a., 1966).

мальных процессов не позволяет полностью исключить ту или другую форму переноса металлов; однако, опираясь на конкретные геологические наблюдения и факты, мы можем установить направленность изменения параметров процесса рудообразования и отдать предпочтение одной из форм переноса металлов.

Обращение к истории развития взглядов на генезис ртутных месторождений убеждает в том, что большинство исследователей, непосредственно изучавших ртутные месторождения, разделяют представления о формировании ртутных руд из первично щелочных растворов и существенной роли в переносе ртути и сопутствующих металлов в виде сульфидных комплексов. Это представление, сформулированное еще на самых ранних этапах изучения ртутных месторождений Калифорнии С. Крпсти и Г. Беккером (Becker, 1888), было подтверждено классическими исследованиями по растворимости сульфида ртути с образованием сульфидного комплекса И. Нрксом (Knox, 1906), получило дальнейшее развитие и обоснование в работах Р. Дрейера (Dreyer, 1940) и А. А. Саукова (1946). Во многих последующих работах К. Краускопфа (Krauskopf, 1951), Г. Томпсона (Thompson, 1954), Ф. Диксона и Г. Танелла (Dickson, 1964; Dickson, Tunell, 1959, Диксон, Танелл, 1973; Tunell, 1964, 1970), Г. Барнса (Barnes e. a., 1967; Барнс, Чаманский, 1970; и др.) и других исследователей были приведены дополнительные геологические наблюдения, термо-

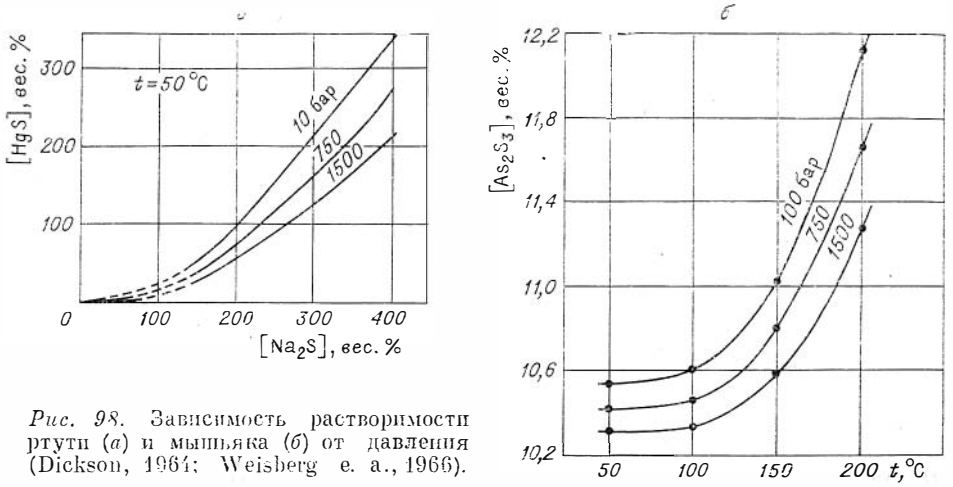


Рис. 98. Зависимость растворимости ртути (*а*) и мышьяка (*б*) от давления (Dickson, 1961; Weisberg e. a., 1966).

динамические расчеты и экспериментальные данные, подтверждающие важное значение сульфидной формы переноса Hg, Sb и As в природных процессах рудообразования.

Появление гипотезы о существенной роли хлоридных комплексов в образовании сульфидных руд в современном ее виде * связано с исследованиями И. Хемли (Hemly e. a., 1967), показавшим образование и переход в раствор значительного количества свободной HCl при реакции калишпатизации вмещающих пород и возможность мобилизации этими растворами металлов, в частности свинца, с последующим концентрированным отложением их в виде рудных залежей. Основные положения этой гипотезы были в дальнейшем разработаны для объяснения генезиса полиметаллических месторождений Г. Хелгесоном (1967; Helgeson, 1970), отметившим лишь в порядке предположения, на основе возможной аналогии, роль хлоридных комплексов ртути в гидротермальном рудообразовании. Там же Г. Хелгесон отмечает: «... в хлоридных растворах, насыщенных H_2S, хлоридные комплексы металлов, преобладающие в кислой среде, по мере роста pH уступают место сульфидным комплексам металлов в нейтральной среде и, наконец, бисульфидным комплексам в щелочной среде» (Хелгесон, 1967, с. 168). Более полно возможные пределы устойчивости хлоридных комплексов ртути в гидротермальных растворах на основании расчетных данных рассмотрены в работе Г. Р. Колонина и А. Б. Птицына (1974). В какой-то мере эти расчеты проверены экспериментально (Вик. А. Кузнецов и др., 1973). Они показали, что хлоридные комплексы ртути, как и предполагал Г. Хелгесон, могут играть весьма ограниченную роль в реальных гидротермальных растворах, формирующих ртутные месторождения. Так, растворимость сульфида ртути и ртути в одномоляльном хлоридном растворе при 150°C возможна лишь только в сильнокислых бессернистых растворах с высоким окислительным потенциалом. При температуре 300°C в случае $\Sigma_S = 10^{-1}m$ сульфид ртути заметно растворяется только при pH < 1, а при $\Sigma_S = 10^{-3}m$ (более реальной для природных растворов, концентрация H_2S в которых, по данным изучения газово-жидких включений, оценивается в $1{,}3 \cdot 10^{-1}$—$4 \cdot 10^{-2} \cdot m$), граница растворения отодвинется только к pH = 2. С учетом образования комплекса $HgCl_4^{2-}$ об-

* Роль легко растворимых хлоридов металлов в рудообразовании была впервые показана А. Г. Бетехтиным (1953).

ласти существенной растворимости HgS и Hg расширяются примерно на 0,65 ед. pH в щелочную сторону для 300°С и на 0,5 ед. pH при 150°С, что в общем не меняет характеристики параметров, нереальных для природных гидротерм. Серьезное препятствие на пути гипотезы переноса ртути и сопутствующих ей сурьмы и мышьяка в виде хлоридных комплексов в умеренно кислых (pH > 3) растворах — допущение об одновременной миграции в этих же растворах и заметных количеств серы, необходимых для образования руд. Поскольку для рассматриваемых процессов рудообразования справедливо замечание Ф. Диксона и Г. Танелла о том, что «ртуть и сурьма, как правило, отлагаются только в виде сульфидов, не образуя окислов, оксихлоридов в рудообразующих растворах, наряду со ртутью и сурьмой в какой-то форме присутствовала и сера. Нет абсолютно никаких фактов, позволяющих говорить о том, что природные растворы, содержащие Sb и Hg, например, в виде хлоридов, захватывали близповерхностную серу или попадали в зоны, ранее обогащенные сульфидами других металлов, что могло способствовать образованию киновари и антимонита. Говоря о процессах переноса и отложения, следует допускать, что в растворах одновременно содержались и металлы, и сера» (Диксон, Танелл, 1973, с. 399). В кислых растворах, в силу их ярко выраженной неравновесности с окружающими породами возможен перенос растворимых соединений ртути и других металлов лишь на очень ограниченные расстояния, что противоречит представлениям о глубинных (мантийных) источниках рудообразующих веществ эпитермальных ртутных месторождений, их парагенетической связи с подкоровым щелочно-базальтоидным магматизмом, наблюдаемой последовательности и характеру процессов минералообразования. По-видимому, условия, отвечающие существованию кислых растворов и хлоридных комплексов Hg, Sb и As ограничены в природе и могут иметь место главным образом в полях сольфатарной и фумарольной деятельности в вулканических областях, сопровождающихся ртутной и мышьяковой минерализацией (Сауков и др., 1972), а также в зонах окисления ртутных месторождений.

В то же время имеется много фактов, указывающих на ведущую роль в формировании рассматриваемой группы ртутных месторождений гидротермальных растворов, щелочных по своей первичной природе. Такие растворы оказываются равновесными с вмещающими породами при высоких температурах и восстановительных условиях, свойственных глубоким зонам земной коры, где величина парциального давления кислорода уменьшается по сравнению с земной поверхностью в миллиарды раз. В щелочных растворах может осуществляться совместная миграция ртути, сурьмы, мышьяка и серы в виде сульфидных и гидросульфидных комплексов, растворимость которых способна обеспечить высокую продуктивность таких растворов при рудообразовании, а также обеспечивает им и растворенным в них соединениям высокую миграционную способность в глубинных условиях. Основной причиной рудоотложения из щелочных растворов при подъеме к земной поверхности будет служить направленное изменение их свойств, т. е. эволюция, происходящая прежде всего в связи с изменением констант диссоциации потенциалзадающих компонентов (Cl, CO_2, S и др.), обусловленным снижением температуры и давления (Наумов, Дорофеева, 1975), окисляющим действием кислорода в связи с ростом его парциального давления у поверхности ($S^{2-} \rightarrow SO_4^{2-}$), изменением концентрации в сторону снижения в результате взаимодействия с вмещающими породами, смешивания с вадозовыми водами и другими более частными явлениями.

На эволюционное изменение основных свойств и параметров гидротермальных растворов при формировании ртутных месторождений указывают некоторые прямые геологические наблюдения и факты. О смене кислотности — щелочности растворов во времени и пространстве сви-

детельствуют зональное строение ореолов гидротермально измененных пород, в которых зоны кислотного выщелачивания с глубиной уступают место продуктам сульфидного и щелочного рудосопровождающего метасоматоза, изменение состава растворов и газовой фазы включений в последовательно отложенных минералах ртутных руд и, в частности, появление свободной углекислоты как продукта реакций минералообразования. На возрастание окислительных условий в ходе минерало- и рудообразования указывает закономерная смена во времени минеральных парагенезисов различных стадий минерализации, в состав которых входят минералы с возрастающей степенью окисления элементов (сульфиды→ → самородные элементы → гипогенные сульфаты; сульфиды → окислы и т. д.). Изменение таких параметров растворов, как температура, давление, концентрация устанавливаются прямыми измерениями в газово-жидких включениях из минералов последовательно проявленных стадий минерализации (см. табл. 37).

Растворимость ртути, сурьмы и мышьяка в щелочных сульфидных растворах и причины осаждения сульфидов. Поскольку в щелочных гидротермальных растворах ведущая роль в переносе Hg, Sb и As принадлежит сульфидным и гидросульфидным комплексам *, рассмотрим условия растворимости сульфидов этих элементов в зависимости от температуры, давления, общей концентрации серы, кислотности — щелочности и окислительных условий.

Ф. Диксон (Dickson, 1964) определил растворимость киновари в системе $HgS - Na_2S - H_2O$ до температур 250°С и изменении давления от 1 до 1800 бар. Им было установлено, что в растворах с постоянной концентрацией сернистокислого натрия и при постоянном давлении растворимость киновари уменьшается с ростом температуры и, проходя через минимум при температурах около 100°С, заметно возрастает при дальнейшем повышении температуры. Растворимость сульфида ртути увеличивается с повышением концентрации сернистокислого натрия. Установленные зависимости растворимости сульфида ртути показаны на диаграмме (см. рис. 97, 98) в виде изотермических кривых равновесия. Ф. Диксоном было установлено также, что падение давления приводит к некоторому увеличению растворимости киновари в сульфидных растворах. Максимальная растворимость киновари в экспериментах Ф. Диксона была достигнута в концентрированных растворах (3,8 вес.% Na_2S) при низких давлениях и равнялась 3,3 вес.%. Однако эксперименты Ф. Диксона не показали сильной зависимости растворимости сульфида ртути от температуры. При охлаждении насыщенного раствора от 300 до 100°С осаждалось не более 15—20% растворенной в нем киновари.

Аналогичные исследования растворимости антимонита в системе $Sb_2S_3 - Na_2S - H_2O$ при температурах 25—250°С и давлениях 1—1500 бар и аурипигмента в системе $As_2S_3 - Na_2S - H_2O$ в интервале температур 50—200°С и давлениях 100—1500 бар были выполнены Д. Нортоном и Б. Вайсбергом и др. (Tunell, 1964; Weisberg e. a., 1966). Данные этих экспериментов отражены на диаграммах (см. рис. 97, 98) 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 вес.% при 50°С и 1 атм давления равняется 2,22 вес.%. Она увеличивается с ростом концентрации Na_2S и температуры, но понижается с увеличением давления. Растворимость аурипигмента еще выше; так, при 50°С, давления 750 бар и концентрации Na_2S 1,63 вес.% она равна 4,91 вес.%, а при температуре 200°С — 5,62 вес.%, т. е. возрастает с повышением температуры. Как и в случае с антимонитом, раствори-

* Образование гидроксокомплексов ртути в щелочных растворах сульфидной серы $C_{H_2S} > 10^{-4} m$ ограничено.

мость аурипигмента понижается при увеличении давления. Подобно киновари, аурипигмент имеет минимум растворимости при температурах около 75°С в растворах с концентрацией Na_2S, не превышающей 1,24 вес.%.

Таким образом, экспериментальные исследования показали, что сульфидные комплексы Hg, Sb и As могут иметь существенное значение для переноса и отложения руд этих металлов в щелочных гидротермальных растворах, однако изменение таких физико-химических параметров, как температура и давление не обнаруживают сильного влияния на растворимость сульфидов этих металлов. Как показали минералотермометрические исследования, процессы минералообразования на ртутных месторождениях протекали в интервале температур 250—50°С и давлений от 1500 до 300—400 атм. Наиболее оптимальная температура кристаллизации киновари ограничивается интервалом 150—75°С, что, в общем, соответствует экспериментально установленному минимуму растворимости ртути в щелочных сульфидных растворах. Таким образом, в природных процессах минералообразования перепады температур и давлений не выходят за рамки изменения этих параметров в экспериментах и роль их как факторов, вызывающих рудоотложение, по-видимому, ограничена. Наиболее эффективным параметром оказалась концентрация сульфидной серы в растворах, с изменением которой растворимость сульфидов ртути, сурьмы и мышьяка связана прямой пропорциональной зависимостью.

Роль pH в описанных выше экспериментах не учитывалась, хотя известно, что реакции комплексообразования, контролирующие растворимость сульфидов Hg, Sb и As, зависят от кислотности-щелочности, поскольку в гидротермальных растворах могут присутствовать различные формы соединений серы: H_2S, HS^-, S_2^{2-} или SO_4^{2-}. Зависимость растворимости сульфида ртути от изменений pH была исследована Г. Шварценбахом и М. Видмером (Schwarzenbach, Widmer, 1963) в широком интервале значений pH от (0,05 до 10,74) в разбавленных сульфидных растворах (0,019 моль/л) при температуре 20°С. Было установлено, что в насыщенных растворах, находящихся в равновесии с черным сульфидом ртути (метациннабаритом), образуются следующие комплексы: HgS_2^{-2}, HgS_2H^-, HgS_2H_2, каждый из которых характеризуется определенной величиной растворимости в зависимости от pH (рис. 99). Общая концентрация растворенной ртути, как функция pH, отражена суммарной кривой. Экспериментами Г. Шварценбаха и М. Видмера показана чрезвычайно низкая растворимость сульфида ртути в кислых растворах и резкое увеличение ее с ростом щелочности. В растворах с pH до 5,5 при температуре 20°С и концентрации Na_2S=0,019 моль/л (585 *ppm*) растворимость сульфида ртути не превышает 0,005 *ppm*, при pH = 8,5 она возрастает в 10 раз, при pH = 9,5 более чем в 100, а при pH=10,74—в 2000 раз и составляет 9,9 *ppm* (~ 10,0 мг/л).

Как было показано выше, сурьма и мышьяк в щелочных сульфидных растворах образует бисульфидные и сульфидные комплексы. Г. Барнс и Г. Чаманский (1970) отмечают, что поскольку они имеют близкую стехиометрию, величины констант равновесия реакций комплексообразования ($K_{HSb}=10^{-2,33}$; $K_{SbS_2}=10^{+0,90}$ и $K_{A_sS_2}=10^{-10,6}$, $K_{HAs\cdot S_2}=10^{+2,0}$) 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. 100. Измеренные величины растворимости для различных значений pH равнялись 0,048 г/л для pH = 6,2 и 0,22 г/л для pH = 10.

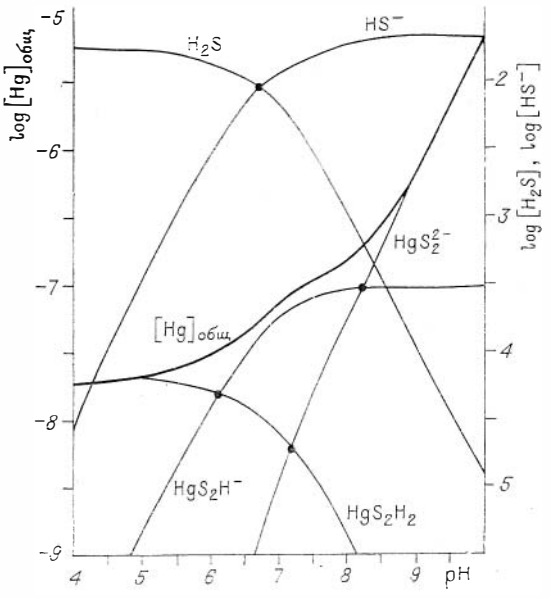


Рис. 99. Зависимость растворимости ртути от pH (Schwarzenbach, Widmer, 1963).

Экспериментальные исследования зависимости растворимости сульфидов ртути и сурьмы от изменения кислотности — щелочности показывают, насколько велико значение влияния этого параметра на условия переноса рудных компонентов и процесс рудоотложения на ртутных месторождениях.

К числу весьма интенсивных параметров, влияющих на растворимость сульфидных комплексов Hg, Sb и As в гидротермальных растворах, относится и изменение их окислительного состояния. Как видно на Eh—pH-диаграмме (см. рис. 96), поле устойчивости сульфидных комплексов Hg, Sb и As располагается в области щелочных растворов и восстановительных условий, поэтому влияние процесса окисления на них будет выражаться в переходе сульфидной серы в сульфатную с одновременным разложением сульфидных комплексов и выпадением сульфидов, самородных элементов и окислов. Расчеты показывают, что в щелочных условиях переход сульфидной серы в сульфатную осуществляется при более низких значениях парциального давления кислорода, равного $10^{-73,3}$, нежели в кислых условиях, где эта величина равна $10^{-59,1}$. В свою очередь, переход сульфида ртути в сульфат происходит при еще более высоком парциальном давлении кислорода $10^{-47,5}$. Таким образом, появление сульфат-иона возможно и в поле устойчивости сульфида ртути, а это в свою очередь будет вызывать рост кислотности среды и понижение pH до величин 1,5 (pH_1) и 3,95 (pH_2)* даже в растворах с ничтожной концентрацией сульфидной серы (10^{-6}) (Павлов, Оболенский, 1972). Повышение концентрации сульфатной серы будет вызывать увеличение кислотности растворов, что приведет, с одной стороны, к интенсивному разложению сульфидных комплексов с отложением киновари (метациннабарита) и самородной ртути, а с другой — к развитию процессов околорудного кислотного выщелачивания (аргиллизации, окварцеванию и др.) и сульфатного метасоматоза (баритизации, ангидритизации и др.). Таким образом, окисление щелочных сульфидных растворов может рассматриваться в качестве эффективного фактора образования руд на ртутных месторождениях, так как оно, помимо осаждения киновари, будет вызывать отложение сульфидов сурьмы и мышьяка, растворимость которых также находится в прямой зависимости от концентрации сульфидной серы.

Таким образом, нами рассмотрены основные причины, влияющие на растворимость сульфидов Sb, Hg и As в щелочных растворах, содержащих сульфидную серу. Опираясь на приведенные выше экспериментальные и расчетные данные, можно заключить, что изменение отдельных физико-химических параметров растворов не всегда приводит к

* Приведены значения для первой и второй констант диссоциации серной кислоты.

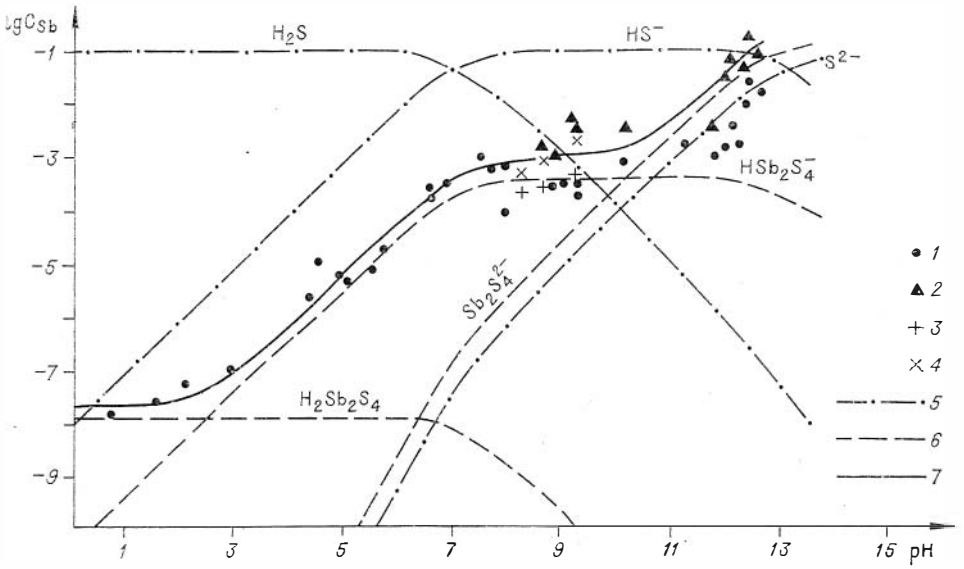


Рис. 100. Зависимость растворимости сурьмы от pH (по Колпаковой, 1971).

Данные по растворимости сурьмы в экспериментах; *1* — Akeret, 1953; *3* — А. К. Бабко, Г. С. Лисецкой, 1956б; *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.

полному или даже частичному выпадению из них растворенных веществ в силу того, что, например, понижение растворимости, вызываемое снижением температуры, почти полностью компенсируется ее повышением за счет уменьшения давления и т. д. Наиболее эффективными факторами, вызывающими осаждение сульфидов из таких растворов, являются их окисление, снижение pH и концентрации сульфидной серы. Именно изменение этих трех параметров может приводить к полному осаждению сульфидов всех металлов, содержащихся в рудообразующих растворах. Необходимо также иметь в виду, что изменение различных физико-химических параметров, контролирующих растворимость сульфидов, тесно взаимосвязано в природных процессах и часто происходит одновременно.

Поскольку многочисленные геологические данные говорят о формировании ртутных месторождений восходящими потоками горячих щелочных гидротермальных растворов, достаточно сложных по составу и насыщенности растворенных солей и комплексных соединений металлов, мы можем выделить лишь главные факторы, влияющие на рудоотложение в природных процессах. К числу таких факторов в первую очередь должны быть отнесены: кислотно-щелочная их эволюция, взаимодействие гидротермальных растворов с вмещающими породами, окисление в близповерхностных условиях в связи с ростом парциального давления кислорода, разбавление растворов встречными потоками вадозных вод. Действие всех этих факторов происходит на общем фоне понижения температуры и давления гидротерм, поступающих в зону минералообразования. Преимущественное влияние тех или других факторов на процессы минералообразования во многом предопределяется геологической обстановкой, в которой они протекают, и должно специально рассматриваться для каждого конкретного месторождения или однотипной группы месторождений.

Помимо рассмотренных растворимых соединений металлов в природных процессах отмечается участие и других форм. На многих ртутных месторождениях установлены руды, обладающие явными признаками

возникновения из коллоидных систем, причем метаколлоидные формы присущи не только киновари, но и другим минералам: пириту, марказиту, халькопириту, кремнезему и т. д. И. Поллоком (Pollok, 1944) была экспериментально подтверждена возможность существования геля сернистой ртути в присутствии геля кремнезема до температур не выше 100°С. Однако изучение ртутных месторождений показывает, что участки проявления метаколлоидных руд имеют небольшое распространение и чаще свидетельствуют о локальном возникновении участков пересыщения первичных истинных растворов при резком изменении физико-химических условий, когда скорость отложения вещества превышает скорость роста кристаллов (Сотников, 1962; Васильев, 1962).

Мы еще не можем в полной мере оценить взаимного влияния на растворимость отдельных компонентов в таких сложных системах, какими оказываются природные рудоносные минералообразующие растворы. Можно сослаться лишь на немногочисленные экспериментальные работы, в которых предпринята оценка совместной растворимости сульфидов ртути и сурьмы, сульфида ртути и кварца (Learned e. a., 1974; Learned, 1966; Tunell e. a., 1974), влияния других компонентов гидротермальных растворов на комплексообразование (Arntson e. a., 1966; Raab, Dickson, 1966; Вик. А. Кузнецов и др., 1973; Попова и др., 1975), которое несомненно должно учитываться при анализе условий рудообразования, особенно в случаях отчетливого проявления зональности в размещении месторождений. Так, в частности, З. Я. Церцвадзе связывает пространственное обособление мышьяковых руд в месторождениях Большого Кавказа, Верхней Рачи и Северной Осетии с экспериментально установленным увеличением растворимости реальгара в присутствии карбонат- и бикарбонат-ионов в гидротермальном растворе (Церцвадзе, 1972). Подобные факты имеют место и на месторождениях Горного Алтая, в частности в Сарасинском рудном поле и на Акташском месторождении в Курайской ртутной зоне.

При рассмотрении физико-химических условий рудообразования особое значение приобретает выяснение причин концентрированного отложения руд. На большинстве рассматриваемых ртутных месторождений установлен крайне неравномерный характер распределения оруденения. Участки высокой концентрации оруденения развиваются на фоне рядовых и часто убогих руд и выделяются в качестве рудных столбов. Выявление рудных столбов чрезвычайно важно для целенаправленной разведки и эксплуатации ртутных месторождений. Участки скопления богатых руд, типа рудных столбов С. Шютте были названы «рудными капканами» (Schuette, 1930). Различные типы «рудных капканов» или «рудных ловушек» были описаны В. И. Смирновым (1947) и В. П. Федорчуком (1964) на месторождениях Средней Азии, В. А. Кузнецовым (1939$_3$, 1958 и др.) на месторождениях Алтае-Саянской провинции и в других районах. Анализ причин, приводящих к образованию рудных столбов, показывает, что ведущая роль в этом случае принадлежит структурным и литологическим факторам контроля оруденения. Именно этими факторами предопределяются форма, размеры и локализация рудных столбов (Оболенский, 1972).

В заключение необходимо подчеркнуть, что формирование концентрированных руд на ртутных месторождениях происходит, как правило, при сочетании нескольких благоприятных факторов: хорошо проницаемых пород и экранирующих структур, рудоподводящих разломов и химически активных пород и т. д. Так, наличие одной благоприятной структурной обстановки (развитие надвиговых зон) или благоприятных по литологии пород (мощные толщи известняков) не приводит к образованию концентрированных ртутных вод. Это положение неоднократно подчеркивалось ранее В. А. Кузнецовым (1958 и др.) при анализе локальных закономерностей и условий концентрированного отложения ртутных руд.

6. ПЕРВИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ РТУТИ

Как впервые показал А. А. Сауков (Сауков, 1946), формирование ртутных месторождений и зон минерализации сопровождается развитием первичных ореолов рассеяния ртути во вмещающих породах. Содержания ртути в ореоле оказывается в несколько раз выше ее обычных содержаний в этих же породах на некотором удалении от минерализованных зон, характеризующих значения местного геохимического фона. Принцип выявления и оконтуривания первичных ореолов рассеяния ртути положен в основу литогеохимических методов поисков ртутных, ртутно-сурьмяных и некоторых других видов сульфидных месторождений, также сопровождающихся формированием первичных ореолов рассеяния ртути и широко применяющихся как в нашей стране, так и за рубежом (Вершковская, 1956; Bercé, 1965; Озерова, 1962; Brown, 1966; Fridrich, Hawkes, 1966; и др.). Обычно первичные ореолы рассеяния ртути по размерам оказываются гораздо крупнее зон гидротермально измененных вмещающих пород и выходят далеко за их пределы, достигая мощности нескольких сотен метров, а иногда 1—1,5 км и более при значительной, также измеряемой сотнями метров, протяженности по вертикали. Детальное изучение первичных ореолов рассеяния ртути на ртутных, сурьмяных и полиметаллических месторождениях Южной Ферганы, выполненное Н. А. Озеровой (Озерова, 1962) показало, что уровни содержаний ртути в ореолах этих сульфидных месторождений различаются. Так, уровень содержаний ртути в ореолах ртутных месторождений равнялся $n \cdot 10^{-5}$—$n \cdot 10^{-3}$%, а в сурьмяных и полиметаллических— $n \cdot 10^{-6}$ — $n \cdot 10^{-4}$%; неодинаковой оказалась и разница между модальными, ореольными и фоновыми содержаниями, составившая для ртутных один-два порядка, а для сурьмяных и полиметаллических — полпорядка-один порядок. Было установлено, что содержания ртути в пределах самих ореолов изменяются в зависимости от расстояния до рудной залежи, литологического состава вмещающих пород, структурных особенностей месторождения и т. д. Наконец, специальные работы, направленные на создание методики геохимических поисков ртутных месторождений (Григорян, Янишевский, 1968; Ростов и др., 1973), показали, что первичные ореолы на ртутных месторождениях характеризуются полиэлементностью, и из широкого круга химических элементов, образующих первичные ореолы, могут быть выделены ореолы элементов-спутников ртутного оруденения. Установлено зональное строение первичных ореолов, которое выражается в закономерном изменении в вертикальном разрезе содержания ртути и других элементов-индикаторов в надрудной и подрудной их частях.

Литогеохимические исследования, проведенные в различных районах Алтае-Саянской ртутной провинции, позволили выявить и охарактеризовать первичные ореолы рассеяния ртути на Белоосиповском, Чаганузунском и Терлигхайском месторождениях. Наиболее детально первичные ореолы рассеяния изучены на Терлигхайском месторождении сотрудниками Центральной геохимической экспедиции ИМГРЭ (Ростов и др., 1973). Достаточно четко устанавливается эндогенный ореол рассеяния ртути на площади Белоосиповского месторождения (Оболенский и др., 1968). Породам рудного поля этого месторождения свойственны повышенные содержания ртути, что отчетливо видно при сопоставлении вариационных кривых распределения ртути по разрезам и выработкам, пересекающим рудную зону и за ее пределами. Характерным отличием вариационных кривых, построенных для профилей, которые пересекают ореол рассеяния, является четко выраженная полимодальность, т. е. наличие нескольких максимумов: одного — в области кларковых содержаний, характеризующего местный геохимический фон, второго — в области повышенных содержаний, соответствующего содер-

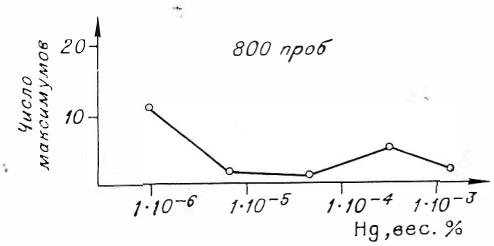


Рис. 101. Суммарная вариационная кривая распределения ртути по 13 профилям Белоосиповского месторождения.

жанию Hg в первичном ореоле рассеяния, третьего — содержанию в аномальных зонах, опоясывающих рудные тела и резко превышающих местный геохимический фон ртути. Разнятся и средние значения абсолютных цифр местного геохимического фона ртути (частного кларка), равного модальному значению содержания ртути в первом максимуме ($1 \cdot 10^{-6}$%), и среднего значения содержания ртути в породах рудного поля, равного модальному значению второго максимума ($5 \cdot 10^{-4}$%) (рис.101). Таким образом, в первичном ореоле рассеяния содержание ртути выше фонового более чем на два порядка, что дает возможность выявлять и оконтуривать такие ореолы при проведении ртутеметрического картирования.

Наряду с определением абсолютной величины содержания ртути важно выяснить форму ореола рассеяния. Судя по данным опробования поверхностных выработок и скважин, первичный ореол рассеяния ртути на Белоосиповском месторождении по своей конфигурации в общих чертах соответствует форме рудной зоны, но значительно превосходит ее по величине и отличается неоднородностью распределения содержаний. В этом смысле показателен профиль I—I, пересекающий северную часть рудной зоны (рис. 102). Первые пробы с содержаниями, резко превышающими местный фон ($1 \cdot 10^{-3}$%), располагаются на расстоянии 70—100 м от рудной зоны, т. е. ширина выделяющейся аномальной зоны ореола

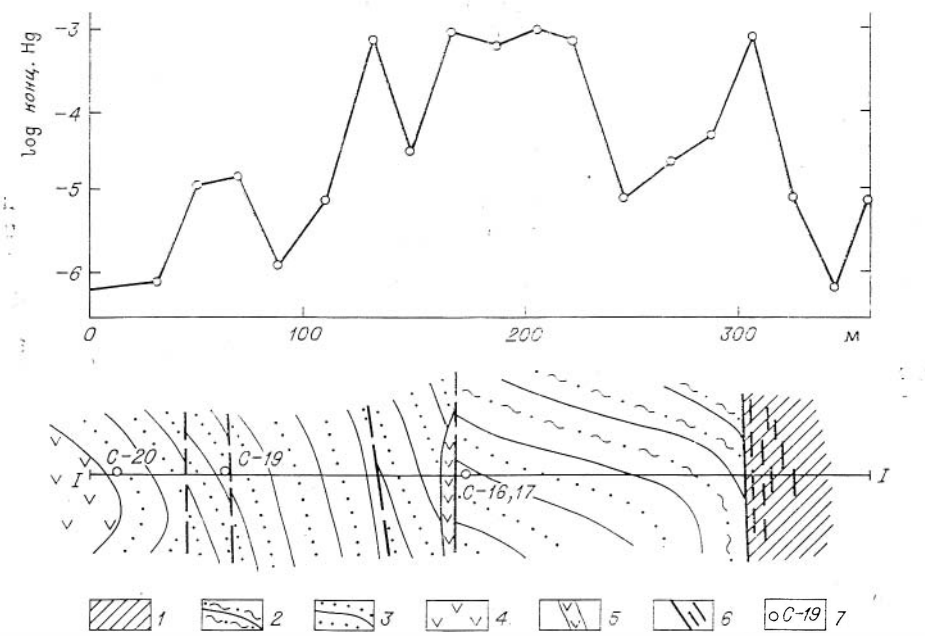


Рис. 102. Распределение ртути в первичном ореоле рассеяния по профилю I—I в рудном поле Белоосиповского месторождения.

1 — метаморфические сланцы кембро-ордовика; *2* — известковистые серые аргиллиты красногорской свиты нижнего девона; *3* — красноцветные аргиллиты и алевролиты той же свиты; *4* — лилово-бурые и серые андезитовые порфириты палатнинской свиты среднего девона; *5* — дайка андезито-базальтового порфирита; *6* — разломы и зоны дробления; *7* — буровые скважины.

рассеяния достигает 150—200 м при мощности рудной зоны в этом пересечении не более 1,5—2 м. Иногда зона аномальных повышенных содержаний ртути в первичном ореоле бывает достаточно локальной и имеет мощность 20—30 м при общем, достаточно постепенном росте содержаний от местного фона до аномальных значений.

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. Не исключено, что иногда такие локальные максимумы связаны с новыми, еще не вскрытыми рудными зонами и должны быть проверены горными выработками.

Таким образом, проведение литогеохимических работ позволило оконтурить первичный ореол рассеяния ртути на Белоосиповском месторождении, по форме совпадающий с рудной зоной, но значительно превосходящий ее по величине. Фоновое содержание ртути за пределами месторождения $1 \cdot 10^{-6}$%; среднее ее содержание в породах рудного поля $5 \cdot 10^{-4}$%. Значимые максимумы околорудной зоны характеризуются содержаниями в ореоле рассеяния между $3 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-3}$%.

Интенсивные и сложные по строению первичные ореолы рассеяния ртути установлены в пределах Чаганузунского рудного поля (Епифанцев, Оболенский, 1974).

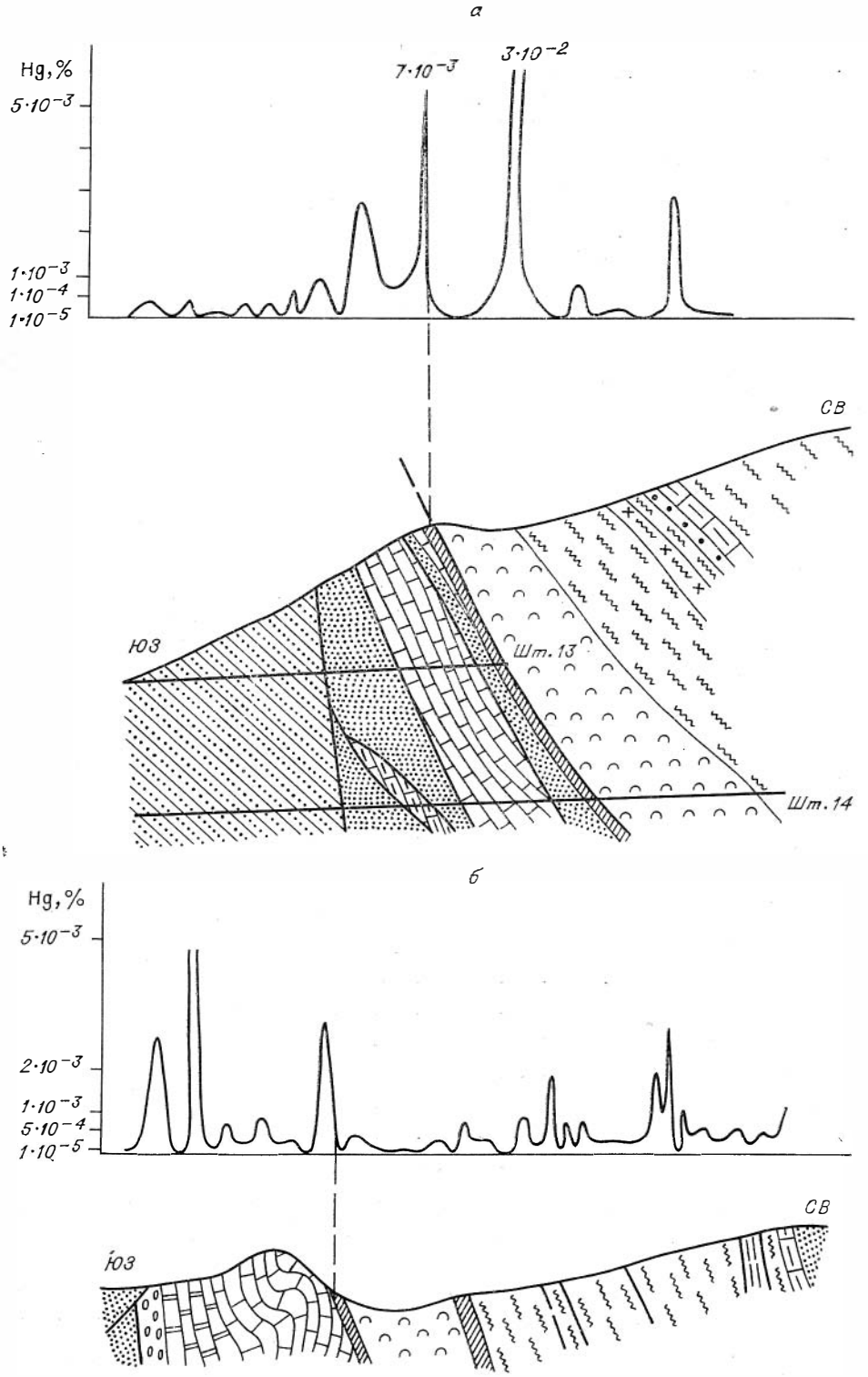
Как видно на рис. 103, графики распределения ртути по профилям имеют в общем сложную форму. «Пики» с содержанием ртути $7 \cdot 10^{-3}$ до $3 \cdot 10^{-2}$% зафиксированы над лиственитами рудовмещающей зоны, такие же резко повышенные содержания ртути падают на зону висячего бока тела серпентинитов (см. рис. 103, *а*). Известняки в целом в пределах рудного поля характеризуются повышенными, сильно дифференцированными содержаниями ртути (см. рис. 103, *а*, *б*, *в*, *г*). На отдельных участках в известняках исследуемых разрезов наблюдаются аномалии до $1 \cdot 10^{-2}$% ртути. Это, очевидно, указывает на существование в их пределах благоприятных для оруденения структурных ловушек (см. рис. 103, *в*). Для метаморфических сланцев характерно низкое содержание ртути. В целом же для пород рудного поля показательно ее повышенное содержание %.

	От	До	Среднее
Метаморфические сланцы (арыджанская свита) . .	$5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-4}$
Серпентиниты	$1 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$
Апосерпентинитовые лиственити	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Мраморизованные известняки (курайская свита) .	$2 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Песчаники (курайская свита)	$3 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-4}$
Туфопесчаники (талдудюргунская свита)	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-5}$
Алевролиты (кызылшинская свита)	$1 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-5}$
Аргиллиты (кызылшинская свита)	$7 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-5}$

Наибольшей интенсивности первичные ореолы достигают в участках гидротермально измененных пород (доломитизация и окварцевание известняков, лиственитизация серпентинитов).

На рис. 104 приведены графики распределения содержаний ртути в породах Чаганузунского рудного поля (Химанализы на ртуть выполнялись в ИГиГ СО АН СССР, аналитик Л. В. Гущина).

Вариационные кривые распределения содержаний ртути в пробах, отобранных по поверхности, характеризуются пятью максимумами с модальными значениями (%): $2{,}5 \cdot 10^{-6}$; $7{,}5 \cdot 10^{-5}$; $1{,}5 \cdot 10^{-4}$; $8{,}5 \cdot 10^{-4}$; $8{,}5 \cdot 10^{-4}$ (см. рис. 104, *а*). Для графика по штольне 14 характерно проявление четырех максимумов с модальными значениями, отвечающими II, III, IV и V максимумам первого графика (см. рис. 104, *б*). Эти же мак-



симумы отчетливо проявлены на графике распределения содержаний ртути по штольне 15 (см. рис. 104, *в*).

Полимодальный вид вариационной кривой распределения содержаний, по-видимому, вообще характерен для первичных ореолов не

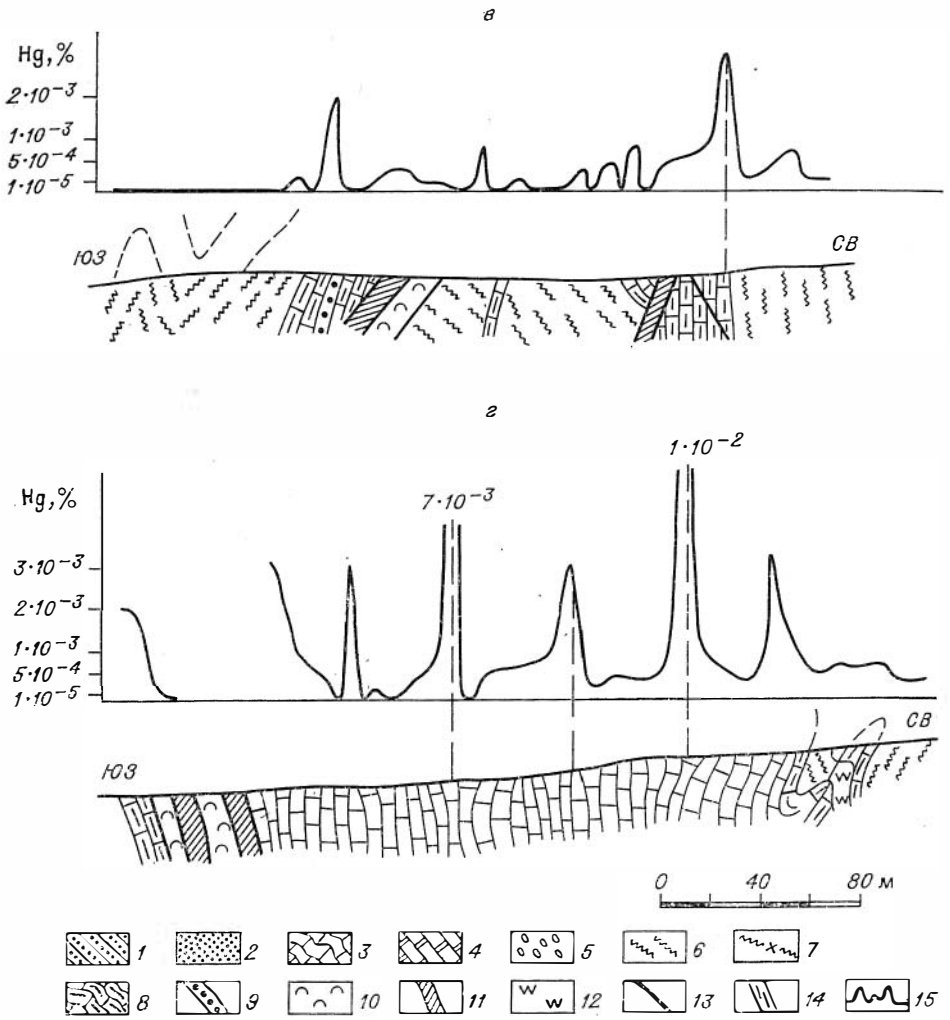


Рис. 103. Графики распределения ртути в первичном ореоле рассеяния Чаганузунского рудного поля.

1 — алевролиты кызылшинской свиты верхнего девона ($D_3 ks_2^a$); курайская свита нижнего кембрия ($\mathcal{C}_1$кг): *2* — песчаники, *3*—мраморизованные известняки, *4* — тонкослоистые битуминозные известняки, *5* — известняковые конгломераты; арыджанская свита верхнего протерозоя (PR_3^3 ar): *6*—метаморфические сланцы (порфиритоиды), *7* — хлорит-серицитовые сланцы, *8* — известняки, *9* — песчаники; *10* — серпентиниты Чаганузунского гипербазитового массива; *11* — лиственит; *12* — метасоматические кварциты; *13* — разломы; *14* — зоны рассланцевания; *15* — график распределения ртути по профилю.

только ртутных, но и других месторождений. Аналогичные явления описаны для медных, полиметаллических и золоторудных месторождений В. А. Нарсеевым, Г. Б. Левиным, В. Л. Лосем, которые исследовали структуру распределения содержаний золота в рудах и вмещающих породах. Полимодальность кривой распределения содержания ртути в рудах, очевидно, следует расценивать как отражение ступенчатости (стадийности) процессов минералообразования. Более того, она может быть использована и как один из признаков продуктивности таких первичных ореолов (Нарсеев и др., 1969). В качестве примера рассмотрим структуру вариационной кривой содержания ртути для пород ряда серпентинит — лиственит на Чаганузунском месторожде-

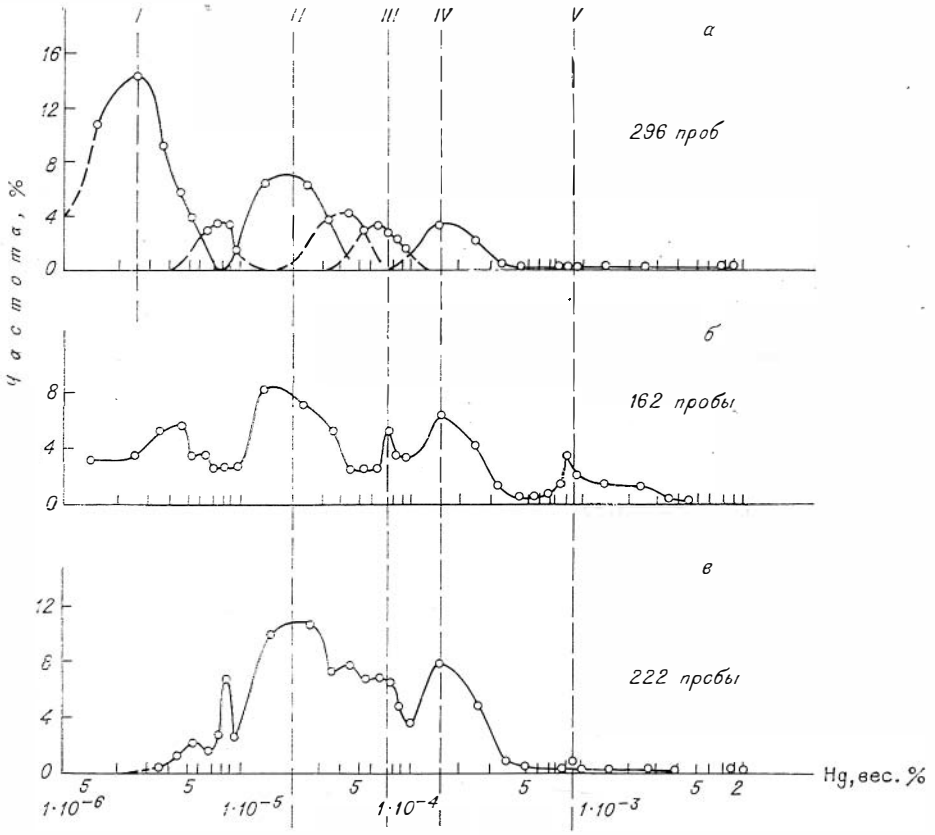


Рис. 104. Графики функции распределения ртути в породах Чаганузунского рудного поля (данные 680-ти химических анализов).
а — поверхность; *б* — штольня 14; *в* — штольня 15.

нии: серпентинит, гидротермально измененный серпентинит (карбонатно-тальковая порода), интенсивно измененный серпентинит (тальково-карбонатная порода), лиственит (кварцево-карбонатная порода) и оруденелый лиственит (лиственит с вкрапленностью киновари). В общем виде график функции распределения содержаний ртути имеет вид полимодальной кривой с пятью максимумами (рис. 105, *а*). Вариационные кривые для каждой разновидности пород, слагающих ряд, имеют вид одно-двумодальных кривых с максимумами, постепенно сдвигающимися в сторону более высоких концентраций ртути (см. рис. 105, *б* — *е*). Наибольшим модальным (и, соответственно, средним) содержанием обладают оруденелые лиственитты, которым в пространстве соответствуют рудные зоны.

При статистической обработке результатов спектральных и химических анализов выявлены характерные особенности поведения элементов и их корреляционные связи при переходе от лиственитов с ореольной минерализацией к лиственитам с концентрированной ртутной минерализацией (т. е. к собственно ртутным рудам). При этом использованы результаты анализов на ряд элементов 50 заведомо рудных проб с содержанием ртути более 0,1% и 45 проб с рассеянной минерализацией (содержание ртути $n \cdot 10^{-3}$ — $n \cdot 10^{-2}$%). Наряду со ртутью в рудах возрастает содержание мышьяка и стронция и отмечается снижение содержания Cu, Pb, Zn, Co, Ni, P, Ba, Cr, Ti, V, Zr и др. (рис. 106).

Корреляционным анализом установлено, что существует три обособленных группы элементов. В первую группу входят элементы, свя-

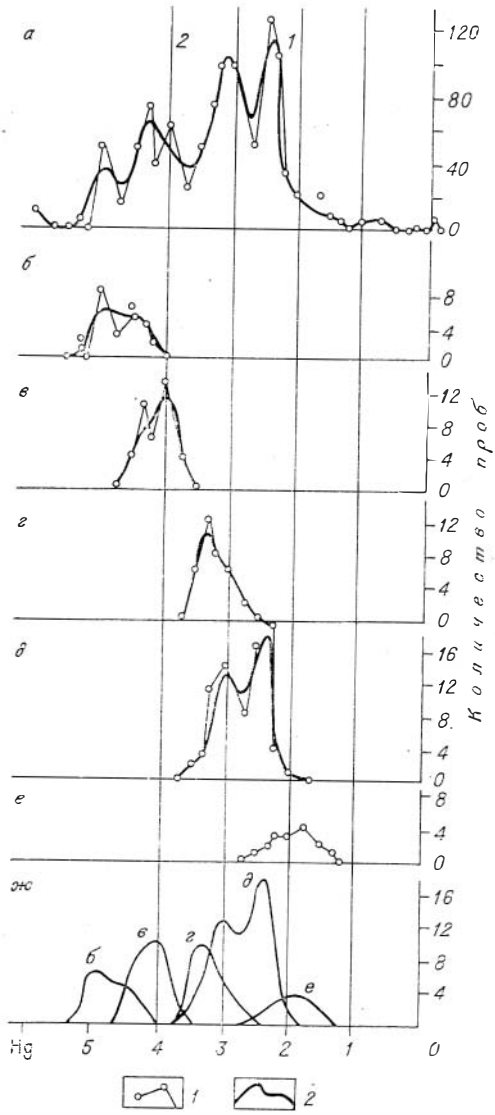


Рис. 105. График функции распределения ртути.

а — суммарная кривая; *б* — серпентинит; *в* — карбонат-тальковая порода; *г* — тальк-карбонатная порода; *д* — лиственит; *е* — оруденелый лиственит; *ж* — дифференцированная суммарная кривая. *1* — график функции распределения ртути; *2* — усредненная кривая распределения ртути.

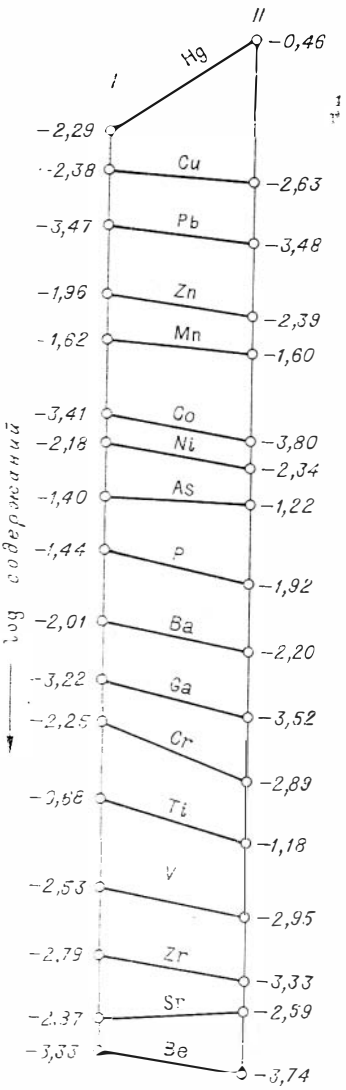


Рис. 106. Графики содержаний некоторых элементов в рудах (I) и ореолах (II) для месторождений лиственит-киноварного минерального типа.

занные положительной связью как в слабооруденелых, так и в рудных лиственитах — Sb, As, Cu, Hg, ореолы рассеяния которых совпадают по площади. Такие элементы, как Ni, Sb, Cu, Zn, образуют и самостоятельные минералы в составе ртутных руд.

Во вторую группу объединяются Co, Ni, Mn, Ba, Ti, и Ga. Эти элементы имеют положительную корреляционную связь как в оруденелых, так и в слабооруденелых лиственитах. Большинство их петрогенные, и, по-видимому, они мобилизуются в связи с проявлением процессов околорудного гидротермального метаморфизма.

Элементы третьей группы не обнаруживают сколько-нибудь значимой связи между собой и с элементами первых двух групп. Сюда же нами

отнесены элементы, изменяющие свои связи при переходе от слаборуденелых к рудным лиственитам. В эту группу входят либо инертные в данном рудном процессе элементы, либо элементы, меняющие тенденцию поведения в ходе процесса оруденения — Zn, Pb, Co, частично Ni. Они или мобилизуются в рудном процессе и переотлагаются в виде сульфидов, или входят в виде изоморфных примесей в рудные минералы.

Таким образом, устанавливается очень сложная картина процесса рудообразования в лиственитах, когда в нем участвуют наряду с элементами, привнесенными совместно со ртутью глубинными гидротермальными растворами, элементы, заимствованные из вмещающих пород.

Первичные эндогенные ореолы рассеяния ртути и других сопутствующих ей рудных элементов на Терлигхайском ртутном месторождении были изучены В. Г. Ростовым и др. (1973), Г. С. Симкиным (1972).

Объектом изучения был выбран, в частности, наиболее детально разведанный 2-й участок, представляющий собой кулисообразно расположенные и часто ветвящиеся рудные тела, которые в совокупности образуют рудную зону мощностью до 120 м, прослеженную по падению на 250 м.

В результате обработки данных литогеохимического опробования коренных пород на поверхности, в подземных горных выработках и кернах скважин было проведено оконтуривание эндогенных ореолов по минимально аномальным содержаниям и с применением статистического метода разграничения геологических объектов. Аналогичные «положительные» эндогенные ореолы по данным обоих методов образуют Hg, As, Ag, Zn, Sb, и реже Cu, Pb, Mo. «Отрицательные» ореолы образуют V, Co, иногда Cu, Pb и Zn.

Проведенные исследования позволили выявить комплекс элементов-индикаторов, таких как Hg, Ag, As, Zn, Sb, генетически связанных с продуктивной стадией процесса эндогенного рудоотложения на Терлигхайском ртутном месторождении.

Ореол ртути (среднее содержание Hg 0,1 г/т или $1 \cdot 10^{-5}$%) максимален по размерам и выходит за пределы рудной зоны на несколько сот метров. Он прослежен по вертикали более чем на 450 м. Поля максимальных концентраций ореола (содержание более 80 г/т или $8 \cdot 10^{-3}$%) часто окаймляют рудные тела и почти не отличаются по своим размерам. Лишь у сближенных рудных тел ширина полей максимальных концентраций увеличивается до 30—40 м. На поверхности ореол ртути образует широкое поле концентраций, которое не удалось оконтурить даже на расстоянии 500 м от границ рудной зоны, а поля максимальных концентраций окаймляют выходящие на поверхность рудные тела. Максимальные концентрации развиваются преимущественно в надрудной части вертикального разреза и в основном вдоль тектонических нарушений.

Ореол мышьяка. Вследствие низкой чувствительности определения ореол As полностью оконтурить не удалось. Выделены отдельные разобщенные поля аномальных концентраций (с содержанием около 10 г/т или $1 \cdot 10^{-3}$%), прослеженные по падению на 20—50 м. Эти поля окружают отдельные участки рудных тел, совпадая с участками максимальных концентраций ореола ртути.

Ореол мышьяка в общем значительно уступает по размерам ореолу ртути и целиком вписывается в него и главным образом распространяется в поверхностной и надрудной части разреза. По падению на уровне средних частей рудных тел он выклинивается.

Ореол сурьмы. Среди элементов-индикаторов Sb образует после ртути наиболее значительный по размерам ореол, который представляет собой сплошное поле аномальных концентраций (содержание 30 г/т или $3 \cdot 10^{-3}$%) шириной более 100 м в нижней части рудоносной зоны. В контурах ореола выявлено три поля максимальных концентраций (содержание 75 г/т или $7{,}5 \cdot 10^{-3}$%) узкой вытянутой по падению рудных тел фор-

мы, приуроченных к нижней части рудной зоны. Ореол Sb значительно больше по размерам, чем ореолы As и Ag. Вверх по восстанию рудной зоны он постепенно выклинивается.

Ореол серебра. Ag в рудном поле распределен так же как и As, т. е. очень неравномерно. Поля аномальных концентраций (содержание более 0,1 г/т или $1{,}0 \cdot 10^{-5}$%) образуют ореол рассеяния серебра сложной, причудливой формы с многочисленными «языками», вытянутыми вдоль разрывных нарушений, вмещающих рудные тела. По своим размерам он несколько больше ореола мышьяка. Максимальные концентрации серебра зафиксированы в надрудной и рудной частях разреза.

Ореол цинка. Фиксируется в нижней части разреза рудоносной зоны в виде сплошного поля аномальных концентраций (содержание более 75 г/т или $7{,}5 \cdot 10^{-3}$%). По простиранию ореол прослежен на 200—250 м. Ширина его на нижних горизонтах около 50 м. Характерно наличие в верхних горизонтах рудоносной зоны широкого поля «отрицательных» аномалий (содержание 25 г/т или $2{,}5 \cdot 10^{-3}$%). На поверхности ореол цинка образует сплошное поле аномальных концентраций, оконтуренных в западной части рудоносной зоны вокруг выходящей на поверхность группы глубоко эродированных рудных тел. В центральной части рудной зоны, в месте погружения рудных тел на глубину, оконтурено сплошное поле «отрицательных» содержаний, вытянутое в северо-западном направлении на 120 м. Вертикальный размах положительного ореола цинка около 220 м. По размерам ореол цинка значительно меньше ореола сурьмы.

Ореол меди. По своим размерам он близок к ореолу Sb, но в отличие от него распространен в надрудной и в нижней части разреза рудной зоны. На соседних профилях в лежачем боку рудоносной зоны фиксируются поля «отрицательных» (пониженных по сравнению с фоном) содержаний меди.

Ореолы Hg, As, Ag, Sb, Zn и Cu 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): Hg, As, Ag, Sb, Zn. Первые три элемента образуют «надрудную» группу, а Sb и Zn — группу «подрудных» элементов. Эта закономерность хорошо иллюстрируется изменением показателя зональности (отношения произведений содержаний элементов «надрудной» группы элементов к таковым для «подрудной»):

$$П_з = \frac{Hg \cdot As \cdot Ag}{Sb \cdot Zn}.$$

Показатель, рассчитанный для разных уровней разреза первичного ореола рудного тела на Терлигхайском месторождении, имеет следующие значения:

Надрудный	215,0
Верхнерудный.	3,4
Центральнорудный	0,06
Нижнерудный	0,00008

Сравнивая размеры эндогенных ореолов Hg, As, Ag, Zn и Sb, можно заметить, что наибольший ореол имеет Hg, а наименьший 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 рудной толщи. Как правило, поля аномальных концентраций As, Ag, Zn, Sb развиваются там, где сосредоточено большинство рудовмещающих трещин, т. е. форма и размеры этих полей определяются в основном струк-

турными факторами. По мощности эндогенные ореолы превышают размеры рудных тел в 5, 10, 20 раз.

Зональность в строении ореолов рассеяния находит свое количественное выражение в распределении по вертикальному разрезу величин линейных продуктивностей Hg, As, Ag, Sb и Zn, а также отношений этих величин для Hg, As и Ag к Sb или Zn, вычисленных для разных гипсометрических уровней:

Абсолютные отметки, м	Hg/Sb	As/Sb	Ag/Sb	Zn/Sb
1150	27,0	8,0	0,05	0,2
1100	4,0	0,5	0,004	4,3
1030	0,32	0,08	0,00015	1,7

Эти данные показывают, что накопление Hg, As, Ag и Zn происходило выше сурьмы по вертикали. Для суждения об уровнях максимальной концентрации Hg, As, Ag и Zn относительно друг друга, вычислены отношения линейных продуктивностей Ag к Zn, As к Ag и As к Hg:

Абсолютные отметки, м	Ag/Zn	As/Ag	As/Hg
1150	0,01	0,84	0,5
1100	0,004	0,71	0,2
1030	0,0005	0,22	0,6

Отсюда видно, что Hg накапливается выше As, а Ag — ниже, что уровни максимального накопления Ag выше уровня Zn. Эту же тенденцию подтвердили и коэффициенты парной корреляции для надрудной части разреза, а также коэффициенты контрастности распределения содержаний элементов-индикаторов с глубиной:

Абсолютные отметки, м	Hg	As	Ag	Zn	Sb
$\frac{1150}{1100}$	0,65	2,4	0,98	0,17	0,04
$\frac{1100}{1030}$	1,7	1,4	4,2	0,45	0,17
$\frac{1030}{970}$	1,5	—	—	2,4	1,04

Наиболее полное объяснение условий возникновения ореолов рассеяния элементарной ртути над ртутными месторождениями дано Ф. Диксоном (1971). Он экспериментально выявил и на многих литературных примерах показал возможность появления ореолов элементарной рассеянной ртути над рудными телами. Горячие растворы, соприкасающиеся с HgS, очевидно обогащаются элементарной ртутью и серой, принимающей различные окисные состояния.

В случае образования смеси H_2S, SO_4^{2-} едва ли при понижении температуры эта реакция может быть обратимой. Имеются доказательства существования при 250°C следующих количественно важных реакций, в которых участвуют киноварь и растворы $Na_2S—H_2O$:

$$HgS\,(\text{киноварь}) + S^{2-} \rightleftarrows HgS_2^{2-};$$

$$n \cdot HgS\,(\text{киноварь}) \rightleftarrows n \cdot Hg + S(n).$$

Следовательно, HgS, транспортируемая водными растворами в виде комплекса HgS_2^{2-}, сопровождается очень небольшими, но определимыми количествами элементарной ртути. HgS может выпадать из раствора, образуясь из комплекса HgS_2^{2-} при понижении температуры и разбавле-

нии насыщенного раствора или подкислении гидротермального раствора в результате смешения его с грунтовыми водами. Элементарная ртуть, образующаяся параллельно с HgS, по-видимому, проникает в боковые породы и, адсорбируясь на поверхности минералов, создает эндогенные ореолы рассеяния.

Такой механизм возникновения ореолов рассеяния ртути хорошо согласуется с установленными нами по термобарогеохимическим данным составом рудообразующих растворов и с переносом ртути в виде сульфидных и гидросульфидных комплексов в зоне минералообразования слабо щелочными растворами довольно значительной концентрации. Гипотеза Ф. Диксона находит свое подтверждение на описываемых ореолах рассеяния ртути на ртутных месторождениях Алтае-Саянской складчатой области.

В заключение можно сделать некоторые выводы.

1. Распределение содержаний ртути в эндогенных первичных ореолах носит полимодальный характер и представляет собой сумму элементарных распределений.

Полимодальный характер вариационных кривых отражает многоступенчатость (стадийность) формирования продуктивных первичных ореолов рассеяния ртути, на которых обособляются значения: местного геохимического фона, ореола, рудного тела. В то время как местный геохимический фон фиксирует рассеянное состояние рудного вещества, каждая последующая ступень есть отражение возрастающей концентрации ртути.

2. Ореолы рассеяния на ртутных месторождениях Алтае-Саянской складчатой области являются комплексными полиэлементными. Уровни содержаний элементов-спутников Hg, таких как Sb, As, Zn, Ag и Cu, прямо коррелируются с уровнями ее содержаний в ореолах.

3. В строении 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.

Эти характерные особенности эндогенных ореолов рассеяния на ртутных месторождениях могут рассматриваться как надежные и четкие критерии для поисков месторождений и слепых рудных тел.

VIII. ПОЛОЖЕНИЕ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ПРОВИНЦИИ В ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОМ РТУТНОМ ПОЯСЕ. ТИП АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Анализ размещения ртутных месторождений мира обнаруживает закономерную приуроченность громадного большинства ртутных месторождений к двум известным глобальным рудным поясам — Средиземноморскому альпийскому и Тихоокеанскому мезозойско-альпийскому (Смирнов, Рыженко, 1958).

Как известно, Средиземноморский рудный пояс, соответствующий одноименному, или Альпийско-Гималайскому, складчатому поясу, протягивается от западного Средиземноморья через Малую Азию до Индокитая, где он смыкается с Тихоокеанским поясом. Общая металлогеническая характеритика Средиземноморского пояса дана в монографии Г. А. Твалчрелидзе (1972). В пределы Средиземноморского пояса входят ртутные месторождения Испании, Алжира, Италии, Югославии, Карпат в пределах Чехословакии и Советского Союза (Закарпатье),

Турции, Кавказа и юга Средне-Азиатской провинции СССР (Копетдаг, Кугитанг, Памир), а также Афганистана и Пакистана.

Тихоокеанский рудный пояс соответствует одноименному складчатому поясу периферии Тихого океана. Металлогении Тихоокеанского пояса посвящена обширная литература. В пределы его входят ртутные месторождения Аляски, Канады, западных штатов США, Мексики, Перу, Чили, Новой Зеландии, Австралии, Папуа, Юго-Восточного Китая, Японии, а также Приморской, Сахалинской, Корякско-Камчатской, Охотско-Чукотской и Верхояно-Колымской ртутных провинций СССР.

Весьма важная закономерность, установленная в большинстве рудных поясов и провинций,— локализация ртутного оруденения в зонах региональных разломов глубокого заложения и длительного развития, особенно в зонах, сопровождающихся офиолитовыми комплексами и поясами гипербазитов. Локализация оруденения в зонах региональных разломов определяет формирование линейных ртутных зон. Есть основания считать, что многие из зон глубинных разломов, контролирующих ртутное оруденение, являются структурами типа сейсмофокальных зон Заварицкого — Беньоффа. Как известно, с позиций новой глобальной тектоники, или тектоники плит, подобные структуры интерпретируются как зоны поглощения («субдукции») океанической коры. Известна точка зрения о том, что ртутное оруденение Калифорнии, а также всей периферии Тихого океана и Средиземноморского пояса, закономерно связано с послеюрскими «зонами поглощения» (Bailey, Clark, Smith, 1973). Такое обобщение представляется чрезвычайно интересным, хотя механизм образования зон Беньоффа может интерпретироваться и иначе, вне связи с гипотетической субдукцией океанической коры. Как видно, зоны глубинных разломов типа зон Беньоффа, независимо от модели механизма их формирования, имеют большое значение как региональные структуры, контролирующие размещение ртутного оруденения.

Наряду с месторождениями ртути, тесно связанными с Тихоокеанским и Средиземноморским рудными поясами, имеются месторождения, которые не входят в эти пояса. Например, ртутные месторождения юга Сибири, в том числе Алтае-Саянской складчатой области, Забайкалья, соседних районов Монголии, а также южного Казахстана.

Анализ размещения этих месторождений в геологических структурах показывает, что все они располагаются в пределах обширного палеозойского Центрально-Азиатского складчатого пояса субширотного простирания, протягивающегося от Тянь-Шаня на западе до Сихотэ-Алиня на востоке и отделяющего древнюю Сибирскую платформу от Таримской и Северо-Китайской платформенных структур.

Схема строения Центрально-Азиатского складчатого пояса была предложена Л. П. Зоненшайном (1972). Проявления мезозойской тектоники в пределах этого пояса проанализированы в работах К. В. Боголепова (1967; Боголепов, Ермиков, 1973).

Центрально-Азиатский складчатый пояс отличается сложным строением и длительным многоэтапным развитием. В наиболее раннем протерозойском этапе возникли складчатые структуры байкалид вдоль окраины Сибирской платформы. В раннекаледонском (салаирском) этапе были заложены и сформированы эвгеосинклинальные прогибы с офиолитовыми комплексами и гипербазитовыми поясами вдоль швов глубинных разломов. В позднекаледонском этапе продолжалось геосинклинальное развитие некоторых структур, в частности, на территории современного Западного Саяна, Горного Алтая и Салаира, причем были сформированы терригенные флишевые синклинории. В процессе консолидации каледонских геосинклинальных систем образуются каледониды северной части пояса, в том числе Алтае-Саянской области, Северной и Центральной Монголии, севера Забайкалья и части Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. В следующем, герцинском этапе закладываются эвгеосинклинали

Зайсанской зоны Восточного Казахстана и юга Монголии, а в пределах каледонид в северной части пояса формируются унаследованные и наложенные прогибы различных типов. Наконец, следует этап мезозойской тектономагматической активизации (дейтерооргенеза, по К. В. Боголепову), наиболее полно и интенсивно проявившейся в восточной части Центрально-Азиатского пояса, примыкающей к мезозойским геосинклинальным системам Тихоокеанского пояса и, менее интенсивно,— на западном фланге Центрально-Азиатского пояса. Каждый из этапов сопровождался проявлениями магматизма и оруденения.

Геологическая структура пояса отличается следующими особенностями. Преобладающие простирания структурно-формационных зон пояса соответствуют его общей ориентировке. В целом, наблюдается крупный дугообразный изгиб структур, соответствующий контурам южного клинообразного выступа Сибирской платформы. В северной части пояса чаще встречаются блоковые структуры различных простираний (в основном, северо-западного и северо-восточного). На юге преобладают линейные структуры субширотного простирания. Наблюдается отчетливое зональное строение пояса. На севере, вдоль окраины Сибирской платформы, развиты древние структуры байкалид, сменяющиеся южнее каледонидами и еще южнее — герцинидами. Это может рассматриваться как результат поэтапной последовательной консолидации и замыкания геосинклинальной системы Палеотетиса и превращения первоначально океанической коры в этой системе в кору континентального типа. Важнейшее значение в строении Центрально-Азиатского складчатого пояса имеют мощные протяженные зоны глубинных разломов, выраженные зонами офиолитов, глаукофан-сланцевых комплексов и цепями гипербазитовых массивов. Эти зоны, по-видимому, могут интерпретироваться как тектоногены, или тектоноферы (Шейнманн, 1968), фиксирующие положение существовавших здесь палеозойских глубинных сейсмофокальных зон т. е. древних зон Бениоффа.

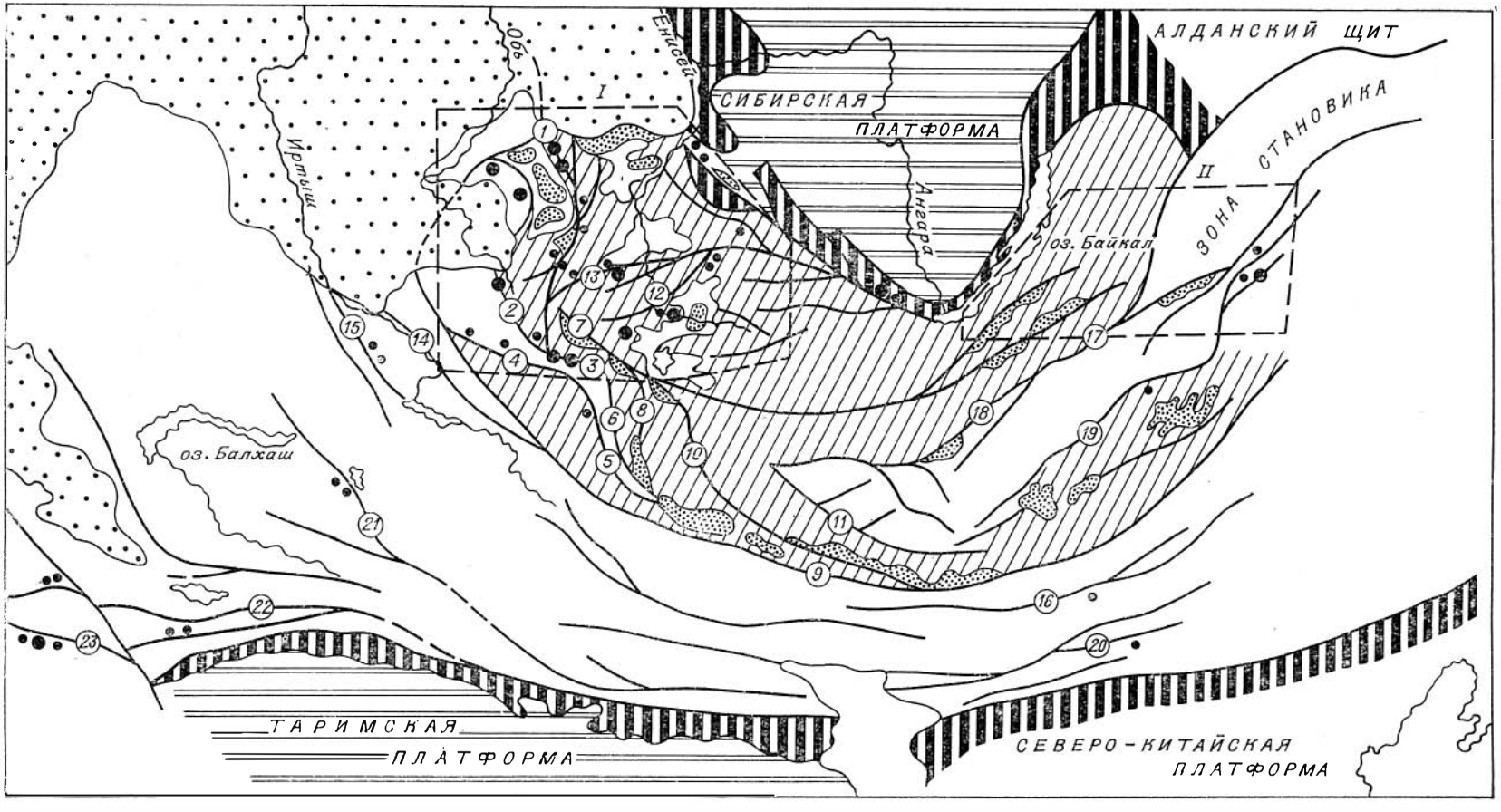
По времени формирования выделяются три группы палеозон Бениоффа: салаирские (раннекембрийские), раннегерцинские (девонские) и позднегерцинские. Салаирские тектоноферы и гипербазитовые пояса развиты в северной части пояса, в байкалидах и каледонидах Алтае-Саянской области, Западного Забайкалья и северных районах Монголии. Девонские гипербазитовые пояса прослеживаются от Зайсанской (Чарской) зоны Восточного Казахстана до Южно-Монгольской эвгеосинклинальной зоны с Гобийским и Манлайским гипербазитовыми поясами. Позднегерцинские гипербазитовые пояса размещаются еще южнее, слагая полосу от Южного Тянь-Шаня на западе до Южно-Гобийской складчатой системы на востоке.

Ртутное оруденение проявляется в некоторых складчатых областях в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Кроме Алтае-Саянской области ртутное оруденение практически такого же типа проявилось в Забайкальской складчатой области, районах Восточного и Южного Казахстана и в Тянь-Шане. В последнее время ртутное оруденение обнаружено и в Монголии. Проявления ртутной минерализации в Монголии явились связующим звеном между ртутными оруденениями Алтае-Саянской области и Забайкалья.

Все это дает основания полагать, что, наряду с известными ранее Средиземноморским и Тихоокеанским ртутными поясами глобального масштаба, существует также весьма крупный трансконтинентальный Центрально-Азиатский ртутнорудный пояс, соответствующий одноименному палеозойскому складчатому поясу, испытавшему мезозойскую тектономагматическую и металлогеническую активизацию (Кузнецов, 1974_2, 1975).

Схема строения этого пояса, составленная с учетом тектонических карт Л. П. Зоненшайна (1972) и К. В. Боголепова (1967; Богслепов Ермиков, 1973), приводится на рис. 107.


АЛДАНСКИЙ ЩИТ
СИБИРСКАЯ
ПЛАТФОРМА
I
II
ЗОНА СТАНОВИКА
Енисей
Ангара
оз. Байкал
Иртыш
оз. Балхаш
ТАРИМСКАЯ
ПЛАТФОРМА
СЕВЕРО-КИТАЙСКАЯ
ПЛАТФОРМА
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23

1 2 3 4 5 6 7 8 9

Закономерности локализации ртутного оруденения в различных складчатых областях Центрально-Азиатского пояса во многом сходны. Ртутное оруденение размещается в зонах региональных разломов различных типов, наиболее часто — вдоль зон глубинных разломов с гипербазитовыми поясами. Характерна преимущественная локализация оруденения в зонах региональных разломов, несущих признаки мезозойской тектономагматической активизации, сопровождающихся позднепалеозойскими и мезозойскими приразломными прогибами и грабенами, выполненными существенно молассовыми континентальными толщами, или (на востоке пояса) мезозойскими вулканогенно-осадочными толщами. Обычно таким разломам сопутствуют серии даек интрузивных пород основного и среднего состава, производных деятельности глубинных подкоровых очагов базальтоидных магм.

Как отмечено выше, важнейшей для локализации ртутного оруденения структурой Алтае-Саянской области является Кузнецко-Алтайский пояс региональных разломов, включающий в себя Кузнецкий и Салаирский разломы, обрамляющие Кузнецкую впадину, и структурные продолжения этих разломов в Горной Шории и Горном Алтае в виде Сарасинского и Курайского разломов. Ветвями этого пояса в пределах Горного Алтая служат Шапшальский и Чарышско-Теректинский (Холзунско-Чуйский) разломы. В пределах Западной Монголии прямыми продолжениями этих разломов являются Кобдинский, Толбонурский, Цаган-Шибетинский и другие, в зонах которых также известны проявления ртутной минерализации.

В Забайкальской области и соседних районах Монголии рудоконтролирующей структурой являются региональные разломы Монголо-Охотского пояса, в том числе Чикой-Ингодинский, и Баингольский, фиксирующие краевой шов между каледонидами и герцинидами Забайкалья, Ононский и др.

Существенное значение как рудоконтролирующие структуры имеют разломы Иртышско-Зайсанской области, в том числе Чарский на западе Центрально-Азиатского пояса и Гобийско-Манлайский — на востоке его. Можно предположить, что в состав пояса входят известные Алакульско-Джунгарский, Ферганский и другие региональные разломы Восточного Тянь-Шаня на западе пояса, а также Солонкерский разлом в Южно-Гобийской системе — на восточном фланге Центрально-Азиатского складчатого пояса. Во всех этих разломах имеются проявления ртутной минерализации (см. рис. 107).

Ртутные месторождения в различных складчатых областях (рудных провинциях) Центрально-Азиатского пояса близки по генетическому и формационному типу. Оруденение повсеместно близко одновозрастно — позднегерцинское и мезозойское (меловое) и связывается с поздними посторогенными стадиями развития герцинских геосинклинальных и складчатых систем и стадией позднегерцинской активизации каледонид и с мезозойской активизацией как каледонид, так и герцинид.

Как видно, ртутное оруденение Алтае-Саянской области не изолированно, а закономерно связано с особенностями металлогении обширных

Рис. 107. Схема строения Центрально-Азиатского пояса ртутного оруденения (по В. А. Кузнецову).

1 — древние платформы; *2* — краевые выступы фундамента древних платформ; *3* — байкалиды 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 — Алтае-Саянская; II — Забайкальская. *Глубинные разломы*: 1 — Кузнецкий; 2 — Сарасинский; 3 — Курайский; 4 — Чарышско-Теректинский; *5* — Толбонурский; *6* — Кобдинский; 7 — Шапшальский; 8 — Цаган-Шибетинский; 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 (Тотошаньский); 21 — Алакульско-Джунгарский; 22 — разломы Восточного Тянь-Шаня; 23 — разломы Южного Тянь-Шаня.

территорий Азиатского материка в пределах Центрально-Азиатского рудного пояса. Развитие последнего, в свою очередь, связано с развитием планетарных структур Тихоокеанского и Средиземноморского металлогенических поясов.

Отсюда вытекает следствие более широкого значения. Если, действительно, возраст ртутного оруденения в Центрально-Азиатском поясе главным образом мезозойский (послеюрский), что представляется довольно хорошо обоснованным, т. е. близкий к возрасту ртутного оруденения во многих районах Тихоокеанского и Средиземноморского поясов, то поздний мезозой следует считать эпохой глобально проявившегося ртутного и сопутствующего ему эпитермального оруденения, по-видимому, связанного с какими-то также глобальными тектоническими движениями, может быть типа перемещения континентальных плит, если придерживаться концепции плитной тектоники.

Алтае-Саянская рудная провинция располагается на северо-западном фланге Центрально-Азиатского пояса, в пределах его внешней зоны, примыкающей к древней Сибирской платформе (см. рис. 107). Аналогичную позицию занимает Забайкальская провинция, которая также располагается во внешней зоне Центрально-Азиатского пояса на юго-восточной окраине Сибирской платформы. Рудоконтролирующие структуры в виде систем региональных разломов из Алтае-Саянской складчатой области, через Монголию, продолжаются в Забайкальскую область и дальше — в систему разломов Монголо-Охотского пояса. Таким образом, Алтае-Саянская ртутная провинция по геологической позиции обнаруживает наибольшее сходство с Забайкальской провинцией.

Существенно иную геологическую позицию в структурах Центрально-Азиатского пояса занимают ртутные районы и провинции Казахстана и Средней Азии.

Несомненно представляет интерес сравнительная характеристика Алтае-Саянской и Забайкальской ртутных провинций. Известно, что общая геологическая и металлогеническая характеристики их во многом различны.

Анализ пространственного размещения ртутного оруденения в пределах Советского Союза показал, что наряду с территориями, практически лишенными проявлений ртутной минерализации, в Советском Союзе может быть выделено несколько ртутнорудных провинций и районов. Выделены достаточно обоснованно следующие ртутные провинции (с запада на восток) — Закарпатская, Донецкая, Кавказская (или Крымско-Кавказская), рудные районы Копетдага и Кугитанга, Тяньшанская провинция, рудные районы Джунгарского Алатау и Чарский в Казахстане, Алтае-Саянская, Забайкальская, Охотско-Чукотская, Корякско-Камчатская, Приморская и Сахалинская ртутные провинции (Кузнецов, $1970_{1,2}$, 1972_1). Позднее появились данные о том, что в качестве ртутных провинций, вероятно, могут быть выделены южные окраины Сибирской платформы, Енисейский кряж, Таймыр, Южный Урал, и Мугоджары. Установлено, что ртутными провинциями могут быть тектонические структуры различных типов. В сущности, каждая ртутная провинция отличается своими индивидуальными особенностями и не существует двух совершенно одинаковых. Тем не менее, сделана первая попытка типизации ртутных провинций СССР. При выделении типов учтены тектонические условия рудообразования, характер и степень связи оруденения с магматизмом, формационный тип ртутного оруденения и состав ассоциирующих с ртутными рудных формаций другого состава, слагающих генетический ряд, или рудный комплекс, характерный для данной провинции.

Наиболее отчетливо выделяются четыре типа ртутных провинций. К первому — К а м ч а т с к о м у — относятся области кайнозойского и мезозойского вулканизма и вулканогенного оруденения. Для них характерна опалитовая ртутная формация, которая ассоциирует с форма-

циями самородной серы, с золото-серебряной и медно-молибденовой и колчеданной рудными формациями (Камчатско-Курильская провинция); в других случаях ртутная формация ассоциирует с мышьяковой (реальгаровой), сурьмяной и золото-теллуровой эпитермальной формациями (Малый Кавказ).

Для второго — Верхояно-Колымского — типа характерно появление ртутного оруденения непосредственно после складчатости на поздних этапах развития складчатой системы. Месторождения относятся к ртутной формации и ассоциируют с сурьмяной, золото-сурьмяной и флюоритовой рудными формациями.

К третьему — Алтае-Саянскому — типу отнесены рудные провинции сложного металлогенического профиля, в которых ртутная минерализация, связанная с явлениями металлогенической активизации, накладывается на значительно ранее стабилизированные складчатые структуры с соответственно более ранними проявлениями магматизма и оруденения. К этому типу кроме Алтае-Саянской провинции могут быть отнесены Забайкальская и, по-видимому, Тяньшанская рудные провинции.

К четвертому — Донецкому — типу отнесены испытавшие тектономагматическую активизацию участки древних платформ, включая краевые прогибы типа Днепровско-Донецкого авлакогена или краевые поднятия типа Енисейского кряжа (Кузнецов, 1972_1). При дальнейшем изучении ртутного оруденения в различных областях кроме перечисленных, по всей вероятности, будут выделены и другие типы ртутных провинций.

Таким образом, Алтае-Саянская и Забайкальская ртутные провинции по некоторым признакам могут быть отнесены к одному типу ртутных провинций. Однако между ними есть и существенные различия, которые определяются, в первую очередь, положением сравниваемых рудных провинций в структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса.

В Забайкальской провинции, расположенной на восточном фланге этого пояса, примыкающем к мезозойским геосинклинальным системам внешней зоны Тихоокеанского пояса, широко проявились юрский и меловой магматизм и эндогенное оруденение, которое рассматривается как проявление двух стадий мезозойской тектономагматической активизации (Щеглов, 1968). В первую стадию формируются наложенные прогибы, выполненные вулканогенно-осадочными континентальными формациями. С ними связаны проявления интрузий различного состава, в том числе гранитоидных. В первую стадию активизации возникает пестрый спектр месторождений — олова, вольфрама, молибдена, золота, редких элементов, свинца и цинка. Во вторую стадию образуются прогибы, выполненные континентальными, в том числе угленосными, толщами. Магматизм проявляется лишь в виде дайковых комплексов базальтоидов, иногда повышенной щелочности. С этой стадией активизации связывается формирование эпитермальных месторождений флюорита, золота (балейского типа), барита, сурьмы, ртути и вольфрама, и в их числе — своеобразных месторождений киноварьсодержащей сурьмяно-вольфрамовой рудной формации.

Таким образом, для Забайкальской провинции характерно участие ртутной формации в составе следующего генетического ряда рудных формаций: а) эпитермальная золоторудная формация (балейского типа); б) эпитермальная флюоритовая формация; в) киноварьсодержащая антимонит-шеелитовая (ферберитовая) формация; г) ртутная формация; д) проявления сурьмяной, баритовой и сидеритовой минерализаций.

Следует заметить, что здесь рассматриваются лишь ртутное и ассоциирующее с ним эпитермальное оруденение, связанное с мезозойской активизацией. Месторождения и рудопроявления ртути северных районов Забайкальской области (Келянское и другие), считающиеся более ранними, по-видимому герцинскими, входят в состав другого рудноформационного ряда, еще недостаточно изученного.

Алтае-Саянская область отличается от Забайкальской тем, что в ней практически не проявилась ранняя стадия мезозойской активизации. Пока не установлено проявлений юрского интрузивного, особенно гранитоидного, магматизма и связанного с ним оруденения. Правда, в восточных районах Алтае-Саянской области, в пределах Тувы, предполагается наличие мезозойских щелочных гранитов и сиенитов с редкометальным оруденением, но вероятнее герцинский возраст последних.

В Алтае-Саянской области, как уже отмечалось, проявилась позднегерцинская и позднемезозойская (послеюрская) тектономагматическая активизация. Магматизм последней выражен дайковыми комплексами диабазов и лампрофиров. Ртутная формация ассоциирует с проявлениями сурьмяной, флюоритовой, свинцово-цинковой и, возможно, с арсенидно-висмут-никель-кобальтовой минерализацией. Для Алтае-Саянской области характерно сравнительно слабое проявление сурьмяной и флюоритовой минерализаций, что, впрочем, может объясняться недостаточной изученностью области. Вопрос о составе рудных формаций, ассоциирующих с ртутной, а также об объеме генетического ряда рудных формаций, членом которого является ртутная формация, остается недостаточно ясным и нуждается в дальнейшем изучении.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. Можно считать твердо установленным, что практически все ртутные месторождения Алтае-Саянской рудной провинции являются гидротермальными низкотемпературными (эпитермальными) месторождениями. Они относятся к ртутной рудной формации, главным образом к ртутной, частью — к сурьмяно-ртутной субформации. Наиболее значительные месторождения относятся к лиственитово-киноварному, карбонатно-киноварному, кварц-киноварному и кварц-барит-киноварному минеральным типам. Имеются также рудопроявления других, в том числе кварц-флюорит-киноварного (джаспероидного) типа. Наличие месторождений ртути других генетических типов, в том числе осадочного и вулканогенного, предполагавшееся некоторыми исследователями, нами не выявлено.

2. Достаточно твердо установлены основные региональные и локальные закономерности размещения ртутных месторождений в геологических структурах Алтае-Саянской складчатой области, причем эти закономерности имеют и более широкое значение. Главный фактор, определяющий размещение ртутного оруденения в региональном плане,— структурная связь оруденения с зонами региональных разломов типа глубинных разломов, т. е. структур регионального маштаба и длительного развития, по-видимому, проникавших в мантию Земли и нередко сопровождающихся поясами офиолитов и гипербазитовых массивов. Региональные разломы, контролирующие ртутное оруденение, выражены на современном уровне денудации системами взбросов, сдвигов и надвигов, нередко кулисно-эшелонного и перистого строения, и сопровождаются зонами слабого дислокационного метаморфизма и брекчирования пород. Локализация оруденения определяется обычно сопряженностью с главными зонами разломов рудовмещающих разрывных структур. Связь оруденепия с региональными зонами разломов обусловливает наличие линейных ртутнорудных поясов и зон. С ними связано подавляющее большинство ртутных месторождений и рудопроявлений Алтае-Саянской рудной провинции.

Есть основания думать, что некоторые из зон региональных разломов, контролирующих ртутное оруденение, в том числе Кузнецко-Алтайский пояс разломов с его продолжением на территории МНР, являлись в палеозое сейсмофокальными зонами типа современных зон Заварицкого — Бениоффа. По-видимому, палеозоны Бениоффа, испытавшие тектоническую активизацию в эпохи ртутного оруденения, могли служить зонами повышенной проницаемости, благоприятствующей для проникновения в верхние горизонты земной коры производных глубоких подкоровых рудогенерирующих очагов, с которыми следует связывать ртутную минерализацию.

Ртутное оруденение локализуется не во всех зонах региональных разломов. Нами установлены признаки, указывающие на возможную

перспективность зон региональных разломов на ртутное оруденение. К их числу кроме указанных (офиолитовые и гипербазитовые пояса, кулисно-эшелонное строение зон разломов и т. д.) относятся наличие в зонах разломов приразломных грабенов, прогибов с позднепалеозойскими и мезозойскими отложениями, а также проявления вдоль зон разломов позднепалеозойского и мезозойского базальтоидного магматизма, т. е. проявлений позднегерцинской и мезозойской тектономагматической активизации. На этом основании нами выделен и рекомендован для поисков ртутных руд ряд зон региональных разломов. Установлен также ряд локальных закономерностей размещения ртутного оруденения, что способствовало выделению рудных столбов и оценке перспектив распространения оруденения на глубину и на закрытых флангах месторождений.

Структурный контроль, таким образом, является главным фактором, определяющим размещение ртутного оруденения. Другие факторы — стратиграфический, литологический и магматический — имеют резко подчиненное и главным образом локальное значение.

3. Для выяснения закономерностей размещения оруденения важно определение его геологического возраста. По нашим данным, основанным на геологических взаимоотношениях и частью на определениях абсолютного геологического возраста предрудных метасоматитов, возраст ртутного оруденения в Алтае-Саянской рудной провинции определяется как позднегерцинский и позднемезозойский. Нижний предел возраста — время формирования рудоконтролирующих разломов и их подновлений. Верхний — середина третичного периода, что лучше всего устанавливается в юго-восточной части Горного Алтая. По нашим представлениям, ртутное и сопутствующее ему эпитермальное оруденение связано с явлениями позднегерцинской и позднемезозойской тектономагматической активизации складчато-глыбовых сооружений Алтае-Саянской области и смежных областей Центрально-Азиатского складчатого пояса. Соображения о более древнем девонском возрасте ртутного оруденения Тувы и нижнепалеозойском возрасте такого же оруденения Салаирского кряжа, высказывавшиеся ранее, не нашли подтверждения нашими исследованиями. Вывод о молодом — позднегерцинском и мезозойском возрасте ртутного оруденения позволяет считать относительно перспективными те площади развития отложений девона, карбона и юры, которые сторонниками древнего возраста ртутного оруденения считались заведомо бесперспективными.

4. Анализ материалов и изучение вопроса о связи ртутного оруденения с магматизмом позволяет сделать вывод об отсутствии в Алтае-Саянской области признаков генетической связи оруденения с близким по возрасту вулканизмом. Указания о наличии связи ртутного оруденения в Терлигхайском районе Тувы с девонским вулканизмом не подтвердились ни исследованиями, проведенными геологами ИМГРЭ, ни нашими. Также не устанавливается никаких признаков связи ртутного оруденения с производными гранитоидного магматизма. Отмечается лишь структурная и, по-видимому, достаточно отдаленная парагенетическая связь ртутного и сопутствующего ему эпитермального оруденения с производными глубинного базальтоидного и щелочнобазальтоидного магматизма, представленного дайками диабазов и лампрофиров позднегерцинского и мезозойского возраста. Наличие серий таких даек в зонах региональных разломов может рассматриваться как один из признаков зон ртутной минерализации.

5. В полях ртутных месторождений Алтае-Саянской провинции широко развиты метасоматически преобразованные породы. Наиболее тесную связь с ртутным оруденением имеют производные гидротермальной аргиллизации, представленные кварц-гидрослюдистыми, кварц-каолинитовыми, монокварцевыми и другими метасоматитами, перекристаллизованными и окварцованными известняками, иногда — полями баритизации.

Как показало изучение метасоматитов Терлигхайского рудного поля (Тува), процесс аргиллизации мог быть стадийным, начинаясь с формирования кварц-каолинитовых и монокварцевых пород, а затем — кварц-гидрослюдистых и своеобразных кварц-турмалиновых метасоматитов. Поздние стадии аргиллизации сопровождаются ртутной минерализацией. Таким образом, метасоматиты типа аргиллизитов, непосредственно предшествующие и сопровождающие ртутное оруденение, должны рассматриваться как важный признак возможного наличия ртутных месторождений и рудопроявлений.

Метасоматиты других типов, также развитые в некоторых рудных полях, в том числе метасоматические кварциты, а также, по-видимому доломиты и лиственит, не обнаруживают временной и генетической связи с ртутной минерализацией и являются дорудными, в некоторых случаях значительно более ранними по возрасту образованиями, т. е. не могут быть прямым признаком ртутного оруденения.

6. Детальные минералогические исследования показали, что состав руд ртутных месторождений Алтае-Саянской провинции значительно сложнее, чем это считалось прежде. В рудах некоторых месторождений выделяется полисульфидная минеральная ассоциация, в составе которой впервые установлены некоторые новые ртутьсодержащие минералы, в том числе кадмийсодержащий сульфид ртути — сауковит, акташит, сфалерит с высоким содержанием изоморфной примеси ртути и ряд других. При этом отмечено последовательное обогащение ртутью некоторых рудных минералов от ранних генераций к более поздним, что может указывать на направленное повышение содержания ртути в растворах в процессе минералообразования. По находкам ртутьсодержащих сфалеритов в флюоритовых рудопроявлениях устанавливается генетическая связь флюоритовой и ртутной минерализаций. Кварц-барит-блеклорудная ассоциация, в которой главный рудный минерал — блеклая руда с высоким содержанием ртути, образует как раннюю стадию собственно ртутного оруденения, так и самостоятельные рудопроявления, которые могут являться поисковым признаком наличия ртутных месторождений. Процесс образования ртутных руд следует рассматривать как стадийный, хотя стадийность выражена не очень явно. По результатам изучения газово-жидких включений в минералах руд можно думать, что начальные температуры рудообразования не превышали 250°С. Оптимальный температурный режим кристаллизации киновари — 150—75°С. Как видно, процесс в целом был низкотемпературным, с ограниченным количеством стадий. Рудообразование в начальных стадиях происходило при участии высококонцентрированных гидрокарбонатных хлоридно-натриевых растворов при участии CO_2 и H_2S. Конечные стадии процесса рудообразования характеризуются менее концентрированными растворами.

7. Приведенные в работе данные позволяют сделать более или менее обоснованные суждения по некоторым сложным вопросам генезиса ртутных месторождений, в том числе — о природе и вероятных источниках рудообразующих растворов и главных источниках рудного вещества. В полигенных по своей природе рудообразующих растворах, с которыми связывается ртутная минерализация, главную роль играют ювенильные растворы, источником которых являются подкоровые магматические очаги. Наиболее обоснованным является предположение о щелочных свойствах ювенильных рудообразующих растворов. Обычная для ртутных месторождений предрудная и сопровождающая оруденение аргиллизация свидетельствует об эволюции рудообразующих растворов, о проявлении опережающей волны растворов, обогащенных кислотными компонентами. Собственно рудный этап связывается с поступлением следующих порций растворов повышенной щелочности.

Главным источником рудного вещества, т. е. ртути и сопутствующих элементов (сурьмы, мышьяка, минерализаторов) следует считать мантий-

ные очаги. Наряду с элементами, привнесенными глубинными интрателлурическими растворами из мантии Земли, в формировании руд ртутных месторождений участвовали элементы из пород коры на путях движения растворов, а также заимствованные из вмещающих пород на месте, в ходе процессов гидротермального метаморфизма и рудоотложения. Таким образом, можно говорить о полигенной природе вещества руд ртутных месторождений, но несомненно ведущей при этом является роль глубинных, мантийных источников основных элементов руд. Следует отметить, что имеющиеся материалы не подтверждают предположений о наличии в Алтае-Саянской рудной провинции ртутных месторождений метаморфогенно-гидротермального или вторично-гидротермального (регенерированного) типов, источниками рудного вещества которых являются элементы пород земной коры, мобилизованные процессами метаморфизма, а также элементы руд более древних рудных месторождений. Вопрос о возможном участии и степени участия процессов мобилизации основных рудных компонентов из пород земной коры при формировании ртутных месторождений заслуживает постановки детальных геолого-геохимических исследований.

8. Алтае-Саянская ртутная провинция обнаруживает некоторое сходство с Тяньшанской и, особенно, с Забайкальской ртутными провинциями, которые, по нашему мнению, входят в состав единого трансконтинентального Центрально-Азиатского ртутного пояса. Однако имеются и существенные отличия. Ртутная формация в Алтае-Саянской провинции ассоциирует с проявлениями сурьмяной, флюоритовой, свинцово-цинковой и, возможно, с арсенидно-висмут-никель-кобальтовой формациями. Для Алтае-Саянской провинции характерно сравнительно слабое проявление сурьмяной, флюоритовой и эпитермальной золотой (золото-серебряной) минерализаций, что, впрочем, может объясняться недостаточной изученностью провинции. Вопрос о составе рудных формаций, ассоциирующих с ртутной, т. е. об объеме генетического ряда рудных формаций, членом которого является ртутная формация, имеет большой теоретический интерес и заслуживает дальнейшего изучения.

ЛИТЕРАТУРА

Айдиньян Н. Х., Озерова И. А., Головня С. В. О поведении ртути в процессе регионального метаморфизма осадочных горных пород.— В кн.: Очерки геохимии ртути, молибдена и серы в гидротермальном процессе. М., «Наука», 1969, с. 70—80.

Айлер Р. К. Коллоидная химия кремнезема и силикатов. М., Госстройиздат, 1959. 288 с.

Бабкин П. В. Генезис и закономерности размещения ртутнорудных формаций в Северо-Восточной ртутной провинции.— В кн.: Вопросы металлогении ртути. М., «Наука», 1968, с. 199—208.

Бабкин П. В. Ртутное оруденение Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1969. 184 с.

Барнс Х. Л., Чаманский Г. К. Растворимость и перенос рудных минералов.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970, с. 286—324.

Барсуков В. Л. О проблеме источника рудного вещества гидротермальных месторождений.— В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. М., «Наука», 1971, с. 21—29.

Безуглый М. М. О новом (блеклорудном) типе сурьмяно-ртутной минерализации на Памире.— «Докл. АН ТаджССР», 1973, т. 16, № 8, с. 65—68.

Безуглый М. М. Находка кадмий-цинксодержащего сульфида ртути на Памире.— «Докл. АН ТаджССР», 1975, т. 18, № 2, с. 51—52.

Бейли Д. Поток летучих, концентрация тепла и генерация магмы.— В кн.: Механизм и интрузии магмы. М., «Мир», 1972, с. 152—159.

Бетехтин А. Н. Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис хромистого железняка вообще.— В кн.: Хромиты СССР. М., изд. Ин-та им. Ломоносова АН СССР, 1937, с. 7—156.

Бетехтин А. Г. Минералогия. М., Госгеолиздат, 1950. 956 с.

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 125—278.

Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. М., Госгеолтехиздат, 1958. 436 с.

Бланкова Т. Н., Оболенский А. А., Русяев В. Г. Определение изотопного отношения Hg^{196}/Hg^{204} методом нейтронного активационного анализа.— В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по методам активационного анализа. Ташкент, 1968, с. 92—97.

Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. М., «Наука», 1967. 328 с.

Боголепов К. В., Ермиков В. Д. Карта тектоники мезозоя Центрально-Азиатского пояса в м-бе 1 : 2 500 000.— «Геол. и геофиз.», 1973, № 1, с. 58—75.

Бондаренко П. М., Девяткин Е. В., Лискун И. Г. Материалы по новейшей тектонике и стратиграфии кайнозойских отложений Акташского р-на Курайской неотекто-

ниязской зоны Горного Алтая.— В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1968, с. 65—73.

Борисенко А. С. Минеральные типы лиственитов Алтае-Саянской складчатой области, физико-химические условия их образования и рудоносность. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1974_1. 30 с.

Борисенко А. С. О возможном определении карбонатов и бикарбонатов натрия в растворах газово-жидких включений в минералах.— «Докл. АН СССР», 1974_2, т. 214, № 4, с. 917—920.

Борисенко А. С., Васильев В. И., Оболенский А. А., Шугурова Н. А. Состав газово-жидких включений в минералах руд ртутных месторождений и химизм рудоносных растворов.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 214, № 3, с. 673—676.

Борисенко А. С., Оболенский А. А., Васильев В. И. Особенности состава минералообразующих растворов, формировавших ртутные месторождения некоторых рудных провинций СССР.— В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного совещания по термобарогеохимии. Уфа, 1976, с. 196—197.

Бородаевский Н. И. О генезисе ртутных месторождений Курайской зоны в Горном Алтае.— «Труды ЦНИГРИ», 1959, вып. 31, с. 105—116.

Бородаевский Н. И. О генезисе ртутных рудопроявлений в некоторых районах Горного Алтая.— «Труды ЦНИГРИ», 1960_1, вып. 37, с. 161—174.

Бородаевский Н. И. Лиственитизация как генетический комплекс гидротермальных изменений.— В кн.: Труды международного геологического конгресса, XXI сессия. М., Госгеолиздат, 1960_2, с. 118—128.

Бородаевский Н. И., Бородаевская М. Б. Березовское рудное поле. М., Металлургиздат, 1947. 265 с.

Бородаевский Н. И., Чернышева В. И., Новожилов Ю. И. Геологическое строение Акташского рудного поля в Горном Алтае.— «Труды ЦНИГРИ», 1962, вып. 42, с. 56—76.

Булынников А. Я. Геологические исследования в Нижне-Кизирском районе Минусинского округа в 1926 г.— «Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком.», 1929, т. 9, вып. 2. 50 с.

Борнем К. В. Гидротермальные флюиды магматической стадии.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970, с. 40—73.

Васильев А. А. О ртути в Салаирском кряже.— «Вестн. Западно-Сибирского геолого-разведочного треста», Томск, 1933, № 6, с. 34—41.

Васильев В. И. О губчатой и дендритной киновари в рудах Акташского месторождения и условиях ее образования.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 2, с. 77—86.

Васильев В. И. О находке цинксодержащей разновидности метациннабарита — гвадалкацарита — в ртутных рудах Горного Алтая.— «Докл. АН СССР», 1963_1, т. 153, № 3, с. 676—678.

Васильев В. И. О генезисе метациннабарита (гвадалкацарита) в ртутных рудах Горного Алтая.— «Геол. и геофиз.», 1963_2, № 11, с. 28—43.

Васильев В. И. О преобразовании киновари в метациннабарит при динамических воздействиях.— «Геол. и геофиз.», 1964, № 4, с. 143—146.

Васильев В. И. О блеклых рудах, как источнике вторичной киновари в Горном Алтае.— «Докл. АН СССР», 1965, т. 162, № 4, с. 901—904.

Васильев В. И. Сауковит (Saukovite) — новый цинк, кадмийсодержащий сульфид ртути.— «Докл. АН СССР», 1961_1, т. 168, № 1, с. 182—185.

Васильев В. И. Роль метасоматоза в формировании ртутных руд Горного Алтая.— «Геол. и геофиз.», 1966_2, № 10, с. 84—89.

Васильев В. И. Акташское месторождение, как пример карбонатно-киноварного минерального типа ртутной рудной формации.— В кн.: Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1968_1, с. 76—113.

Васильев В. И. Новые рудные минералы ртутных месторождений Горного Алтая и их парагенезисы.— В кн.: Вопросы металлогении ртути. М., «Наука», 1968_2, с. 111—129.

Васильев В. И. Минералогия и некоторые вопросы генезиса ртутных месторождений Алтае-Саянской складчатой области. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1970. 34 с.

Васильев В. И., Оболенский А. А. Геокронит в свинцово-цинковых рудах месторождения Тютё (Горный Алтай) — «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1966, ч. 95, вып. 4, с. 479—483.

Васильев В. И., Бердичевский Г. В. Находка халькостибита в ртутных рудах Горного Алтая.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 175, № 2, с. 429—431.

Васильев В. И., Лаврентьев Ю. Г. Находка онофрита — селенсодержащей разновидности черного сульфида ртути — в ртутных рудах Алтае-Саянской области.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 182, № 2, с. 430—433.

Васильев В. И., Лаврентьев Ю. Г. Новая ртутьсодержащая разновидность сфалерита.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 186, № 4, с. 911—913.

Васильев В. И., Лаврентьев Ю. Г. Ртутьсодержащий теннантит.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 218, № 3, с. 665—667.

Васильев В. И., Лаврентьев Ю. Г. Тиманит и онофрит в рудах ртутных месторождений Сибири.— «Докл. АН СССР», 1975, т. 222, № 5, с. 1175—1178.

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., Бердичевский Г. В. О псевдоморфозах шванцита по антимониту, халькостибиту и цинкениту.— В кн.: Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Л., «Наука», 1975, с. 112—117.

Васильев В. И., Оболенский А. А. Температурные условия образования руд ртутной рудной формации.— В кн.: Тезисы докл. 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 эглестонит в рудах ртутных месторождений Сибири.— «Докл. АН СССР», 1975, т. 224, № 1, с. 178—181.

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», 1962_1, № 7, с. 555—571.

Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1962_2, № 11, с. 3—17.

Виноградов А. П. Газовый режим Земли.— В кн.: Химия земной коры. Т. 2. М., «Наука», 1964, с. 5—21.

Волостных Г. Т. Аргиллизация и оруденение. М., «Недра», 1972. 240 с.

Вопросы металлогении ртути (по материалам Сибири и Дальнего Востока). М., «Наука», 1968. 287 с.

Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М., «Недра», 1974, 260 с.

Гаррелс Р. Минеральные равновесия. М., ИЛ, 1962. 306 с.

Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М., «Мир», 1968. 368 с.

Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 2. Минералогия редких элементов. М., «Наука», 1964. 830 с.

Глинка С. Ф.— «Минеральное сырье», 1926. № 2.

Григорян С. В., Янишевский Е. М. Эндогенные геохимические ореолы рудных месторождений и их использование при поисках скрытого оруденения. М., «Недра», 1968. 204 с.

Грищюк 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.

Груздев В. С. Изоморфизм цинка и ртути в природных сфалеритах и метациннабаритах.— «Докл. АН СССР», 1975, т. 225, № 3, с. 661—664.

Груздев В. С., Черницова Н. М., Шумкова Н. Г. Акташит $Cu_6Hg_3As_2S_{12}$ — новые данные.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 206, № 3, с. 694—697.

Дербиков И. В. О возрасте ртути Салапра.— «Вестн. Западно-Сибирского геологического треста», 1937, № 4, с. 84—101.

Диксон Ф. Происхождение ореолов рассеяния ртути.— В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М., «Мир», 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., «Мир», 1973, с. 380—418.

Додин А. Л. Основные черты геологического строения и металлогении восточной части Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Природные условия Красноярского края. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Епифанцев О. Г., Оболенский А. А. Условия формирования первичных ореолов рассеяния ртути в Чаганузунском рудном поле.— В кн.: Минералогия эндогенных образований. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 13—29.

Жариков В. А. Термодинамическая характеристика необратимых природных процессов.— «Геохимия», 1965, № 10, с. 1119—1123.

Жариков В. А. Некоторые закономерности метасоматических процессов.— В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966, с. 49—64.

Захаров Е. Е. К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1953, № 5, с. 50—81.

Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., «Недра», 1972. 240 с.

Иванкин П. Ф., Туркин И. С. Вопросы генезиса ртутного оруденения.— «Сов. геология», 1972, № 1, с. 53—61.

Иванов И. П. Проблемы экспериментального изучения минеральных равновесий метаморфических и метасоматических процессов. М., изд. Ин-та физики твердого тела, 1970. 235 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., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М., «Наука», 1971. 267 с.

Кандер В. М., Гундобин 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.

Кашкай М. А., Аллахвердиев Ш. И. Лиственниты, их классификация и генезис. Баку, Изд-во АН АзССР, 1965. 143 с.

Кен А. Н., Груза В. В. Эндогенные месторождения Алтае-Саянской складчатой области и закономерности их размещения.— В кн.: Закономерности размещения эндогенных рудных месторождений СССР. Л., «Недра», 1966, с. 5—43.

Князев И. И. Измененные карбонатные породы.— В кн.: Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М., Госгеолтехиздат, 1954, с. 196—253.

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.

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.

Кормилицын В. С. Общие принципы выделения магматических и рудных формаций в зонах мезозойской тектонической активизации Забайкалья.— В кн.: Геологические формации. Материалы к совещанию. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1968, с. 144—145.

Краускопф К. Б. Определение состава магматической газовой фазы по равновесным расчетам.— В кн.: Геохимические исследования. М., ИЛ, 1961, с. 333—357.

Кузнецов В. А. Чаганузунское ртутное месторождение на Алтае.— «Вестн. Западно-Сибирского геол.-гидрогеодез. треста», 1934, вып. 5, с. 26—36.

Кузнецов В. А. Ртутные месторождения Ойротии.— В кн.: Ойротия. Труды Ойротской конференции СОПС АН СССР. М., Изд-во АН СССР, 1937, с. 109—122.

Кузнецов В. А. Кузнецко-Алтайские геоструктуры и зона ларамийского ртутного оруденения.— «Вестн. Западно-Сибирского геологического управления», Новосибирск, 1939_1, № 1, с. 18—29.

Кузнецов В. А. Пезасское месторождение киновари на западном склоне Кузнецкого Алатау.— «Вестн. Западно-Сибирского геологического управления», Новосибирск, 1939_2, № 3, с. 18—25.

Кузнецов В. А. Ртутные месторождения Горного Алтая.— В кн.: Редкие металлы СССР. Т. 1. М., Изд-во АН СССР и Союзредметразведка, 1939_3, с. 293—377.

Кузнецов В. А. Ртутное оруденение по северной окраине Западного Саяна.— «Вестн. Западно-Сибирского геологического управления», Новосибирск, 1940, № 1, с. 1—8.

Кузнецов В. А. Западно-Сибирская ртутная провинция.— «Вестн. Западно-Сибирского геологического управления», Новосибирск, 1943, № 5, с. 1—22.

Кузнецов В. А. Закономерности образования и пространственного размещения ртутных месторождений в Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 302—314.

Кузнецов В. А. Ртутные формации Сибири и Дальнего Востока и некоторые закономерности их размещения.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 7. М., «Наука», 1964, с. 300—316.

Кузнецов В. А. Основные черты эндогенной металлогении Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. Новосибирск. «Наука», 1966_1, с. 16—43.

Кузнецов В. А. Генетические группы и формации эндогенных рудных месторождений и их значение для металлогенического анализа.— В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966_2, с. 7—18.

Кузнецов В. А. Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полициклических складчатых областей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. М., «Наука», 1967, с. 275—303.

Кузнецов В. А. Основные проблемы металлогении ртути.— В кн.: Вопросы металлогении ртути. М., «Наука», 1968, с. 7—40.

Кузнецов В. А. Основные вопросы металлогении ртути.— В кн.: Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1970_1, с. 447—459.

Кузнецов В. А. Ртутные провинции СССР.— «Геол. рудных месторождений», 1970_2, № 1, с. 3—21.

Кузнецов В. А. Ртутные формации и провинции СССР.— В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М., «Наука», 1972_1, с. 23—52.

Кузнецов В. А. Рудные формации.— «Геол. и геофиз.», 1972_2, № 6, с. 3—14.

Кузнецов В. А. Месторождения ртути.— В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 2. М., «Недра», 1974_1, с. 274—318.

Кузнецов В. А. Центрально-Азиатский ртутный пояс.— «Геол. и геофиз.», 1974_2, № 5, с. 103—122.

Кузнецов В. А. Центрально-Азиатский пояс мезозойской тектоно-магматической активизации и ртутного оруденения.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 11. М., «Наука», 1975, с. 190—200.

Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А., Сотников В. И., Тычинский А. А. Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. Новосибирск, «Наука», 1966. 156 с.

Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. Формационный анализ рудных месторождений как основа научного прогнозирования.— «Геол. и геофиз.», 1972_1, № 5, с. 3—10.

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_2, с. 7—22.

Кузнецов В. А., Лапин Б. Н., Михалева Л. А., Оболенский А. А., Оболенская Р. В., Скуридин В. А., Кононов А. И. Магматические комплексы и формации Горного Алтая.— В кн.: Магматические формации. М., «Наука», 1964, с. 155—165.

Кузнецов В. А., Мухин А. С. Новое месторождение ртути в Горном Алтае.— «Вестн. Западно-Сибирского геологического треста», 1936, № 1—2, с. 16—22.

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 связи их с магматизмом.— В кн.: Магматизм и связь с ним рудообразования. М., «Наука», 1972, с. 137—144.

Кузнецов В. А., Оболенский А. А., Васильев В. И. Опыт систематики ртутных месторождений Сибири и Дальнего Востока на формационной основе.— В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966, с. 197—202.

Кузнецов В. А., Тычинский А. А., Щербань И. П. Гетерогенность кварцево-карбонатных пород лиственитового облика и вопрос о связи с ними ртутного оруденения.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 10, с. 132—146.

Кузнецов В. А., Ефремова Е. П., Колонин Г. Р. Об устойчивости киновари в высокотемпературных растворах.— «Геохимия», 1973, № 5, с. 653—666.

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 магмообразования.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., «Наука», 1969, с. 7—20.

Кутолин В. А. Траповая формация Кузбасса. Новосибирск, СО АН СССР, 1963. 115 с.

Лебедев В. И. О дайках Ховуаксынского рудного узла.— «Материалы по геологии Тувинской АССР», Кызыл, 1971, вып. 2, с. 74—86.

Леммлейн Г. Г., Клевцов П. В. Физико-химический анализ жидких включений в кварце, содержащих кристаллики галита и сильвина.— «Зап. Всесоюз. минер. обва. Серия 2», 1955, ч. 84, вып. 1, с. 47—52.

Линдгрен В. Минеральные месторождения. Вып. I—III, М., ОНТИ, НКТП, 1934. Вып. I—187 с.; вып. II—131 с.; вып. III—394с.

Лувсан-Данзан Б. Рои даек в Западной Монголии.— «Материалы по геологии МНР», М., «Недра», 1966, с. 132—138.

Лузгин Б. Н. Арсенат-беловит и мансфилдит из рудопроявления ртути и мышьяка (в Горном Алтае).— «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1975_1, ч. 104, вып. 1, с. 101—106.

Лузгин Б. Н. Находка арсеносидерита в Горном Алтае.— «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1975_2, ч. 104, вып. 4, с. 459—461.

Лузгин Б. Н., Шепеленко Л. И. Взаимоотношения ртутной и мышьяковой минерализаций в Сарасинской рудной зоне (Горный Алтай).— «Сов. геология», 1975, № 3, с. 124—129.

Магакьян И. Г. Рудные месторождения. М., Госгеолтехиздат, 1955. 335 с.

Магакьян И. Г. Опыт классификации рудных формаций СССР.— «Геол. рудных месторожд.», 1967, № 5, с. 35—43.

Магакьян И. Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М., «Недра», 1969. 223 с.

Манучарянц Б. О., Наумов В. Б., Ходаковский И. Л. Физико-химические условия формирования гидротермальных месторождений сурьмы и ртути.— «Геохимия», 1970, № 11, с. 1291—1301.

Маракушев А. А. Термодинамическая основа образования парагенезисов химических элементов в процессах глубинного минералообразования.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. 5. М., «Наука», 1975, с. 121—194.

Маслова И. Н. Ультрамикрохимические исследования состава растворов включений в кварце сурьмяно-ртутного месторождения.— «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1963, ч. 92, вып. 6, с. 706—707.

Металлогения ртути. М., «Недра», 1976. 256 с.

Мельник Ю. П. Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. Киев, «Наукова думка», 1973. 286 с.

Металлогения Украины и Молдавии. Киев, «Наукова думка», 1974. 511 с.

Минералы. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960. 617 с.

Митропольский А. С. Карасукская группа комплексных железорудных месторождений.— В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. Т. I. Кн. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 493—510.

Митропольский А. С., Кулик Н. А. Висмут-никель-кобальтовое оруденение в зонах мезозойской активизации Горного Алтая и Западной Тувы.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 11. М., «Наука», 1975, с. 306—313.

Митропольский Б. С. Коренное месторождение киновари в Западно-Сибирском крае.— «Жизнь Сибири», Новосибирск, 1931, Т. XI, № 5—6.

Михалева Л. А. К вопросу о генезисе лампрофиров юго-восточной части Горного Алтая.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 2, с. 110—113.

Михалева Л. А. Разновозрастные дайки основных пород и ртутное оруденение Центральной Тувы.— В кн.: Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977.

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957. 868 с.

Нагибина М. С., Хаин В. Е. Типы структур тектоно-магматической активизации и закономерности их развития.— В кн.: Металлогения активизированных областей. Иркутск, 1973, с. 46—47.

Нагибина М. С., Хаин В. Е., Яншин А. Л. Типы структур тектоно-магматической активизации и закономерности их развития.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., «Наука», 1975, с. 41—45.

Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР. М., «Недра», 1968. 327 с.

Нарсеев В. А., Левин Г. Б., Лось В. Л. Структура распределения содержаний полезного компонента, уровни минерализации и рудные столбы.— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, «Наука», 1969, с. 34—38.

Наумов Г. Б., Дорофеева В. А. Химическая природа эволюции кислотности эндогенных растворов.— «Геохимия», 1975, № 2, с. 248—258.

Нехорошев В. П. Материалы для геологии Горного Алтая. М.— Л., 1932. 112 с. (Труды Всесоюз. геол.-развед. объединения, вып. 177).

Нехорошев В. П. Закономерности распределения рудных месторождений Алтая.— «Сов. геология», 1947, № 29.

Нехорошев В. П. Тектоника Алтая. М., «Недра», 1966. 306 с. (Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, т. 139).

Ниггли П. Генетическая классификация магматических рудных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1933.

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.

Оболенский А. А. Условия образования рудных столбов на ртутных месторождениях.— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 290—299.

Оболенский А. А. Источники рудного вещества и геохимические условности образования месторождений ртутной рудной формации в зонах тектонической активизации складчатых областей юга Сибири.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI. М., «Наука», 1975, с. 200—210.

Оболенский А. А., Борисенко А. С., Васильев В. И. Физико-химические условия образования ртутных месторождений по данным изучения газово-жидких включений.— В кн.: Тезисы докладов IV регионального совещания по термобарогеохимии процессов минералообразования. Изд. Ростовск. ун-та, 1973, с. 149—150.

Оболенский А. А., Борисенко А. С., Васильев В. И. Физико-химические условия и некоторые факторы рудоотложения при формировании ртутных месторождений.— В кн.: Термобарогеохимия минералообразования. Ростов-на-Дону, 1976.

Оболенский А. А., Васильев В. И., Оболенская Р. В. Геологическое строение и генезис Белоосиновского 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., Допльницын 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., Шипилов Л. Д. Сходство изотопного состава свинцов в рудах ртутных и свинцово-цинковых месторождений как критерий единства источников рудного вещества.— В кн.: Третий 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.

Оболенская Р. В. Слюдистые лампрофиры 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. Петрология слюдяных лампрофиров Чуйского комплекса и их роль в эндогенной металлогении Горного Алтая.— В кн.: Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1968, с. 306—340.

Оболенская Р. В. Чуйский комплекс щелочных базальтоидов Горного Алтая. Новосибирск, «Наука», 1971. 147 с.

Оболенская Р. В., Фирсов Л. В. О раннемезозойском возрасте слюдяных лампрофиров Чуйского комплекса Горного Алтая.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 170, № 4, с. 916—919.

Обручев В. А. Рудные месторождения. Ч. I. Изд. Моск. горн. акад., 1928. 143 с.

Обручев В. А. Роль и значение молодых глыбовых движений в создании рельефа и месторождений редких металлов Сибири.— В кн.: Юбилейный сборник, посвященный 30-летию Великой Октябрьской социалистической революции. Ч. 2. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1947, с. 22—45.

Овчинников Л. Н. Интрателлурические растворы, магматизм и рудообразование.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 318—329.

Озерова Н. А. Первичные ореолы рассеяния ртути.— «Труды ИГЕМ», 1962, вып. 72, ч. 4. 135 с.

Озерова Н. А., Айдиньян Н. Х. Распределение ртути в осадочных породах.— «Литология и полезные ископаемые», 1966, № 3, с. 49—57.

Озерова Н. А., Виноградов В. И., Оболенский А. А., Кандер В.М., Тигунов Л. П. 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.

Озерова Н. А., Груздев В. С. Об изоморфизме в природных соединениях ряда ZnS—HgS.— В кн.: Изоморфизм в минералах. М., «Наука», 1975, с. 122—132.

Онпси Х., Сандепл Э. Геохимия мышьяка.— В кн.: Геохимия редких элементов. М., ИЛ, 1959_1, с. 435—492.

Онпси Х., Сандепл Э. Заметки по геохимии сурьмы.— В кн.: Геохимия редких элементов. М., ИЛ, 1959_2, с. 493—510.

Онтоев Д. О. Некоторые вопросы геологии фторо-редкоземельно-железорудных месторождений.— «Геол. рудных месторожд.», 1963, т. 5, № 6, с. 18—33.

Павлов А. Л. Физико-химическая обстановка миграции и отложения ртути и сопутствующих элементов при низких температурах.— В кн.: Вопросы металлогении ртути. М., «Наука», с. 53—72.

Павлов А. Л. Эволюция физико-химических параметров гидротермальных систем при рудообразовании. Новосибирск, «Наука», 1976. 300 с.

Павлов А. Л., Оболенский А. А. Влияние железа вмещающих пород на осаждение киновари при метасоматическом образовании руд на ртутных месторождениях.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 190, № 6, с. 1451—1454.

Павлов А. Л., Оболенский А. А. Роль взаимодействия гидротермальных растворов и вмещающих пород в образовании ртутных месторождений.— В кн.: Физические и физико-химическое развитие магматогенных и рудных систем. М., «Наука», 1972, с. 158—197.

Павлов А. Н. О гидротермально измененных породах на ртутных месторождениях Центральной Тувы.— В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 2. Кызыл, Тувинское кн. изд-во, 1971, с. 115—121.

Парк Ч. Ф., Мак-Дормид Р. А. Рудные месторождения. М., «Мир», 1966. 544 с.

Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1958. 295 с.

Попова М. Я., Ходаковский И. Л., Озерова Н. А. Экспериментальное определение термодинамических свойств гидроксо- и гидроксофторидных комплексов сурьмы при температурах до 200°С.— «Геохимия», 1975, № 6, с. 835—843.

Поярков В. Э. Хайдаркан.— «Труды Тадж.-Памирск. экспед.», 1937, вып. 62. 279 с.

Поярков В. Э. Ртуть и сурьма. М., Госгеолтехиздат, 1955. 207 с. (Оценка месторождений при поисках и разведках, вып 15).

Поярков В. Э. Классификация геологических типов ртутных и сурьмяных месторождений.— «Разведка и охрана недр», 1962, № 11, с. 5—14.

Поярков В. Э. О некоторых общих закономерностях распространения ртути.— «Вестн. АН КазССР», 1966, № 2, с. 13—23.

Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. М., ИЛ, 1962. 1132 с.

Ранкама К. Изотопы в геологии. М., ИЛ, 1956. 464 с.

Рафальский Р. П. Гидротермальные равновесия и процессы минералообразования. М., «Атомиздат», 1973. 288 с.

Реддер Э. Изучение флюидных включений.— В кн.: Переводы статей по исследованию газово-жидких включений в минералах. Новосибирск, 1965. 164 с.

Реддер Э. Флюидные включения как реликты рудообразующих флюидов.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970, с. 428—478.

Розинов М. И. Кайнозойский возраст ртутной минерализации Горного Алтая.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 178, № 3, 672—674.

Ростов В. Г., Каменщиков В. Г., Симкин Г. С., Августинчик И. А., Варгунина Н. П., Гуляев Г. Г. Геохимические критерии для поисков скрытых ртутных месторождений.— В кн.: Геохимические критерии прогнозирования и поисков рудных месторождений. М., 1973, с. 102—121.

Рыженко Б. Н. Определение гидролиза силиката натрия и расчет констант диссоциации кремниевой кислоты при повышенных температурах.— «Геохимия», 1967, № 2, с. 161—170.

Рыженко Б. Н. Основные закономерности термодинамики процесса электролитической диссоциации в высокотемпературных водных растворах.— «Геохимия», 1974, № 8, с. 1123—1131.

Рыженко Б. Н., Хитаров Н. И. К вопросу о форме кремнезема в водных растворах.— «Геохимия», 1968, № 8, с. 957—962.

Сауков А. А. Ртутная зона Ойротии.— В кн.: Ойротия. Труды Ойротской конференции СОПС АН СССР. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1937, с. 163—199.

Сауков А. А. Геохимия ртути. М., Изд-во АН СССР, 1946. 128 с. (Труды ИГН АН СССР, вып. 78).

Сауков А. А., Айдиньян Н. Х., Озерова Н. А. Очерки геохимии ртути. М., «Наука», 1972. 335 с.

Сидоренко З. В. Сурьмяно-ртутные металлогенические зоны юга Дальнего Востока.— В кн.: Вопросы металлогении ртути. М., «Наука», 1968, с. 130—141.

Симкин Г. С. Геологическое строение, оруденение и эндогенные ореолы Терлигхайского месторождения ртути. Автореф. канд. дис. М., 1971. 27 с.

Симкин Г. С. О методике выбора элементов-индикаторов ртутного оруденения Терлигхайского месторождения (Тува).— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1972, № 9, с. 147—148.

Скаржинский В. И. Эндогенная металлогения Донецкого бассейна. Киев, «Наукова думка», 1973. 204 с.

Славская А. И. Околорудные изменения в некоторых месторождениях Закарпатья. Киев, Изд-во АН СССР, 1957. 156 с.

Смирнов В. И. Геология ртутных месторождений Средней Азии. М.— Л., Госгеолтехиздат, 1947. 80 с.

Смирнов В. И. О некоторых рудных месторождениях США.—«Геол. рудных месторожд.», 1961, № 4, с. 79—90.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1965. 590 с.

Смирнов В. И. О классификации магматогенных рудных месторождений.— «Вестн. МГУ», 1967, № 5, с. 28—35.

Смирнов В. И. Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1969, № 3, с. 3—17.

Смирнов В. И. Металлогенический анализ источников рудообразующих веществ.— В кн.: Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1970, с. 5—15.

Смирнов В. И., Кузнецов В. А., Озерова Н. А., Федорчук В. П. Новое в геохимии ртути.— «Геол. рудных месторожд.», 1972, № 4, с. 17—30.

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 С. С. Некоторые замечания о сульфидно-касситеритовых месторождениях.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1937, № 5, с. 853—862.

Смирнов С. С. О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений.— «Зап. Всеросс. минер. об-ва. Серия 2», 1947, ч. 76, вып. 1, с. 23—36.

Сорокин В. И. Растворимость ртути в воде в интервале температур 300—500° и давлений 500—1000 атм—«Докл. АН СССР», 1973, т. 213, № 4, с. 852—855.

Сотников В. И. О метаколлоидных образованиях киновари в рудах Терлигхайского ртутного месторождения (Тува) и возможном состоянии ртутьсодержащих гидротермальных растворов.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 1, с. 78—87.

Справочник по растворимости. Т. 3. Кн. 2, Л., «Наука», 1969. 265 с.

Сургай В. Т. Околорудные изменения вмещающих пород как поисковые признаки сурьмяно-ртутной рудоносности Киргизии.—«Труды Ин-та геологии АН КиргССР», Фрунзе, 1957, вып. IX, с. 95—107.

Такеноучи С., Кеннеди Дж. К. Бинарная система H_2O—CO_2 при высоких температурах и давлениях.— В кн.: Термодинамика постмагматических процессов. М., «Мир», 1968, с. 110—136.

Твалчрелидзе Г. А. Рудные провинции мира. (Средиземноморский пояс). М., «Недра», 1972. 344 с.

Тейлор Д. Нейтронное излучение и активационный анализ. М., Атомиздат, 1965. 465 с.

Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области. М., «Недра», 1973. 142 с. (Труды СНИИГГиМС, вып. 152).

Титов И. Н., Тарасенко Т. В. Закономерности размещения и типы ртутных проявлений Корякского нагорья и Камчатки.— В кн.: Вопросы металлогении ртути. М. «Наука», 1968, с. 178—198.

Трощенко В. Н. Дайки лампрофиров в поле ртутной минерализации.— «Геол. и геофиз.», 1960, № 5, с. 117—121.

Трощенко В. Н. Околорудные изменения на некоторых ртутных месторождениях Юго-Восточного Алтая.— «Изв. Томск. политехн. ин-та», 1961, т. 120, с. 59—69.

Туркин И. С., Лидин Н. С., Буй Е. Г., Казанков В. И. К вопросу о рудной зональности на Терлигхайском ртутном месторождении Тувы.— В кн.: Морфогенезис и зональность интрузивов и связанных с ними золоторудных, железорудных и полиметаллических месторождений Сибири. Новосибирск, 1968, с. 145—148. (Труды СНИИГГиМС, вып. 74).

Тычинский А. А., Сотников В. И. О минералогическом составе и генезисе руд ртутных месторождений Курайской рудной зоны в Горном Алтае.— «Геол. и геофиз.», 1960, № 12, с. 57—71.

Уайт Д. Термальные источники и эпитермальные рудные месторождения.— В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., ИЛ, 1959, с. 94—149.

Уайт Д. Ртутные и полиметаллические месторождения, ассоциированные с термальными источниками.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970, с. 479—528.

Усов М. А. Краткий курс рудных месторождений. Томск, «Кубуч», 1933. 200 с.

Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск, изд. Зап.-Сиб. геол. треста, 1936. 209 с.

Усов М. А. Траповые формации Кузбасса.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1937, № 4, с. 743—763.

Федорчук В. П. Типы ртутно-сурьмяных месторождений и некоторые вопросы их классификации.— Уч. зап. Среднеазиат. ин-та геол. и минер. сырья», 1961, вып. 6, с. 59—84.

Федорчук В. П. Методика поисков и разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруденения. М., «Недра», 1964. 286 с.

Федорчук В. П. Околорудные изменения ртутно-сурьмяных месторождений. М., «Недра», 1969. 263 с.

Федорчук В. П. Промышленные типы ртутных месторождений.— «Сов. геология», 1974, № 8, с. 3—27.

Финкельштейн Ю. В. О находке эглестонита в Средней Азии.— «Докл. АН УзбССР», 1961, № 12, с. 30—32.

Финкельштейн Ю. В. О селеноносности западной части Южно-Тяньшанского ртутного пояса и находке тиманнита в Кызылкумах.— «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1971, ч. 100, вып. 1, с. 93—95.

Хелгесон Г. Комплексообразование в гидротермальных растворах. М., «Мир», 967. 183 с.

Хитаров Н. И. О соотношениях между водой и магматическим расплавом.— Геохимия», 1960, № 7, с. 821—825.

Хрущов М. М. О введении новой шкалы твердости.— «Заводская лаборатория», 1949, т. XV, № 2, с. 213—217.

Церцвадзе З. Я. Условия формирования и геохимические поисковые признаки ртутных, мышьяковых и сурьмяных месторождений. М., «Недра», 1972. 255 с.

Черченко Ю. Я., Туркин И. С. Особенности девонского вулканизма и связанного с ним оруденения (на примере некоторых районов Горного Алтая и Тувы).— В кн.: Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск, «Наука», 1968, с. 164—168.

Шамрай И. А., Нетреба А. В., Труфанов В. И., Хомяков В. Б., Шишкунов М. Г., Ушак А. Т. Минералогия и термодинамика ртутных рудопроявлений Северного Кавказа. Изд. Ростовск. ун-та, 1972. 164 с.

Шахов Ф. Н. Магматические породы Кузнецкого бассейна.— «Изв. Сиб. технолог. ин-та», 1927, т. 47, вып. 3.

Шахов Ф. Н. Геологическое исследование на Юго-Восточном Алтае в районе среднего течения р. Аргут.— «Материалы по геол. Зап.-Сиб. края», 1933, № 5, с. 3—52.

Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968. 231 с.

Шипулин Ф. К. Об источниках веществ при эндогенном рудообразовании.— В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрографии и минералогии. Т. 1. М., «Наука», 1969, с. 32—65.

Широкушкин В. Д., Тюлькин В. Г. О постнижнеюрской гидротермальной деятельности на юго-западе Тувы.— «Материалы по геологии Тувинской АССР», Кызыл, 1971, вып. 2, с. 110—114.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., «Недра», 1968. 180 с.

Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. М., «Недра», 1976. 296 с.

Щеглов И. И., Парфенов Л. М. Особенности структурного положения ртутной формации Восточного Саяна и южной окраины Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1967, № 4, с. 116—119.

Щербаков Ю. Г. Новые данные о юрских отложениях и «юном» оруденении в Горной Шории.— «Изв. СО АН СССР. Геол. и геофиз.», 1959, вып. 2, с. 136—137.

Щербань И. П. Гидротермальная аргиллизация вмещающих пород Акташского месторождения.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 9, с. 48—60.

Щербань И. П. Некоторые черты минералогии и генезиса лиственитов и лиственитизированных пород.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 164—202.

Щербань И. П. Условия образования низкотемпературных околорудных метасоматитов. Новосибирск, «Наука», 1975. 198 с.

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.

Akeret R. Über die Löslichkeit von Antimon (3) Sulfid. Diss. Z. Brunn. Eidg. Techn. Hochschule, Zürich, 1953. 77 S.

Althaus E. Der Stabilitätsbereich des Pyrophyllits under dem Einfluss von Säuren. II. Mitteilung: Pyrophyllit und Andalusitlagerstätten.— «Beitr. Min. Petr.», 1966, v. 13, N 1, S. 31—51.

Anger G., Lehmann F. Mode of mercury mineralization, La Union, Micres, Spain.— In: I Congreso Internacional del Mercurio, Barcelona, 1974, v. I, p. 221—224.

Arntson B. H., Dickson E. W., Tunell G. Stibnite (Sb_2S_3) Solubility in sodium sulfide solutions,— «Science», 1966, v. 153, p. 1673—1674.

Arribas S. M., Montoto M. On the mineralogenetic features of mercury deposits of Almaden: acontribution.— «Instituto de Investigaciones Geológicas Universidad de Barcelona», 1973, v. XXVIII, p. 107—121.

Arribas S. M., Montoto M. Observaciones textirales sorbe las cuarcitas del Criadero (Almadén) en relación con las mineralizaciones de cinabrio.— In: I Congreso Internacional del Mercurio, Barcelona. 1974, v. I, p. 171—175.

ASTM. Philadelphia, 1916.

Bailey E. H. First order structural control for mercury, districts as shown by California deposits.— In: I Congreso International del Mercurio, Barcelona. 1974, v. II, p. 505—508.

Bailey E. H., Everhart D. L. Geology and Quicksilver Deposits of the New Almaden District Santa Clara County, California. Washington, 1964. 206 p. (Geol. Surv. Prof. Paper 360).

Bailey E. H., Clark A. L., Smith R. M. Mercury U. S.— «Geol. Surv. Prof. Paper», 1973, v. 820, p. 401—414.

Bailey E. H., Hildebrand F. A., Christ C. L., Fahey J. J. Schuetteite, a new supergene mercury mineral.— «Amer. Min.», 1959, v. 44, N 9—10, p. 1026—1038.

Bainbridge K. T., Nier A. O. Relative isotopic abundances of the elements.— «Prelim. Rept.», N 9. Nuclear Sci. Series, Natl. Research Council U. S.», Washington D. C., 1950.

Barnes H., Romberger S., Stemprok M. Solubility of HgS in sulfide solution.— «Econ. Geol.», 1967, v. 62, N 7, p. 957—982.

Barton R. Instant island.— «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.

Bercé B. The Use of mercury in geochemical prospecting for mercury.— «Econ. Geol.», 1965, v. 60, N 7, pp. 1516—1528.

Berry L. G., Thompson R. M. X-Ray Powder Data for Ore Minerals: The Peacock Atlas.— «Geol. Soc. of Amer.», Memoir 85, N. Y., 1962. 285 p.

Brönsted J. W., von Hevesy G. The separation of the isotopes of mercury.— «Nature», 1920, N 106, p. 144.

Brönsted J. W., von Hevesy G. Über die Trennungen der Isotopen des Quecksilbers.— «Z. Physik. Chem.», 1921, Bd. 99, S. 189—206.

Brönsted J. W., von Hevesy G. Das Atomgewicht von Quecksilber verschiedener Herkunft.— «Z. Anorg. Allgem. Chem.», 1922, Bd 124, S. 22—24.

Brown A. S. Investigation of mercury dispersion haloes around mineral deposits in Central British Columbia. Proc. Sympos. Geochem. Prospecting. Ottawa, 1966.

Buerger N. W. The Chalcocite Problem.— «Econ. Geol.», 1941, v. 36, N 1, pp. 19—44.

Calvo F. A., Guilemany J. M. Mineralogenesis del mineral de mercurio de Almaden.— In: I Congreso International del Mercurio, Barcelona, v. I, 1974, pp. 189—200.

Christy S. B On the genesis of Cinnabar Deposits.— «Amer. Journ. Sci., 3-rd Ser.», N 17, 1879, pp. 453—463.

Dickson F. C. Solubility of cinnabar in Na_2S solution at 50—250°C and 1—1800 bars with geologic applications.— «Econ. Geol.», 1964, v. 59, pp. 625—635.

Dickson F., Tunell G. The stability relations of cinnabar and metacinnabar.— «Amer. min.», 1959, v. 44, N 5—6, p. 471—487.

Donnay G., Donnay J. D. H., Kullerud G. Crystal and twin structure of digenite, Cu_9S_5.— «Amer. min.», 1958, v. 43, N 3—4, p. 228—242.

Dreyer R. M. The Geochemistry of Quicksilver Mineralization.— «Econ. Geol.», 1940, v. 35, N 1—2, p. 140—157.

Eshleman A., Siegel S., Siegel B. Is the mercury from Hawaiian volcanos a natural source of pollution?— «Nature», 1971, v. 233, pp. 471—472.

Friedrich G. H., Hawkes H. E. Mercury dispersion haloes as ore guides for massive sulfide deposits, West Shasta district, California.— «Mineralium Deposita», 1966, v. 1, N 2, p. 77—88.

Helgeson H. A chemical and thermodynamic model of ore deposition in hydrothermal sistems.— «Min. Soc. Amer.», Spec. Paper. 3, 1970, p. 155—186.

Helgeson H., Kirkham D. Theoretical prediction of the thermodynamic behavior of aqveous electrolites at high pressures and temperatures.— «Amer. J. Sci.», p. I, II, 1974, v. 274, N 10, p. 1089—1261.

Hem J. T. Chemical behavior of mercury in aqveous media.— In: Mercury in the Invironment. Geol. Surv. Prof. Paper, 713, Washington, 1970, p. 19—24.

Hemley J. J. Some Mineralogical Equilibria on the System K_2O—Al_2O_3—SiO_2—H_2O.— «Amer. J. Sci.», 1959, v. 257, N 4, p. 241—271.

Hemley J. J., Meyer C., Hodgson C., Thacher A. Sulfide solubilities in alteration—controlled systems.— «Science», 1967, v. 158, pp. 1580—1592.

Hulin C. D. Metallization from basic magmas. Univ. of Califor., Bull., Dept. Geol. Sci., v. 18, 1929. 223 p.

Johannes W. Bildung von Talk aus Quarz und Magnesit.— «Neues Jahrbuch für Mineralogie», 1966_1, H. 10, s. 305—309.

Johannes W. Experimentelle Magnesitbildung aus Dolomit + $MgCl_2$.— «Contr. Mineral., Petrol.», 1966_2, v. 13, N 1, pp. 51—58.

Jovanovich S., Reed G. W. Hg in metamorphic rocks.—«Geochim. et Cosmochim. Acta», 1968, v. 32, N 3, p. 341—346.

Kennedy G. A Portion of the System Silica-Water.— «Econ. Geology», 1950, v. 45, N 7, p. 629—654.

Knox J. Zur Kenntnis der Ionenbildung des Schwefels und der Komplexionen des Quecksilbers.—«Z. Elektrochem.», 1906, N 12, s. 477—481.

Krauskopf K. B. Physical chemistry of quicksilver transportation in vein fluids.— «Econ. Geol.», 1951, v. 46, p. 498—523.

Krembeller A., Levine A. K., Gashurov G. Hydrothermal Preparation of Two — Component Solid Solutions from II—VI Compounds.— «J. of the Electrochem. Soc.», 1960, v. 107, N 1, p. 12—15.

Langmuir D. J. Stability of Carbonates in the System MgO—CO_2—H_2O.— «J. Geol.», 1965, v. 73, N 5, p. 730—755.

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. Calif. Riverside, 1966. 166 p.

Learned R. E., Tunell G., Dickson F. W. Equilibria cinnabar, stibnite, and saturated solutions in the system HgS—Sb_2S_3—Na_2S—H_2O from 150° to 250°C at 100 bars, with implications concerning ore genesis.— «J. Research US Geol. Surv.», 1974, v. 2, N 4, p. 457—466.

Metz P. W., Winkler H. C. F. Experimentelle Gesteinsmetamorphose — VII. Die Bildung von Talk aus Keiseligem Dolomit.— «Geochim. et Cosmochim.», 1963, v. 27, N 5, p. 431—459.

Mlakar J. New aspects on the origin of the Idrija mercury ore deposit.— «In: I Congreso Internacional del Mercurio, Barcelona. v. I, 1974, p. 157—160.

Mlakar J., Drovenik M. Strukturne in genetske posebnsti Idrijskega rudišca.— «Geologija — Razprave in porocila», 14 kn. Ljublana, 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, p. 37—51.

Nier A. O. A redetermination of the ralative abundances of the isotopes of neon, krypton, rubidium, xenon and mercury.— «Phys. Rev., 1950, v. 79, p. 450—455.

Pollok J. P. Colloidal deposition of cinnabar.— Amer., Inst. Mining a Metall. Engin. Technic public.», 1944, N 1735.

Preuss E., Ziehr H. Zur Verbreitung des Quecksilbers in ostbayerischen Flusspatlagertätten.— «Geol. Rundschau», 1966, Bd. 55, N 2, S. 400—414.

Raab W., Dickson F. Solubility of stibnite in H_3BO_3 and $NaB(OH)_4$ solutions from 100°C to 250°C and 100 to 1000 bars.— «Geol. Soc. Amer. Program. Ann. Meet.», San Francisco, 1966. 170 p.

Ransome F. U. The ore of the Almaden mine.— «Econ. Geol.», 1921, v. XVI, N 4—5, p. 313—321.

Reed G. W. Radioactivation analysis.— In: Proceedings of the radioactivation analysis symposium. London, Butterworths, 1960, p. 48—52.

Rosenberg P. E., Burt D. M., Holland H. D. Calcite-Dolomite-Magnesite Stability Relations, in Solutions, ihe Effect of Ionic Strength.— «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1967, v. 31, p. 291—396.

Rosenberg P. E., Holland H. D. Calcite-Dolomite-Magnesite Stability Relations in Solutions of Elevated Temperatures.— «Science», 1964, v. 145, N 3633, p. 700—701.

Sainsbury C. L., Mackevett E. M., Jr. Quicksilver deposits of Southwestern Alaska.— «U. S. Geol. Surv. Bull.», 1965. v. 1187. 89 p.

Saupe F. La Geologie du gisement de mercure d'Almaden.— «Science de la Terre», 1973. Mem. N 29, Sept. 342 p.

Saupe F. Elements for a reappraisal of the geology of the Almaden mercury deposit.— In: I Congreso International del Mercurio. v. II. Barcelona, 1974, p. 483—490.

Schröcke H. Über die Bildung von Quecksilber-lagerstätten aus magmatischen Gasen. Der Aufschluss.— «Z. für die Freunde der Mineralogie und Geologie», Bd. 23, H. 5, 1972, p. 139—144.

Schuette C. N. Occurence of quicksilver ore bodies.— «Amer. Inst. Min. and Met. Enginiers. Tech. Pub.», 1930, v. 335. 88 p.

Schwarzenbach G., Widmer M. The Solubility of Metallic Sulfides I, Blak mercury sulfide.— «Helv. Chim. Acta», 1963, v. 46, p. 2613—2628.

Siegel S., Siegel B. Geothermal Hazards. Mercury Emission.— «Environmental Science and Technology», 1975, v. 9, N 5, p. 473—474.

Spurr J. E. The ore magmas. N. Y., 1929. 278 p.

Thompson G. A. Transportation and deposition of quicksilver ores in the Terlingua district, Texas.— «Econ. Geol.», 1954, v. 49, N 2, p. 175—197.

Traill R. J., Boyle R. W. Hawleyite, isometric cadmium sulphide, a new mineral.— «Amer. Min.», 1955, v. 40, N 7/8, p. 555—559.

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.

Tunell G., Learned R., Lawrence E. On the origin of the Livingstonite deposits of Huitzuco, Guerrero, Mexico.— In: I Congreso International del Mercurio. Barcelona, 1974, p. 481—482.

Usdowski H. E. Die Phasenbezeichnungen der Systeme $Ca^{++} — Mg^{++} — CO_3^{--} — — Cl_2^{--} — SO_4^{--} — H_2O$ und $Na_2^{++} — Ca^{++} — Mg^{++} — CO_3^{--} — SO_4^{--} — H_2O$. — «Nach. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Physik.», 1964, v. 11, N 20, S. 263—265.

Wachtel A. (Zn, Hg)S and (Zn, Cd, Hg) S Electroluminescent Phosphors.— «J. of the Electrochem. Society», 1960, v. 107, N 8, p. 682—688.

Weisberg B. G., Dickson F. W., Tunell G. Solubility of orpiment (As_2S_3) in $Na_2S—H_2O$ 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. Diverse origins of hydrothermal ore fluids.— «Econ. Geol.», 1974, v. 69, N 6, p. 954—973.

White D. E., Brannock W. W. The sources of heat and water supply of thermal springs, with particular reference to Steamboat Springs, Nevada.— «Amer. Geophys. Union. Tr.», 1950, v. 31, p. 566—574.

Woodhouse C. D., Norris R. M. A New Occurence of Millerite.— «Amer. Min.», 1957, v. 42, N 1—2, p. 113—115.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (*В. А. Кузнецов*). 3

I. Вопросы систематики ртутных месторождений. Формационный метод анализа. Ртутные формации (*В. А. Кузнецов*) 6

II. Особенности металлогении Алтае-Саянской рудной провинции. Место ртутного оруденения в схеме ее развития (*В. А. Кузнецов*) 9

III. Некоторые региональные закономерности размещения ртутного оруденения. Ртутные пояса и зоны (*В. А. Кузнецов*) 14

1. Кузнецко-Алтайский ртутный пояс 16
2. Саяно-Тувинская рудная зона 25
3. Прочие ртутнорудные зоны Алтае-Саянской провинции. 32

IV. Типовые месторождения 34

1. Группировка месторождений (*В. А. Кузнецов*). 34
2. Месторождения магнезиально-карбонатно-киноварного (лиственитового) типа. (*В. А. Кузнецов, А. А. Оболенский*). 34
3. Месторождения карбонатно-киноварного типа. (*В. А. Кузнецов, В. И. Васильев*) 47
4. Месторождения кварц-диккит-киноварного типа. (*А. А. Оболенский, В. И. Васильев*) 55
5. Месторождения кварц-серицит-киноварного типа (*А. А. Оболенский, В. И. Васильев*) 57
6. Месторождения кварц-барит-киноварного типа (*В. А. Кузнецов, В. И. Васильев*) 60
7. Месторождения кварц-барит-блеклорудного типа (*В. И. Васильев*). 68
8. Месторождения флюорит-киноварного (джаспероидного) типа (*В. И. Васильев*) 71

V. Минералогия руд ртутных месторождений (*В. И. Васильев*) 72

1. Рудные минералы ведущих элементов руд 77
2. Рудные минералы второстепенных элементов руд 139
3. Нерудные минералы 146

VI. Гидротермальный метаморфизм вмещающих пород (*И. П. Щербань*) . 154

1. Аргиллизированные породы 155
2. Окварцованные породы 177
3. Доломитизированные породы 184
4. Лиственниты и лиственитизированные породы 192

VII. Вопросы генезиса и возраста ртутных месторождений 210

1. Развитие представлений о генезисе и возрасте ртутного оруденения (*В. А. Кузнецов*) 210
2. Эпохи ртутного оруденения. Связь оруденения с этапами развития тектонических структур. Возраст ртутного оруденения Алтае-Саянской области (*В. А. Кузнецов*) 213
3. О связи ртутного оруденения с магматизмом (*А. А. Оболенский*). 220
4. О природе рудообразующих растворов и источниках рудного вещества (*А. А. Оболенский*) 227
5. Физико-химические условия рудоотложения (*А. А. Оболенский*) 239
6. Первичные ореолы рассеяния ртути (*А. А. Оболенский*) 257

VIII. Положение Алтае-Саянской провинции в Центрально-Азиатском ртутном поясе. Тип Алтае-Саянской провинции (*В. А. Кузнецов*) 267

IX. Заключение (*В. А. Кузнецов*) 275

Литература. 279

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»

готовит к выпуску следующие книги:

Поисковые критерии сульфидных руд норильского типа.

Проблемы генезиса железорудных месторождений Сибири.

Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии.

Дымкин А. М., Сараев С. В., Махнач А. С. Особенности формирования железорудных месторождений гранулитовой фации метаморфизма.

Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22. Магазин «Наука».

Валерий Алексеевич Кузнецов,
Владимир Иванович Васильев,
Александр Александрович Оболенский,
Игорь Павлович Шербань

ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Ответственный редактор
Валерий Алексеевич Кузнецов

Редактор *А. М. Самсоненко*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Н. А. Савельева*
Технический редактор *А. В. Семкова*
Корректоры *Л. А. Гуринович, Н. Г. Примогенова*

ИБ № 9523

Сдано в набор 20 января 1977 г. Подписано в печать 28 марта 1978 г. МН 10225. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага машинномелованная. 18,5 печ. л., 25,9 усл. печ. л. + 1 вкл., 27 уч.-изд. л. Тираж 1000 экз. Заказ № 424. Цена 2 р. 40 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

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