

Н. А. Шило, П. В. Бабкин, В. И. Копытин

**МЕТАЛЛОГЕНИЯ
РТУТИ
СЕВЕРНОГО СЕГМЕНТА
ТИХООКЕАНСКОГО
РУДНОГО ПОЯСА**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КОМПЛЕКСНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

553,499

Н. А. Шило, П. В. Бабкин, В. И. Копытин

МЕТАЛЛОГЕНИЯ
РТУТИ
СЕВЕРНОГО СЕГМЕНТА
ТИХООКЕАНСКОГО
РУДНОГО ПОЯСА

2290



ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА
Москва 1978



Шило Н.А., Бабкин П.В., Копытин В.И. Металлогения ртути северного сегмента Тихоокеанского рудного пояса. М., "Наука", 1978.

Рассмотрены закономерности размещения ртутоносных зон и месторождений северной части Тихоокеанского рудного пояса Северо-Востока СССР, Камчатки, о.Сахалина, советского Дальнего Востока, Аляски, Британской Колумбии и Западных штатов Америки. Проведен сравнительный анализ ртутного оруденения для восточноазиатского и североамериканского отрезков рудного пояса. Даны систематика ртутных месторождений, их вещественный состав, условия формирования, связи с магматизмом. Монография предназначена для геологов и специалистов, занимающихся проблемой эндогенного рудообразования, может быть полезна студентам-геологам вузов. Табл. 6, ил. 52. Библ. 173 названия.

Ответственный редактор
академик В.А. КУЗНЕЦОВ

ПРЕДИСЛОВИЕ

В последние годы ртутному оруденению северного сегмента Тихоокеанского обрамления уделяется значительное внимание. Здесь разрабатываются многие месторождения, выявлены весьма перспективные объекты. Обобщение фактического материала позволит выработать рациональные приемы организации поисковых, оценочных и разведочных работ на конкретных территориях и объектах, проведения комплекса научных исследований. Существуют представления о том, что ртутная минерализация — длительный и сложный процесс металлогенического развития тектоно-магматических комплексов, поэтому выяснение даже пространственных соотношений ртутной минерализации с различными металлами поможет познать более общие законы рудообразования в конкретных районах.

По региону пока нет специальных обобщающих публикаций по ртути, лишь отдельные его части описаны в ряде монографий и статей. Естественно, что не все вопросы и в настоящей работе получили равноценное освещение, однако многие из них, на наш взгляд, рассмотрены достаточно полно.

В работе дана краткая геологическая и металлогеническая характеристика северного сегмента Тихоокеанского обрамления, описаны региональные и локальные особенности размещения ртутного оруденения по североазиатскому и североамериканскому его отрезкам.

При выработке классификации ртутных месторождений использован опыт исследователей, особенно советских, изучавших многочисленные ртутные месторождения не только Тихоокеанского рудного пояса, но и некоторых других ртутоносных провинций мира.

При изложении фактического материала признано целесообразным дать описание эндогенных собственно ртутных, эндогенных ртутьсодержащих, а также еще слабо изученных комплексных ртутных месторождений.

Описан минеральный состав как рудных тел, так и околорудно измененных пород. Рассмотрены особенности распределения минералов по вертикали и латерали в рудных телах и в измененных породах. Приведена сравнительная характеристика ртутоносных провинций региона. В результате анализа всего материала предложены поисковые признаки ртутного оруденения и даны рекомендации для их применения.

Работа выполнена в лаборатории эндогенного рудообразования СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. Для характеристики ртутоносных районов и месторождений использованы материалы геологов Северо-Восточного территориального геологического управления (СВТГУ), Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института (СВКНИИ), Якутского территориального геологического управления (ЯТГУ), Камчатского территориального геологического управления (КТГУ), Всесоюзного геологического научно-исследовательского

института (ВСЕГЕИ), Всесоюзного аэро-геофизического треста (ВАГТ), Института минералогии, геохимии редких элементов (ИМГРЭ), Приморского и Сахалинского геологических управлений. Это работы В.Ф. Белого, В.И. Бергера, П.Д. Волошина, В.Н. Вершковой, М.А. Галкина, В.И. Гончарова, В.С. Груздева, Е.Г. Дубинина, Б.Х. Егиазарова, Р.А. Еремина, А.Д. Захарова, В.Н. Кузьмина, Е.П. Кима, В.В. Масленникова, В.М. Мерзлякова, С.И. Набоко, И.Я. Некрасова, А.П. Пермякова, Н.А. Озеровой, В.В. Онихимовского, А.Я. Радзивилла, В.С. Рождественского, И.С. Розенблюма, Ю.Б. Сазанова, А.А. Сидорова, З.В. Сидоренко, М.В. Сусова, А.Л. Сыромятникова, Т.В. Тарасенко, С.М. Тильмана, В.А. Титова, И.Н. Титова, В.И. Тутубалина, Р.Б. Умитбаева, Д.Н. Федотова, А.Д. Шеглова. Используются также работы американских геологов Дж. Армстронга, Э.Бейли, Ф.Диксона, Ф.Кинга, Р.Линна, А.Моисеева, Дж.Танелла, Э.Фиска, Э.Форда, Д.Уайта и др.

При решении ряда вопросов геологии и металлогении авторы получили большую помощь от ученых-специалистов: академика В.А. Кузнецова, академика В.И. Смирнова, члена-корреспондента Д.Н. Шахова, докторов и кандидатов В.П. Федорчука, В.В. Иванова, Н.А. Никифорова, В.Э. Пояркова, П.А. Шехтмана, С.М. Мельникова, А.А. Сидорова, В.Ф. Белого, В.И. Васильева, А.А. Оболенского. Всем им авторы выражают благодарность.

I

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЕВЕРНОГО СЕГМЕНТА ТИХООКЕАНСКОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Тихоокеанское обрамление в своей северной части отличается рядом тектонических и металлогенических особенностей. Оно включает своеобразные по развитию жесткие дорифейские структуры, палеозойские, мезозойские и кайнозойские складчатые пояса с отчетливым постепенным омоложением в сторону Тихого океана в азиатской части и, напротив, с четкой зональностью омоложения (от более древних к молодым) в направлении от Тихого океана на восток, в американском секторе.

В азиатском отрезке зафиксировано несколько металлогенических эпох со специфическим набором полезных ископаемых. Наиболее древняя — раннедокембрийская эпоха, в течение которой развивались ядра (массивы), вкрапленные в мезозойские складчатые пояса (Сино-Корейская платформа, Охотский, Омолонский массивы). Отличительная черта этого времени — образование многочисленных месторождений железа и золота при ограниченном распространении титана, кобальта, меди, никеля.

Рифейско-кембрийская металлогеническая эпоха во многом наследует черты предшествующей. Для нее характерны месторождения железа, ванадия, молибдена. На заключительных стадиях (период складкообразования) внедрение больших масс гранитоидной магмы сопровождало формирование месторождений олова, свинца, цинка, отчасти железа, золота, вольфрама.

Средний и верхний палеозой, в течение которого сформировались соответствующие складчатые зоны, характеризуется незначительным проявлением железа, марганца, меди, золота.

Наиболее интересна с точки зрения интенсивности и многообразия полезных ископаемых мезозойская эпоха. Именно в это время образовались богатые и разнообразные по формационной принадлежности месторождения вольфрама, молибдена, золота, олова, полиметаллов, сурьмы, ртути и др. Отчетливо видна тенденция омоложения металлогении в направлении к Тихому океану: в островной его части широко распространены представители юных месторождений различных металлов. На этот этап падает образование месторождений железа, титана, хрома, никеля, кобальта, меди, золота, серебра, свинца, цинка и других металлов.

Металлогения азиатского отрезка Тихоокеанского обрамления в первом приближении отражает региональную зональность, выражающуюся в том, что более молодые члены всей серии располагаются ближе к впадине океана, хотя эта зональность нарушена наложением минерализации позднего периода. Исключительно большую роль в размещении магматических образований и в металлогенической зональности играют протяженные длительно развивающиеся разломы, обрамляющие впадину Тихого океана, а также поперечные к ним разрывы (Кинг-Атабаска, Стикин, Брюин-Клондайк и др.).

В американском сегменте выделяются (с востока на запад) миогеосинклинальный пояс Милларда, зона срединных и остаточных массивов (Юкон — Оми-нека) и эвгеосинклинальный пояс Фрезер. Здесь выделяются позднедокембрийская и мезозойско-раннетретичная металлогенические эпохи. В позднедокембрийскую эпоху возникли многочисленные серебро-свинцово-цинковые стратиформные и жильные месторождения (Сулливан и др.). К этому же времени

относится образование мелких золоторудных месторождений, возможно и медных.

В складчатых поясах мезозойско-третичного возраста широко распространены жильные полиметаллические и серебряные месторождения (Кено-Хилл, Галена-Хилл и др.), а также связанные с массивами ультраосновных пород небольшие месторождения хромита, сульфидных медно-никелевых руд. Особо следует отметить обильные и богатые месторождения железа, меди и золота, приуроченные к зеленокаменным толщам главным образом триас-юрского возраста. С внедрением крупных батолитоподобных гранитоидных тел исследователи связывают рудопроявления вольфрама (иногда имеющие промышленное значение), олова, молибдена, меди, серебра, свинца, цинка.

С интенсивным магматизмом (субаэральный вулканизм) вдоль крупных поперечных разрывов связывается формирование крупных медных и медно-молибденовых месторождений так называемого "порфирового" типа. В их рудах в повышенных количествах присутствуют золото и серебро.

В заключительные стадии второй металлогенической эпохи происходило образование сурьмяно-ртутного, ртутного, мышьякового и подчиненного им золотого оруденения.

В целом в североамериканском отрезке проявляется региональная металлогеническая зональность: четко обособляются зоны, обрамляющие Тихий океан, и выделяются металлогенические зоны, секущие предыдущие.

II

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

СЕВЕРО-АЗИАТСКИЙ СЕГМЕНТ

Северо-Азиатский сектор Тихоокеанского обрамления включает различные по тектонической позиции и металлогенической характеристике провинции ртутного оруденения. Провинции Советского Союза (Северо-Восток, Камчатка, Сахалин, Приморье) и зарубежные (Япония) характеризуются значительным распространением месторождений и рудопроявлений. В советском отрезке пояса ртутное оруденение стало известно с 40-50-х годов, в Японии первые ртутные месторождения открыты в конце XIX в. и к настоящему времени многие из них практически отработаны.

СЕВЕРО-ВОСТОК СССР

Наибольшую территорию Северо-Востока занимают разнообразные складчатые системы мезозойского возраста, остальная площадь принадлежит кайнозойским сооружениям внутренней зоны Тихоокеанского обрамления, где наиболее отчетливо наблюдается сочленение материков и океанических структур.

Характерная особенность геологического строения Северо-Востока — четко установленная миграция геосинклиналей с запада на восток, выражаемая сменной мезозойских складчатых систем кайнозойскими. Первые занимают окраинно-материковую часть, сформированную на относительно мощной (35-40 км) коре континентального типа, имеют ярко выраженное блоково-глыбовое строение, где кристаллический фундамент опущен на различную глубину. Вторые представляют в основном переходную зону между континентом и океаном; кора их менее мощная. Своеобразие Северо-Востока подчеркивается также мощным проявлением мезозойского и раннекайнозойского гранитоидного магматизма в мезозойских системах и менее мощного гипербазитового и основного магматизма — в кайнозойских.

Для анализа закономерностей размещения ртутного оруденения в этом регионе нами принята за основу схема тектонического районирования, составленная В.Ф.Белым, А.А. Николаевским, С.М.Тильманом и Н.А.Шило (1966), существенно дополненная данными исследований последних лет (Шило и др., 1973, 1975).

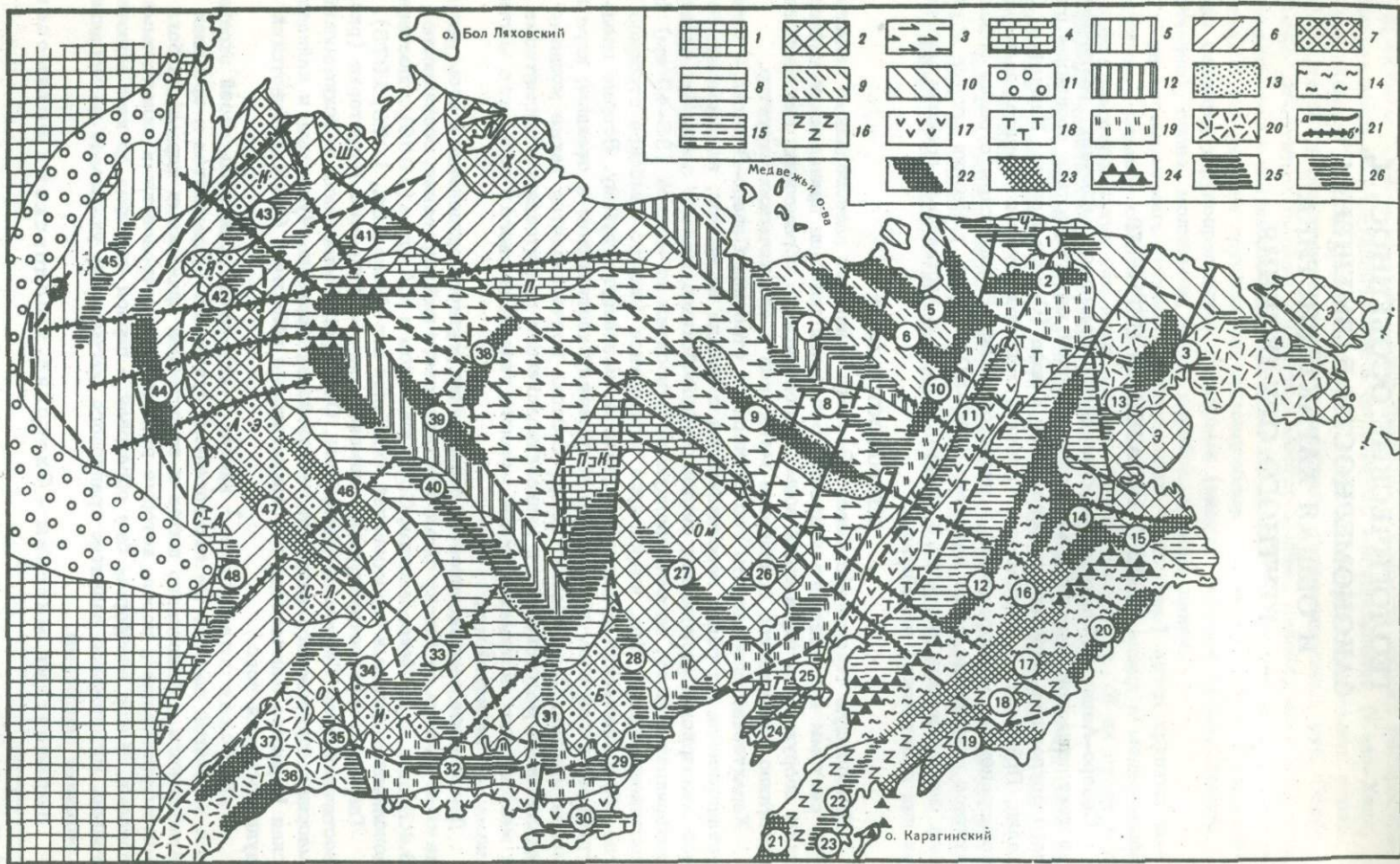
Главные геологоструктурные элементы рассматриваемой территории (рис. 1): восточный край Сибирской платформы, Охотский, Омолонский и Эскимосский массивы дорифейского возраста, мезозойская Верхояно-Чукотская и кайнозойская Корьяско-Камчатская геосинклинальные области и Охотско-Чукотский вулканогенный пояс.

Сибирская платформа¹ входит в эту территорию лишь своей окраинной восточной частью. Ее гетерогенный фундамент вскрывается в пределах Анабарского и Алданского щитов и представлен архейскими ядрами глубоко метаморфизованных пород, которые разделены протерозойскими складчатыми поясами. Чехол платформы был образован в период от рифея до юры включительно. Интенсивное развитие трапного магматизма указывает на мобильное состояние платформы.

Дорифейские массивы — Охотский, Омолонский и Эскимосский

¹ Ртутоносность этой структуры не рассматривается.

² Существование Эскимосского массива спорно (Мерзляков и др., 1974).



по мнению С.М. Тильмана и др. (1969), — высокоподнятые “обломки” стабилизированных протерозойских складчатых структур в мобильных молодых геосинклинальных областях. Они располагаются в складчатых областях и представляют собой гетерогенные образования, происхождение, история геологического развития и строение которых изучены еще недостаточно. Так, Охотский массив многие исследователи (например, Гринберг, 1968 г.) считают фрагментом Сибирской платформы, отделенным от последней протерозойским прогибом. Метаморфические образования Омолонского массива также сходны с породами фундамента Сибирской платформы.

Другие исследователи (Шило и др., 1975) считают, что массивы имеют общую историю развития с окружающими геосинклинальными прогибами и рассматривают их как составные элементы в геосинклинальных областях. Фундамент массивов сложен архейскими и протерозойскими глубоко метаморфизованными комплексами (гнейсы, мигматиты, кристаллические сланцы, амфиболиты, кальцитифиры). Перекрывающий его чехол — рифейско-нижнепалеозойского (нижний ярус) и палеозойско-мезозойского (верхний ярус, девон-средняя юра) возраста. Нижний ярус сложен терригенными и карбонатными отложениями.

Рис. 1. Схема тектоники и размещения ртутьносных зон Северо-Востока СССР

1 — Сибирская платформа; 2 — дорифейские массивы (О — Охотский, Ом — Омолонский, Э — Эскимосский). *Верхояно-Чукотская складчатая область* (3-13): 3 — Алазейско-Олойская эвгеосинклиналь; 4-10 — Яно-Колымская и Чукотская миеосинклинальные системы; 4 — краевые и внутренние поднятия, сложенные докембрием и палеозоем (С-Д — Сеттэ-Дабанское, П-К — Приколымское, П — Полоусненское, Ч — Чукотское); 5 — Верхоянская зона коробчатой линейной складчатости; 6 — Яно-Сутгойская зона глыбовой складчатости; 7 — районы пологих дислокаций (Б — Балыгычанский, И — Иняйский, С-Л — Сунтаро-Лабирьинский, А-Э — Адыча-Эльгинский, Я — Янский, К — Куларский, Ш — Шелонский, Х — Хромский); 8 — Иньяли-Дебинская зона линейной изоклинальной складчатости; 9 — Анюйская складчатая зона; 10 — Чаунская складчатая зона; орогенные структуры: 11 — Приверхоянский краевой прогиб, 12 — регенерированные эвгеосинклинальные прогибы, 13 — вулканогенные зоны. *Корякско-Камчатская складчатая область* (14-16): 14 — внутренняя зона и 15 — внешняя зона Анадырско-Корякской системы, 16 — Олюторско-Камчатская система. *Охотско-Чукотский вулканогенный пояс* (17-20): 17 — унаследованная и 18 — новообразованная подзоны внутренней зоны, 19 — внешняя зона, 20 — фланги. *Разломы, ртутьнорудные формации и зоны*: 21 — разломы (а — преимущественно продольные, б — преимущественно поперечные). *Главнейшие ртутьнорудные формации*: 22 — ртутные, 23 — ртутно-сурьмяные, 24 — мышьяково-сурьмяно-ртутные, 25 — полиметаллически-ртутные с сурьмой, 26 — комплексные неразделенные. *Ртутьносные зоны и узлы* (номера в кружках): Чукотская зона (1), Паляваамская (2), Матачингайский узел (3), Ионивеемская (4), Раучуанская (5), Погынденская (6), Мало-Анюйская (7), Больше-Анюйская (Чимчемемельская, 8), Олойская (9), Яблонская (10), Анадырская (11), Таловско-Майнская (12), Амгуэмо-Канчаланская (13), Майно-Спужская (14), Чиринайская (15), Найвал-Ванетатская (16), Энычайвеемская (17), Вывенская (18), Олюторская (19), Прибрежная (20), Западно-Камчатская (21), Центрально-Камчатская (22), Восточно-Камчатская (23), Южно-Тайгоноская (24), Северо-Тайгоноская (25), Коаргычанская (26), Коркодонская (27), Омсукчанская (28), Таватумо-Пареньская (29), Конинская (30), Арманская (31), Челомджа-Арманская (32), Ая-Уряхская (33), Челомджинская (34), Ульбейская (35), Ульинская (36), Майская (37), Алазейская (38), Индигирская (39), Таскано-Полоусненская (40), Полоусненская (41), Янская (42), Куларская (43), Верхне-Дулгалахская (44), Западно-Верхоянская (45), Верхне-Индигирская (46), Брюнгадинская (47), Сеттэ-Дабанская (48)

ями мощностью 3,5 км, в верхнем ярусе наблюдаются прерывистые серии терригенных, терригенно-карбонатных и вулканогенных пород такой же мощности.

На массивах развиты орогенные комплексы верхней юры и мела, представленные морскими и континентальными осадочно-вулканогенными молассаами наложенных впадин.

Верхояно - Чукотская складчатая область граничит на западе с Сибирской платформой, а на востоке и юго-востоке по системам дуговых разломов - с кайнозойдами Корякии, отделена от последних Охотско-Чукотским вулканогенным поясом. В истории развития области выделяются два этапа: ранне-среднепалеозойский, геосинклиальный редуцированный без орогенной стадии и гранитного магматизма и мезозойский - полный, характеризующийся стабилизацией части структур к началу мезозоя. Для обоих этапов характерно проявление геосинклиального вулканизма, развитие формаций миогеосинклиального и эвгеосинклиального типов (терригенно-карбонатных и карбонатных - в палеозое и терригенных - в мезозое); в мезозойский этап интенсивно проявлен позднеорогенный и посторогенный гранитный магматизм.

Верхояно-Чукотская область состоит из Алазейско-Олойской эвгеосинклиальной системы и сопряженных с ней Яно-Колымской и Чукотской миогеосинклиальных систем.

Алазейско-Олойская система выделена на месте бывшего Колымского массива и Олойского геосинклиального прогиба. Она представлена рядом зон, сложенных главным образом палеозойскими и раннемезозойскими дислоцированными эвгеосинклиальными толщами, претерпевшими в ряде мест глаукофановый метаморфизм. Среди интрузивных образований широко развиты породы габбро-гранодиорит-плагиигранитного ряда. Вероятнее всего, система заложилась на меланократовом основании в рифее - раннем палеозое; орогенный этап в ней наступил в начале средней юры и несколько раньше, чем в миогеосинклиналях.

Яно-Колымская и Чукотская системы, несмотря на ряд различий, обладают общими признаками. Обе системы одновременно завершили геосинклиальное развитие в течение поздней юры - раннего мела, однако начало их формирования относится к рифею. Гранитизированный дорифейский фундамент основания почти повсеместно перекрыт двумя комплексами: нижним, образованным преимущественно терригенно-карбонатными формациями рифея - среднего палеозоя мощностью до 10-15 км, и верхним (верхоянским), в котором резко преобладают терригенные формации палеозоя-мезозоя мощностью до 10-12 км.

В наиболее изученной Яно-Колымской системе выделяются: краевые и внутренние поднятия (Сеттэ-Дабанское, Омудевское, Тасхаяхтахское, Полоусненское, Приколымское, Тайгоносское), Верхоянская зона линейной коробчатой складчатости, Яно-Сугойская зона глыбовой складчатости, районы пологих дислокаций (Балыгычанский, Иньяйский, Сунтаро-Лабыркинский, Адыча-Эльгинский, Янский, Куларский, Шелонский, Хромский) и Иньяли-Дебинская зона линейной изоклиальной складчатости.

На тектонической схеме (Шило и др., 1975) районы пологих дислокаций включены в зону Яно-Сугойской глыбовой складчатости как срединные массивы с погруженным под верхоянский комплекс фундаментом, параллелизирующиеся с дорифейскими массивами, где фундамент выведен на дневную поверхность. На тектонической схеме Якутии (Мокшанцев и др., 1975) эти районы трактуются как брахиантиклинали или сводово-глыбовые поднятия.

Структуры основания в Яно-Колымской системе со структурами геосинклиального комплекса связаны более или менее постепенными переходами и единством тектонического плана.

Оба типа структур обычно имеют линейный характер складчатости. Лишь в районах пологих дислокаций преобладают нелинейные структуры: брахиантиклинали, сундучные и шелевидные синклинали, пологие моноклинали, возникновение которых скорее всего связано с тектоническим положением и строением фундамента складчатых зон.

Чукотская складчатая система отличается более прерывистым развитием и складчато-глыбовым строением, что обусловлено промежуточным ее положением между колымскими мезозоидами и невадидами Северной Америки. В системе обособляются Анойская и Чаунская складчатые зоны, в основании которых обнажаются палеозойские поднятия - Алярмаутское, Куульское, Коэввунское.

В геосинклинальном комплексе выделяются Паляваамский, Эжатапский, Анойский синклинальные прогибы сложного строения. Складчатые формы в них разнообразны - линейные и брахиформные, симметричные и асимметричные, пологие, изоклинальные и опрокинутые. В пределах Анойской зоны в составе геосинклинального комплекса более широко развит флиш, сильнее проявляется региональный метаморфизм.

В миогеосинклинальных системах широко проявлен гранитоидный калиевого ряда и диабазовый интрузивный магматизм, контролируемый региональными разломами; в отдельных складчатых зонах развиты дайковые пояса; для краевых поднятий и зон глыбовой складчатости характерны сиениты и щелочные габброиды.

В мезозоидах весьма разнообразен комплекс орогенных структур, среди которых выделяются наложенные впадины (Аркагалинская, Раучуанская, Айнах-кургенская и др.) и остаточные прогибы (Зырянский), Приверхойнский краевой прогиб, регенерированные геосинклинальные прогибы (Южно-Анойский, Илин-Тасский) и внутренние вулканогенные пояса (Уяндино-Ясачненский, Курьинский).

Корякско - Камчатская кайнозойская складчатая область состоит из двух разновозрастных систем - Анадырско-Корякской и Олюторско-Камчатской. Складкообразование в первой из них завершилось в конце сенона - начале палеогена, вторая система, очевидно, и в настоящее время пребывает в стадии орогенного развития.

Основание Анадырско-Корякской системы сложено палеозойским комплексом, выведенным в поднятиях Таловско-Майнского антиклинория и Хатырского блока. Породы, слагающие эти структуры, интенсивно дислоцированы, образуют системы мульдообразных и брахиформных складок, нарушенных сбросами. Геосинклинальный комплекс системы имеет сложное строение. Он представлен континентальными угленосными, кремнисто-вулканогенными, базальтовыми, спилитовыми породами.

Большие мощности отложений (10-16 км), широкое развитие офиолитовых формаций, сложнейшая складчато-чешуйчатая структура, сопровождаемая серпентинитовым меланжем, указывают на эвгеосинклинальную природу складчатой системы. Во внешних ее зонах мощности однообразных отложений обычно в 1,5-2 раза меньше, чем во внутренних, толщи смяты в простые линейные и брахиформные складки, офиолиты не известны; для внутренних зон характерны более высокие степени дислоцированности и метаморфизма; сложнее здесь и разрывная тектоника.

Позднегеосинклинальные структуры представлены различными по размерам и форме унаследованными и наложенными впадинами и прогибами, в строении которых принимают участие брахисинклинали и брахиантиклинали, мульды, куполовидные складки, вулканические покровы.

Олюторско-Камчатская система в рассматриваемом регионе представлена лишь северной периферической частью. Здесь широко распространены осадочно-вулканогенные отложения верхнемелового, палеогенового возраста, среди которых распространены формации, близкие к офиолитовым. Как известно, в целом для геологического строения всей Корякско-Камчатской складчатой области типично развитие протяженных чешуйчато-надвиговых зон, к которым нередко приурочены пояса гипербазитов; они контролируются глубинными разломами внутренней зоны Анадырско-Корякской системы.

Охотско - Чукотский вулканогенный пояс расположен в зоне сочленения разнонаправленных складчатых систем мезозойской и кайнозойской областей. По данным А.А. Николаевского (1964), эта узкая зона характери-

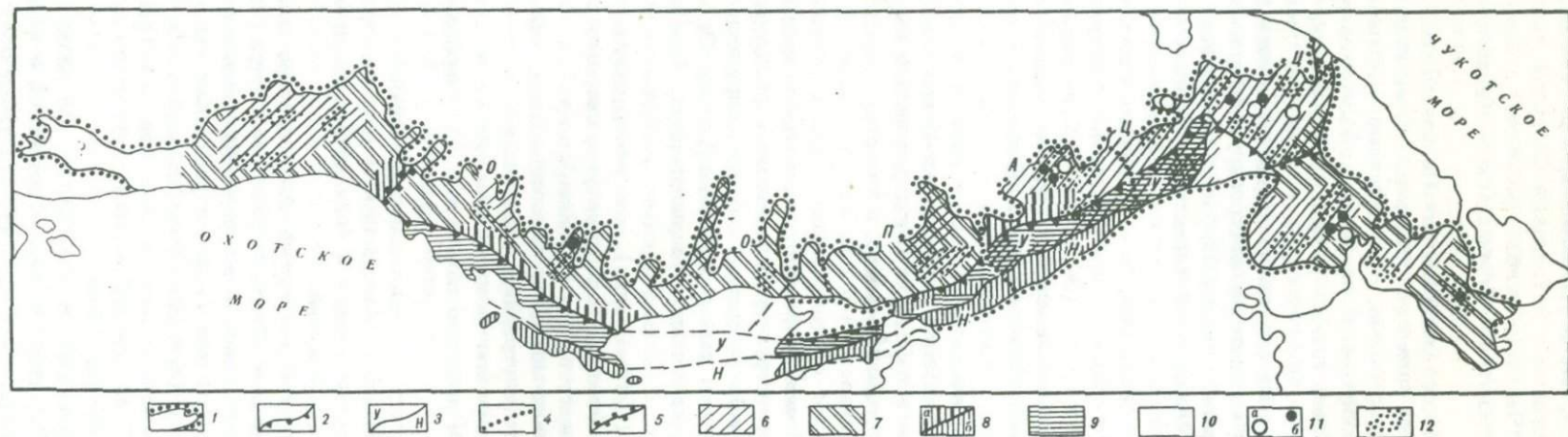


Рис. 2. Схема структурного районирования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (по В.Ф. Белому, 1975) и его рудоносность

Границы: 1 - Охотско-Чукотского пояса, 2 - внешней и внутренней зон, 3 - унаследованной (У) и новообразованной (Н) подзон, 4 - секторов (Ц - Центрально-Чукотский, А - Анадырский, П - Пенжинский, О - Охотский), 5 - флангов; 6 - районы вулканических плато; 7 - районы интрузивно-эффузивных структурных комплексов; 8 - районы магматогенных поднятий (а - простых, б - с элементами складчатых деформаций); 9 - районы преимущественного развития линейных отрицательных вулканотектонических структур с элементами складчатых деформаций; 10 - районы с невыясненным характером структурных форм; 11, а - ртутные месторождения, 11, б - рудопроявления; 12 - шлиховые ореолы. Перекрестная штриховка - районы сочетания разных структурных форм

зуется сокращенной мощностью гранитного и увеличенной — базальтового слоев по сравнению с прилегающей к ней областью мезозойской складчатости. Формирование пояса происходило в течение альба — первой половины сеномана.

Охотско-Чукотский пояс (рис. 2) имеет четко выраженное зональное строение. В.Ф. Белый (1975) в его границах выделяет Охотский, Пенжинский, Анадырский, Центрально-Чукотский вулканические районы, что отражает его поперечную зональность. По отношению к Анадырско-Корякской системе наблюдается продольная зональность пояса, выраженная внешней и внутренней зонами; граница между ними на большей части территории проходит по Анадырскому глубинному разлому. Вулканические толщи во внешней зоне резко несогласно наложены на структуры мезозойид. Они слагаются андезито-базальтами и андезитами, наряду с которыми в ряде районов (Центрально-Чукотский, Ульинский прогиб и др.) широко развиты игнимбриты кислого состава, ассоциирующие с гранитоидами кали-натрового ряда. Для зоны характерно сложное сочетание различных по размерам и форме вулканоструктур (изометричные вулканопрогибы, структуры оседания, куполовидные и горстообразные поднятия и т.д.) и разрывных нарушений.

Во внутренней зоне преобладают высокоглиноземистые базальты, смятые в пологие прерывистые приразломные складки и флексурные перегибы в толще нижних структурных ярусов или образующие мощные покровы — в верхних ярусах. Крупные линейные отрицательные вулканотектонические структуры — характерные элементы их строения.

Схема формационного соотношения вулканитов в различных районах пояса показана на рис. 3.

Вопросами ртутного оруденения на территории Северо-Востока СССР в разные годы занимались многие исследователи. В монографических работах П.В. Бабкина (1969, 1975) описаны региональные закономерности размещения месторождений, их систематика, геология и минералогия. Рудноформационному анализу, изучению структур рудных полей и месторождений, минералого-геохимическим и генетическим особенностям оруденения, вопросам поисков и оценки месторождений, составлению металлогенических и прогнозных карт на ртуть и сурьму по отдельным районам посвящены публикации П.В. Бабкина, В.И. Бергера, М.А. Галкина, О.В. Вершковской, В.С. Грузлева, Е.П. Кима, В.И. Копытина, И.Я. Некрасова, А.А. Оболенского, Н.А. Озеровой, Т.В. Тарасенко, В.А. Титова, В.П. Федорчука и др. Все исследователи в той или иной степени характеризовали основные металлогенические особенности ртутного оруденения региона. Для отдельных районов и в целом для всей территории Северо-Востока проведено металлогеническое районирование с описанием ртутоносных зон и месторождений.

Однако прежние металлогенические построения по ртути проводились на устаревших тектонических схемах, претерпевших за последние годы существенные изменения (Мокшанцев и др., 1975; Шило и др., 1975). В настоящей работе вопросы металлогении ртути Северо-Востока СССР рассматриваются с учетом новейших представлений по тектонике этого региона.

Ртутная минерализация на данной территории широко распространена, но промышленные месторождения сравнительно редки, хотя установлены в различных структурных зонах. Общим в контроле размещения для всех месторождений ртути этого региона, как, впрочем, и других, являются разрывные нарушения, масштаб которых различен. Существенное значение имеют также тип разрывных нарушений и их положение в складчатых областях или в вулканогенном поясе. Нередко определенную роль играет состав вмещающих пород. Все это сказывается на морфологических особенностях месторождений, минеральном составе руд, характере околорудных изменений и др.

На территории Северо-Востока СССР геологи (Кузнецов, 1970; Бабкин, Копытин, 1973; Бабкин, 1975) выделяют три ртутоносные провинции, каждая из которых приурочена к соответствующей тектонической области с присущей ей металлогенией: 1) Верхояно-Чукотская провинция, включающая область ме-

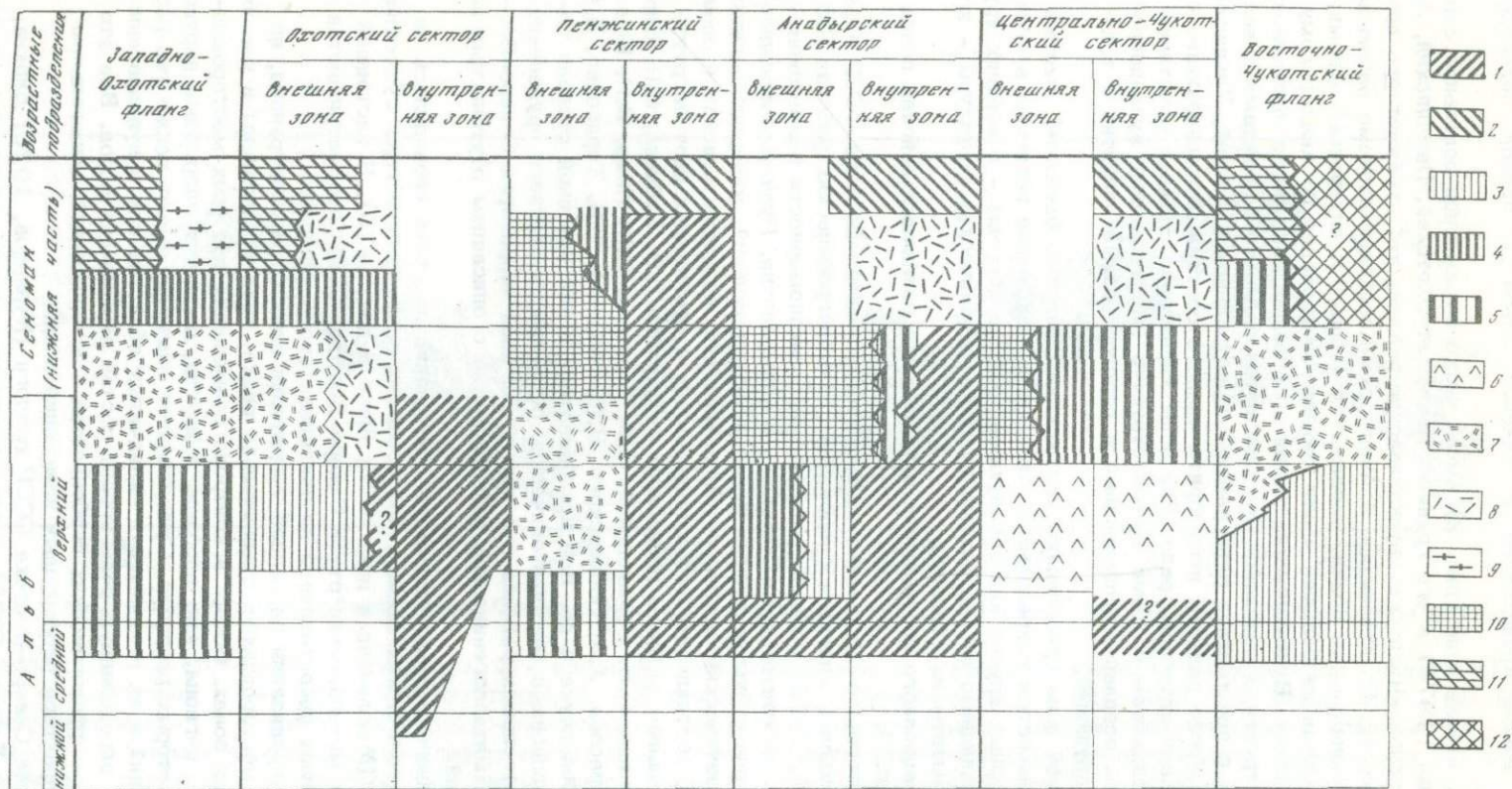


Рис. 3. Вулканические формации Охотско-Чукотского пояса (по В.Ф. Белому, 1975)

1-2 - базальтовые формации (1 - высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов, 2 - базальто-трахибазальтов);
 3-5 - андезитовые формации (3 - амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезито-базальтов, 4 - двупироксеновых андезито-базальтов и андезитов, 5 - андезитовые формации неустойчивого петрографического типа); 6-8 - игнимбрические формации (6 - липарит-андезит-дацитовая, 7 - липарит-дацитовая, 8 - липаритовая, 9 - липарит-трахитовая); 10-12 - контрастные формации (10 - липарит-андезит-базальтовая, 11 - липарит-(трахилипарит)-базальтовая; 12 - неуставленного петрографического типа)

зозойской складчатости и массивы с дорифейским фундаментом, 2) Охотско-Чукотская – территория Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и 3) Корякско-Камчатская – область кайнозойской складчатости.

Месторождения и рудопроявления ртути в этих провинциях группируются в протяженные линейные зоны, последние образуют рудные районы и узлы, контролирующиеся региональными разломами и их пересечениями. По отношению к складчатым структурам выделяются ртутоносные зоны и узлы, согласные и несогласные к направлению складчатости, а также внутренние и краевые. Кроме того, выделяются зоны внутри и по периферии дорифейских массивов и районов пологих дислокаций (см. рис. 1).

Верхояно-Чукотская провинция

Область мезозойской складчатости, как видно из тектонической схемы (рис. 1), имеет неоднородное строение. Прослеживаются различия в истории развития, в составе формаций осадочных, интрузивных и эффузивных образований Яно-Кольмской и Чукотской складчатых систем, а также в строении внутренних структур этих систем. На основе геофизических сообщений можно говорить и о неоднородности строения фундамента, на котором сформировались складчатые структуры, о его блоковом строении. Блоки обычно разделены крупными разломами, зонами напряженной складчатости, вдоль которых наблюдаются проявления интрузивного магматизма, иногда поля эффузивов. Эти ослабленные в тектоническом отношении участки наиболее проницаемы и определяют положение ртутоносной минерализации.

Ртутные проявления в структурах мезозойских известны и в миогеосинклинальных, и в эвгеосинклинальных системах, располагаются в районах линейной, коробчатой, брахиформной складчатости, в участках выходов палеозойского основания и по периферии дорифейских массивов. Наиболее интенсивная минерализация локализуется на сочленении разнородных структурных сооружений: Верхоянской зоны линейной складчатости – с Яно-Сугойской складчатой зоной, Иньяли-Дебинской зоны – с Алазейско-Олойской, Анжуйской – с Чаунской и т.д. Интенсивно проявлено ртутное оруденение в так называемых районах пологих дислокаций (Адыча-Эльгинский, Балыгычанский, Янский и др.), а также вдоль выходов на поверхность палеозойского основания складчатых систем, составляющих краевые и внутренние поднятия (Омулевское, Тасхаяхтахское, Полоусненское). Оно проявляется также в связи с орогенными поздне- и послегеосинклинальными структурами. Значительные шлиховые ореолы и рудопроявления известны в пределах Раучуанской и Момо-Зырянской наложенных впадин, Приверхоанского краевого прогиба, Тытыльвеевской, Айнахургенской окраинных позднегеосинклинальных впадин, в орогенных вулканических поясах.

Ранние разрывы геосинклинального периода, с которыми связано формирование геосинклинальных трогов мезозойских, возникали, по-видимому, еще в среднем и верхнем карбоне и продолжали развиваться до конца юры. Они редко достигают базальтового слоя. Соскладчатые разрывы позднеюрского возраста отражают средние этапы геосинклинальной истории рассматриваемых провинций, трассируются добазальтовыми дайками и наследуют расколы основания. Меловые послескладчатые нарушения, контролирующие поля эффузивов, образовались в орогенную стадию. На конечных этапах развития складчатых зон возникли субплатформенные разломы, расколы глубинного и поверхностного происхождения, с которыми в основном и связана низкотемпературная гидротермальная минерализация.

Региональные разрывы первых двух групп почти всегда ориентированы согласно направлению складчатых систем. Среди продольных разломов третьей группы встречаются нарушения, поперечные к складчатости, а на конечном этапе складкообразования сформировались разломы различного направления. Значительная часть их связана с активизацией складчатых областей. Конкордантные со складчатостью разломы обычно определяют положение крупных ртутоносных зон, дискордантные нарушения чаще контролируют размещение более

мелких ртутных подзон. Последние четко проявлены в Чукотской системе. Рудные узлы, состоящие, как правило, из нескольких месторождений и рудопроявлений ртути, локализируются в зонах пересечения нарушений, согласных и несогласных со складчатостью.

Для регионального размещения ртутного оруденения возраст, состав, литология и стратиграфические особенности вмещающих пород имеют подчиненное значение по сравнению с тектоническими факторами, хотя роль их в размещении месторождений существенна. Месторождения и рудопроявления присутствуют в различных по составу и возрасту породах. Большая часть их связана с триасовыми и юрскими песчано-сланцевыми толщами, они известны в карбонатных толщах палеозоя и в меловых вулканогенно-осадочных образованиях наложенных впадин; отдельные находки киновари в последнее время обнаружены в диоритовых дайках на Алазее.

Форма рудных тел разнообразна: падающие тела, пластовые залежи, реже — штокверки в терригенных породах, крупные гнезда и линзы в карбонатных толщах.

Минеральный состав руд довольно простой и различен в месторождениях, расположенных в терригенных и карбонатных породах. В первых главные жильные минералы — кварц, железистые карбонаты и каолинит-дикиит, во вторых — доломит, кальцит. Основной рудный минерал — киноварь, в отдельных месторождениях заметную роль играют антимонит, сфалерит; другие минералы обычно редки.

В Верхояно-Чукотской ртутоносной провинции можно выделить Яно-Колымскую, Чукотскую и Алазейско-Олойскую субпровинции, различающиеся особенностями регионального и локального размещения ртутного оруденения, а также составом рудных формаций.

Яно-Колымская субпровинция — наиболее интересная и сложная и в тектоническом, и в металлогеническом отношении. Ртутное оруденение здесь известно практически во всех основных тектонических структурах, однако интенсивность минерализации в них весьма неравномерна. Существенные концентрации ртути обнаружены в песчано-сланцевых отложениях линейной, коробчатой и глыбовой складчатости, в карбонатных толщах палеозойских поднятий. Широко распространена ртутная минерализация в районах пологих дислокаций. В пределах дорифейских массивов и в зоне напряженной изоклиальной складчатости она проявлена слабее.

В Яно-Колымской субпровинции выделены следующие ртутоносные зоны: Западно-Верхоянская и Верхне-Дулгалахская — в Верхоянской зоне коробчатой складчатости; Полоусненская, Янская, Куларская, Аян-Уряхская, Купкинская, Брюнгадинская, Верхне-Индибирская — в Яно-Сугойской зоне глыбовой складчатости и в районах пологих дислокаций; Таскано-Полоусненская, Сеттэ-Дабанская — в краевых палеозойских поднятиях; Челомджинская, Ульбейская, Коркодонская, Коаргычанская, Канчаланская — в обрамлении дорифейских массивов. Детальная характеристика этих зон приведена в монографии П.В. Бабкина (1975). В качестве примеров рассмотрим Верхне-Дулгалахскую, Таскано-Полоусненскую и Брюнгадинскую зоны.

Верхне-Дулгалахская ртутоносная зона (рис. 4) находится в полосе сочленения Верхоянского антиклинория с Яно-Сугойским синклиниорием. Зона протягивается в меридиональном направлении на 250–300 км. Главные рудоконтролирующие структуры зоны — кулисообразно сменяющие друг друга продольные Билляхский, Улагинский, Дулгалахский, Сартангский разломы, которые образуют Восточно-Верхоянскую систему глубинных разломов; они трассируются породами повышенной трещиноватости, магматическими и гидротермальными образованиями. Продольные разломы пересекаются поперечными разрывами, среди которых по геологическим и геофизическим данным фиксируются Северо-Терехтяхский, Южно-Терехтяхский, Дулгалах-Булкацкий, Эге-Хайский субширотные разломы.

В районе распространены преимущественно верхнепалеозойские (пермские) и мезозойские (триасовые и юрские) терригенные отложения, слагающие

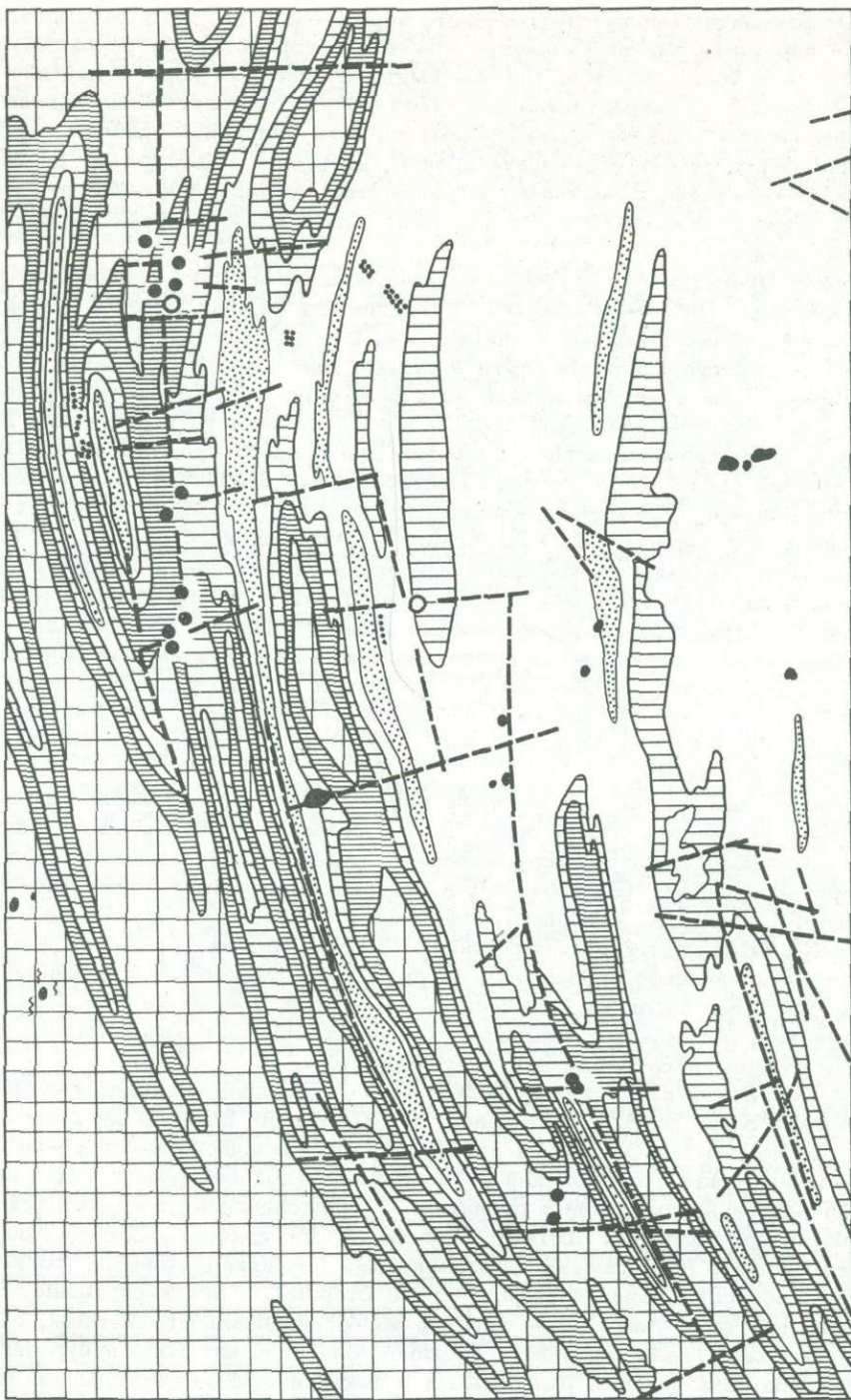


Рис. 4. Геологическая схема и рудоносность междуречья Дулгалах-Сартан (Верхне-Дулгалахская рудоносная зона)

1 - верхнепермские песчаники, аргиллиты, конгломераты; 2 - нижнетриасовые алевролиты, аргиллиты, песчаники; 3 - среднетриасовые аргиллиты, алевролиты, песчаники; 4 - верхнетриасовые песчаники, алевролиты, сланцы; 5 - юрские песчаники, алевролиты, аргиллиты; 6 - гранитоиды; 7 - дайки кислого (а) и среднего (б) состава; 8 - региональные разрывные нарушения; 9 - месторождения (а) и рудопроявления (б) ртути

2290



мощные флишвидные толщи Верхоянского комплекса. В разрезах наблюдается ритмичное переслаивание песчаников, сланцев и алевролитов, встречаются прослои гравелитов и конгломератов. Породы смяты в линейные коробчатые или сундучные складки субмеридионального простирания. Магматические породы представлены почти исключительно дайками кислого (липариты, дациты, гранит-порфиры), среднего (гранодиорит-порфиры, диоритовые порфириты) и основного (андезито-базальты, керсантиты, спессартиты) состава, образующими ряд поясов. В современном срезе известны лишь редкие мелкие штоки гранитоидов и поля роговоков.

Верхне-Дулгалахская ртутносная зона состоит из двух подзон: северной, объединяющей Эжючю-Билляхский и Улагинский рудные узлы, и южной, представленной рудными узлами Холболохским, Верхне-Хоспохтохским и Кентегелейским с рудопроявлениями ртути и сурьмы одноименного названия. Рудные узлы приурочены к местам пересечения разломов. Так, наиболее крупный и интересный Эжючю-Билляхский рудный узел находится на пересечении Билляхского субмеридионального и Дулгалах-Булкаского субширотного разломов. В этом узле расположены ртутное месторождение Звездочка, полиметаллическое - сурьмяно-ртутное месторождение Загадочное и ряд переспективных рудопроявлений. На пересечении Улагинского и Дулгалахского разломов с Северо- и Южно-Терехтяхским нарушениями находятся Улагинский и Холболохский рудные узлы, где также встречаются месторождения и рудопроявления ртути.

Главные структурно-морфологические типы рудных тел месторождений и рудопроявлений - протяженные крутопадающие минерализованные зоны дробления и брекчирования мощностью 1-5 м; иногда отмечаются штокверковые тела (Юбилейное). По отношению к пликативным структурам большинство тел располагается в сводах антиклиналей, меньше их на крыльях, в синклиналиях структурах они редки.

Минеральный состав руд довольно однообразный, однако наблюдаются изменения в различных частях зоны. Так, в северном и южном окончаниях ее руды комплексные: антимонит-киноварные (Кентегелей), антимонит-галенит-сфалерит-киноварные (Загадочное), в центральных частях - существенно кинноварные (Звездочка, Холболох). Различия в составе руд обуславливают вертикальную зональность рудоотложения. На более низких горизонтах отмечается полиметаллическое оруденение, которое выше сменяется сурьмяным, а затем ртутным. Характер отложения - стадийный. Ранняя стадия - полиметаллическая, антимонит и кинновар отлагались близко и одновременно в конечные стадии гидротермальной деятельности.

Таскано-Полоусненская ртутносная зона (Уяндино-Ясачненская металлогеническая зона, по В.Т. Матвеевко, 1960) в виде широкой дуги протягивается более чем на 1000 км вдоль западного, юго-западного и северо-восточного обрамления Алазейско-Олойской эвгеосинклинали системы и включает в себя ряд палеозойских краевых поднятий: Полоусненское, Тасхяхтахское, Омуплевское и приразломных орогенных впадин - Моголохскую, Догдинскую и др. Границы зоны с прилегающими мезозойскими геосинклиналиями трогам - Иньяли-Дебинским синклинорием, с одной стороны, и регенерированным Илин-Тасским прогибом Алазейско-Олойской эвгеосинклинали системы, с другой - тектонические. Таким образом, Таскано-Полоусненская зона приурочена к сочленению двух крупных разнородных в тектоническом отношении систем.

Главные рудовмещающие формации здесь терригенно-карбонатные ордовик-нижнесилурийского и галогенно-карбонатные 'силур-нижнекарбонного' возраста. Меньше распространены мезозойские (триас-юрские) песчано-сланцевые толщ и позднеюрские субаэральные вулканические покровы. Интрузивные образования представлены мелкими штоками основных, ультраосновных (?) и щелочных пород, дайками диабазов и крупными массивами раннемеловых гранитоидов, приуроченных к системе разломов северо-западного простирания.

В зоне имеются многочисленные рудопроявления и месторождения ртути, ббльшая часть которых залегает в нижне-среднепалеозойских, три - в мезозойских и пять - в метаморфических породах кембрия и верхнего протерозоя.

Здесь известны также мелкие проявления полиметаллических руд (Догдинская впадина, р. Урультун), отдельные рудопоявления олова, кобальта и вольфрама. В пределах Таскано-Полоусненской зоны выделяются две крупные подзоны – северная Селеннях-Полоусненская и южная Таскано-Омулевская.

Селеннях-Полоусненская подзона (Селеннях-Уядинский ртутный пояс, по М.А. Галкину, 1966), протяженностью не менее 50 км, занимает центральные части Селенняхского кряжа, хребтов Полоусного и Тас-Хаяхта. В геологическом отношении это – сочленение окраинных горстовых поднятий (Тасхаяхтахского и Полоусненского) с Иньяли-Дебинским синклиналием, где происходит резкая смена разрезов палеозойских существенно карбонатных и мезозойских терригенных отложений; здесь же сосредоточены разломы. З.В. Сидоренко, В.И. Бергер и Н.И. Попович (1968) в границах подзоны выделяют ряд звеньев, с севера на юг: Улахан-Тасское, Селеннях-Уядинское, Тасхаяхтахское.

Наиболее насыщено ртутью приуроченное к юго-западному крылу Полоусненского поднятия Селеннях-Уядинское звено (250 км) неоднородного и сложного чешуйчато-глыбового строения. На пересечении структур северо-западного и северо-восточного простирания лежит Лево-Сахьнджинский рудный узел (Галкин, 1968; Бабкин, 1975). Этот узел (рис. 5) располагается в центральной части Селеннях-Уядинского междуречья в месте сочленения горст-антиклинариев, представляющих палеозойское основание Яно-Кольмской складчатой системы. Здесь размещаются интрузивы гранитоидного и, реже, основного состава.

Лево-Сахьнджинский ртутный узел приурочен к контакту разновозрастных толщ – палеозойской карбонатной и мезозойской терригенной, границей между которыми служит Нальчанская разрывная зона. Магматические породы включают раннемеловой и поздне меловой комплексы. К первому относятся гранитоиды Нальчанского ряда интрузий (габбро-диориты, кварцевые диориты, гра-нодиориты) и связанные с ними дайки гранит-порфиров, липаритов, дацитов, диорит-порфиров. С гранитоидами во времени сопряжено оловянное и свинцово-цинковое оруденение. К поздне меловым относятся дайки основного состава – диабазы, габбро-диабазы, которые размещаются в палеозойских толщах. С ними парагенетически связываются ртутные и сурьмяно-ртутное оруденения (Галкин, 1968; Оболенский, Оболенская, 1968).

Тектоническое строение рудного узла складчато-глыбовое; блоки ограничены разломами. Разрывы обычно крутопадающие ($50-80^{\circ}$), амплитуды перемещений по ним достигают многих сотен метров. Большинство разрывов кулисообразно под острым углом сочленяются с Нальчанской зоной разломов – главной рудоконтролирующей структурой. В Лево-Сахьнджинском ртутнорудном узле М.А. Галкин выделяет три рудные кулисы (с запада на восток): Нальчанскую, Безымянную и Калычанскую. Все они располагаются в пределах одноименных складчатых структур, приурочены к сильно нарушенным ядрам и сводам сжатых антиклиналей. В северной части Безымянной рудной кулисы расположено месторождение Гал-Хая, в пределах Нальчанской кулисы находятся месторождения Сэбик и Северное, а Калычанская кулиса представлена рядом рудопоявлений. Рудовмещающие породы – гидротермально измененные (окварцевание, доломитизация, кальцитизация) разнозернистые известняки среднего и верхнего ордовика, нижнего силура и битуминозные известняки девона. Присутствующие в карбонатных толщах филлитизированные сланцы среднего ордовика, известковистые и углисто-глинистые сланцы силура и девона, терригенные отложения юрского возраста играют роль экрана.

Таскано-Омулевская подзона продолжает к юго-западу Селеннях-Полоусненскую. Она приурочена к юго-западной границе Алазейско-Олойской эвгеосинклинали (Омулевское поднятие и пограничные мезозойские структуры Иньяли-Дебинского синклиналия). Подзона сложена терригенно-карбонатными породами ордовика, силура и девона и существенно терригенными отложениями нижнего карбона, триаса и юры; последние смяты в крупные сундучные складки и нарушены продольными и поперечными разломами. Местами толщи прорваны гранитными интрузиями.

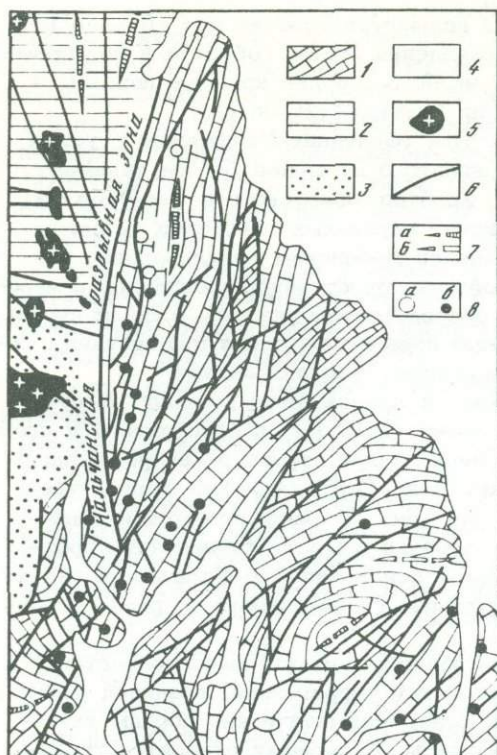


Рис. 5. Геологоструктурная схема и ртутоносность Лево-Сакынджинского ртутного узла (по М.А. Галкину, 1968)

1 – палеозойское складчатое основание верхоянского комплекса – ордовик-девонские мраморы, филлитизированные сланцы, известняки, доломиты; 2 и 3 – складчатые структуры верхоянского комплекса (2 – верхнетриасовые песчаники, алевролиты, сланцы, 3 – юрские песчаники, сланцы); 4 – неоген-четвертичные рыхлые отложения; 5 – граниты, гранодиориты; 6 – разрывные нарушения; 7 – антиклинали (а) и синклинали (б); 8 – ртутные месторождения (а) и рудопроявления (б)

Выявленные здесь ртутные, полиметаллические и сурьмяные проявления приурочены к Дарпирскому разлому, отделяющему блоки палеозойских пород от мезозойских. Минерализация известна также в Омудевском блоке, где в бассейне р. Урультун находится ртутно-полиметаллический узел с месторождениями ртути Урультунским (Уочат), Верхне-Тасканским и полиметаллическим с ртутью (Сдвиг); юго-восточнее располагается Кузмичанское ртутное рудопроявление.

Брюнгадинская ртутоносная зона расположена в центральной части Яно-Сугойского антиклинория (юго-западное обрамление Адыча-Эльгинского района пологих дислокаций). Прослеживается от низовьев р. Брюнгаде до верховьев р. Делиньи. На флангах зона ограничивается поперечными разломами северо-восточного направления, а в целом контролируется Брюнгадинским разломом северо-западного простирания. Отдельные рудопроявления здесь приурочены к продольным, в меньшей степени поперечным разломам, секущим пологие складки, сложенные песчано-сланцевыми отложениями пермского, триасового и юрского возраста. В пределах зоны известны небольшие штоки гранитоидов и дайки кислого состава.

В зоне располагаются ртутные и сурьмяно-ртутные рудопроявления: Путевое, Слон-Молот, Утуй, Гаяканджа, Большой Селерикан. Два первых монометаллы (киноварь, кварц, кальцит), в остальных рудопроявлениях существенно преобладает антимонит и в значительных количествах присутствуют сульфиды железа, мышьяка, свинца, цинка.

К границе Алыча-Эльгинского района пологих дислокаций с Иньяли-Дебинским синклиномрием приурочены Верхне-Индигирская ртутоносная зона; она контролируется продольным Тарыно-Эльгинским разломом, трассирующимся широкой полосой пород повышенной трещиноватости, дайками и малыми интрузиями кислого состава. Основная система продольных разломов ориентирована в северо-западном направлении, но широко представлены и поперечные разломы, секущие структуры Адыча-Эльгинского района и Иньяли-Дебинского синклинория. Это определяет узловый характер в размещении оруденения.

В зоне находится ртутное рудопроявление Вечерний-Спокойный, приуроченное к зоне дробления песчано-сланцевых пород верхнего триаса. Кроме киновари, кварца и кальцита, в жильном материале отмечается примесь сурьмы и висмута. В юго-западной части зоны известны сурьмяные рудопроявления Киньясь-Юрях, Малтан.

Слабые проявления ртутной минерализации найдены и в других районах пологих дислокаций - Балыгычанском, Иняйском, Средне-Янском, Куларском. В первых двух выделены Аян-Уряхская и Купкинская зоны, ориентированные поперек направлению складчатости. Зоны приурочены к развороту Яно-Колымских структур с северо-западного на широтное и субмеридиональное. Сопряженность структур Охотско-Чукотского вулканогенного и Яно-Колымского зодотонного поясов наложила отпечаток на оруденение в этих зонах. Здесь наряду с ртутной минерализацией в существенных количествах отмечается полиметаллическое и сурьмяное оруденение.

В пределах Средне-Янского и Куларского районов пологих дислокаций выделены *Янская* и *Куларская ртутноносные зоны*, характер оруденения в которых такой же, как и в названных выше зонах. Здесь развиты терригенные отложения триаса, юры, наблюдается разворот складчатых структур, развиты крупные поперечные разрывы. Известны крупные (40-60 км в поперечнике) шлиховые ореолы киновари, приуроченные к узлам пересечения продольных и поперечных нарушений. Ртутная минерализация обрамлена сурьмяными (Чибагалах, Уйгур, Западно-Янское, Байдахское), полиметаллическими и оловянными (Огойах-Баллытах, Сюрюге, Мечта) рудопроявлениями.

Широкое развитие ртутной и другой эндогенной минерализации в районах пологих дислокаций позволяет выделить такие структуры в качестве самостоятельных рудных объектов, перспективных на ртуть.

Яно-Иргичанский рудный район находится в междуречье Яна-Иргичан-Уяндина, в западной части Полоусного синклинория и северо-восточной части Куларского антиклинория. Здесь распространены терригенные породы триаса, юры, широко проявлен гранитоидный магматизм позднеюрского - поздне мелового возраста, развиты поперечные разломы. В районе установлены рудопроявления сурьмы, иногда с ртутью. Сурьмяное оруденение приурочено к поперечным сквозным разломам - Куйгинскому, Иргычанскому и Куранахскому (по Мокшанцеву и др.), ртутное - к продольным. В сурьмяных рудопроявлениях отмечается примесь арсенопирита, пирита, спорадически - киноварь. В комплексных рудопроявлениях содержатся антимонит, сульфиды цветных металлов, кобальт-содержащий арсенопирит (лёллингит), киноварь, часто блеклые руды, редко касситерит.

Чукотская ртутноносная субпровинция - весьма своеобразный регион в отношении размещения ртутного оруденения. Оно обусловлено расположением в пределах Чукотского полуострова разнородных по типу развития, составу и возрасту тектонических структур. Здесь находятся Чукотская складчатая система с Анойской и Чаунской структурно-фациальными зонами, Эскимосский массив, северный фланг Анадырско-Камчатской и Алазейско-Олойской складчатых систем и Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. Большинство этих структур разделены тектоническими швами. Развитие каждой из них оказало существенное влияние на распределение ртутной минерализации. Особенно велико значение проявлений поздних этапов тектоно-магматической деятельности Охотско-Чукотского пояса, влияние которых в мезозоидах проявляется далеко за пределами пояса.

П.В. Бабкин, Е.П. Ким и А.П. Куклин (1968) показали сложное глыбово-блоковое строение Чукотки, обусловленное расколами палеозойского основания складчатой системы. Разломы фиксируются узкими и протяженными линейно-вытянутыми зонами прогибания, приуроченностью к ним серий мелких и крупных интрузий и узких полос вулканитов, интенсивным смятием пород и проявлениями регионального метаморфизма. Разломы также фиксируются аэромагнитной и гравиметрической съемками (Рыбаков, 1967). Приподнятые блоки имеют меньшую мощность, вулканическая деятельность и метаморфизм в

них проявлены слабо, а трещиноватость пород умеренная. Наиболее крупные разломы, определяющие распределение ртутьносных зон — Главный Чаунский, Куветский, Мало-Анюйский, Нетпейвеевский (Эльвенецкий) — продольные, Палянский, Яракваамский, Пыкарваамский (Петтымельский), Матачингайский — поперечные. Рудоконтролирующее значение имеют в основном продольные зоны разломов, но наиболее интересные участки с повышенной концентрацией ртути находятся в местах пересечения продольных и поперечных нарушений. Обычно к ним приурочены известные на Чукотке месторождения и рудопроявления ртути и шлиховые ореолы, образующие Палянский, Кыттамлайский, Омрелькайский, Чимчемеельский, Матачингайский и другие рудные узлы.

Ртутное оруденение в мезозоидах Чукотки тесно пространственно связано с производными магматизма Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: полями вулканитов, субвулканическими телами и дайками, малыми интрузиями. В то же время ртутные проявления Чукотки не приурочены четко к определенным литолого-стратиграфическим горизонтам, как это отмечается для некоторых месторождений Яно-Колымской системы (Лево-Сакинджинский узел, Западное Верхоянье). Ртутные месторождения, рудопроявления и шлиховые ореолы встречаются в самых различных геологоструктурных условиях. Они установлены в геосинклинальных флишоидных толщах триаса (Палянское), в меловых терригенных отложениях позднегеосинклинальных наложенных впадин (Ясненское, Кыттамлайское); киноварь в шлихах фиксируется в терригенно-карбонатных породах палеозоя. Отмечается, что во флишоидных толщах оруденение практически монометальное, примеси других рудных элементов здесь играют ничтожную роль. В меловых отложениях с киноварью в существенных количествах присутствует антимонит.

Рудные тела локализуются в линейных зонах дробления, приуроченных главным образом к оперяющей сети нарушений; мощность зон 2–5 км. В приадапированных нарушенных частях антиклинальных складок и участках их резких перегибов известны штокверкоподобные тела, а в пластах песчаников, срезанных пертертыми разломами, чаще залегают согласные залежи.

Наиболее интересные в Чукотской системе *Паляваамская*, *Раучуанская*, *Погынденская* и *Чукотская* зоны (см. рис. 1) неоднократно описывались в литературе (Бабкин, Ким, Копытин, 1967; Бабкин, 1969, 1975; Бабкин, Копытин, 1973 и др.). На юго-восточном продолжении Паляваамской зоны вдоль полосы сочленения мезозой с Охотско-Чукотским поясом (бассейны рек Чанталъвеергын-Амгуэма) можно выделить самостоятельную Амгуэмскую зону, которая прежде рассматривалась в составе Паляваамской. Геологоструктурная позиция Амгуэмской зоны во многом подобна Паляваамской, но широкое развитие в ней батолитоподобных гранитоидных плутонов делает ее менее перспективной в отношении ртутного оруденения, чем Паляваамская.

В северо-западной части Паляваамской зоны выделяется Палянский ртутный узел, охарактеризованный А.Л. Сыромятниковым.

Палянский узел приурочен к вулканокупольной структуре одноименного названия (рис. 6), образовавшейся на южном крыле Паляваамского синклинория на пересечении региональных продольных и поперечных разломов. Структура представляет собой несколько вытянутое в субмеридиональном направлении куполовидное вздутие триасовых пород, прорванных раннемеловым гранитоидным массивом в центральной части и перекрытых полями меловых эффузивов по периферии. По обрамлению купола, особенно в покровах эффузивов, размещаются небольшие некки, лакколиты андезитов и дайки диоритовых порфиритов. На местности вулканоструктура (поперечник 10–15 км) выражена слабосхолмленной равниной, в центре которой возвышается Палянский массив гранодиоритов.

Геологический разрез структуры имеет трехъярусное строение. Нижний структурный ярус, выделенный по геофизическим данным М.Б. Рыбакова, сложен, по-видимому, палеозойскими породами, аналогичными породам Куульского поднятия о. Врангеля и Восточной Чукотки, средний ярус — песчано-сланцевыми отложениями нижнего триаса, карнийского и норийского ярусов верхнего триаса

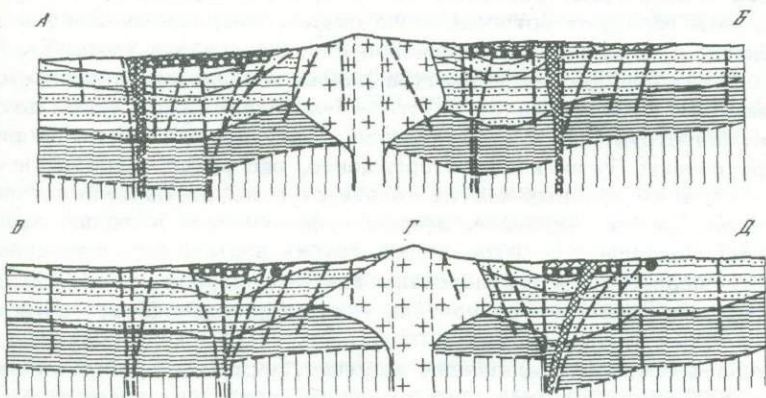
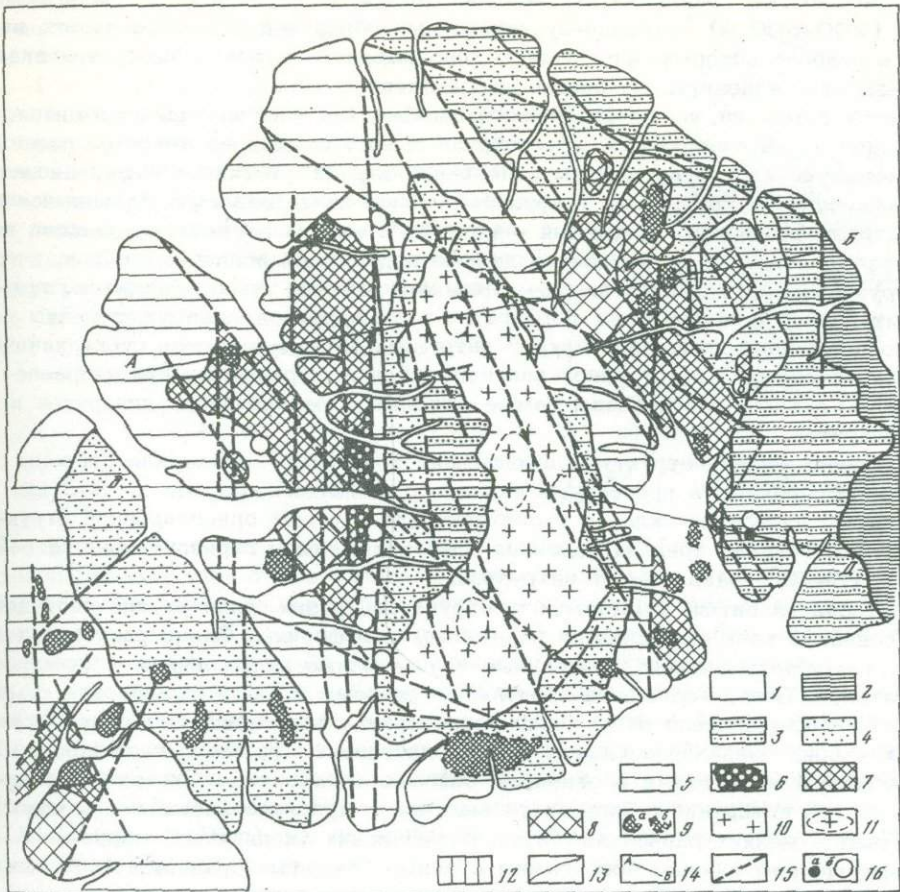


Рис. 6. Схема геологического строения Палянской купольной вулканоструктуры (по А.Л. Сыромятникову)

1 - современные аллювиальные отложения; 2 - песчано-сланцевые отложения карнийского яруса; 3 - преимущественно песчаники карнийского яруса; 4 - песчаники и сланцы норийского яруса; 5 - алевриты и сланцы норийского яруса; 6 - конгломераты нижнего мела; 7 - нижнемеловые эффузивы среднего и основного состава; 8 - нижнемеловые эффузивы кислого состава; 9 - субвулканические тела андезитов (а - установленные геологически, б - по геофизическим данным); 10 - Палянский массив гранитоидов; 11 - "корни" Палянского массива (по геофизическим данным); 12 - палеозойское основание мезозойских платформ (на разрезах); 13 - геологические границы; 14 - линии разрезов; 15 - тектонические нарушения; 16 - рудопроявления (а) и металлотрические ореолы (б)

общей мощностью около 5 км, верхний ярус – субгоризонтально залегающей толщей (200–600 м) осадочно-вулканогенных образований нижнемелового возраста, в разрезе которых преобладают конгломераты, туфоконгломераты, андезит-базальты, андезиты, липариты, пирокласты.

Палянский массив, по геофизическим данным, состоит из ряда слившихся друг с другом на поверхности штокообразных тел, каждое из которых имеет изолированную "корневую" систему. Целочка "корней" вытянута в меридиональном направлении и приурочена к крупному поперечному разлому. Западный контакт интрузива пологий, восточный – крутой. В южном направлении массив полого погружается и продолжается дальше под толщей осадочных пород.

Интрузив сопровождается многочисленными дайками гранит-порфиров, градионорит-порфиров, диоритовых порфиритов и лампрофиров преимущественно меридионального простирания. Вокруг интрузива устанавливаются субвулканические тела андезитов изометричной или вытянутой в меридиональном направлении формы, с которыми связаны самые молодые в районе дайки липаритов и трахилипаритов.

В пределах вулканоструктуры вмещающие триасовые отложения собраны в мелкие поперечные и продольные складки с размахом крыльев до 3–5 км. Наблюдается изгибание складок в соответствии с общей ориентировкой структуры и их купольная природа развития. Эффузивы лежат горизонтально, с небольшим (5–10°) наклоном от интрузива.

В истории развития, формировании структуры, размещении ртутного оруденения основная роль принадлежит разрывным нарушениям. Среди разломов выделяются в первую очередь продольные и поперечные направлению основной складчатости. Северо-западные продольные разломы начали развиваться с момента геосинклинального погружения территории и формирования Паляваамского синклиория, меридиональные и субмеридиональные разломы возникли, по всей вероятности, позже и в основном связаны с развитием Охотско-Чукотского пояса. С внедрением Палянского массива и куполообразованием началось формирование мелких радиальных и концентрических (кольцевых) нарушений. По геофизическим данным прослежены крупные "скрытые" разломы фундамента, проявляющиеся в виде гравитационных ступеней и линейных магнитных аномалий. Эти разломы образуют ортогональную систему меридионального и широтного направления и обуславливают блоковое строение района (рис. 7).

Главная рудоконтролирующая структура района – зона меридиональных разломов (Палянская), проходящая от Охотско-Чукотского пояса через центральную часть вулканоструктуры и дальше вкост Паляваамского синклиория. К этой зоне приурочены Палянское месторождение, ряд рудопоявлений и ореолов рассеяния ртути; в ее краевых частях по обе стороны от Палянского интрузива расположены ленты эффузивов, центры вулканической и взрывной деятельности – субвулканические тела, неки, трубки взрыва с взрывными брекчиями. Последние были использованы как рудонесущие каналы. Штокверкоподобная форма основного рудного тела месторождения скорее всего связана с одной из таких трубок взрыва.

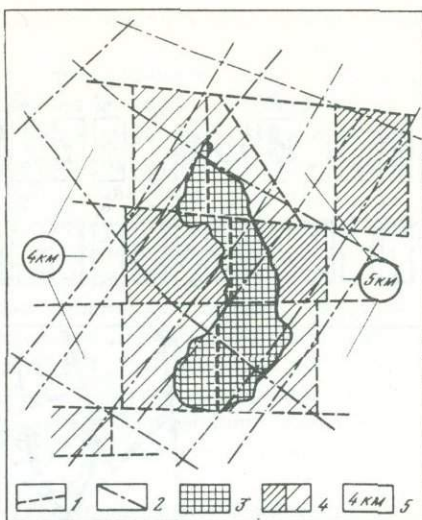
Рудные тела в пределах Палянского купола известны в триасовых песчано-сланцевых отложениях, в эффузивах отмечаются лишь единичные находки киновари или ртути фиксируется в геохимических ореолах. Однако тесная пространственная и структурная связь оруденения с вулканокупольной структурой настолько ясна и определена, что дает основание считать ртутное оруденение и вулканизм этого узла производными единого глубинного магматического очага.

Алазейско-Олойская субпровинция как самостоятельная ртутоносная структура выделяется впервые. Основанием для ее выделения послужили новые данные по геологии и тектонике бывшего Колымского массива, на территории которого в последнее время (Шило, Мерзляков, 1972; Шило и др., 1973) выявлены складчатые зоны эвгеосинклинального типа развития.

Границы субпровинции определяются положением Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной системы. Сюда включены также орогенные структуры Илий-

Рис. 7. Блоковая тектоника Палянской купольной вулканоструктуры (по А.Л. Сырымтнникову)

1 - разломы основания мезозоид; 2 - продольные и поперечные разломы в мезозоидах; 3 - интрузия гранитоидов; 4 - относительно приподнятые блоки мезозойского основания (густота штриховки пропорциональна величине воздымания); 5 - глубина залегания блоков от современной поверхности (заштрихованные блоки залегают на глубине 3,5-3,8 км)



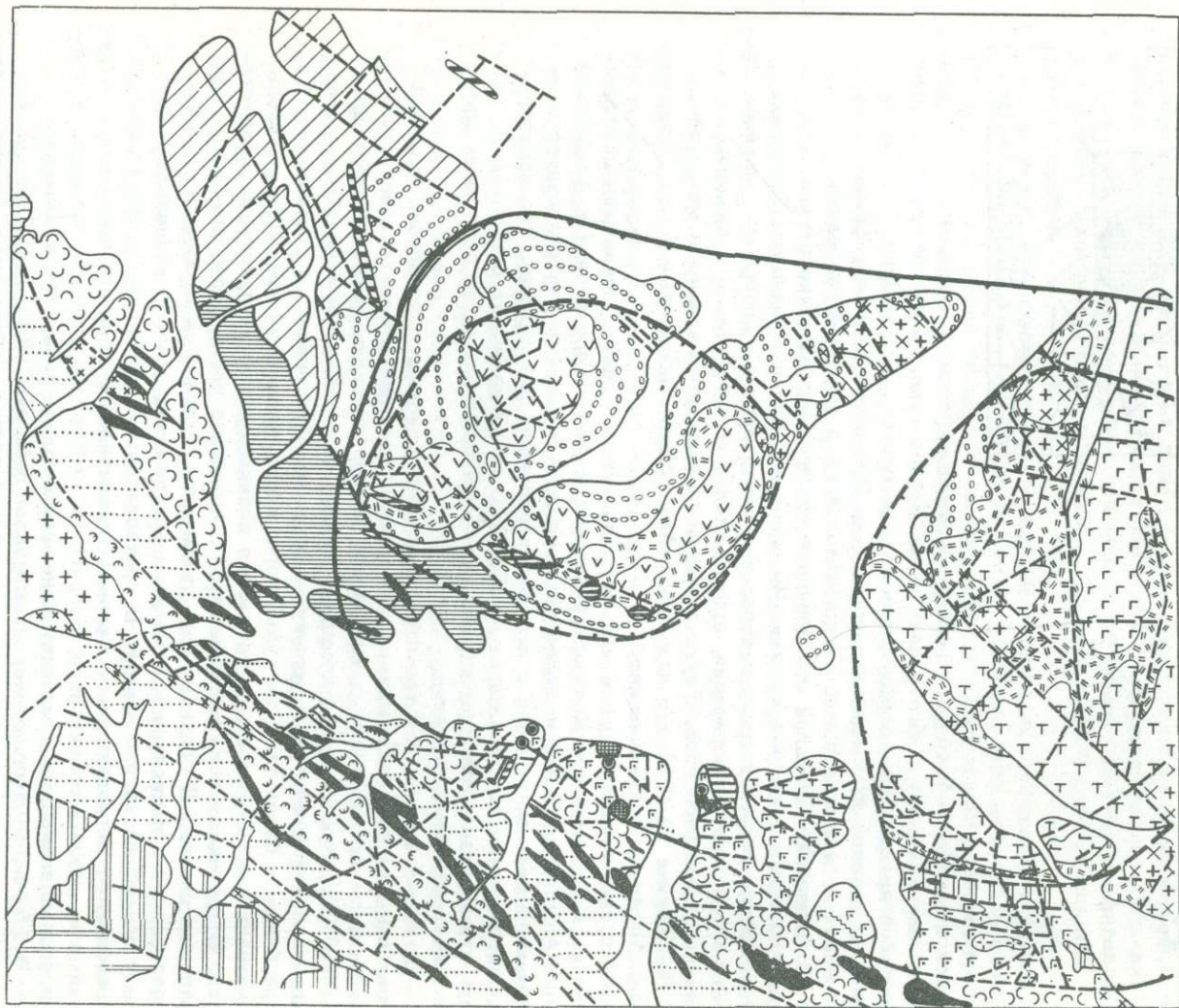
Тасского и Мало-Ануйского геосинклинальных прогибов, окаймляющих эвгеосинклинальную зону с юго-запада и северо-востока. Геологическое развитие прогибов происходило, вероятнее всего, на структурах эвгеосинклинального типа на границе их с миогеосинклиналью. Эти своеобразные рифтовые зоны возникли в заключительные этапы мезозойского складкообразования.



























В Алазейско-Олойской субпровинции находятся следующие ртутоносные зоны: Алазейская, Мало-Ануйская, Индигирская, Больше-Ануйская, Олойская. Первые две расположены в центральной части эвгеосинклинальной системы, последние три - по ее периферии, причем третья и четвертая - в пределах геосинклинальных прогибов. Ртутоносные зоны охарактеризованы в монографии П.В. Бабкина (1975) под названиями Алазейская, Чимчемемельская, Индигирская, Ануйская и Хетачанская.

Алазейская ртутоносная зона располагается в районе одноименного поднятия и окружающей его Колымской низменности. Она приурочена к Алазейской зоне Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной системы и контролируется разломами северо-восточного и субмеридионального простирания. Предварительная протяженность зоны порядка 150-200 км. Зона имеет дугобразную форму, что, вероятно, обусловлено связью ее с полями развития покровных эффузивов и орогенных структур.

В районе выделяются три структурно-формационных комплекса: палеозой-среднеюрский геосинклинальный, среднеюрский-нижнемеловой позднегеосинклинальный и верхнемеловой-кайнозойский послегеосинклинальный (Шило и др., 1973). Геосинклинальный комплекс сложен многокилометровой сильно дислоцированной толщей терригенно-вулканогенных образований, в составе которых преобладают базальты и их туфы, кератофиры, различные кремнистые породы, граувакки, конгломераты и глинистые сланцы с редкими прослоями известняков. Встречаются тела гипербазитов, с которыми тесно ассоциируют глаукофановые сланцы. В среднеюрских отложениях появляются молассы, а в низах разреза геосинклинального комплекса - отложения условно раннепалеозойского и докембрийского возраста. В составе позднегеосинклинального комплекса преобладают верхнеюрские - нижнемеловые молассы, прорванные мелкими интрузиями и дайками гранитоидов, диоритов и габброидов того же возраста. К послегеосинклинальному комплексу отнесены покровы липаритов и базальтов.

В 1974-1975 гг. геологосъемочными работами (Кац, И.М. Гончаров) в верховьях одного из ручьев в телах диоритов обнаружено рудопроявление киновари, которая в виде пленок и мелкой вкрапленности развивается по трещинам, карбонатным и диккитовым прожилкам, реже пропитывает диккитизированную массу породы. Рудные тела приурочены к зонам дробления, развившимся по диоритам. Известны здесь также находки киновари в шлихах и гео-



	1		14
	2		15
	3		16
	4		17
	5		18
	6		19
	7		20
	8		21
	9		22
	10		23
	11		24
	12		25
	13		26

химические ореолы ртути, что позволяет считать выделенную ртутоносную зону интересной в практическом отношении.

Мало-Ануйская (Ануйская) ртутоносная зона приурочена к полосе сочленения Южно-Ануйского эвгеосинклинального прогиба с миогеосинклинальной Ануйской структурно-формационной складчатой зоной. На всем своем протяжении (около 200 км) она находится в сфере влияния Мало-Ануйского глубинного разлома, выделенного В.А. Озерцовой и В.Г. Крайновым (1963).

В пределах Южно-Ануйского прогиба развит вулканогенно-осадочный комплекс позднеюрского – валанжинского возраста, представленный чередованием грубообломочных толщ (разнозернистые песчаники, гравелиты, конгломераты) с кремнистыми туфами, аргиллитами, эффузивами основного состава. Отложения интенсивно дислоцированы и нарушены разломами северо-западного и северо-восточного простирания. В Ануйской складчатой зоне развиты песчано-сланцевые флишвидные отложения верхнего триаса, несогласно перекрытые нижнемеловыми молассами (вулканомиктовые конгломераты, туфоконгломераты, туфы, грубозернистые песчаники) Нутесынской и Камешковской наложенных орогенных впадин.

Интрузивные породы в Южно-Ануйском прогибе представлены массивами раннемеловых гранитоидов и позднеюрскими телами габброидов, диоритов и гипербазитов. В Ануйской зоне больше развиты небольшие субвулканические интрузии и дайки гранит- и гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов, лампрофиров, андезитов и базальтов, близких по составу и возрасту вулканитам Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

В центральной части ртутоносной зоны в бассейне р. Кульпольней выделена Кульпольнейская вулканотектоническая структура (рис. 8), приуроченная к Нутесынской впадине. Структура несколько вытянута в северо-западном направлении, ее южная граница совпадает с зоной разломов, отделяющей Южно-Ануйский прогиб от Нутесынской впадины и структур Ануйской складчатой зоны. Она выполнена наземными пологозалегающими и субгоризонтальными покровами лав и туфов преимущественно андезитового и базальтового состава, но в некоторых участках заметную роль играют вулканиты кислого состава. Покровы имеют центроклинальное падение и несогласно залегают на нижнемеловых молассах Нутесынской впадины. Вулканиты по времени формирования и составу параллелизуются с алт-альбскими эффузивами Охотско-Чукотского пояса.

Рис. 8. Геологическая схема и ртутоносность Кульпольнейской вулканотектонической структуры (по В.И. Копытину, с использованием материалов Ануйской КГРЭ)

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – верхнемеловые базальты; *нижний мел*: 3 – базальты и андезито-базальты, 4 – кварцсодержащие базальты, 5 – двупироксеновые андезито-базальты, 6 – дациты, андезито-дациты и их туфы; *юра-мел*: 7 – вулканомиктовые конгломераты, гравелиты и песчаники, 8 – полимиктовые конгломераты, гравелиты и песчаники (реже туффиты); *верхняя юра*: 9 – спилит-диабазовая толща, 10 – вулканогенно-туфогенная толща, 11 – туфогенно-терригенная толща, 12 – туфогенно-кремнистая толща, 13 – гравелиты, разнозернистые песчаники и алевролиты; 14 – песчаники, алевролиты, сланцы верхнего триаса – нижней юры; 15 – верхнетриасовые песчаники, сланцы; *интрузивные образования*: 16 – граниты, 17 – гранодиориты и кварцевые диориты, 18 – габброиды; 19–22 – субвулканические интрузии (19 – андезитовые и диоритовые порфириты, лампрофиров, 20 – некки и экстррузии гиалобазальтов, 21 – гранит- и гранодиорит-порфиры, 22 – кварцевые порфиры и фельзолипариты); 23 – разрывные нарушения; 24 – геологические границы; 25 – границы Кульпольнейской вулканотектонической структуры (а) и вулканоструктур оседания (б); 26 – рудопроявления ртути (а) и блеклых руд (б)

В южном тектоническом ограничении этой структуры расположен ряд глубокоэродированных вулканических аппаратов, с которыми пространственно связаны рудопроявления Кульпольнейского месторождения. На остальной площади известны многочисленные находки киновари в шлихах. Рудопроявления ртути в основном тяготеют к полям эффузивов и субвулканическим телам, развитым по периферии Южно-Ануйского прогиба.

Рудные тела локализованы в линейных зонах дробления в виде гнезд, линз, согласных залежей. В рудах, кроме киновари, присутствуют блеклые руды, галенит, сфалерит, сурьма.

Инди́гирская зона приурочена к юго-западному обрамлению Алазейско-Олойской эвгеосинклинали, в месте сочленения ее с наложенной Зырянской впадиной контролируется Арга-Тасским глубинным разломом, который выражен гравиметрическим уступом. Породы, слагающие район, представлены осадочно-вулканогенными, терригенными и молассовыми отложениями верхнеюрского-нижнемелового возраста. В зоне фиксируются лишь редкие шлиховые ореолы киновари.

Больше-Ануйская (Чимчемебельская) и Олойская (Хетачанская) ртутоносные зоны приурочены к полям выходов вулканогенных образований верхнеюрского и нижнемелового возраста, протягивающимся в виде поясов и широких лент в северо-западном направлении. Состав вулканитов преимущественно средней и основной, реже встречаются кислые эффузивы. С вулканическими покровами тесно ассоциируют субвулканические тела того же состава. Вулканиты наложены на отложения Олойской эвгеосинклинальной зоны, образуют слабодислоцированные структуры орогенного класса. Формирование последних происходило вдоль глубинных разломов, которые хорошо фиксируются геофизическими аномалиями. Орогенные вулканогенные пояса отличаются от покровов Охотско-Чукотского пояса более древним возрастом и иным типом дислокации пород. Терригенные образования представлены сильно дислоцированным геосинклинальным комплексом позднеюрского возраста, в составе которого преобладают грубозернистые псаммитовые фации, переслаивающиеся с вулканогенно-кремнистыми и туфогенными породами. И осадочные, и вулканогенные образования прорваны небольшими телами гранитоидов раннего мела.

Ртутоносность названных зон изучена слабо. Здесь пока выявлены шлиховые ореолы киновари и только на сочленении Больше-Ануйской зоны с Охотско-Чукотским поясом обнаружено Чимчемебельское месторождение, формирование которого связано с вулканической деятельностью названного пояса. Сходство геологического строения обеих зон с Алазейской и Мало-Ануйской зонами позволяет рассматривать их в качестве перспективных. Судя по геологической обстановке, в них, как и в Мало-Ануйской и Алазейской зонах, могут быть обнаружены месторождения как секущего (минерализованные зоны дробления), так и согласного (пластовые залежи, линзы под покровами эффузивов) типов. Присутствие в шлихах из аллювия водотоков киновари, минералов меди, сурьмы, цинка, свинца, мышьяка, а также частое совместное нахождение их в месторождениях и рудопроявлениях — достаточные аргументы в пользу возможного обнаружения комплексных ртутьсодержащих месторождений. Большой интерес с этой точки зрения представляют Мало- и Больше-Ануйские и Олойская зоны в юго-восточных окончаниях, где они сочленяются с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом. Значительные проявления киновари в аллювии обнаружены в районе Чимчемебельского месторождения. Особенно интересны в отношении поисков месторождений ртути и других металлов участки пересечения продольных разломов поперечными и границы сочленения разнородных тектонических структур.

Охотский, Омолонский, Эскимосский дорифейские массивы в отношении ртутоносности изучены слабо. В них обнаружены весьма скудные проявления ртутного оруденения: редкие точки с ртутной минерализацией, находки киновари в шлихах из аллювия отдельных водотоков, геохимические ореолы рассеяния, обычно располагающиеся в зонах региональных разломов. Массивы приурочены чаще всего к молодым активизированным структурам, наложенным

позднеюрским – раннемеловым впадинам и полям развития субаэрального вулканизма.

В отношении возможного обнаружения концентраций ртутного оруденения интереснее Омолонский массив, где уже выделены две ртутоносные зоны – Коркодонская, протягивающаяся вдоль юго-западного обрамления массива, и Коаргычанская, располагающаяся в пределах массива. Благоприятные факторы для локализации здесь ртутной минерализации – широкое развитие мощных карбонатных толщ и мбласс, перекрытых покровами наземных вулканитов, а также сравнительно слабое проявление посторогенного "поясного" гранитоидного магматизма.

Охотский и Эскимосский массивы менее благоприятны для локализации ртутного оруденения. Рассеянию ртути здесь способствуют интенсивные гранитоидный магматизм и региональный метаморфизм, более сильная трещиноватость и раздробленность пород. Однако в участках перекрытия массивов мощными наземными вулканическими толщами условия локализации ртутных проявлений весьма благоприятны. Ртутные месторождения могут быть обнаружены в толщах эффузивов и под ними в пределах Челомджинской, Ульбейской ртутоносных зон на Охотском и Канчаланской – на Эскимосском массивах.

Охотско-Чукотская провинция

Рассматриваемая провинция, охватывающая Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, резко отличается от провинции геосинклиналино-складчатых систем и сопровождающих их орогенных структур как в тектоническом, так и в металлогеническом отношении. Этой территории присущи черты металлогении мезозой и области кайнозойской складчатости. Как и в мезозойдах, определяющие в поясе проявления олова и ртути во многих участках имеют единые питающие их рудоносные очаги. С металлогенией области кайнозойской складчатости эту провинцию сближает проявление в структурах пояса меди, мышьяка. Специфическую индивидуальность провинции придают широко распространенные проявления палеопалитовой ртутной, риолитовой оловянной и, возможно, медно-молибденовой и медно-колчедановой формаций, больше свойственных вулканогенным поясам.

Эндогенное оруденение в поясе в первую очередь ртутное, тесно связано с разломами и вулканоструктурами. Ему также свойственны неравномерность распределения, близповерхностное отложение и довольно четкая пространственная зональность в размещении минерализации относительно рудоносной структуры. Ртутная минерализация, как правило, занимает периферические части.

Закономерностям размещения ртутного оруденения в Охотско-Чукотской провинции посвящены многие работы (Бабкин, Копытин, 1961, 1962; Бабкин, Драбкин, 1965; Титов, 1967; Копытин, 1972; Бабкин, 1975 и др.). В последнее время получены и обобщены новые данные, касающиеся структурного районирования и магматизма пояса (Белый, 1975; Милов, Котляр, 1975), геолого-металлогенического анализа его.

Как и прежде, общие закономерности размещения ртутного оруденения определяются в первую очередь самим существованием пояса как единой тектонической структуры, возникшей над гигантской зоной глубинных разломов между разнородными складчатыми областями. Региональное распределение ртутной минерализации находится в тесной зависимости от продольной зональности Охотско-Чукотского пояса. Подавляющая часть ртутных объектов расположена во внешней зоне пояса или на его флангах, приурочена главным образом к периферии вулканических полей и к зоне сочленения пояса с мезозойдами. Здесь известны месторождения и рудопроявления Пламенное, Пыкарваамское, Омрелькайское, Чимчемемельское, Матачингайское и др. Во внутренней зоне пояса ртутное оруденение проявлено значительно слабее, представлено лишь мелкими шлиховыми ореолами киновари или незначительной ртутной минерализацией в зонах гидротермально измененных пород.

Такую закономерность размещения ртутных проявлений в поясе можно объяснить контрастностью и длительностью магматизма (в основном вулканизма) и характером тектонической напряженности в нем. Существенное влияние на распределение оруденения, по-видимому, имели гранитоидный магматизм и близость структур основания пояса. Во внешней зоне слабее проявлен гранитоидный магматизм, для вулканитов характерны резко контрастные серии и ничтожная деформированность пород, среди вулканических форм преобладают изометричные вулканоструктуры оседания, структуры кальдерных заполнений и кольцевые интрузивно-эффузивные комплексы с резургентными куполами, связанные с деятельностью вулканов центрального типа. Во внутренней зоне пояса почти на всей площади распространены крупные плутоны гранитоидов, преимущественно андезитовые и базальтовые покровы, участками дислоцированные в приразломные и флексурные складки. Зона отличается исключительной тектонической напряженностью, выраженной в развитии "сквозных" глубинных расколов земной коры. К разломам нередко приурочены линейные отрицательные тектонические структуры и магматогенные поднятия, характеризующиеся интенсивной раздробленностью и высокой проницаемостью (для ртути) вмещающих пород. Наличие таких признаков делает внутреннюю зону менее благоприятной для концентрации ртути.

Состав и возраст пород при размещении ртутного оруденения не играют существенной роли. Ртутные проявления распространены в раннемеловых вулканогенных образованиях кислого состава (Пламенное, Пыкарваамское, Чимчемемельское), среди ранне- и позднемеловых лав и туфов среднего и основного состава (Омрелькайское, Тадлеоан), в лиственитизированных серпентинитах и кластолавах андезитов (Матачингайское). В окраинных частях пояса и в вулканоструктурах среди мезозойд известны ртутные проявления вулканогенной группы, локализованные в песчано-сланцевых отложениях триаса и нижнемеловых вулканогенно-осадочных молассах (Палянский, Чимчемемельский ртутоносные узлы). Из магматических образований наиболее благоприятны для рудоотложения породы кислого, умеренно-кислого до среднего состава, слагающие преимущественно субвулканические тела, экструзивы, мощные лавовые купола, некки. Эти образования нередко представляют собой центры вулканических извержений, с которыми обычно связаны гидротермальные изменения пород.

В распределении ртутного оруденения немаловажное значение имеют разрез и общая мощность вулканической покрывки, которые определяют рудоподводящие и экранирующие свойства пород. Благоприятен простой трех-, реже двухчленный разрез вулканогенной толщи, в которой рудолокализирующий горизонт расположен между покровами различной рудопроницаемости лав или на контакте последних с субвулканическими интрузивами. Большинство ртутных проявлений локализуется вблизи структур основания пояса, располагаясь либо в последних, как в Палянском и Чимчемемельском ртутных узлах, либо приурочиваясь к нижним горизонтам вулканогенного комплекса (Пламенное, Пыкарваамское). Оптимальный вертикальный размах оруденения в поясе достигает 800–1000 м. Мощные (более 1000 м) сложно стратифицированные толщи игнимбритов, большеобъемные поля андезитов и базальтов бедны ртутными проявлениями, которые обычно тяготеют к их периферии. Такие вулканические толщи, по-видимому, играют роль регионального экрана.

В Охотско-Чукотском поясе выделены ртутоносные районы, узлы и зоны (см. рис. 2). Под ртутными районами следует понимать площади, в которых проявления ртутной минерализации не имеют резко выраженной линейной направленности. Региональное распределение ртутного оруденения в них чаще всего имеет узловый характер. Примеры ртутоносных районов – Центрально-Чукотский, Восточно-Чукотский и Ульяновский, расположенные во внешней зоне пояса и на его флангах. В структурном отношении Центрально-Чукотский и Ульяновский районы приурочены к вулканическим плато, Восточно-Чукотский район находится в пределах развития интрузивно-эффузивного структурного комплекса, в понимании В.Ф. Белого (1975). Восточно-Чукотскому району по металло-геологии и геологоструктурной позиции близки некоторые участки Центрально-

Охотского, Пенжинского и Анадырского секторов во внешней зоне пояса (Челомджинский, Арманский, Наях-Туромчинский, Шайбовеемский, Еропольский рудные узлы).

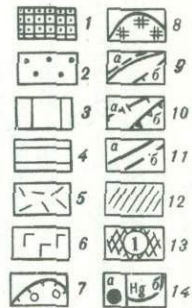
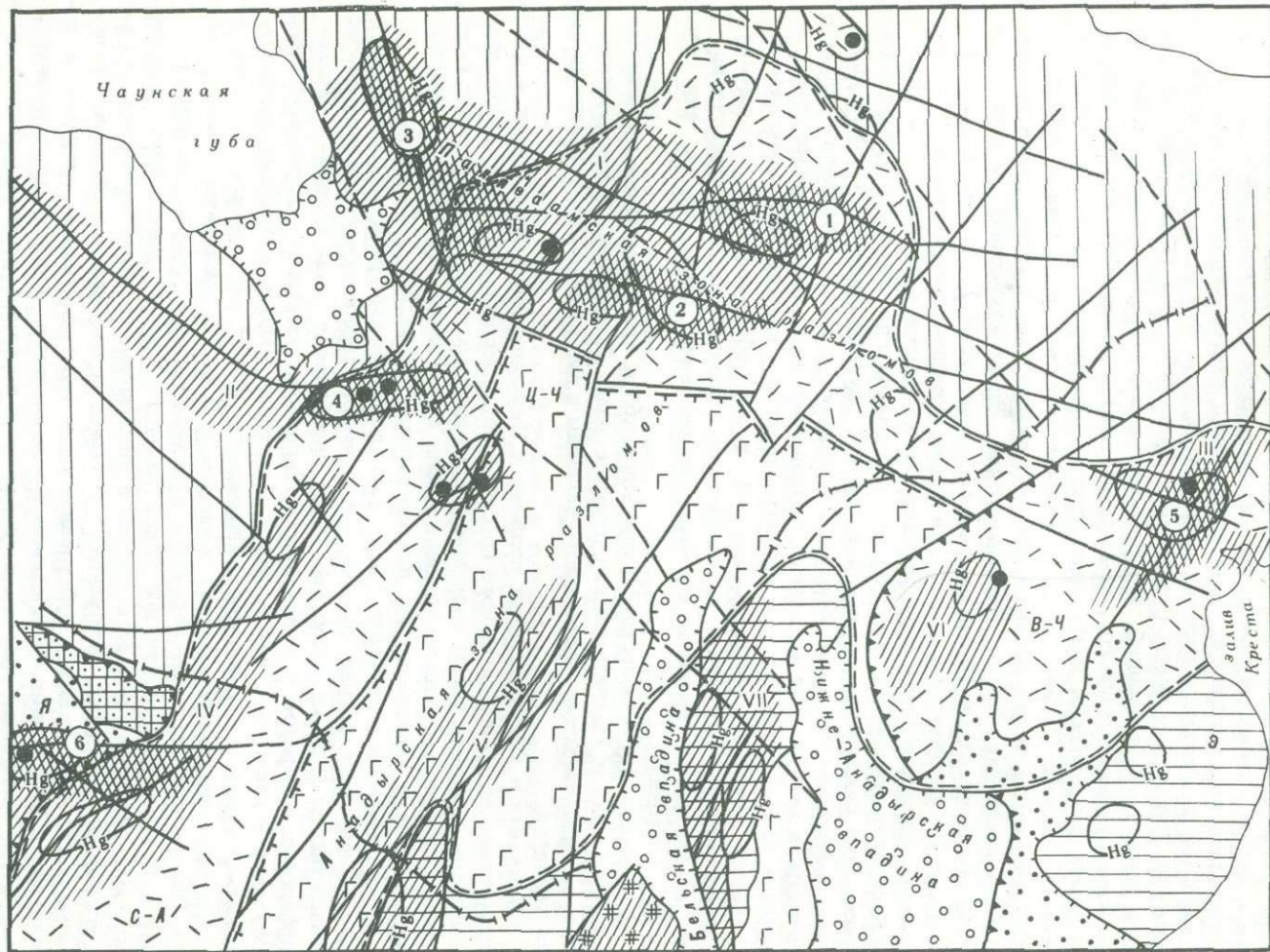
Центрально-Чукотский район, занимающий площадь в междуречье Чаун - Анадырь-Амгуэма, наиболее изучен и освоен в отношении ртути. Здесь находятся месторождения Пламенное, Пыкарваамское, рудопроявления Палянского и Омрелькайского узлов, крупные шлиховые ореолы киновари в бассейнах рек Паляваам, Пегтымель, Кувет, Пыкарваам, Юрумкувеем и др. (рис. 9). Вулканические толщи платообразно залегают на складчатом мезозойском основании; они представлены контрастными сериями лав и туфов кислого, среднего и основного состава, которым комагматичны многочисленные субвулканические тела и дайки. Глубинный гранитоидный магматизм проявлен слабо.

Металлогению и геологические особенности района определяют разломы, вулканотектонические и вулканические структуры. Здесь находится крупнейший в Охотско-Чукотском поясе (поперечник более 100 км) Пегтымельский компенсационный вулканопрогиб, приуроченный к пересечению систем глубинных разломов северо-восточного (Анадырский шов) и северо-западного (Главный Чаунский) простирания. В границах прогиба выделяются крупные вулканоструктуры оседания (Пыкарваамская, Рыннатиненская), кальдерные депрессии (Интекинская), а в его ограничениях - вулканические грабенообразные просядки (Омрелькайская, Верхне-Пегтымельская, Эльхкаквуньская), иногда с резургентными куполами (Олептыгынская, Гытойхынская). Каждая из структур контролирует ртутное оруденение. Наиболее значительные шлиховые ореолы киновари, месторождения и рудопроявления находятся в окраинных частях Пегтымельского вулканопрогиба и за его пределами, где мощность вулканических образований сокращена. Во внешних частях вулканопрогиба ртутные проявления приурочены главным образом к периферии и зонам сочленения вулканоструктур, а центральная его часть, выполненная мощными слабодифференцированными толщами андезитов и андезито-дацитов, как правило, практически не несет ртутной минерализации. В зонах обрамления и сочленения вулканоструктур находится и наибольшее количество субвулканических тел и экзтрузий разного состава, интенсивнее проявлена в них и разрывная тектоника.

В пределах Пегтымельского вулканопрогиба и его обрамления выделяются Пыкарваамский и Рыннатиненский ртутные узлы, Пламенная, Омрелькайская и Верхне-Пегтымельская ртутоносные подзоны и ряд разрозненных шлиховых ореолов киновари.

Пламенная и Омрелькайская подзоны и Пыкарваамский узел имеют в общем субширотное до северо-западного простирание, кулисообразно сочленяются друг с другом и нарушены сетью продольных и поперечных к направлению пояса разломов. Пламенная и Омрелькайская подзоны с востока и юго-запада обрамляют Пегтымельский вулканопрогиб; они протягиваются на 80-100 км.

В геологическом строении Пламенной подзоны (рис. 10) принимают участие преимущественно кислые вулканические толщи нижнемелового возраста мощностью до 800 м; в составе толщи преобладают лавы крупно- и мелкопорфировых липаритов и игнимбритов. Широко представлены "корневые" фации эффузивов - экзтрузии, нейки, дайки, пластовые залежи кварцевых порфиров, гранит- и гранодиорит-порфиров. Пирокласты имеют подчиненное значение, но к ним чаще приурочено ртутное оруденение. В целом вулканы образуют крупную Олептыгынскую грабенообразную вулканоструктуру северо-западного простирания. В основании эффузивной толщи залегают сильно дислоцированные терригенные отложения верхнего триаса и нижнемеловые вулканогенно-осадочные и угленосные молассы. Интрузивный магматизм проявился в образовании небольших гипабиссальных и субвулканических тел гранитоидов, диоритов и андезитов, силлов и даек лампрофиров трахиандезитов, диоритовых порфиритов, долеритов, базальтов, гранит- и гранодиорит-порфиров. Кислые разности имеют раннемеловой возраст, интрузивы среднего и основного состава преимущественно позднемеловые.



Гипабиссальные интрузии, вулканические покровы и ассоциирующие с ними субвулканические тела и экструзивы образуют систему довольно сложно сочетавшихся положительных и отрицательных структур, среди которых выделяются интрузивные и вулканические (обычно резургентного типа) купола, изометричные вулканические просадки размерами до 10–15 км в поперечнике. Вулканоструктуры большей частью приурочены к местам пересечения разнонаправленных разрывных нарушений. Вдоль северо-восточной тектонической границы Пламенной подзоны четко выделяются Пламенный резургентный вулканический и Олетьтытынский интрузивный купола, серия субвулканических тел, экструзивов и даек разного состава, отдельные вулканические жерла, контролируемые Олетьтытынской зоной разломов. Среди эффузивов "просвечивают" складчатые структуры основания. С юго-запада подзона ограничена Верхне-Каленьмуваамской зоной разломов, где также наблюдаются выходы пород складчатого основания и крупные субвулканические тела. Центральная часть структуры опущена, к ней приурочены небольшие (4–6 км в поперечнике) просадки, выполненные покровами лав и пирокластов. В западной части находится крупный (10–15 км в поперечнике) Пекисенский вулканический купол, сложенный кислыми лавами и субвулканическим телом дацитов и гранодиорит-порфиоров.

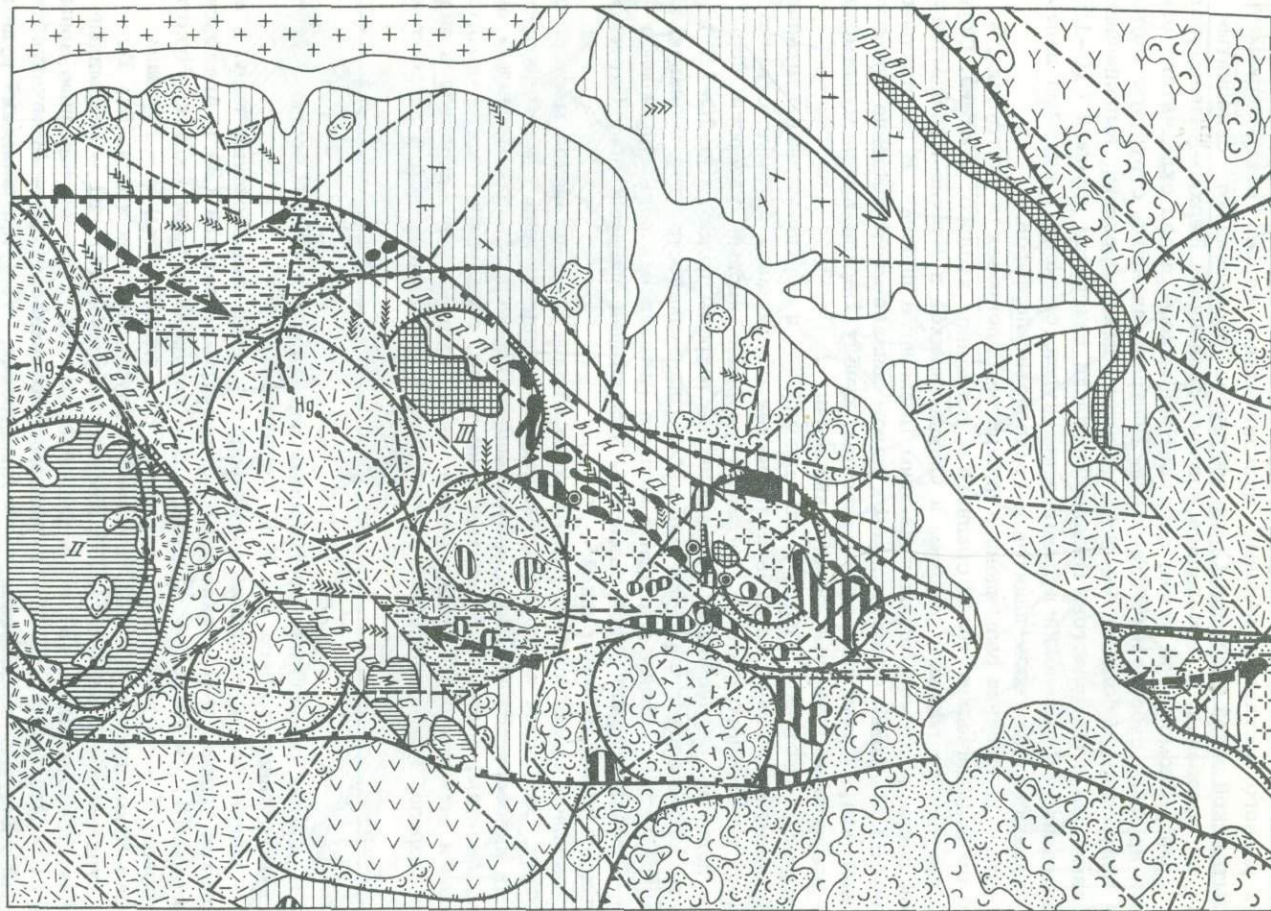
Ртутные проявления размещены в липаритовых покровах и экструзивах, а также субвулканических телах среднего и умеренно кислого состава. Оруденение приурочено главным образом к Олетьтытынской и Верхне-Каленьмуваамской зонам разломов, ограничивающим Пламенную подзону. В Олетьтытынской зоне с Пламенным вулканическим куполом связано месторождение одноименного названия, к Пекинскому вулканическому куполу (Верхне-Каленьмуваамская зона) приурочены шлиховые ореолы киновари.

Омрелькайскую подзону слагают нижне- и верхнемеловые вулканогенные и комагматические им субвулканические образования преимущественно среднего и основного состава, кислые и умеренно кислые разности пород имеют подчиненное значение. Вулканические покровы полого (до 10–15°) падают на юго-восток и образуют ряд небольших вулканоструктур оседания. В восточной части подзоны находится крупная Интекинская кальдера, южное крыло которой срезано зоной разломов, отделяющей внешнюю зону Охотско-Чукотского пояса от внутренней.

В западной части подзоны расположено мелкое Омрелькайское месторождение ртути, состоящее из группы сблизженных рудопроявлений и многочисленных ореолов киновари. Рудное поле приурочено к гидротермально измененным андезитам, дацитам, андезито-базальтам и их туфам, образующим здесь маломощные покровы и небольшие субвулканические тела. Рудные тела находятся в нижней части разреза, где преобладают пирокласты, переслаивающиеся с покровами

Рис. 9. Схема размещения ртутоносных зон северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (по В. И. Копытину)

1 - палеозойское основание мезозойских; 2 - мезо-кайнозойский чехол в палеозойских блоках; 3-4 - складчатые структуры Чукотской (3) и Анадырско-Корякской (4) систем; 5 - внешняя и 6 - внутренняя зоны Охотско-Чукотского пояса; 7 - четвертичные депрессии; 8 - гипербазиты; 9 - границы Охотско-Чукотского пояса (а), внешней и внутренней зон пояса (б); 10 - границы вулканических районов (а) и жестких массивов (б); 11 - разрывные нарушения; установленные (а) и предполагаемые (б); 12 - ртутоносные зоны и узлы (I - Паляваамская, II - Коневаам-Омрелькайская, III - Матачингайский ртутный узел, IV - Яблонская, V - Анадырская, VI - Канчалаанский рудный узел, VII - Пекульнейская); 13 - ртутоносные подзоны: 1 - Пламенная, 2 - Пыкарваамская, 3 - Палянская, 4 - Омрелькайская, 5 - Матачингайская, 6 - Чимчемебельская); 14 - рудопроявления (а) и ореолы рассеяния (б) ртути; вулканические районы: Ц-Ч - Центрально-Чукотский, С-А - Средне-Анадырский, В-Ч - Восточно-Чукотский, Э - Эскимосский жесткий массив



- | | | | |
|--|----|--|----|
| | 1 | | 17 |
| | 2 | | 18 |
| | 3 | | 19 |
| | 4 | | 20 |
| | 5 | | 21 |
| | 6 | | |
| | 7 | | |
| | 8 | | |
| | 9 | | |
| | 10 | | |
| | 11 | | |
| | 12 | | |
| | 13 | | |
| | 14 | | |
| | 15 | | |
| | 16 | | |
| | 17 | | |
| | 18 | | |
| | 19 | | |
| | 20 | | |
| | 21 | | |

андезитов, верхняя существенно лавовая толща выполняет роль экранирующей покрывки. На остальной площади выявлены шлиховые ореолы киновари.

Пыкарваамский узел (подзона) связан с Пыкарваамской вулканоструктурой оседания, приуроченной к узлу пересечения региональных разломов северо-западного (Главный Чаунский) и северо-восточного (Анадырский шов) простирания; на этом участке вулканогенный пояс под прямым углом меняет свое направление. Это наиболее прогнутая часть Пегтымельского прогиба. Пыкарваамская вулканоструктура почти со всех сторон ограничена разломами. На севере и северо-востоке проходят Паляваамская зона разломов и нарушения северо-восточного направления; с запада и юга примыкают разломы обрамления Пегтымельского вулканопрогиба.

Рассматриваемая территория сложена исключительно магматическими образованиями мелового возраста. Вулканические покровы представлены лавами и туфами алькаквуаньской, каленьмуваамской, пыкарваамской, вороньинской и коэквианьской свит. В юго-западной части района на них несогласно залегают покровы сложно стратифицированных игнимбритов внутренней зоны пояса (эргываамская свита). Преимущественно рудомещающая пыкарваамская свита сложена покровами липаритов и липарито-дацитов невадитового облика. В нижней части разреза встречаются линзовидные залежи (до 20 м) витрофиров, витролипаритов и пачки (до 100–150 м) кислых туфов. Вулканические покровы залегают платообразно, по разломам осложнены до флексурных перегибов и моноклиналей. Основные структурные формы – изометричные вулканические просадки и небольшие вулканические грабены. В вулканитах внутренней зоны пояса развиты вулканоструктуры типа кальдер обрушения.

Интрузивные образования представлены ранне- и позднемеловыми штоками и дайками кварцевых диоритов, монзонитов и диоритовых порфиритов, развитыми вдоль зон разрывных нарушений. Широко распространенные субвулканические тела образуют пластовые залежи, небольшие лакколиты и дайки базальтов, андезитов, дацитов, липаритов, витролипаритов, которые тесно связаны с вулканическими покровами.

Месторождения, рудопроявления и шлиховые ореолы киновари в Пыкарваамской подзоне размещены преимущественно в раннемеловых туфах и липаритах алькаквуаньской, пыкарваамской и, частично, вороньинской свит; вулканиты каленьмуваамской и коэквианьской свит, представленные в основном андезитами

Рис. 10. Геологоструктурная схема и ртутьносность Пламенной подзоны (по В.И. Копытину)

1 – верхнетриасовые терригенные отложения; 2 – валанжинские вулканогенно-осадочные отложения; 3–9 – вулканогенные образования Охотско-Чукотского пояса [нижний мел: 3 – кислые эффузивы, 4 – эффузивы преимущественно среднего состава, 5 – крупнопорфировые липариты, 6 – туфы, флюидальные липариты и мелкопорфировые липариты; 7 – угленосные отложения; верхний мел: 8 – туфоконгломераты, туфобрекчи и туфы (а), игнимбриты и витрофиры (б), 9 – фельзодациты и фельзолипариты (а), андезиты и андезито-дациты (б)]; 10–14 – интрузивные образования: 10 – раннемеловые граниты, 11 – позднемеловые малые интрузии гранитоидов и диоритов, 12 – раннемеловые субвулканические тела кислого состава, 13 – позднемеловые субвулканические тела умеренно кислого состава, 14 – позднемеловые субвулканические тела (а) и дайки (б) среднего и основного состава; 15 – разрывные нарушения; 16 – осевые линии горст-антиклиналей (а) и грабен-синклиналей (б) (стрелка показывает направление погружения шарнира); 17 – геологические границы (а) и элементы залегания пород (б); 18 – контур Пламенной подзоны; 19 – контуры вулканоструктур оседания (а) и мелких просадок (б); 20 – контуры вулканических и интрузивных куполов; 21 – рудопроявления ртути (а), сурьмы (б) и контуры ореолов рассеяния киновари (в). Римскими цифрами обозначены: Пламенный (I) и Пекисенский (II) вулканические купола, III – Олпыттыгский интрузивный купол; подписаны зоны разломов

и базальтами, играли роль экрана. Большинство ртутных проявлений приурочено к Северо-Паляваамской зоне разломов и к субширотным нарушениям, рассекающим краевые части вулканоструктур. В подзоне известны Пыкарваамское месторождение, ряд рудопоявлений и множество шлиховых ореолов киновари.

На остальных участках Пегтымельского вулканопрогиба и прилегающих к нему площадях киноварь встречается в виде разрозненных шлиховых ореолов, приуроченных чаще всего к периферическим частям вулканоструктур: вокруг Рыннатиенской вулканоструктуры оседания, в зоне сочленения Верхне-Пегтымельской вулканической просадки с мезозоидами, в вулканических полях по северо-западному и северному ограничению вулканопрогиба.

Восточно-Чукотский район занимает восточный фланг Чукотского отрезка пояса, от водораздела рек Танюер — Амгуэма до бухты Провидения (см. рис. 9). Вулканические покровы здесь наложены на образования Эскимосского массива и мезозойды Чукотской складчатой системы. Рудные и россыпные проявления ртути обнаружены преимущественно среди апт-альбских вулканитов, субвулканических тел и даек умеренно кислого и среднего состава, в гипербазитах раннего мела. Кроме того, они встречаются в кислых вулканитах позднемелового возраста.

В районе выделены Амгуэмо-Канчаланская (с Амгуэмским, Матачингайским и Канчаланским рудными узлами) и Юнивеемская ртутноносные зоны, Янранайваамский ртутный узел. Ртутноносные зоны приурочены к площадям развития вулканических плато, особенно к участкам сочленения последних с кольцевыми интрузивно-эффузивными комплексами.

Амгуэмо-Канчаланская зона охватывает бассейны рек Амгуэмы и Канчалана, протягивается в северо-восточном направлении примерно на 400 км резко дискордантно общему простиранию структур Охотско-Чукотского пояса. Зона ограничена Амгуэмо-Канчаланским на северо-западе и Матачингайским на юго-востоке глубинными разломами, продолжающимися, вероятно, направление раскола Анадырско-Корякской системы. Между разломами расположено крупный сложно построенный Амгуэмо-Канчаланский вулканопрогиб, сложенный преимущественно нижнемеловыми вулканическими покровами среднего и основного состава и позднемеловыми эффузивами кислого состава. В юго-западном окончании прогиба встречаются обширные поля палеогеновых базальтов, окаймляющих здесь крупную вулканокупольную структуру. Известные в прогибе массивы гранодиоритов тяготеют в основном к его центральной части.

В зоне наиболее интересен Матачингайский ртутный узел, расположенный к северо-западу от залива Креста. В пределах узла развиты осадочные отложения основания пояса, нижнемеловые пирокластические и эффузивные образования среднего состава, апт-альб-сеноманские кислые туфы, игнимбриты и дациты. В северо-западной части встречены мощные покровы верхнемеловых андезитов и андезито-базальтов, на которых несогласно залегают кислые туфы и игнимбриты условно сеноман-дата и базальты раннего палеогена.

Интрузивные породы слагают мелкие тела раннемеловых гипербазитов, габбро и дайки диабазовых порфиритов, массив гранитоидов позднемелового возраста. Многочисленны в районе субвулканические интрузии и дайки липаритов, фельзитов, андезитов, базальтов, долеритов, диоритовых порфиритов, тесно связанных с формированием вулканических покровов.

В структурном отношении узел расположен на пересечении крупных разломов северо-восточного и северо-западного простираний. Пересекающиеся системы разломов обусловили блоковое строение. Приподнятые блоки характерны для участков развития пород валанжинского яруса, смятых в мелкие брахиморфные складки и осложненных разрывными нарушениями. Вулканические покровы имеют пологое (до 10°) залегание. Ими образованы изометричные вулканические просадки кальдерного типа и купола, формирование которых связано с деятельностью отдельных вулканических аппаратов или группы аппаратов. Просадки сложены преимущественно верхнемеловыми и нижнемеловыми вулканитами с центриклинальным ($5-10^{\circ}$) падением пород. Центральная часть вул-

каноструктур иногда опущена по кольцевым разломам и образует небольшие изометричные просядки типа кальдер обрушения, а местами, наоборот, приподнята в результате формирования резургентных куполов.

Широко развитые в пределах Матачингайского узла разрывные нарушения северо-западного, северо-восточного простирания относятся к категории долгоживущих разломов глубокого заложения. К ним приурочены наиболее крупные вулканические структуры пояса и поля гидротермально измененных пород, с которыми связано ртутное оруденение.

Известные на площади Матачингайского узла месторождения ртути Матачингайское (Астра), рудопроявления Южное, Тадлеоан, Фанатик и рудопроявления Ахтахской группы, а также шлиховые ореолы киновари размещены в узлах пересечения разнонаправленных разломов и в целом образуют широкую полосу субмеридионального простирания.

В пределах Амгуэмского и Канчаланского ртутных узлов находятся шлиховые ореолы киновари, приуроченные к полям развития вулканитов преимущественно кислого (Амгуэмский узел) и среднего (Канчаланский) состава.

Нонивеемская зона от Амгуэмо-Канчаланской отличается более интенсивным проявлением гранитоидного и габброидного магматизма и меньшим влиянием разрывных структур Анадырско-Корякской системы; не обнаружены здесь и гипербазиты. Ртутные проявления (шлиховые ореолы, редкие точки с ртутной минерализацией) контролируются региональными разломами северо-западного простирания и связаны с зонами интенсивного гидротермального изменения пород, развитыми по липаритам, дацитам, андезитам и их туфам. В отношении ртутоносности особенно интересна зона сочленения Охотско-Чукотского пояса с мезозоидами.

Ртутные проявления (исключительно шлиховые ореолы киновари) Янранайваамского узла выявлены в кислых эффузивах, обрамляющих крупную изометричную вулканоструктуру оседания, центральная часть которой выполнена преимущественно покровами палеогеновых базальтов.

Ульинский ртутоносный район занимает крайнюю западную часть Охотского отрезка пояса (его фланг) к юго-западу от Охотского массива. Район характеризуется интрузивной амагматичностью, но широким развитием продуктов кислого вулканизма, перекрытых на многих участках покровами платобазальтов. Выходы последних определяют положение изометричных вулканоструктур оседания. Здесь выделены две ртутоносные зоны: Майская на севере и Ульинская на юге, ограничивающие Ульинский вулканопрогиб. Однако находки киновари в шлихах в центральных частях прогиба позволяют рассматривать его как единую ртутоносную структуру.

Среди выявленных в районе многочисленных шлиховых ореолов киновари наиболее значительные встречены в периферических частях вулканопрогиба вокруг выходов платобазальтов, а также на участках, где мощность вулканических образований сокращена. Интересны также участки, прилегающие к складчатому обрамлению пояса.

Ртутное оруденение в Центрально-Охотском, Пенжинском и Анадырском секторах пояса проявлено слабее. Как уже отмечалось, эти районы характеризуются интенсивным развитием гранитоидного магматизма, проявлением кольцевых интрузивно-эффузивных структурных комплексов и магматогенных поднятий.

В Анадырском секторе вдоль северо-западного края внешней зоны пояса выделена протяженная (300 км) Яблонская ртутоносная зона, в юго-восточном окончании которой расположены Чимчемемельское месторождение ртути и ряд рудопроявлений. Оруденение приурочено к зонам дробления в субвулканических телах кварцевых порфиров. По минеральному составу, геологоструктурной позиции месторождение близко Пламенному. Шлиховые ореолы и редкие мелкие рудопроявления киновари в Центрально-Охотском районе (Челомджа-Арманская ртутоносная зона) обнаружены по периферии вулканоструктур оседания и вулканических куполов. В Пенжинском секторе шлиховые ореолы выявлены

в пределах Верхне-Шайбовеумской, Туромчинской, Нявленгинской кольцевых вулканоструктур вдоль поперечных и продольных разломов. Ртутные ореолы также тяготеют к периферическим частям вулканоструктур как участкам, наиболее ослабленным и подверженным интенсивной эрозии.

Во внутренней зоне Охотско-Чукотского пояса выделены слабо изученные Анадырская, Южно- и Северо-Тайгоносские, Конинская ртутоносные зоны, контролируемые разломами глубокого заложения. Широкое и длительное проявление на этой площади интрузивного магматизма, дислокационного метаморфизма пород и глубинных "сквозных" разрывных нарушений создало мало благоприятные факторы для локализации ртутных месторождений. В названных зонах обнаружены лишь разрозненные шлиховые ореолы киновари.

Структурно-морфологические типы ртутнорудных тел в месторождениях Охотско-Чукотского пояса значительно разнообразнее, чем в других провинциях. Морфология рудных тел определяется главным образом структурой того геологического объекта, в котором оно находится. В стратифицированных покровах это преимущественно согласные пластовые или линзовидные пологие залежи, в крупных субвулканических интрузиях - зоны дробления, приконтактные залежи или тела экранирования. С вулканогенными жерлами связаны трубчатые тела, а с мелкими разрывными нарушениями (типа концентрических и радиальных в вулканических аппаратах) - крутопадающие минерализованные зоны дробления, в зонах тектонического контакта гипербазитов с вмещающими эффузивами - ртутные столбы, линзы и гнезда.

Минеральный состав руд простой: основной рудный минерал - киноварь, в некоторых месторождениях - киноварь и антимонит.

Корякско-Камчатская провинция

Этот огромный ртутоносный регион занимает территорию Корякского нагорья и полуострова Камчатки, образующих единую в геологическом отношении Корякско-Камчатскую область кайнозойской складчатости, расположенную уже в пределах внутренней зоны Тихоокеанского рудного пояса. Крайняя восточная часть Камчатки, остров Карагинский, Курильская дуга и Курило-Камчатский глубоко-водный желоб некоторыми исследователями (Красный, 1966 и др.) выделены в Курило-Камчатскую геосинклинальную область незавершенного развития, где складкообразование и вулканизм продолжают и в настоящее время.

В Корякско-Камчатской провинции выделены две субпровинции: Анадырско-Корякская и Камчатская.

Анадырско-Корякская субпровинция на северо-западе и севере граничит с Охотско-Чукотской провинцией; на юге и юго-востоке она примыкает к Берингову морю, а от п-ва Камчатки отделена узким перешейком и Пенжинской губой. Имеется много различных геологических, тектонических и металлогенических схем территории (Тильман и др., 1969; Егизаров и др., 1965; Геология СССР, т. 33, 1970). В последнее время по тектонике Корякского нагорья появились новые данные (Александров и др., 1975), на основе которых этот регион рассматривается как особая эвгеосинклинальная структура. В ее развитии главную роль играли пологие или горизонтальные перемещения земной коры, сопровождаемые меланжем, протрузиями гипербазитов. Металлогения ртути Корякского нагорья освещена в работах В.А. Титова (1961), И.Н. Титова и Т.В. Тарасенко (1968), П.В. Бабкина (1969, 1975) и др.

В геологическом строении Корякского нагорья (Анадырско-Корякская складчатая система) принимают участие морские терригенные, вулканогенно-терригенные, вулканогенно-кремнистые геосинклинальные формации от ордовика до среднего миоцена и наземные вулканогенные образования от мелового до четвертичного возраста. Геосинклинальные формации обособляются в три структурно-фациальные складчатые зоны: Пенжинско-Анадырскую, Центрально-Корякскую и Олюторскую (рис. 11), геологическое развитие которых происходило в несколько геосинклинально-складчатых этапов. Первый этап - палеозойский-раннемезозойский - образует домеловой комплекс складчатого основания кайнозо-

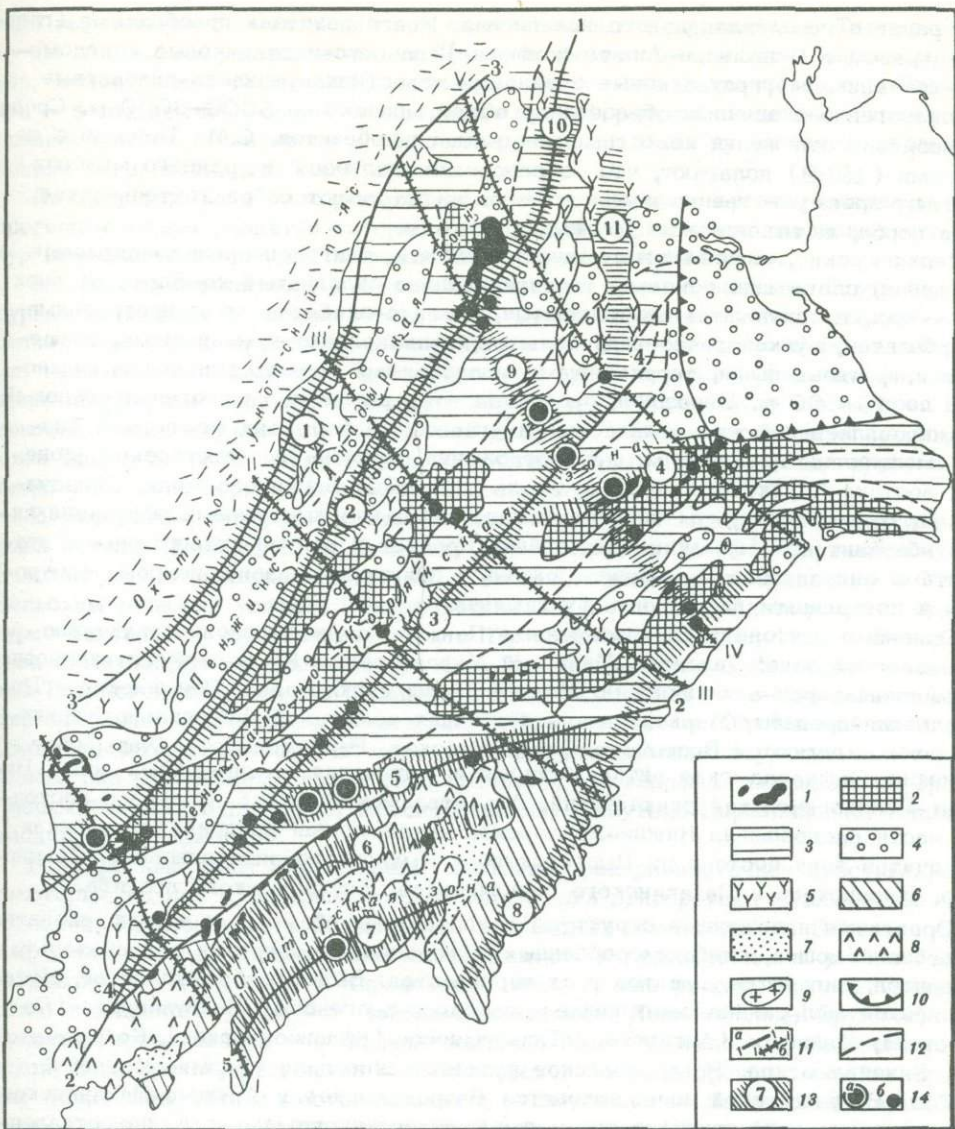


Рис. 11. Тектоническая схема и рудоносность Анадырско-Корякской складчатой системы (с использованием материалов С.М. Тильмана)

1 - протрузии гипербазитов; 2 - кремнисто-вулканогенные, граувакковые и частично флишеидные эвгеосинклинальные образования палеозоя и мезозоя; 3 - флишевые и граувакковые эвгеосинклинальные отложения преимущественно мезозоя; 4 - позднемеловые - палеогеновые орогенные впадины, выполненные молассами; 5 - палеоген-неогеновые поля вулканитов; 6 - вулканогенно-кремнистые и сланцевые образования сенон-палеогенового возраста; 7 - неоген-четвертичные молассы; 8 - неоген-четвертичные эффузивы; 9 - интрузии плагиогранитов; 10 - граница Эскимосского массива; 11 - глубинные разломы продольные (а): Пенжинско-Пекудиинский (1), Камчатско-Вывенский (2), Орловско-Каменский (3), Березовско-Ванетатский (4), Карагинско-Олюторский (5) и поперечные (б) - Маметчинский (I) Пенжино-Ильпийский (II), Еропольско-Опукский (III), Крестовско-Хатырский (IV), Красноозерский (V); 12 - прочие разломы; 13 - рудоносные зоны (номера в кружках): Пенжинская (1), Таловско-Майнская (2), Найвал-Ванетатская (3), Чиринайская (4), Энычайвеемская (5), Вывенская (6), Олюторская (7), Прибрежная (8), Майно-Опукская (9), Пекульнейская (10), частично Канчаланская (11); 14 - месторождения (а) и рудопроявления (б) ртути

ид и раннего геосинклинального накопления. В его разрезах преобладают (главным образом в Пенжинско-Анадырской зоне) сланцево-песчаниковые, конгломерато-песчаниковые, граувакковые с линзами известняков, спилито-диабазовые и вулканогенно-осадочные образования общей мощностью 5000-6000 м. Среди палеозойских отложений известны протрузии гипербазитов. С.М. Тильман с соавторами (1969) полагают, что образования палеозоя и раннего мезозоя залегают преимущественно в аллохтоне и представляют собой тектонические блоки пород, вытесненные по крупным разломам.

Верхнеюрские, нижнемеловые, верхнемеловые, олигоцен-среднемиоценовые отложения, слагающие основной геосинклинально-складчатый комплекс во всех трех зонах, представлены офиолитовыми, спилито-диабазовыми с протрузиями гипербазитов, вулканогенно-терригенными, вулканогенно-кремнистыми, флишевыми и граувакковыми, терригенными молассовыми формациями общей мощностью до 15 000 м. В поздний орогенный этап развития (палеоген-неогеновый) сформировались морские молассовые и угленосные формации межгорных впадин мощностью до 2500 м. Эти отложения развиты в Олюторской зоне и на востоке Корякского нагорья, вдоль побережья Берингова моря. Складчатые структуры перекрыты покровами палеогеновых и неогеновых эффузивов липарит-базальтовой формации - на севере Корякии и неоген-четвертичными вулканитами андезитовой формации - южнее, в Олюторской зоне; покровы приурочены к поперечным нарушениям фундамента.

Основные тектонические элементы в Пенжинско-Анадырской структурно-формационной зоне: Таловско-Майнский, Мургалский и Куюльский антиклинории, Пенжинский горст-антиклинорий, Маметчинский синклинорий, Пенжинский и Паррапольский прогибы, Марковская четвертичная впадина. В Центрально-Корякской зоне выделяются Восточное, Тамватнейское, Рарыткинское и Хатырское поднятия, Энычаваамская антиклинальная и Алганская синклинальная зоны, Ванетат-Великореченский синклинорий, Алькатваамский прогиб. В северо-восточной части расположена Нижне-Анадырская четвертичная впадина. Олюторская складчатая зона состоит из Пылгинского и Имкинского антиклинориев, Авьянского, Вывенского и Пахачинского синклинориев, Алухваамского прогиба.

Орогенные наложенные структуры представлены обширными полями развития пологозалегающих, слабопокоробленных вулканических покровов платобазальтов, андезитов, липаритов, дацитов и их пирокластов. Выделяются Окланское, Нутаваклийское мел-раннепалеогеновые и палеоген-неогеновые Инквулинское (Ламутское), Майнское (Алганское), Талаянынское (Красноозерское), Комеутюямское, Уннейваямское, Ильвапинайское вулканические поля (Белый, Мигович, 1971). В Олюторской зоне находятся Ветроваямское и Алухско-Пахачинское вулканические поля палеоценового и раннечетвертичного возраста, представленные андезитами, дацитами и липаритами с большим объемом туфов и туфобрекчий общей мощностью до 1600 м. Вулканические покровы образуют отдельные вулканоструктуры проседания с жерловыми экструзиями и субвулканическими телами в наиболее эродированных участках. Чаще всего они формируются на пересечениях продольных и поперечных разломов.

Продольные Пенжинско-Пекульнейский и Камчатско-Вывенский глубинные швы и более мелкие Ванетатский, Березовский, Чиринайско-Койвэреланский, Ачайваямский, Вывникский, Карагинский разломы разграничивают структурно-фациальные зоны, крупные складчатые структуры и контролируют положение ранне- и позднегеосинклинальных магмопроявлений; в частности, вдоль глубинных швов развиваются Куюльский и Ватынский офиолитовые пояса. Поперечные разломы фундамента (Красноозерский, Усть-Хатырский, Еропольско-Олухский, Пенжино-Ильпийский по Б.М. Чикову, 1967) обуславливают "поперечную" блоковость Корякии. Некоторые из них через Охотско-Чукотский пояс продолжают-ся в структурах Верхояно-Чукотской складчатой области. Обе системы разломов - рудоконтролирующие для ртутного оруденения; их пересечение определяет положение рудных узлов и полей.

Таким образом, характерными геологическими особенностями Анадырско-Корякской субпровинции являются: ее отчетливое зональное тектоническое строе-

ние, выраженное в омоложении зон складчатости в направлении к Тихому океану (главные фазы складчатости в Пенжинской зоне проявилось в позднемеловое, в Центрально-Корякской - в позднепалеоген-раннемиоценовое и в Олюторской - в позднемиоценовое - четвертичное время), развитие надвигов и широкое проявление гипербазитового и офиолитового магматизма и, наоборот, ограниченное - гранитоидного магматизма.

По типу формаций этот регион относится к типичным эвгеосинклиналям, в орогенные этапы развития которых происходило образование покровных структур наземного, преимущественного базальтоидного вулканизма.

Ртутная минерализация в Корякском нагорье широко развита. Ртутные, сурьмяно-ртутные и мышьяково-ртутные месторождения и рудопроявления нередко находятся в пространственной и парагенетической связи с позднемеловыми, палеоген-неогеновыми и четвертичными вулканогенными формациями, малыми интрузиями и дайками разного состава и протрузиями гипербазитов. Ртутоносные зоны и узлы контролируются главным образом глубинными разломами и оперяющими их нарушениями. В вулканогенных полях ртутное оруденение тесно связано с формированием вулканоструктур.

В Корякско-Анадырской субпровинции выделяются следующие ртутоносные зоны и узлы (Бабкин, Ким, Копыгин, 1967; Бабкин, 1975): Чиринайская (частично), Канчаланская (частично), Таловско-Майнская с Куюльским и Усть-Бельским рудными узлами, Пекульнейская - в Пенжинско-Анадырской структурно-фациальной зоне; Чиринайская с Тамватнейским узлом, Найвал-Ванегатская с Квунейским и Ваежским узлами, Эньчайвеемская с Ундиной и Ляпганай-Тавенской подзонами и поперечная Майно-Опукская - в Центрально-Анадырской зоне; Олюторская, Вывенская и Прибрежная - в Олюторской зоне (см. рис. 11). В качестве самостоятельных ртутоносных структур можно выделить ряд ртутоносных узлов (или районов), связанных с наложенными орогенными полями вулкаников: Красноозерский, Ламутско-Парханайский, Ачайваямский, Уннейваямский.

Ртутоносные зоны имеют преимущественно северо-восточное простирание, некоторые из них в северных частях территории приобретают субширожное направление. Протяженность большинства зон весьма значительная. В ртутоносных зонах находятся следующие месторождения и рудопроявления ртути: Тамватнейское и Первенец - в Чиринайской зоне, группа рудопроявлений Квунейского и Юльского узлов - в Найвал-Ванегатской, Ляпганайское, Дружное, Красная Горка, Непгун - в Эньчайвеемской, Маметчинское - в Таловско-Майнской, Олюторское, Гиткоюлин - в Олюторской зоне. В орогенных вулканогенных полях обнаружены месторождения и рудопроявления Ламутское, Парханайское, Алганское - в Майно-Опукской, Ачайваямское (Лево-Яёвваямское) - в Вывенской зонах.

Месторождения располагаются на крыльях синклинальных и антиклинальных складок, в сводах антиклиналей и поднятий, в пределах вулканоструктур. Вмещающие породы - вулканогенные (эффузивы и туфы среднего и кислого состава), вулканогенно-осадочные (туфы и туффиты, туфопесчаники, аргиллиты, яшмы, спилиты, кремнистые сланцы), осадочные (преимущественно песчаники, алевролиты и аргиллиты) и интрузивные (гипербазиты, диабазы, диоритовые порфириты, субвулканические интрузии разного состава) образования верхнемелового, палеогенового и неогенового возраста.

Рудные тела представлены кругопадающими зонами дробления и брекчирования, согласными залежами в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах, в интрузивных телах; в вулканических покровах они имеют пластобразную и линзовидную форму; в контактовых зонах гипербазитов с осадочными породами встречаются рудные столбы и пластовые залежи типа "манго". Характерны многочисленные апофизы, ветвления рудных тел и рудных зон по простиранию.

Рудный процесс во многих месторождениях многостадийный (до пяти стадий). Киноварь отлагалась главным образом на завершающих стадиях в ассоциации с дикситом, гидрослюдами. Кроме киновари, в рудах в заметных количествах в ряде месторождений встречаются мегациннабарит, антимонит, реаль-

гар, аурипигмент, иногда в качестве примесей — сфалерит, галенит, блеклые руды, шеелит.

В последнее время появились новые материалы о геологическом строении, закономерностях размещения и условиях образования ртутных проявлений в орогенных вулканических полях и в районах развития гипербазитов. Важное значение в размещении ртутного оруденения имеет надвиговая тектоника. Особенно четко контроль оруденения надвигами можно проследить в районах развития гипербазитов и сопровождающих их габброидов. В этих районах нередко наиболее интенсивно проявляется и наземный вулканизм, что позволяет рассмагивать надвигообразование, магматизм и наземный вулканизм в качестве производных единого длительно протекающего глубинного тектоно-магматического процесса, с заключительными этапами которого связан рудогенез. Примеры таких рудных районов — Тамватнейский рудный узел и ряд участков в вулканических полях Майно—Опукской и других ртугоносных зон.

Тамватнейский узел (рис. 12) находится на пересечении Усть-Хатырского (Крестовско—Хатырского, по И.С. Розенблюму, 1975 г.) поперечного глубинного разлома с Чиринайско—Койвереланским продольным. Эти разломы контролируют соответственно Майно—Опукскую и Чиринайскую ртугоносные зоны. Основные складчатые структуры — Тамватнейское поднятие и Ванегат—Великореченский синклиорий.

Тамватнейское поднятие — крупная блоковая структура субширокого простирания протяженностью около 100 км. Узел находится в северной части поднятия, где последнее срезается Чиринайско—Койвереланским разломом, имеющим в пределах рассматриваемого участка надвиго—сбросовый характер. Структура погружается к юго—западу и перекрывается четвертичными отложениями Нижне—Анадырской впадины в восточном направлении. Наиболее древние породы — кремнисто—вулканогенные и терригенные отложения палеозойского возраста, выходы которых обнажаются в виде крупных тектонических блоков. Низы разреза представлены базальтами, андезитовыми порфиридами, их туфами и туфолавами, чередующимися с отдельными горизонтами спидитов и пластовыми телами палеогипсных диабазов. Выше залегают туфы, туфобрекчии среднего состава, туфогенные алевролиты, песчаники и гравелиты, редко конгломераты. Мощность толщи 500—600 м на западе и около 2000 м на востоке.

Палеозойские отложения несогласно перекрыты терригенными, кремнисто—вулканогенными образованиями верхней юры — нижнего мела общей мощностью около 3000 м. Породы смяты в линейные складки, нарушенные разрывами.

Ванегат—Великореченский синклиорий (прогиб) примыкает к Тамватнейскому поднятию на севере. В восточном направлении он погружается под плиоцен—четвертичные отложения Нижне—Анадырской впадины и расширяется к юго—западу. Синклиорий сложен осадочными породами нижне— и верхнемелового возраста. Нижнемеловые отложения выделены в тамватнейскую свиту, представленную полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, в меньшей степени — гравелитами, мелкогалечными конгломератами, туфами кислого состава мощностью 1400 м. Сходные по литологическому составу осадочные породы верхнего мела выделены в великореченскую свиту, согласно залегающую на отложениях тамватнейской свиты, и в белореченскую, несогласно залегающую на великореченской свите и представленную алевро—песчаниковой толщей с базальными конгломератами. Мощность верхнемеловых отложений около 4000 м.

В отложениях тамватнейской и великореченской свит широко развиты мелкие линейные складки различного размера, флексуры и разрывные нарушения. Отложения белореченской свиты собраны в широкие брахиморфные складки со средними углами падения на крыльях.

К структурам послегеосинклинального развития относятся поля вулканических излияний, представленные андезитами, базальтами и их туфами и дацитами олигоцен—миоценового возраста. Залегание вулканитов субгоризонтальное; мощность покровов 200—250 м.

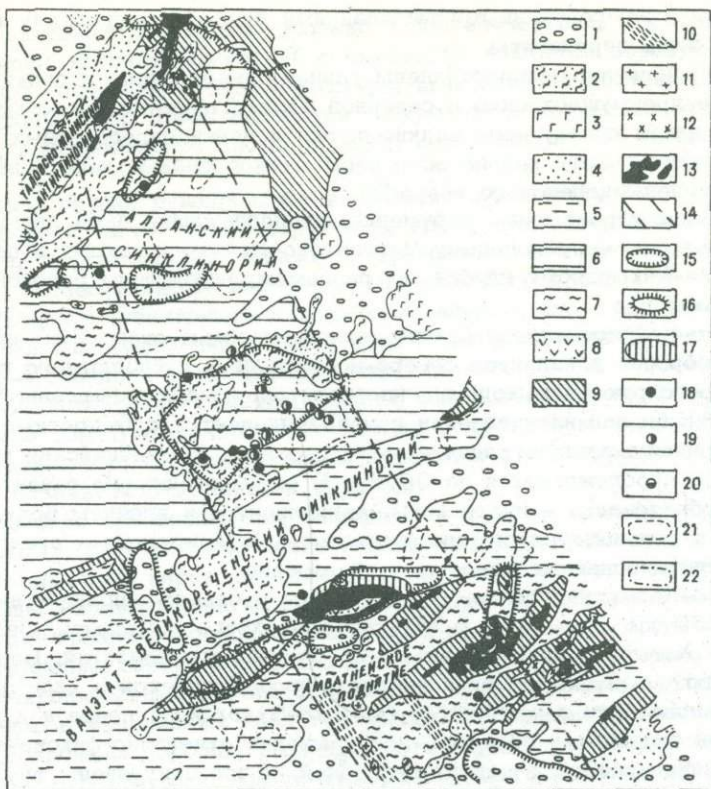


Рис. 12. Геолого-тектоническая схема Тамватнейского и Ламутско-Парханайского ртутных узлов (по И.С. Розенблюму)

1 - миоцен (плиоцен?) - четвертичные впадины; 2 - олигоцен-раннемиоценовые вулканыты; 3 - палеоген-эоценовые вулканыты; 4 - молассовые отложения мела - эоцена; 5 - меловые терригенные образования; 6 - меловые кремнисто-терригенные образования; 7 - терригенные и кремнисто-вулканогенные образования верхней юры - нижнего мела; 8 - вулканогенные и терригенные образования верхней юры - нижнего мела; 9 - кремнисто-вулканогенные и терригенные образования палеозоя - раннего мезозоя; 10 - третичные дайки кварцевых диоритовых порфиритов; 11 - третичные гранит- и гранодиорит-порфиры; 12 - раннемеловые габбро; 13 - гипербазиты; 14 - зона Крестовско-Хатырского поперечного глубинного разлома; 15 - отрицательные аномалии поля силы тяжести; 16 - положительные аномалии поля силы тяжести; 17 - Тамватнейское рудное поле; 18 - рудопроявления ртути; 19 - рудопроявления олова; 20 - рудопроявления сурьмы; 21 - шлиховые ореолы киновари и 22 - касситерита

В районе находятся крупный Тамватнейский и небольшой Мало-Научиринский массивы гипербазитов раннемелового возраста. Тамватнейский массив вытянут в субширотном направлении и в плане имеет форму эллипса. По геофизическим данным, это "бескорневое" чечевицеобразное тело мощностью 3-4 км. С вмещающими породами имеет повсеместно тектонические контакты. По северному контакту массив надвинут на осадочные отложения тамватнейской свиты под углами 20-80°, на западе и востоке ограничен кругопадающими разломами северо-восточного простирания, на юге перекрыт рыхлыми четвертичными отложениями р. Тамватнеем и полями вулканогенно-осадочных пород. Массив осложнен рядом поперечных и продольных разломов, обусловивших его чешуйчато-блоковое строение. Субширотным разломом он разделен на две чешуи - северную и южную. Северная чешуя сложена перидотитами, гнес-

дами, линзами и шпирообразными выделениями дунитов, в пределах южной части развиты лишь перидотиты.

Весьма ограниченно распространены раннемеловые штоки и дайки габброидов, развитые преимущественно в северной части Тамватнейского массива, а в его южной части обнаружены мелкие штоки и дайки палеогеновых габбро-диабазов. В южной части района встречаются штокообразные тела и дайки граптоидов олигоцен-миоценового возраста.

Широко развиты разрывные нарушения, принадлежащие двум крупным разрывным структурам — продольному Чиринайско-Койвэреланскому и поперечному Крестовско-Хагырскому глубинным разломам, важнейшим рудоконтролирующим элементам.

Чиринайско-Койвэреланский разлом протяженностью около 200 км проявляется серией сбросов и надвигов северо-восточного и субширокого простирания. Нарушения трассируются выходами гипербазитов, зонами повышенной трещиноватости, дробления и милонитизации пород. Выделяется субширокий Главный разлом надвигового типа, ограничивающий с севера Тамватнейский массив гипербазитов; он прослеживается на 30 км. В его зоне широко развиты гидротермальные образования — листвениты, аргиллизиты, висячем боку залегают гипербазиты и развалившиеся по ним листвениты, а в лежащем — аргиллизированные стратифицированные осадочные образования.

Крестовско-Хагырский разлом простирается в северо-западном направлении примерно на 50 км — от низов р. Хагырка в верховье р. Анадырь. Он пересекает структуры Хатырского, Тамватнейского, Майнского поднятий, Ванегат-Великореченского и Алганского синклиналиев, прослеживается в виде зон повышенной трещиноватости в вулканиках Охотско-Чукотского пояса и в мезозоидах Чукотской складчатой системы. Зона разлома отчетливо фиксируется аномалиями гравитационного и магнитного полей, к ней приурочены также выходы вулкаников и трещинных гранитоидных интрузий, которые в бассейне р. Ламутской образуют Ламутско-Парханайскую очаговую вулканоструктуру. В зоне известны проявления касситерит-пирит-сульфидной, ртутной, мышьяково-ртутной (реальгаровой), сурьмяной (антимонитовой) минерализации. Рудные участки располагаются преимущественно на площадях пересечения этого разлома с продольными глубинными разрывами. В месте пересечения Крестовско-Хагырского и Чиринайско-Койвэреланского разломов расположены Тамватнейское месторождение и рудопоявления Первенец, Научиринайское, Вилуйское и многочисленные шлиховые ореолы киновари.

На Тамватнейском месторождении ртутное оруденение локализуется в залежах лиственитов, образованных в зоне надвига гипербазитового массива на вмещающие его раннемеловые осадочные отложения. Рудопоявление Первенец находится в отложениях тамватнейской свиты, в западной части рудного поля Тамватнейского месторождения. Рудные тела приурочены к зонам дробления северо-западного простирания, в которых рудовмещающие песчаники и тектонические брекчии интенсивно карбонатизированы, окварцованы и диккитизированы. Оруденение вкрапленное, прожилково-вкрапленное. В рудах, кроме киновари, в заметных количествах присутствуют метациннабарит, антимонит, реальгар, аурипигмент, реже встречаются гвадалкацарит, сера самородная, молибденит, сфалерит, касситерит, вольфрамит.

Научиринайское и Вилуйское рудопоявления расположены в краевой южной части Тамватнейского поднятия. Ртутная минерализация в первом рудопоявлении установлена в виде редкой вкрапленности киновари в карбонатных прожилках и цементе брекчий, в дайках диоритовых порфиритов, рвущих туфогенные песчаники и туфы среднего и основного состава. Вилуйское рудопоявление локализовано в лиственитах, приуроченных к тектоническому контакту серпентинитов с туфогенно-кремнистыми отложениями и дайками диоритов.

Ламутско-Парханайский ртутный узел расположен на пересечении Майно-Опукской ртутносной зоны (бассейн р. Ламутская) с продольной Найвал-Ванегатской зоной. Район сложен кремнисто-терригенными образованиями алганской свиты альб-сеноманского возраста, перекрытыми полого зале-

гающими покровами вулканитов условно палеоген-неогена. Осадочные отложения выполняют крупный Алганский синклиниорий, эффузивы образуют Ламутско-Парханайскую очаговую вулканоструктуру, выделенную в составе Инквудинского вулканического поля. Здесь находятся Ламутское и Парханайское рудопроявления ртуги, рудопроявления олова, сурьмы, шлиховые ореолы киновари, касситерита.

Ламутская группа рудопроявлений (Оранжевое, Южное, Ус, Горное) приурочена к северной части вулканоструктуры, сложенной липаритами, дацитами, андезитами, базальтами, их туфами и туфоаргиллитами общей мощностью около 2000 м. Подстилающие песчаники, алевролиты с прослоями кремней прорваны единичными субинтрузиями и дайками диоритовых и дацитовых порфириров. Ртутная минерализация локализуется в липаритах вдоль тектонической зоны северо-восточного простирания и экранируется пачкой туфогенных аргиллитов. Породы интенсивно каолинизированы, окварцованы и карбонатизированы. Рудные тела образуют линзовидные залежи и крупные гнезда. На других участках оруденение приурочено к зонам дробления и брекчирования в сильно измененных базальтах с прослоями туфитов.

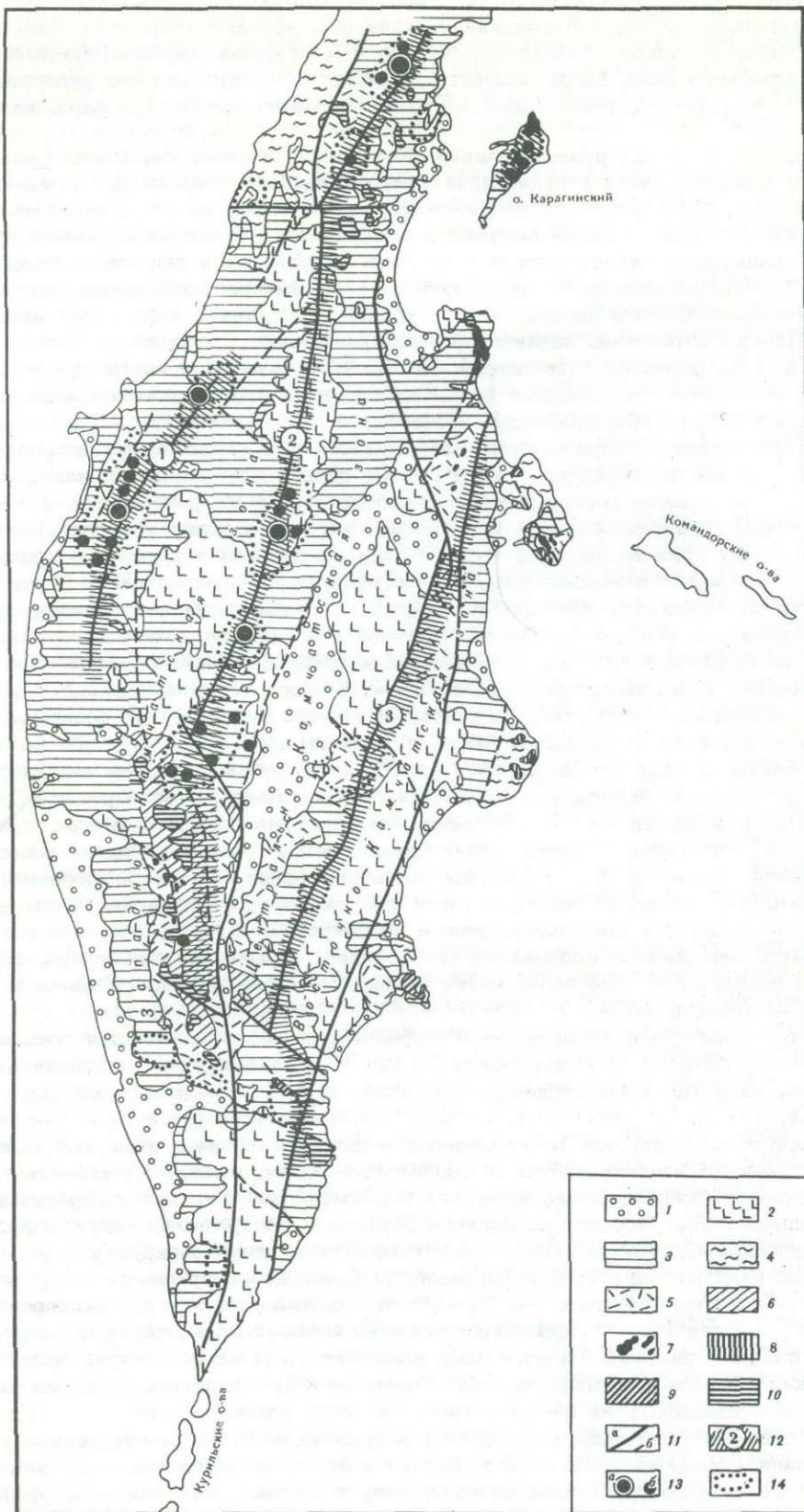
Парханайское рудопроявление расположено в юго-западной периферической части вулканоструктуры, где также широко развиты вулканиды смешанного состава, несогласно перекрывающие дислоцированные терригенные и кремнистые породы алганской свиты. Последние прорваны дайками и субвулканическими телами гранит-порфиоров. Рудные тела приурочены к крупному (шириной 2 км) нарушению северо-западного простирания, вдоль которого развиты милониты, тектонические брекчии. Киноварная минерализация наблюдается преимущественно в измененных гранит-порфирах и в меньшей степени — во вмещающих их осадочных породах. Интенсивность оруденения возрастает в участках пересечения рудоконтролирующего северо-западного разлома нарушениями северо-восточного простирания. В киноварных рудах присутствует олово, на некоторых участках встречаются реальгар и антимонит.

К северо-западу от Ламутско-Парханайского узла в подобных геологоструктурных условиях расположена Алганская группа рудопроявлений ртуги (Сопочное, Перелазное, Ветвистое), а также рудопроявления Вилконвеемское и Рочевеемское. Алганские рудопроявления локализируются главным образом в зонах дробления андезитов, Вилконвеемское и Рочевеемское — в зонах дробления среди яшмоидов алганской свиты, которые слагают здесь приядерные части антиклинальных складок северо-восточного простирания. Кроме ртуги, в рудах отмечаются повышенные содержания меди, цинка, сурьмы, олова, свинца, бария. Район находится в узле пересечения Майно-Опукской ртугоносной зоны с Таловско-Майнской зоной.

Северо-восточнее в эффузивах и вулканогенно-осадочных отложениях, обрамляющих крупнейший на Северо-Востоке СССР Усть-Бельский гипербазитовый массив, известны многочисленные шлиховые ореолы и мелкие рудопроявления киновари.

Значительная ртутная минерализация и находки киновари в шлихах выявлены в пределах Рарытчинского (Талыйнинское рудопроявление) и Ваежского (Облачное и Осеннее рудопроявления) поднятий, приуроченных к пересечениям продольного Березовского глубинного разлома с поперечными Красноозерским и Еропольско-Опукским разломами. Ртутное оруденение обнаружено преимущественно в дайках измененных диабазов, пересекающих терригенные и кремнисто-вулканогенные образования. Повышенные содержания ртуги зафиксированы также в ливневниках и карбонатизированных породах на контакте с гипербазитами и серпентинитами. Наличие палеоген-неогеновых наземных вулканогенных образований вблизи рудопроявлений в пределах Рарытчинского поднятия дает основание связывать их с вулканическими процессами.

В южной части Анадырско-Корякской провинции известны интересные рудопроявления Мамегчинское, Кинчи, Квунейского и Юльского рудных полей, которые по геологоструктурной позиции, типу и составу оруденения, морфологии рудных тел весьма близки рудопроявлениям Тамватнейского и Ваежского уз-



лов. Рудные тела локализуются в лиственитах на контактах с гипербазитами (Мамегчинское и Квунейское) или же в дайках измененных диабазов, прорывающих кремнисто-вулканогенные образования палеозоя (Юльская группа).

В Окланском, Унейваямском и Ачайваямском (Апукваямском) вулканических полях обнаружены шлиховые ореолы киновари. Лишь в Апукваямском поле расположено Ачайваямское (Лево-Яёльваямское) рудопроявление ргути. Вулканические поля находятся в синклиналиях, рассеченных продольными и поперечными глубинными разломами и очень сходны по структурной позиции с Ламутско-Парханайской вулканоструктурой.

Из анализа размещения ртутных проявлений в Анадырско-Корякской субпровинции видно, что наиболее значительные концентрации ргути связаны с поднятыми участками земной коры (ангиклинории, поднятия), где известны выходы гипербазитов. Чаще всего такие участки находятся в узлах пересечения продольных и поперечных глубинных разломов, проявляющихся нередко в виде надвигов; для таких районов характерен также наземный вулканизм. В опущенных складчатых зонах ртутное оруденение менее значительно, обычно оно фиксируется в полях развития вулканогенных пород или тесно связанных с вулканизмом интрузивных образований. Вероятнее всего, основная часть ртутных месторождений формируется на заключительных стадиях тектоно-магматической (главным образом вулканической) деятельности.

Камчатская ртутоносная субпровинция занимает территорию полуострова Камчатки (рис. 13). В.М. Власов и В.А. Ярмолюк в этом регионе выделяют три отчетливо обособляющиеся структурно-фациальные зоны: Западную, Центральную и Восточную (Геология СССР, т. 31, 1964).

Западная зона простирается от мыса Лопатки до Камчатского перешейка, где она сочленяется с Пенжинско-Анадырской зоной Корякского нагорья. В тектоническом отношении это — крупный прогиб, развившийся на месте меловых геосинклинальных сооружений и сложенный чегырьмя структурными ярусами. Первый ярус представлен верхнемеловыми терригенными отложениями, собранными в простые линейные складки северо-восточного простирания. Выходы меловых отложений обычно ограничены разрывными нарушениями и нередко рассматриваются как горсты. Породы прорваны (или протрузированы) интрузивами гипербазитов и гранитоидов, дайками диоритовых порфиритов и диабазов. В строении второго яруса участвуют палеоген-среднемиоценовые терригенные отложения, характеризующиеся весьма напряженной складчатостью. Верхнемиоцен-плиоценовые преимущественно вулканогенно-осадочные и угленосные молассы, образующие третий структурный ярус, отличаются пологой складчатостью, несогласно залегают на более древних породах. Четвертый структурный ярус представлен горизонтально залегающими четвертичными наземными покровами базальтов и андезитов, морскими и континентальными молассами и рыхлыми

Рис. 13. Схема геолого-тектонического строения и размещения ртутного оруденения Камчатки (геологическая основа: Геология СССР, т. 31, 1964)

1 — современные рыхлые образования; 2 — четвертичные эффузивы, преимущественно платобазальты; 3 — палеоген-неогеновые вулканогенно-осадочные и осадочные эвгеосинклинальные образования; 4 — преимущественно палеогеновые осадочно-вулканогенные образования; 5 — преимущественно меловые туфогенно-осадочные образования; 6 — допалеозойские и палеозойские метаморфизованные комплексы Срединного Камчатского массива; 7 — интрузии (протрузии) гипербазитов; 8 — мел-палеогеновые интрузивы основного состава; 9 — палеоген-неогеновые интрузивы среднего состава; 10 — преимущественно неогеновые интрузивы кислого состава; 11 — глубинные разломы (а), прочие нарушения (б); 12 — ртутоносные зоны (номера в кружках): Западно-Камчатская (1), Центрально-Камчатская (2), Восточно-Камчатская (3); 13 — месторождения (а) и рудопроявления (б) ргути; 14 — шлиховые ореолы киновари. Надписи — структурно-фациальные зоны

образованиями четвертичных впадин. В направлении с северо-востока на юго-запад наблюдается омоложение отложений.

Наиболее крупные тектонические структуры — Тигильское поднятие, Паланская, Паропольская (частично) и Большерецкая неоген-четвертичные впадины. Тигильское поднятие — очень сложное складчато-глыбовое сооружение, состоящее из ряда крупных антиклинорий и синклинорий.

Центральная зона занимает осевое положение на Камчатском полуострове и совпадает большей своей частью со Срединным хребтом, сложенным главным образом верхнемеловыми, третичными и четвертичными вулканогенными породами. В целом это крупный мегантиклинорий, развивавшийся по глубинным разломам (Камчатско-Вывенская шовная зона). Протяженность мегантиклинория более 1000 км. В Корякском нагорье ему соответствует Центрально-Корякская структурно-фациальная зона.

В строении мегантиклинория участвуют домезозойские (?) метаморфические породы, верхнемеловые, палеоген-нижнемиоценовые, ниже-среднемиоценовые, верхнемиоцен-плиоценовые вулканогенные, вулканогенно-осадочные и туфогенно-терригенные в разной степени дислоцированные отложения. В качестве самостоятельной наложенной структуры выделяются четвертичные субэаральные вулканические образования, почти не затронутые складчатыми дислокациями; вулканы образуют Срединный вулканический пояс протяженностью около 800 км.

Главные особенности геологического строения: преимущественное распространение вулканогенных пород, сравнительно пологая их складчатость, большее, чем в двух других зонах, развитие интрузивов гранитоидов, массивов гидротермально измененных пород и поперечных субмеридиональных разрывов. В южной части структуры находится переработанный тектоно-магматическими процессами Срединно-Камчатский массив, сложенный метаморфическими и кристаллическими породами докембрия и палеозоя. В северном и южном окончаниях массив перекрыт четвертичными вулканическими породами и ограничен поперечными разломами.

Восточная структурно-фациальная зона ограничена побережьем Тихого океана, в северо-восточном направлении через остров Карагинский она сочленяется с Олюгурской зоной. В геологическом строении это — наиболее сложная и наименее однородная структура. Здесь выделены Восточно-Камчатский антиклинорий, Центральный Камчатский и Восточный Камчатский синклинории (прогибы), своеобразная вулканическая зона восточных полуостровов Камчатки. Самостоятельные структуры: наложенные Тюшевский прогиб, выполненный средне-верхнемиоценовыми и плиоценовыми отложениями, и Восточный вулканический пояс, сложенный наземными четвертичными вулканогенными образованиями.

Восточно-Камчатский антиклинорий сложен преимущественно верхнемеловыми, в меньшей степени — палеоген-нижнемиоценовыми терригенными, вулканогенно-кремнистыми и вулканогенно-туфогенными породами. Центральный и Восточный Камчатские синклинории, располагающиеся соответственно к западу и востоку от антиклинория, выполнены мощными толщами преимущественно палеоген-нижнемиоценовых туфогенно-осадочных пород. В Центральном синклинории отложения дислоцированы в относительно простые широкие и пологие складки, разбитые крутопадающими разломами. В Восточном синклинории складки узкие и круглые, часто опрокинутые и осложненные надвигами.

В вулканогенной зоне восточных полуостровов помимо эффузивов и туфов широко распространены интрузивные образования, представленные довольно крупными массивами гранитоидов, основных и ультраосновных пород. Большинство массивов приурочено к поперечным глубинным разломам субмеридионального и северо-западного направления, что, вероятно, связано с развитием вдоль разломов древних "домеловых" геосинклинальных структур. Восточный вулканический пояс почти на всем протяжении (около 700 км) представляет собой обширное вулканическое плато с возвышающимися на нем древними и современными вулканами.

Проявления ртутной минерализации на Камчатском полуострове имеют широкое распространение. Киноварь встречена в терригенных, вулканогенно-кремнистых и вулканогенных образованиях от мелового вплоть до четвертичного возраста. Выделены три ртутоносные зоны северо-восточного простираения, контролируемые разломами того же направления (Бабкин, Ким, Копытин, 1967; Титов, Тарасенко, 1968): вдоль западного побережья Камчатки протягивается Западно-Камчатская (Тигильская, по Титову, Тарасенко), со Срединным хребтом совпадает Центрально-Камчатская, а на восточном побережье находится Восточно-Камчатская (см. рис. 13).

В Западно-Камчатской ртутоносной зоне известные рудопроявления ртути по геологоструктурной позиции и характеру оруденения близки месторождениям Корякского нагорья. Слагающие зону осадочные и туфогенно-осадочные породы верхнего мела, палеогена и неогена интенсивно смяты в складки северо-восточного простираения и прорваны многочисленными телами и дайками андезитов, андезито-базальтов, трахибазальтов, диоритов, диоритовых порфиритов, диабазов. Дайки рассечены тонкими кварцевыми жилами и минерализованными зонами дробления, которые обычно и вмещают ртутное оруденение.

Большинство рудопроявлений и шлиховых ореолов киновари приурочено к Тигильскому поднятию (горст-антиклинорию), где в пределах полосы протяженностью 200 км известны крупные шлиховые ореолы киновари, рудопроявления Янсенское, Бельское и ряд более мелких, приуроченные к Янсенскому разлому северо-восточного простираения. Вмещающие породы - туфы и песчаники верхнего мела, претерпевшие в зонах разломов и в приконтактных частях даек интенсивное дробление, брекчирование и гидротермальное изменение. Оруденение вкрапленное и тонкопрожилковое кварц-киноварного и кварц-доломит-киноварного типа. Вместе с киноварью иногда присутствуют халькопирит, борнит, халькозин, блеклые руды.

Центрально-Камчатская зона прослеживается на 700-800 км от верховьев р. Камчатка до Камчатского перешейка. Рудовмещающие породы - преимущественно слабодислоцированные и разбитые многочисленными нарушениями кислые и средние эффузивы и пирокласты палеогенового и неогенового возраста (анавгайская и алнейская серии) общей мощностью 2500-2800 м, а также дайки и субвулканические интрузии гранитоидного состава. Местами эффузивы перекрыты пологозалегающими покровами четвертичных базальтов. Верхнемеловые вулканогенно-кремнистые и туфогенно-терригенные отложения распространены реже, в основном в приподнятых участках зоны; ртутное оруденение в них более рассеянное.

Ртутная, сурьмяно-мышьяково-ртутная минерализация наиболее широко проявлена в вулканах Срединного хребта, вдоль Центрально-Камчатского глубинного разлома, к которому приурочены субвулканические и интрузивные тела среднего, кислого и основного состава, а также обширные поля вторичных кварцитов. Последние, особенно их центральная монокварцитовая зона, - основные концентраторы ртутного и других видов эндогенного оруденения (Власов, Василевский, 1964). Зоны вторичных кварцитов протягиваются на многие километры (до 10-15 км).

В Центрально-Камчатской зоне выделены Галькальская и Анавгайская подзоны протяженностью по 150-200 км.

Северная Галькальская подзона глубже эродирована. В ней шире распространены терригенные и вулканогенно-кремнистые отложения верхнего мела со значительными выходами интрузивных пород. Рудные тела связаны с зонами дробления и интенсивного гидротермального изменения пород (окварцевание, каолинизация, гидрослюдизация, баритизация). В рудах вместе с киноварью присутствуют метациннабарит-антимонит, реальгар.

Южная Анавгайская подзона на большинстве участков перекрыта платообразно залегающими покровами древнечетвертичных базальтов, сыгравшим, по-видимому, роль регионального экрана при рудоотложении. В зоне находятся Анавгайское рудное поле с месторождением Чемпура, Быстрийский сурьмяно-мышьяково-ртутный узел и ряд обособленных рудопроявлений: Огонсиглы,

Алнейское, Кимитинское. Рудные тела включают зоны дробления во вторичных кварцитах, залегающих вдоль разрывных нарушений в виде крутопадающих тел или же представляющих собой пластообразные залежи. Киноварь вкраплена во вторичные кварциты, образует прожилки и линзочки мощностью 15–20 см. Главные рудные минералы – киноварь, антимонит, реальгар, реже встречаются блеклые руды (фрейбергит), халькопирит, галенит, сфалерит.

Восточно-Камчатская зона большей своей частью располагается в пределах Восточно-Камчатского антиклинория. В северо-восточном направлении она через остров Карагинский переходит в Олюторскую ртутносную зону, а на юго-западе продолжает ртутносные структуры Курильских островов. Протяженность зоны 500–600 км, ее контролируют Карагинский и Восточно-Камчатский глубинные разломы.

На о. Карагинском находятся рудопроявления ртути Шапочка и Карагинское. Ореолы рассеяния киновари выявлены в бассейнах рек Авача, Китильгина и в пределах горных хребтов Валагинского, Тумрок, Кумроч. Известна ртутная минерализация в зонах современных действующих вулканов (Узон, Налычевские источники).

Ртутное оруденение о. Карагинского (Карагинское, Шапочка) связано с зонами лиственитизации в гипербазитах на контакте их с вулканогенно-кремнистыми образованиями верхнемелового-палеогенового возраста. Киноварь наблюдается в кварц-брейнеритовых и кварц-доломитовых прожилках и в виде налегов по трещинам в лиственитах. С киноварью ассоциирует реальгар.

На Курильских островах редкая ртутная минерализация и шлиховые ореолы киновари обнаружены в терригенно-вулканогенных неоген-четвертичных образованиях и в осадках современных горячих источников вулкана Менделеева (рудопроявление Сольфатарное) на о. Кунашир.

ДАЛЬНИЙ ВОСТОК

(ХАБАРОВСКИЙ, ПРИМОРСКИЙ КРАЯ, АМУРСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Советский Дальний Восток – огромный своеобразный регион Тихоокеанского рудного пояса. Его геологическое строение определяется положением в зоне сочленения таких планетарных тектонических структур азиатского континента, как Сибирская и Китайская платформы с их активизированными краевыми областями, с одной стороны, и геосинклинальных структур Тихого океана – с другой. На этой территории выделяются геосинклинально-складчатые области докембрийской-раннепалеозойской (Селенгино-Яблонская), палеозойской (Монголо-Охотская) и мезозойской (Сихотэ-Алинская) консолидации, срединные жесткие массивы – Буреинский, Амгуньский, Ханкайский, а также наложенный мезо-кайнозойский Сихотэ-Алинский вулканогенный пояс (рис. 14).

Тектонике и металлогении Дальнего Востока посвящена многочисленная литература. Металлогения ртути наиболее полно охарактеризована в работах В.В. Онихимовского (1960), В.И. Чайникова (1961), Ю.Б. Сазанова (1964, 1967), З.В. Сидоренко, В.И. Бергера и С.Н. Петровского (1965), Е.А. Радкевич (1967), З.В. Сидоренко (1968), З.В. Сидоренко, В.И. Бергера, Н.И. Поповича (1968), П.Г. Коростелева (1968).

Ртутные проявления в качестве самостоятельных и перспективных объектов известны главным образом в области мезозойской Сихотэ-Алинской складчатости, в меньшей степени – в Монголо-Охотской области. При характеристике ртутносности этих областей в основном использовались материалы В.В. Онихимовского, З.В. Сидоренко, Ю.Б. Сазанова, В.И. Бергера.

Монголо-Охотская провинция

Территориально Монголо-Охотская провинция совпадает с Монголо-Охотской складчатой областью, расположенной между Сибирской платформой на севере, от которой отделена широтной Монголо-Охотской глубинной шовной зоной, и

Хингано-Буреинским массивом на юге. С Сихотэ-Алинской складчатой областью граничит по системе кулисообразно расположенных разломов северо-восточного простирания.

Геологическое строение региона очень сложное. Здесь распространены терригенно-карбонатные отложения кембрия, силура, девона и карбона, а также офиолитовые формации с телами гипербазитов, исключительно интенсивно и длительно проявлялся гранитоидный магматизм. С активизацией в мезозойское время связано образование вулканогенных зон, наложенных впадин, неотектонических депрессий, выполненных покровами субаэральных эффузивов, морскими и континентальными терригенными и угленосными молассаами.

Для рассматриваемой области характерны крупные длительноживущие разломы, многие из которых прослеживаются на сотни километров и относятся к разряду глубинных. Особенно интенсивно разрывная тектоника проявилась по обрамлению Сибирской платформы и устойчивых срединных массивов, переработанных в своеобразные подвижные зоны. Наличие таких жестких структур и глубинных разрывов оказало влияние на металлогению и общую направленность складчатости в регионе. В целом широтная Монголо-Охотская область в восточной части разделяется на две ветви: Охотскую, прослеживающуюся вдоль древних структур Становика - Джугджура на северо-восток в сторону Охотского моря, и Мало-Хинганскую, обрамляющую с северо-востока и востока Хингано-Буреинский массив.

В области профилирующими металлами являются олово и вольфрам; низкотемпературные гидротермальные месторождения сурьмяно-ртутной и ртутной формации пока имеют здесь подчиненное значение. Большинство рудопроявлений ртути и сурьмы комплексные и тесно пространственно связаны с оловорудными, сурьмяно-вольфрамовыми и сурьмяными месторождениями. Мелкие самостоятельные проявления ртути и сурьмы, иногда с полиметаллами, обнаружены в наложенных активизированных структурах: вулканических полях, молодых дайковых поясах и в связи с гипербазитами, что несомненно увеличивает перспективность этой провинции на ртуть.

Многие ртутные проявления связаны с Монголо-Охотским трансрегиональным разломом субширотного простирания, протягивающимся от границ Монголии до побережья Охотского моря, и подвижной зоной по восточной окраине Хингано-Буреинского массива. Тектоно-магматическая активизация вдоль Монголо-Охотского шва, обусловленная орогенцией Тихоокеанского пояса, привела к формированию своеобразных наложенных структур геосинклинального типа (остаточные геосинклинали, в понимании Л.И. Красного, 1966) и вулканогенных поясов. В их строении принимают участие терригенные, вулканогенно-терригенные и вулканогенные слабодислоцированные образования преимущественно континентального происхождения. Домезозойские (ранне- и позднемезозойские) геосинклинальные отложения представлены эвгеосинклинальными терригенно-кремнисто-вулканогенными и миогеосинклинальными терригенно-карбонатными формациями, с которыми сопряжен интенсивный гранитоидный магматизм.

Монголо-Охотский шов контролирует Забайкало-Амурский сурьмяно-ртутный пояс, состоящий из Восточно-Забайкальской и Амурской (Джагдинской) металлогенических зон. В восточном обрамлении Буреинского массива располагается Хингано-Буреинская рудная зона.

Восточно-Забайкальская зона (протяженность около 600 км) большей частью находится в области протерозойской Забайкальской складчатости. В ее пределах развиты разнообразные по составу и степени метаморфизма и дислоцированности терригенные, вулканогенно-кремнисто-терригенные, карбонатные формации докембрия, раннего и среднего палеозоя, прорванные палеозойскими гранитными массивами. Ограниченно распространены терригенные флишеидные и молассовые формации позднего палеозоя и раннего мезозоя. С позднемезозойской активизацией связаны континентальные терригенные и вулканогенные слабодислоцированные отложения унаследованных и наложенных впадин, вмещающие многочисленные интрузии гранитоидов. К последним приурочены молибденовая, оловянная, вольфрамовая и полиметаллическая минерализации. Ртутно-

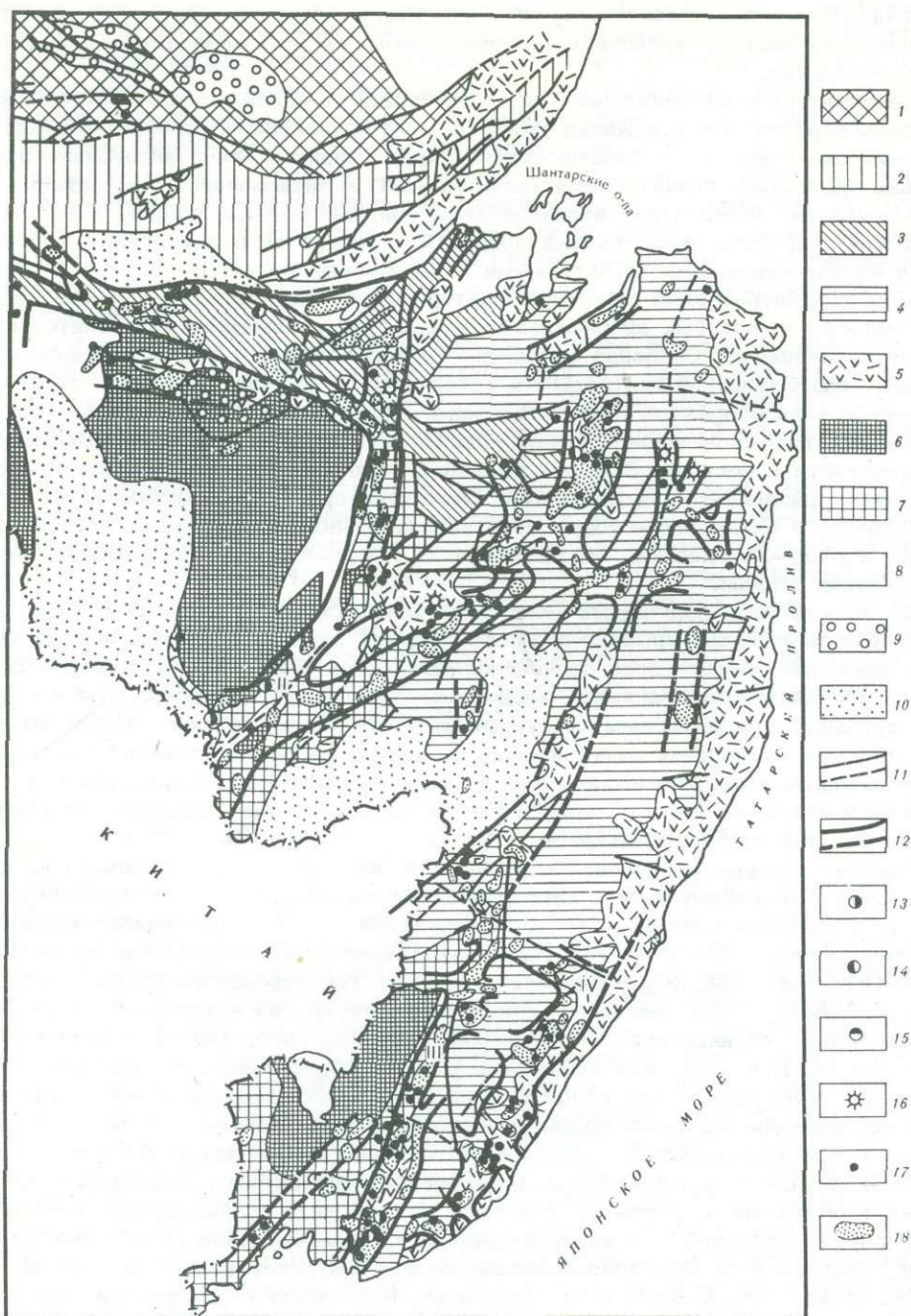


Рис. 14. Схема тектоники и размещения сурьмяно-ртутных металлогенических зон юга Дальнего Востока (по З.В. Сидоренко, В.И. Бергеру, Н.И. Поповичу, 1968)

1 - Алданский щит и фрагменты археид; 2 - области протерозойской и байкальской складчатости; 3 - Монголо-Охотская область палеозойской складчатости; 4 - Сихотэ-Алинская область мезозойской складчатости; 5 - вулканогенные пояса и зоны (послегеосинклинальные мезо-кайнозойские образования); 6 - устойчивые массивы внутри складчатых областей разного возраста; 7 - подвижные окраины устойчивых массивов; 8 и 9 - мезозойские прогибы тихоокеанского типа в областях ранней консолидации, выполненные морскими терригенными отложениями (8) и континентальными осадочными и вулканогенными

сурьмяное оруденение более молодое и наложено на все известные здесь проявления эндогенной минерализации.

В пределах зоны наряду с собственно ртутно-сурьмяными месторождениями (Нерчинское, Лучинное) широко распространены комплексные сурьмяные с ртутью (Итакинское, Апрельское) и сурьмяно-вольфрамовое с ртутью (Барун-Шивейское, Ново-Ивановское) месторождения. Комплексные месторождения по составу жильных минералов, околорудным изменениям, минералам-примесям и геологическим условиям близки сурьмяно-ртутным проявлениям, нередко пространственно и структурно ассоциируют с ними и связаны промежуточными разрывными. Те и другие встречаются, как правило, в участках развития более древних металлогенических зон: в пределах оловянно-вольфрамового и молибденового поясов. А.Д. Щеглов (1959) считает, что комплексные месторождения образовались в результате регенерации раннего рудного вещества (олова, вольфрама) поздними ртуть- и сурьмосодержащими гидротермальными растворами. Другие исследователи рассматривают эти месторождения как производные единого рудогенерирующего очага (Кормилицин, 1973), либо относят их к поздним этапам формирования различных генетических рядов рудных формаций (Константинов, 1965). Рудовмещающие породы чаще всего – кремнисто-вулканогенные отложения протерозоя и нижнего кембрия, палеозойские граниты, реже верхнеюрские и нижнемеловые осадочно-вулканогенные отложения. Особенно рудонасыщены породы на границах раздела этих стратиграфических подразделений.

В пределах Восточно-Забайкальской металлогенической зоны выделены также поперечные к общему простиранию структур сурьмяно-ртутные кулисы, которые обычно не имеют четких границ и сопряжены с основной зоной. Наибольшие концентрации ртутного оруденения наблюдаются в местах пересечения разрывных структур и на участках, где слабо проявлен молодой гранитоидный магматизм и развиты позднемезозойские отложения.

Амурская (Джагдинская) зона протягивается примерно на 1000 км вдоль Джагдинского антиклинория, сформировавшегося на месте раннепалеозойского эвгеосинклиналиного прогиба. С юга и севера зона ограничена глубинными разломами, к которым приурочены тела гипербазитов и основных пород и ряд приразломных мезозойских впадин, выполненных континентальными терригенными и вулканогенными образованиями. Характерно отсутствие мезозойских гранитных интрузий.

Сурьмяно-ртутные месторождения и рудопроявления располагаются главным образом в палеозойских кремнисто-вулканогенных и карбонатно-терригенных дислоцированных толщах. Шлиховые ореолы киновари широко распространены в отложениях мезозойских впадин. Одно рудопроявление находится в эффузивах Умелькано-Огоджинского вулканогенного пояса. Преобладает узловое характер распределения оруденения. Выделяются Урканский сурьмяный с ртутью, Арбинский и Ланский ртутные, Тында-Тувгалинский ртутно-сурьмяный узлы.

Наиболее интересный Ланский узел приурочен к Ланскому надвигу. Рудопроявления находятся в зоне надвига вблизи контакта с гипербазитами. Киноварные и киноварно-антимонитовые руды часто содержат примеси сульфидов цветных металлов. Они отнесены к кварц-карбонатно-киноварному и кварц-магнезиально-карбонатно-киноварному минеральным типам.

В других узлах вместе с сурьмяно-ртутными проявлениями встречаются простые по составу комплексные месторождения и рудопроявления вольфрама, сурьмы, содержащие значительные концентрации ртути.

ми (9); 10 – неотектонические депрессии; 11 – региональные разломы; 12 – сурьмяно-ртутные металлогенические зоны (I – Джагдинская, II – Хингано-Бурейнская, III – Западно-Сихотэ-Алинская, IV – Восточно-Сихотэ-Алинская, V – Кур-Амгуньская); месторождения: 13 – сурьмяные, 14 – ртутные, 15 – сурьмяно-ртутные, 16 – антимонит-ферберитовые с ртутью; 17 – рудопроявления сурьмы и ртути; 18 – шлиховые ореолы рассеяния киновари

Хингано-Буреинская рудная зона начинается в Китае и протягивается в северо-восточном и меридиональном направлении вдоль восточного края Буреинского срединного массива до Джагдинской зоны. Длина ее 500 км. Контролируется Хингано-Буреинским продольным глубинным разломом, ограничивающим Чегдомыньское кристаллическое поднятие. Распространены разломы северо-западного поперечного направления, с которыми связаны локальные вулканические (Хингано-Буреинский вулканогенный пояс) поля и пояса даек. В месте сочленения продольных и поперечных разломов находятся рудопроявления и шлиховые ореолы киновари. В северной части зоны проявлено в основном ртутное оруденение, в южной — сурьмяное. На некоторых ртутноносных площадях иногда наблюдается совмещение ртутной и сурьмяной минерализации с молибденовой (Афанасьевское месторождение), однако единых генетических рядов рудных формаций они не образуют. Вмещающие породы — протерозойские кварциты, сланцы, известняки, палеозойские гранитоиды, юрские песчано-сланцевые отложения, меловые эффузивы кислого и среднего состава и дайки диоритовых порфиритов. Наиболее интересны ртутные рудопроявления в эффузивах, в которых выделяются пластообразные залежи, секущие минерализованные зоны дробления и линзы с вкрапленной и прожилковой киноварной минерализацией.

Сихотэ-Алинская провинция

Эта провинция включает в себя Приморский край и северную часть Хабаровского края. В тектоническом отношении представлена Сихотэ-Алинской складчатой областью, которая на западе обрамляет Буреинский и Ханкайский срединные массивы, а на севере и северо-западе налегает на субширотные палеозойские структуры Монголо-Охотской области. Восточная и южная границы скрыты под водами Охотского и Японского морей (см. рис. 14).

В геологическом строении (Геология СССР, т. 19, 1966, т. 32, 1969) четко выделяются два резко неоднородных геосинклинальных комплекса: средне-позднепалеозойский и мезо-кайнозойский. Докембрийские и раннепалеозойские структуры интенсивно переработаны среднепалеозойской складчатостью.

В западной части находятся структуры ранней стабилизации: Ханкайский массив, Даубихинская, Алчанская, Южно-Приморская, Западно-Приморская, Хингано-Буреинская структурно-фациальные зоны, которые были полностью консолидированы к концу палеозоя. Геосинклинальное развитие в мезозое на этих площадях происходило в субплатформенных условиях, что отразилось в брахиформном характере складчатости мезозойских отложений. В структурах палеозойской складчатости существенно распространены вулканогенно-кремнистые и туфогенно-терригенные формации эвгеосинклинального типа.

Центральная и восточная части Сихотэ-Алинской области сложены преимущественно терригенными отложениями мезозойского синклинального комплекса. Основные тектонические элементы: Главный (Центральный) Сихотэ-Алинский антиклинорий, Главный (Тетюхинский или Восточно-Сихотэ-Алинский) синклинорий, Прибрежная антиклинальная зона и более мелкие Амуро-Уссурийский, Амгуньский и Горинский синклинории. В качестве самостоятельных структур выделяются наложенные Восточно-Сихотэ-Алинский (Приморский) вулканогенный пояс и Западно-Алинская вулканогенная зона, а также позднемезозойские и неоген-четвертичные впадины и депрессии, выполненные континентальными эффузивно-осадочными толщами.

Главный Сихотэ-Алинский антиклинорий на западе отделен Даубихинским глубинным разломом от структур палеозойской складчатости, на востоке по Центральному Сихотэ-Алинскому тектоническому шву он граничит с Главным Сихотэ-Алинским синклинорием. Протяженность антиклинория около 900 км. В его ядре обнажены осадочные и вулканогенные образования карбона и перми, представленные сильно дислоцированными толщами переслаивания глинистых сланцев, алевролитов, песчаников с диабазами, спилитами, кремнистыми породами и известняками. На крыльях широко развиты терригенные, кремнисто-вулканогенные и грубообломочные туфогенные образования юрского и мелового возраста.

Главный Сихотэ-Алинский синклиорий протягивается в субмеридиональном направлении более чем на 1000 км. От Прибрежной антиклинальной зоны он отделен Прибрежным глубинным разломом. Синклиорий выполнен мезозойскими терригенными флишоидными, терригенно-кремнистыми и зеленокаменными формациями мощностью 18-20 км. В строении Прибрежной зоны участвуют геосинклиналильные отложения позднепалеозойского и мезозойского возраста.

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканогенный пояс протягивается от Находки до Сахалинского залива (около 1500 км). В поясе широко развиты мезозойские и кайнозойские наземные вулканические формации, образовавшиеся в течение пяти фаз вулканической деятельности - с середины мела до четвертичного времени. В составе формаций преобладают средние и основные разности пород - на поздних этапах вулканизма и кислые, умеренно кислые, средние - на ранних. Вулканогенные образования мела, палеогена и частично неогена смяты в пологие брахискладки с углами падения 15-20°. Неоген-четвертичные эффузивы представлены горизонтально залегающими покровами платобазальтов. Важная особенность вулканитов - их тесная пространственная и генетическая связь с многочисленными гипабиссальными интрузиями гранитоидов и базитов.

Западно-Сихотэ-Алинская вулканическая зона в виде разобщенных вулканических полей наложена на структуры Главного антиклинория. Здесь развиты те же вулканогенные формации, что и в охарактеризованном вулканогенном поясе.

В Сихотэ-Алинской области широко развиты продольные и поперечные глубинные разломы (швы), служащие границами структурно-фациальных зон складчатых систем. Выделяются Западно-Сихотэ-Алинский, Даубихинский, Алчанский, Иманский, Западно-Приморский, Центральный Сихотэ-Алинский, Южно-Сихотэ-Алинский, Прибрежный структурные швы и крупный Фудзино-Иманский сдвиг. Наиболее крупный (длина около 1500 км) Западно-Сихотэ-Алинский разлом ограничивает с востока Ханкайский срединный массив и складчатые структуры Монголо-Охотской области. Он трассируется телами базитов и гипербазитов позднепалеозойского-мезозойского возраста. С Центральным Сихотэ-Алинским разломом сопряжена Главная антиклиналь.

Тектоно-магматическая активность по разломам продолжалась с палеозоя до кайнозоя включительно. Продольные разломы были главными рудоконтролирующими структурами для ртутного и сурьмяного оруденения, поперечные расколы фундамента обусловили глыбово-блоковое строение региона. Участки пересечения обеих систем нарушений обычно являлись рудоконцентрирующими узлами.

В Сихотэ-Алинской области выделяются с запада на восток Кур-Амгуньская, Амуро-Уссурийская, Спасско-Занадворовская, Западно-Сихотэ-Алинская, Восточно-Сихотэ-Алинская металлогенические ртутоносные зоны (см. рис. 14). Положение металлогенических зон в структурах региона различно. З.В. Сидоренко (1968) считает, что их конфигурация зависит главным образом от строения глубинных разломов в верхних структурных ярусах и от интенсивности и характера проявления поперечных разрывных нарушений и посторогенного интрузивного магматизма. При широком развитии поперечных нарушений и интрузивных образований ртутоносные зоны имеют нечеткие извилистые контуры, характеризуются прерывистым узловым распределением рудной минерализации. При наличии единой системы разломов и слабого проявления интрузивного магматизма оруденение более или менее равномерно распределено в пределах зоны. Границы последней чаще всего прямолинейные.

Ртутнорудные тела залегают в разнородных структурах, но пространственно больше тяготеют к районам проявления мезозойской и кайнозойской вулканической деятельности, к краевым частям металлогенических зон других металлов, к тектоническим границам антиклиналей и синклиналей, к наложенным неоген-четвертичным впадинам. Такое размещение, вероятно, связано с активизацией разломов и приоткрыванием вдоль них путей для рудоносных растворов.

Подавляющее число рудопроявлений ртути и сурьмы и шлиховых ореолов киновари находится в палеозойских и мезозойских флишеидных песчано-сланцевых толщах вблизи молодых вулканических полей. Они известны в кремнисто-туфогенных породах, известняках, эффузивах, базитах и гранитоидах, но обычно удалены от крупных интрузивов и приурочены преимущественно к зонам дробления, брекчирования и милонитизации. Вдоль таких зон интенсивно проявлен гидротермальный метасоматоз: окварцевание, аргиллизация, пропилитизация, опалитизация, карбонатизация.

По минеральному составу руд и характеру окolorудных изменений ртутно-сурьмяные проявления относятся к собственно ртутной, сурьмяно-ртутной и комплексным ртутьсодержащим эндогенным формациям. Наличие комплексных месторождений (олово-вольфрамовых с ртутью и др.) до некоторой степени указывает на их парагенетические, возможно и генетические, связи.

Кур-Амгуньская зона находится в западной части хр. Сихотэ-Алинь, приурочена к сочленению Ванданского антиклинория и Горинского синклинория. Протяженность зоны около 600 км. Характерно наличие поперечных и продольных разломов, сопровождаемых интрузиями позднемезозойских гранитоидов, благодаря чему рудопроявления группируются в отдельные рудные узлы, поля, зоны различных направлений и нечетких очертаний. В зоне распространены преимущественно терригенные и вулканогенно-кремнистые формации, перекрытые участками мезо-кайнозойскими эффузивами.

Ртутно-сурьмяная минерализация отмечается в породах всех формаций, но наиболее развита в песчано-сланцевых отложениях палеозойского и мезозойского возраста (Горинская и Сякочинская рудные зоны), в вулканогенно-кремнистых палеозойских формациях (рудопроявление Харпичекан), на контактах осадочных пород с дайками диабазов.

Интересен *Мяо-Чанский рудный район*, расположенный на сочленении Баджальского антиклинория с Нижне-Амурским синклинорием. В центральной части района с позднемезозойскими гранитоидами, залегающими в дислоцированных отложениях карбона и перми, связаны оловянные и оловянно-полиметаллические проявления. На периферии района в мезозойских терригенных и позднемезозойских терригенно-осадочных образованиях, перекрытых толщами неоген-четвертичных платобазальтов, находятся сурьмяно-ртутные рудопроявления Ясное, Северное, приуроченные к зонам брекчирования и милонитизации в осадочных породах (Онихимовский, 1960).

К северу от Мяо-Чанского оловорудного района находится *Гайчанский* сурьмяно-ртутный узел с ртутным рудопроявлением Нетка. Ртутная минерализация узла контролируется пересечением продольных и поперечных разрывов. Вдоль последних наблюдается ряд ореолов рассеяния киновари, залегающих преимущественно в верхнеюрских дислоцированных песчано-сланцевых отложениях. Осадочные породы перекрыты покровами неоген-четвертичных базальтов. Ртутное оруденение в них либо слабо проявлено, либо отмечается по разломам в краевых частях и эрозионных "окнах" покрова, что, вероятнее всего, связано с экранирующим влиянием базальтов.

Амуро-Уссурийская зона прослеживается в северо-восточном направлении из бассейна р. Усури к низовьям р. Амур на расстояние около 650 км. Она контролируется Западно-Сихотэ-Алинским глубинным разломом, по которому сочленяется с Западно-Сихотэ-Алинским металлогенической зоной. В южной части ртутная минерализация известна в мезозойских лиственитизированных серпентинитах, реже - в перекрывающих их верхнемеловых андезитах, неогеновых и неоген-четвертичных базальтах (Вяземская группа рудопроявлений ртути). В центральной части зоны, перекрытой неоген-четвертичными базальтами и рыхлыми четвертичными отложениями Амуро-Сунгарской впадины, проявления ртути и сурьмы не обнаружены. На севере (Понгдан-Хавынский рудный узел) оруденение размещается в меловых флишеидных отложениях, переслаивающихся местами с порфиритами и туфами; рудные тела приурочены к зонам дробления субширотного и субмеридионального направления.

В этой зоне, как и в Кур-Амгуньской, четко видна экранирующая роль покровов неоген-четвертичных базальтов в распределении ртутного оруденения. Более или менее значительные проявления ртути обнаружены в породах, подстилающих базальты, или в участках интенсивного дробления последних. Характерна отчетливая связь ртутной минерализации только с теми базальтовыми полями, которые перекрывают сурьмяно-ртутные и другие рудные зоны эндогенного оруденения в древних породах.

Спасско-Занадворовская зона в западной части Приморского края структурно приурочена к южному продолжению Западно-Приморского глубинного разлома. Длина зоны около 250 км. Здесь известны два ртутно-сурьмяных, одно ртутное рудопроявления и ряд мелких шлиховых ореолов киновари.

Ртутное рудопроявление Занадворка представляет собой субширотную зону вкрапленной и прожилковой киноварной минерализации в диоритах верхнего мела и песчаниках триаса (Сидоренко, Бергер, Попович, 1968). Песчано-глинистые отложения верхнего триаса, нижнего мела и эоцен-олигоцена здесь перекрыты горизонтально залегающим покровом базальтов условно плиоцен-четвертичного возраста. В базальтах также определены повышенные содержания ртути и сурьмы, а в протолочках из них — знаки киновари и антимонита.

Западно-Сихотэ-Алинская зона пересекает разные геологические структуры. Ее восточная часть находится в пределах Главного Сихотэ-Алинского синклинория, где развиты интенсивно дислоцированные и метаморфизованные кремнисто-вулканогенные и терригенные отложения эвгеосинклинального типа, вмещающие интрузии гипербазитов. Рудопроявления ртути и шлиховые ореолы киновари здесь встречаются в зонах надвигов, на контактах ультраосновных пород с терригенными и кремнисто-терригенными отложениями.

Северо-западная часть зоны занимает краевой прогиб Ханкайского срединного массива, здесь развиты брахиформно дислоцированные карбонатные и терригенно-карбонатные формации, перекрытые угленосными неогеновыми и мезокайнозойскими субаэральными вулканитами наложенных впадин. Ртутные проявления больше тяготеют к карбонатным толщам, особенно к участкам перекрытия их эффузивами.

Зона контролируется Даубихинским глубинным разломом, представляющим собой на поверхности крупный взброс, который на значительном своем продолжении отделяет Главный синклинорий от краевого прогиба Ханкайского массива. В палеогене и неогене этот разлом контролировал размещение вулканических зон и наложенных угленосных впадин.

Сурьмяно-ртутная минерализация распространяется по обе стороны от разлома и прослеживается на расстояние более 500 км. На всем этом протяжении поперечные разрывные нарушения и позднеорогенные гранитоиды развиты ограниченно. Практически здесь отсутствуют полиметаллическая, редкометаллическая и другие виды эндогенной минерализации.

В зоне обнаружено более 20 рудопроявлений ртути и сурьмы простого минерального состава и многочисленные шлиховые ореолы киновари.

Восточно-Сихотэ-Алинская сурьмяно-ртутная зона протягивается вдоль западной границы Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса и частично захватывает структуры Главного синклинория того же названия и Прибрежной антиклинальной зоны. Основной рудоконтролирующий элемент — Прибрежный структурный шов. Поперечными глубинными разломами зона разбита на ряд блоков и поэтому имеет прерывистое строение. Зона сложена преимущественно терригенными и кремнисто-терригенными флишоидными толщами верхнепалеозойского и мезозойского возраста, перекрытыми слабопкоробленными вулканическими покровами позднего мела и палеогена и платобазальтами неоген-четвертичного возраста. С вулканитами широко ассоциируют субвулканические и гипабиссальные интрузивы.

В зоне известны более 20 рудопроявлений и месторождений ртути и сурьмы, которые образуют рудные узлы Сибайгоу-Фудзинский, Краснореченский, Шербаковский, Колумбийский, Бикино-Вяземский. Рудные районы и узлы большей частью приурочены к участкам пересечения разломов и нередко смещены

относительно друг друга. Рудопроявления размещаются в верхнепалеозойских и кремнисто-терригенных (Верхне-Фудзинское, Сибайгоуское), в мезозойских терригенных (Колумбийское) отложениях, а также в поздне меловых – палеогеновых эффузивах. Хорошо проявляется экранирующая роль мезо-кайнозойских эффузивов, приуроченность оруденения к зонам дробления, особенно на контактах с дайками. Сурьмяно-ртутное оруденение во многих рудных полях наложено на олово-сульфидную и полиметаллическую минерализацию Приморского рудного пояса. В рудных рудах часто спорадически отмечается примесь мышьяка, олова и свинца. Пример тесной ассоциации оловянного, ртутного и полиметаллического оруденения – рудопроявления Тернейского рудного района, изученного В.И. Чайниковым (1961). Район находится на сочленении Восточно-Сихотэ-Алинской оловоносной и Прибрежной полиметаллической зон. В его геологическом строении участвуют песчано-сланцевые отложения триас-юрского возраста, перекрытые слабопокорбленными покровами порфиров и кварцевых порфиров верхнего мела.

Эффузивы прорваны субвулканическими телами и дайками фельзитов, приуроченными к зоне поперечных нарушений северо-западного простирания. Обнаруженные в районе касситерит-сульфидное, свинцово-цинковое и ртутное рудопроявления тяготеют к субвулканическим телам андезито-базальтов. В рудах рудопроявлений выделены пять минеральных ассоциаций – хлоритовая, пирротиновая, галенит-сфалеритовая, джемсонитовая и киноварная. Олово в виде касситерита и станнина присутствует во всех минеральных ассоциациях, кроме киноварной.

В.И. Чайников отмечает, что тесная пространственная связь рудопроявлений олова, свинца, цинка, сурьмы и ртути с андезито-базальтовыми интрузивами отмечается на всем протяжении северо-западной зоны разломов (65–70 км) – от водораздела Сихотэ-Алинского хребта до побережья Японского моря, что подчеркивает контроль оруденения в рудных узлах не только продольными, но и поперечными нарушениями. Этот исследователь высказывает также предположение о наличии в районе единого генетического ряда рудной минерализации от олова до ртути.

О. САХАЛИН

В структурном отношении о. Сахалин (рис. 15) представляет собой самостоятельную геосинклинально-складчатую область, сформировавшуюся в мезо-кайнозойский орогенез. В его пределах выделяются Западная, Восточная и Северная структурно-фациальные зоны, отличающиеся главным образом различной интенсивностью тектонических движений и историей геологического развития. В центральной части о. Сахалина между его Западной и Восточной структурно-фациальными зонами в качестве самостоятельной структуры выделяется Центрально-Сахалинский синклинорий (Геология СССР, т. 33, 1970).

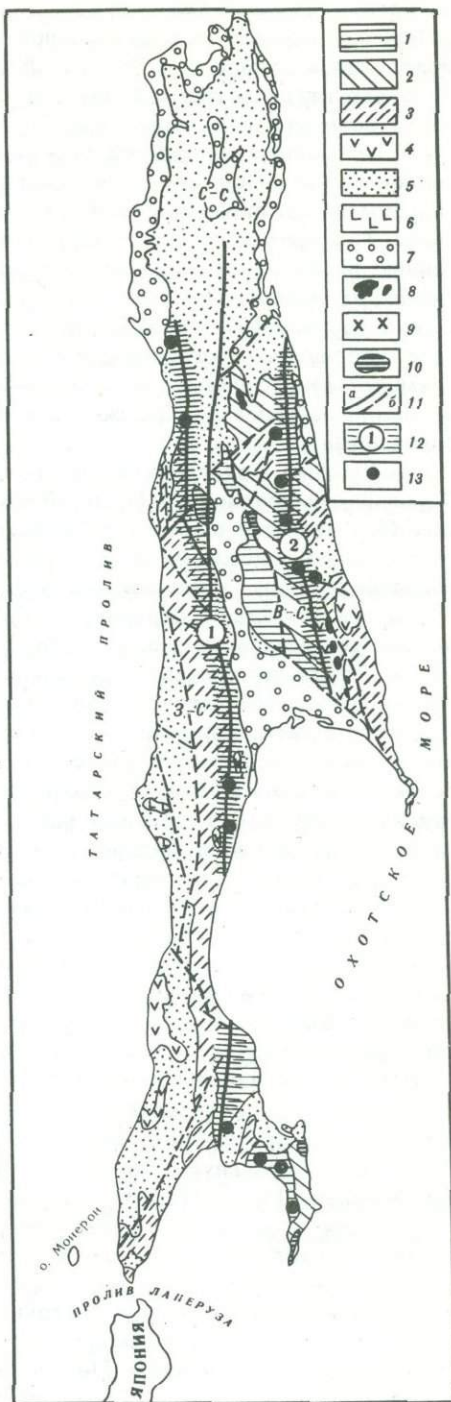
Западная зона Сахалина (Западно-Сахалинский прогиб) – пологая асимметричная в поперечном сечении синклиналиная структура протяженностью 600–650 км. Она имеет сравнительно простое строение. В основании разреза участками залегают домеловые кремнистые аргиллиты, диабазы и туфогенные образования эвгеосинклинального комплекса. В позднем мелу и кайнозое в прогибе устанавливается устойчивый миогеосинклинальный режим. В составе верхнемеловых и палеогеновых терригенных толщ преобладают морские и континентальные песчано-алевролитовые и угленосные формации часто с обильным туфогенным материалом. В неогене в разрезах наряду с терригенными отложениями наблюдаются вулканогенные и туфогенно-кремнистые образования, представленные базальтами, пирокластами, туффитами и кремнистыми породами. Общая мощность миогеосинклинального разреза 10–15 км. Отложения дислоцированы и образуют сложнопостроенную моноклиаль с общим наклоном слоев на запад. В плиоцен-плейстоценовое время Западно-Сахалинский прогиб замкнулся и началось формирование складчатой структуры. Для прогиба характерно ограниченное развитие гранитоидного магматизма.

Рис. 15. Схема тектоники и размещения ртутносных зон о. Сахалин (геологическая основа: Геология СССР, т. 33, 1970)

1 - палеозойские кремнисто-глинистые и вулканогенно-терригенные эвгеосинклинальные образования; 2 - раннемезозойские преимущественно терригенные отложения; 3 - меловые морские терригенные и континентальные угленосные отложения; 4 - палеоген-неогеновые вулканы различного состава; 5 - преимущественно неогеновые морские и континентальные молассы наложенных впадин; 6 - неоген-четвертичные базальты; 7 - рыхлые отложения неоген-четвертичных впадин; 8 - интрузии гипербазитов; 9 - интрузии основного и среднего и 10 - кислого состава; 11 - глубинные разломы (а), прочие нарушения (б); 12 - ртутносные зоны (номера в кружках): Западно-Сахалинская (1) и Восточно-Сахалинская (2); 13 - рудопроявления ртути; структурно-формационные зоны: Западно-Сахалинская (В-С), Восточно-Сахалинская (В-С), Северо-Сахалинская (С-С)

Восточно-Сахалинская зона имеет отчетливое глыбово-блоковое строение. В ее пределах выделяются горст-антиклинальные поднятия и грабен-синклинальные впадины. Приподнятая центральная часть зоны сложена ранне-среднепалеозойскими, верхнепалеозойскими, юрско-раннемеловыми и верхнемеловыми отложениями. Их разрезы представлены чередованием пачек граувакковых песчаников, алевролитов, метаморфических, кремнисто-глинистых и глинистых сланцев, известняков, туффов, туфов, спилитов, диабазов и яшм, образующих сложно дислоцированный эвгеосинклинальный комплекс пород общей мощностью более 15 000 м. В периферических частях зоны широко распространены неогеновые отложения, залегающие резко несогласно на перечисленных выше донеогеновых образованиях (палеогеновые отложения здесь не установлены). Разрез неогеновых отложений представлен морскими и континентальными молассами с редкими горизонтами эффузивов среднего, кислого и субщелочного состава. Неогеновые отложения дислоцированы в пологие, часто брахиформные складки меридионального и субмеридионального простирания.

В Восточно-Сахалинской зоне в отличие от Западно-Сахалинской шире распространены массивы гранитоидов, дайки и малые интрузии основных и ультраосновных пород мел-палеогенового возраста, а также позднеогеновые субвулканические тела андезитов и трахиандезитов.



Северо-Сахалинская структурно-фациальная зона приурочена к Северо-Сахалинской низменности, отделенной на юге Тымским разломом от сочленяющихся здесь Западной и Восточной зон Сахалина. Длина зоны примерно 300 км.

В структурном плане Северный Сахалин представляет собой складчато-блоковое сооружение с отчетливыми чертами унаследованности и наложенности: структуры северо-западного простирания унаследованы от мезозойских, а меридионального и субмеридионального – наложенные. Донеогеновые образования развиты здесь ограниченно. В северной части зоны (на п-ве Шмидта) в пределах Трехбратского горст-антиклинального поднятия обнажаются меланжированные образования мезозойского офиолитового комплекса и верхнемеловые сильно дислоцированные вулканогенно-осадочные отложения, несогласно перекрытые неогеновыми слоями. На остальной территории на поверхности обнажены лишь неогеновые отложения, представленные морскими терригенными, реже – кремнистыми породами, прибрежно-морскими и континентальными (иногда угленосными) молассаами. Отложения дислоцированы в пологие брахиформные и куполовидные складки.

Центрально-Сахалинский синклиниорий в своих границах совпадает с Тымь-Поронайской депрессией (низменностью), большая часть которой выполнена рыхлыми четвертичными отложениями. Распространенные здесь мезозойские терригенные отложения схожи с разрезами Восточно-Сахалинской структурно-фациальной зоны, а неогеновые – с Западно-Сахалинской.

На геологическое строение о. Сахалина существенное влияние оказали глубинные разрывные нарушения, обусловившие глыбово-блоковую структуру региона. Четко прослеживаются продольные разломы субмеридионального простирания, к которым часто приурочены выходы интрузивов основного и ультраосновного состава. Системы таких разломов разграничивают структурно-фациальные зоны с существенно эвгеосинклинальным (Восточно-Сахалинская) и миогеосинклинальным (Западно-Сахалинская) типами развития. Так, Тымь-Поронайский (600 км) глубинный разлом ограничивает с востока Западно-Сахалинский прогиб, а более мелкие Сусунайский, Мерейский, Первомайский разрывы простираются вдоль западной границы Восточно-Сахалинской зоны. К зоне глубинного разлома приурочен Центрально-Сахалинский синклиниорий. Разломы представляют собой сбросы, надвиги, сдвиги.

Крупные глубинные разломы ограничивают о. Сахалин с запада (Западно-Сахалинский) и востока (Восточно-Сахалинский). Поперечные широтные и диагональные северо-западные разрывные нарушения распространены нешироко, преимущественно это сбросы и сдвиги неглубокого заложения.

В Сахалине известно более 50 шлиховых ореолов киновари, в которых обнаружено 30 рудопроявлений ртути. Все они объединены в три крупные рудоносные зоны: Восточно-Сахалинскую с рудными районами Сусунайским и Шмидтовским, Центральную, или Тымь-Поронайскую, и Западно-Сахалинскую (Рождественский, 1963, 1968; см. рис. 15).

Восточно-Сахалинская рудоносная зона наиболее изучена в отношении ртутного оруденения. Она протягивается с юга на север от Тонино-Анивского п-ова до п-ова Шмидта в виде полосы шириной до 70 км, структурно приурочена к офиолитовому поясу Восточно-Сахалинской структурно-фациальной зоны. Ртутное оруденение контролируется серией сближенных продольных разломов, среди которых выделяются Мерейский, Прибрежный, Первомайский, Сусунайский надвиги и сбросы и ряд нарушений на п-ове Шмидта. Разломы контролируют также размещение позднемеловых интрузивов базитов и гипербазитов, зон милонитов и расщепления, эффузивных офиолитовых полей и неогеновых впадин. Чаще всего узлы магматизма и оруденения приурочены к участкам пересечения или сочленения продольных глубинных разломов с диагональными и поперечными нарушениями.

Рудопроявления ртути встречаются практически во всех литологических разностях пород мезо-палеозойского разреза: в метаморфических сланцах, яшмах, граувакках, спилитах, туфах, глинистых и кремнисто-глинистых сланцах. Часто они пространственно приурочены к массивам серпентинитов, диабазов, габ-

броидов, дайкам андезитовых и диоритовых порфиритов, лампрофиром, что позволяет высказать предположение о возможной парагенетической связи ртутного оруденения с глубокозалегающими магматическими очагами основного состава. В терригенных отложениях неогенового возраста и в неоген-четвертичных базальтах ртутное оруденение практически не зафиксировано, лишь в участках развития неогеновых пород выявлены слабые штиховые ореолы киновари и одно рудопроявление на п-ове Шмидта, приуроченное к зоне дробления в туфопесчаниках нижнего миоцена.

Рудопроявления локализованы в основном в кварц-карбонатных жилах и листовинитах, перекрытых пластичными малопроницаемыми глинистыми сланцами и тектоническими глинками. Главные рудовмещающие формации – спилит-диабаз-яшмовая и габбро-гипербазитовая. В.С. Рождественский (1968) выделил среди рудных тел согласные и секущие рудные залежи, развитые в сводах узких антиклиналей (Остринское), минерализованные зоны дробления (Ясное), оруденелые блоки листовинитов висячем боку надвигов (Светловское), линзы и гнезда в контактовых зонах серпентинитов (Ключевое) и даек основного состава (Надеждинское, Скальное), оруденелые линзы аргиллизированных андезитовых порфиритов, спилитов и диабазов висячем боку надвигов (Мерейское). Характерна выдержанность оруденения на глубину.

Тынь-Поронайская ртутносная зона расположена в центральной части о. Сахалина на сочленении Западно-Сахалинской структурно-фациальной зоны и Центрально-Сахалинского синклинория. Она контролируется Тынь-Поронайским глубинным надвигом (500 км), вдоль которого размещены цепочки интрузий, даек, вулканических аппаратов, минеральных источников, грязевых вулканов и проявления нефти и газа.

Рудопроявления ртути обнаружены в зонах дробления среди верхнемеловых туфопесчаников и алевролитов, в полях развития вулканитов неогенового возраста (Иньское), а также в прижерловых частях четвертичных грязевых вулканов (Пугачевский вулкан). Наиболее интересное Иньское рудопроявление ртути связано с дайками андезитовых порфиритов, превращенных в процессе гидротермальных изменений во вторичные кварциты кварц-серицитовой и кварц-каолинитовой фаций – в центральной части дайки и пропилиты – по периферии. Киноварь присутствует в виде землистых порошковых масс, прожилков и вкрапленности в кварцитах и пропилитах. Кроме киновари, в рудах встречаются метациннабарит, реальгар, сфалерит, галенит, халькопирит, пирит, марказит и как примеси – серебристое золото, шеелит. В выбросах Пугачевского грязевого вулкана, прорывающего верхнемеловые аргиллиты, установлены киноварь, метациннабарит, пирит, марказит, арагонит, кальцит.

Западно-Сахалинская ртутносная зона выделена условно вдоль глубинного разлома одноименного названия; по геологической позиции и минерализации она сходна с Тынь-Поронайской. В зоне известно одно Бирюзовское рудопроявление, приуроченное к контакту неогеновой дайки аргиллизированных базальтов с угленосными песчаниками палеогена в своде брахиантиклинальной складки.

Ртутные проявления Тынь-Поронайской и Западно-Сахалинской зон, как видно из описания, либо связаны с неогеновыми вулканитами, либо расположены в районах недавней магматической деятельности, где и сейчас функционируют минеральные источники. По минеральному составу эти рудопроявления В.С. Рождественский относит к мышьяково-сурьмяно-ртутной формации, с которой могут быть связаны также значительные концентрации полиметаллов. В этом отношении ртутные проявления последних двух зон весьма близки месторождениям центральной зоны Камчатки и особенно Японии, где наблюдается с глубиной смена ртутного оруденения полиметаллическим. Подобные явления отмечались нами при характеристике ртутносности Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Формирование ртутных месторождений в областях синхронного наземного вулканизма – одна из отличительных черт ртутного рудогенеза советского сектора Тихоокеанского рудного пояса.

ЯПОНИЯ

Японские острова Хоккайдо, Хонсю, Сикоку, Кюсю, входящие в систему северного обрамления Тихоокеанского рудного пояса, имеют сложное геологическое строение. Некоторые районы этой территории обнаруживают сходные черты геологического развития с мезо-кайнозойскими геосинклинально-складчатыми областями азиатского континента – Приморьем, о. Сахалином, Тайванем, тогда как другие районы резко отличаются от них.

Выделяются три самостоятельные в тектоническом отношении складчатые области: Юго-Западная и Северо-Восточная Япония и о. Хоккайдо (рис. 16). Первые две области отделены друг от друга крупной тектонической зоной Большого Рва, пересекающей о. Хонсю в поперечном направлении на две равные половины (Геология и минеральные ресурсы Японии, 1961).

Юго-Западная Япония сложена главным образом интенсивно дислоцированными палеозойскими и мезозойскими отложениями, наложенные кайнозойские образования распространены здесь ограниченно. По длинной оси Юго-Западная Япония разделена субширотным разломом Медиана на внешнюю (побережье Тихого океана) и внутреннюю (побережье Японского моря) складчатые зоны.

Наиболее древние геосинклинальные отложения – нижнепалеозойские; выходы их приурочены к разлому Медиана. Представлены они морскими терригенными породами, переслаивающимися спирокластами и лавами основного состава. Во внешней зоне преобладают верхнепалеозойские и раннемезозойские глинистые сланцы, песчаники с прослоями кремней, известняков и туфов среднего состава, образующие формацию Титибу. Во внутренней зоне им соответствует толща терригенных образований метаморфических комплексов Сангуи, Хида, прорванных позднепалеозойскими-раннемезозойскими интрузивами гранитоидов и ультраосновных пород.

В Северо-Восточной Японии палеозойские и раннемезозойские отложения известны лишь в остаточных массивах – Китоками, Абукеме, а также в антиклинорной структуре Срединного хребта. Для них характерны различная дислоцированность и ориентировка пород относительно друг друга и по отношению к разновозрастным породам Юго-Западной Японии.

Мезозойские (преимущественно верхнемеловые) и кайнозойские отложения на этой территории распространены вдоль тектонической зоны Медиана, где они образуют ряд наложенных впадин, выполненных терригенными флишоидно переслаивающимися морскими и молассовыми толщами формации Идзуми мощностью до 10 км. Они известны также в прибрежном прогибе Синдзи (внутренняя зона) и по побережью Тихого океана – во внешней зоне (пояс Симанто). Наряду с терригенными породами широко развиты вулканиты основного состава. В юрско-позднемеловое время образовались крупные кислые гипабиссальные и батолитовые интрузивы и многочисленные мелкие тела гипербазитов.

В Северо-Восточной Японии широко распространены неогеновые образования, представленные в нижних частях разреза продуктами подводных вулканических излияний разного состава, в той или иной степени нарушенных складчатостью. Наземная вулканическая деятельность здесь происходила в миоцене, плейстоцене и продолжается до настоящего времени. На ранних этапах вулканизма обычно изливались лавы среднего и основного состава, на конечных – щелочного.

Остров Хоккайдо – своеобразная тектоническая структура. Юго-западная его зона в геологическом отношении продолжает структуры Северо-Восточной Японии, в то время как на северо-востоке о. Хоккайдо имеет много общего с геологией о. Сахалина. Обе зоны отделены друг от друга глубинным разломом. Осевая часть о. Хоккайдо сложена домеловыми (главным образом юрскими) и меловыми терригенными и вулканогенно-терригенными породами группы Хидака, претерпевшими интенсивное складкообразование и метаморфизм (кристаллические сланцы формации Камуикотан). Синклинальная западная часть острова выполнена терригенными палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными образованиями, содержащими мало вулканического материала. В северо-

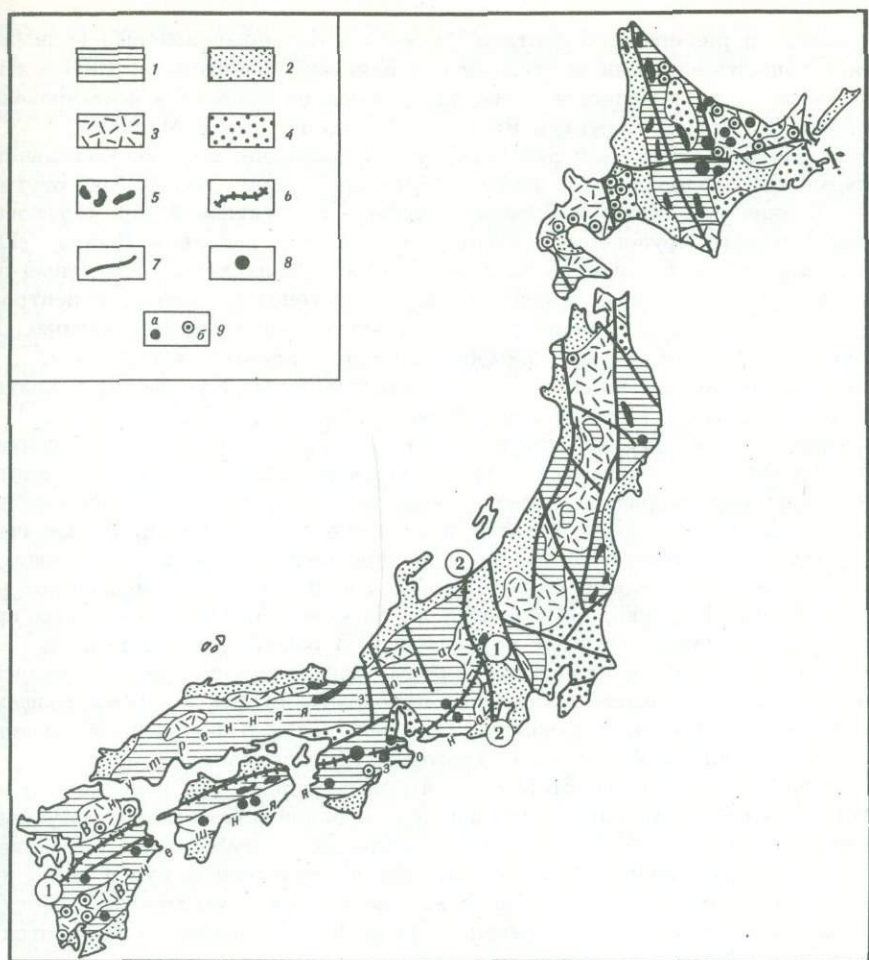


Рис. 16. Схема тектоники и размещения ртутного оруденения Японии (тектоническая основа: Тектоническая карта Евразии, Масштаб : 5 000 000, 1970)

1 - допалеозойские, палеозойские и мезозойские терригенные и терригенно-вулканогенные образования, метаморфические комплексы; 2 - позднемезозойские и третичные терригенные морские и молассовые отложения наложенных впадин; 3 - неоген-четвертичные вулканогенные образования; 4 - впадины, выполненные плиоценовыми и четвертичными образованиями; 5 - интрузии гипербазитов; 6 - глубинные разломы (номера в кружках): Медиана (1) и Большой Ров (2); 7 - прочие разломы; 8 - месторождения ртути; 9 - рудопроявления ртути (а) и золота (б).

восточной зоне о. Хоккайдо преимущественно развиты неогеновые и миоценовые образования в основном представлены вулканитами кислого, среднего, реже - основного состава, с которыми ассоциируют небольшие гипабиссальные интрузивы гранитоидов и базальтоидов. Интрузии гипербазитов развиты в позднемезозойских отложениях вдоль глубинного разлома и в западной части острова.

Следует отметить, что неогеновое и миоценовое время характеризуется наиболее активной вулканической деятельностью на всей площади Японских островов. В этот период были образованы главные вулканические пояса Японии: Рюкю, Дайсен, Норикура (Юго-Западная Япония), Фудзи, Насау, Такаи (Северо-Восточная Япония), Тисима - о. Хоккайдо.

Среди вулканогенных образований неоген-миоценового возраста преобладают лавы, туфы, туфобрекчии, субвулканические тела и экстрезии базальтового,

андезитового и риолитового состава. Нижне- и среднемиоценовые вулканиты прорваны гибабиссальными интрузивами и дайками гранитоидов. Интенсивные вулканические и тектонические движения в миоцене привели к формированию крупнейших разрывных структур Японии — Большого Рва и Медианы.

С тектоно-магматической деятельностью в кайнозое связано большинство месторождений благородных и цветных металлов, олова, вольфрама, ртути и сурьмы. Миоценовая эпоха в Японии оказалась продуктивной для ртутного и сурьяно-ртутного оруденения. Главные ртутоносные районы — Ямато (Юго-Западная Япония) и Китами (о. Хоккайдо). Менее значительные ртутные проявления известны в рудных районах Сидара, Восточного Сикоку, в центральной части о. Кюсю, а также в некоторых золото-серебряных месторождениях, где киноварь присутствует в виде примесей вместе с золотом и серебром.

В Японии четко намечаются две ртутоносные зоны: Китами на о. Хоккайдо и условно Медиана и Юго-Западной Японии (см. рис. 16).

Ртутоносная зона Китами приурочена к восточному крылу антиклинория о. Хоккайдо, где он сочленяется с вулканической зоной Тисими. Зона контролируется продольным меридиональным разломом, входящим в систему глубинного разлома о. Хоккайдо и продолжающимся к северу на о. Сахалин. Вулканическая зона Тисима имеет преимущественно широтное направление и приурочена к поперечным разломам. Рудный район Китами, где известно самое крупное месторождение Японии Итомука, образовался на пересечении меридиональных продольных и поперечных широтных нарушений. В районе распространены верхнепалеозойские и юрские осадочные породы, принадлежащие метаморфическому комплексу Хидака, которые несогласно перекрыты вулканогенными гольцами неогенового и миоценового возраста. В южной части в наложенных неогеновых и четвертичных впадинах развиты отложения континентальных моласс.

На руднике Итомука известны семь крупных рудных тел и несколько второстепенных, которые залегают в миоценовых пропилитизированных эффузивах среднего и основного состава и в перекрывающих их туфогенных песчаниках и туфах. Они представляют собой систему жил и вкрапленных руд в зонах дробления; интересно отметить, что длина жил по простиранию меньше (иногда вдвое) длины по падению. Многочисленные рудные скопления встречаются большей частью в участках разветвления жил.

Второе месторождение ртути на о. Хоккайдо — Юносава залегает в неогеновых песчаниках, сланцах и более молодых андезитах и риолитах. Рудные жилы и импрегнации киновари связаны преимущественно с зонами дробления и пропилитизации в андезитах. Вкрапленные руды встречаются в пластах каолинизированных и окремненных туфов и песчаников.

Руды сложены киноварью, метациннабаритом, самородной ртутью, пиритом, марказитом, включенными в жильный кварцевый материал, халцедон, кальцит и глинистые минералы. На некоторых участках ртутная минерализация перекрывается минерализацией золота, серебра, цветных металлов. Самостоятельные месторождения золота, серебра и меди находятся в северной части ртутоносной зоны о. Хоккайдо.

Ртутоносная зона Медиана контролируется тектоническим швом Медиана, разделяющим внутреннюю и внешнюю складчатые зоны. Протяженность ее около 800 км, ширина 50–80 км. Вдоль зоны развиты различные по составу и возрасту осадочные и вулканогенно-осадочные породы, образующие метаморфический пояс Реке. К последнему приурочены многочисленные интрузивы гранитоидов верхнепалеозойского, мезозойского, раннегергичного возраста. В наложенных на метаморфиты синклиналильных структурах распространены преимущественно верхнемеловые флишеподобные отложения формации Идзуми, реже — наземные вулканогенные образования палеогенового и неогенового возраста.

В зоне известно несколько рудных районов с ртутной и сурьяно-ртутной минерализацией. Наиболее крупный из них — район Ямато в префектуре Нара, менее значительны ртутные проявления в рудных районах Сидара, Восточного Сикоку.

Месторождения и рудопроявления ртути представлены эпитермальными жилами или системами жил с вкрапленными рудами; встречаются и небольшие

россыпные проявления киновари. Рудные тела залегают в породах разного состава и возраста: в изверженных, метаморфических и терригенных — от палеозоя до неогена включительно.

Жильные месторождения рудника Ямато располагаются в биотитовых гранитах условно позднепалеозойского возраста. Рудные тела представлены комбинацией гнезд, карманов неправильной формы, ветвящимися жилами, прожилками, густое скопление которых наблюдается на участках пересечения, сочленения разрывных нарушений или на их выклинивании. Значительная протяженность рудных тел на глубину (до 20 м) часто обуславливает их столбообразную (грубчатую) форму. В большинстве своем руды состоят из киновари, самородной ртути с небольшим количеством метациннабарита, пирита, марказита и стибнита; редко присутствуют реальгар, аурипигмент и другие сульфиды. Жильные минералы представлены кварцем, халцедоном, опалом, кальцитом, серицитом, глинистыми минералами.

Ряд мелких месторождений и рудопоявлений ртути в районах Сидара, Восточного Сикоку находится в аргиллизированных песчаниках, кварцитах, известняках пермо-триасового возраста или в телах гретичных кварцевых порфиров, подвергшихся интенсивной каолинизации, пиррофиллитизации и окварцеванию. Рудные тела в них контролируются сбросами и трещинами.

Ртутная минерализация встречается также в сурьмяных месторождениях, например в рудных жилах рудника Цугу (префектура Айти). Жилы залегают в позднемиоценовых пирокластических породах, перекрывающих граниты и гнейсы, а также в кварцевых габбро и кварцевых диоритах. Киноварь обычно наложена на более ранние выделения антимонита, джемсонита, марказита, арсенипирита, пирротина, молибденита.

В качестве примесей киноварь присутствует и в некоторых золото-серебряных и полиметаллических месторождениях Юго-Западной Японии и о. Хоккайдо, но заметных концентраций она не образует. Здесь уместно отметить, что для многочисленных золото-серебряных месторождений Северо-Восточной Японии киноварь не характерна, не обнаружено там и значительных собственных проявлений ртути. Не отмечена ртутная минерализация и в серных месторождениях, связанных с четвертичной и современной вулканической деятельностью. Возможно, что с плиоценовой и четвертичной вулканической деятельностью, весьма интенсивно проявившейся в Северо-Восточной Японии, ртутное оруденение не связано.

СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКИЙ СЕГМЕНТ

В Северо-Американском сегменте Тихоокеанского рудного пояса, расположенного между Тихим океаном, Арктической и Северо-Американской приплатформенными областями, главные структурные элементы — докембрийский Юконский массив на Аляске, мезозойский складчатый пояс Кордильер и кайнозойский Тихоокеанский складчатый пояс (рис. 17). В пределах складчатых поясов выделяется ряд разновозрастных складчатых систем, в расположении которых устанавливается определенная закономерность, выражающаяся в смене мезозойских складчатых зон более молодыми средне- и позднекайнозойскими в направлении от Северо-Американской платформы к Тихому океану.

С начала палеозоя до второй половины мезозоя на этой территории происходило геосинклинальное накопление осадков, причем в восточной части характер геосинклинального развития был типично миогеосинклинальный, а в западной части — эвгеосинклинальный. Осадконакопление в эвгеосинклинальной зоне осуществлялось на коре океанического типа, а в миогеосинклинальной — на коре переходного и континентального типов.

Мезо-кайнозойский гранитоидный магматизм интенсивно проявлен преимущественно в эвгеосинклинальных зонах, вблизи их сочленения с миогеосинклинальными. В центральной части складчатого пояса Кордильер широко распространены посторогенные вулканогенные пояса преимущественно кайнозойского возраста. Обширные поля вулканогенных образований протягиваются далеко на север

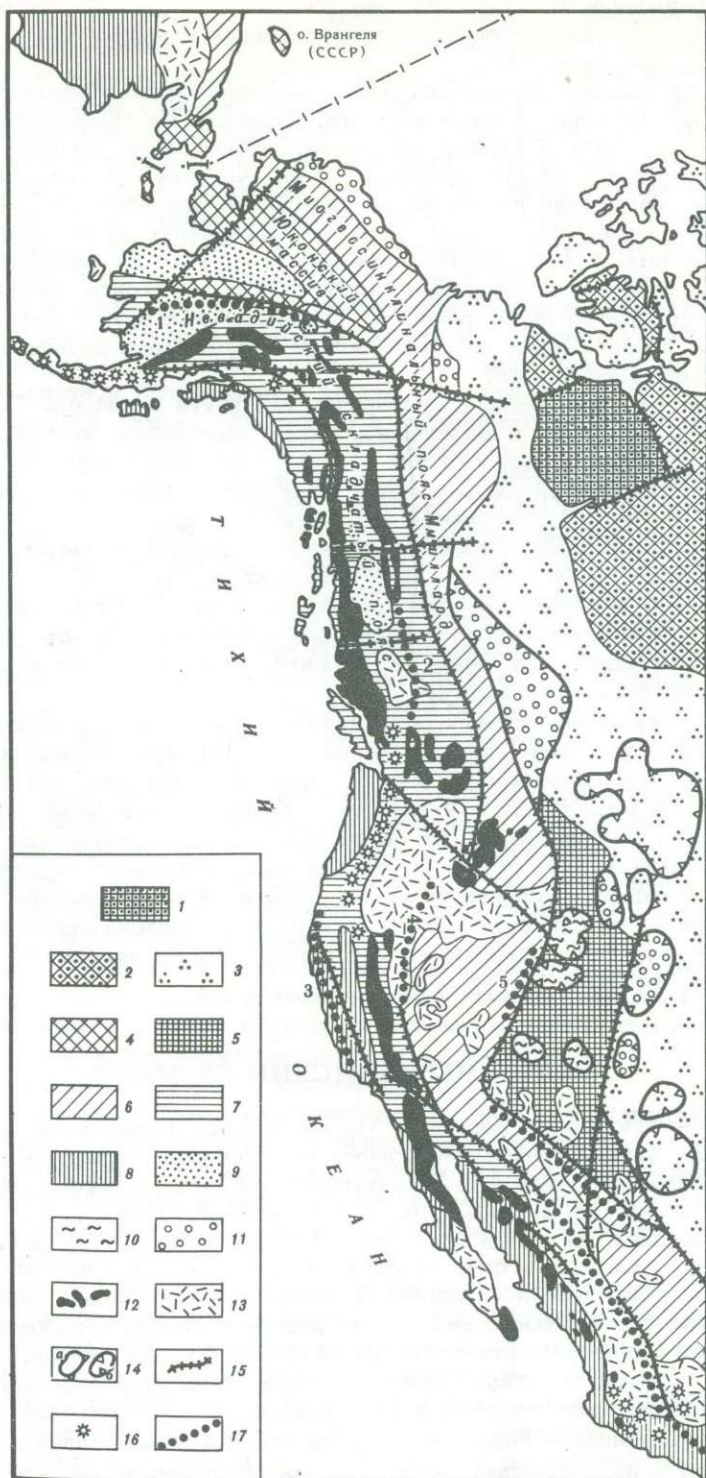


Рис. 17. Тектоническая схема и размещение ргтоносных зон в Северо-Американских Кордильерах (тектоническая схема по Ф. Кингу, 1972)

1 - выступы докембрийского фундамента Северо-Американской платформы; 2 - позднекембрийский чехол платформы; 3 - преимущественно палеозойский чехол платформы; 4 - выступы докембрийского фундамента Юконского массива; 5 - переработанный в мезозое-кайнозое чехол Северо-Американской плат-

вплоть до Аляски. В складчатых поясах в неоген-четвертичное время были образованы наложенные впадины и прогибы, а на границе с Северо-Американской платформой — своеобразные резонансно-тектонические структуры (в понимании Ю.М. Пушаровского, 1972).

Складчатый пояс Кордильер (по Кингу, 1972) — основная тектоническая структура региона. Он протягивается полосой 650–1600 км от Аляски до севера Центральной Америки почти на 8000 км. К западу от Аляски через Берингов пролив Кордильеры сочленяются с системой североазиатских складчатых областей, а к югу переходят в складчатый пояс Южно-Американских Анд. На востоке пояс обрамлен структурами Северо-Американской платформы, с севера — Юконским массивом и Арктической платформой, на западе граничит со структурами Тихоокеанского складчатого пояса или с акваторией Тихого океана.

Это гетерогенное сооружение имеет сложное строение и развитие. Пояс образовался из нескольких геосинклинальных систем, заложенных в разное время. История мезозойской складчатости Кордильер начинается с позднего докембрия и завершается в позднеюрское-раннемеловое время, в течение которого почти непрерывно существовал геосинклинальный режим осадконакопления, сменившийся складкообразованием лишь в конце мезозоя.

В современной складчатой области Кордильер выделяются (по Тильману, 1973) миогеосинклинальный пояс Милларда, переходная зона и Невадийский эвгеосинклинальный пояс.

Миогеосинклиналь Милларда, занимающая восточную часть Кордильер, включает горы Скалистые, Маккензи, Ричардсон и хр. Брукса. От Северо-Американской платформы пояс Милларда отделен Канадским краевым прогибом, а от Арктической — прогибом Колвилл; в Большом Бассейне на западе США он граничит с Колорадским массивом.

Переходная зона Кордильер хорошо выражена в их канадском отрезке, где она представляет собой тектоническую полосу, четко ограниченную рвом Скалистых гор на востоке и разломом Пинчи-Фрезер на западе. На Аляске и в Большом Бассейне зона прослеживается отрывочно. Переходная зона состоит из ряда срединных остаточных массивов и блоковых поднятий, разделяющих мио- и эвгеосинклинальные пояса Кордильер.

Невадийский пояс протягивается от Аляски до Невады более чем на 6000 км. На востоке он по серии глубинных разломов отделен от переходной зоны, а на западе граничит со структурами кайнозойского пояса или омывается водами Тихого океана. Невадийский пояс включает современные Каскадные горы и частично Береговой хребет.

Ф. Кинг (1972) отмечает, что в пределах как эв-, так и миогеосинклинального поясов геосинклинальное развитие не было одинаковым, и это позволило выделить в Кордильерах три сегмента, различающихся между собой по геологии, тектонике и истории развития: Северные (Аляска и Канада), Центральные (западная часть США) и Южные (Мексика и Центральная Америка) Кордильеры. Ю.М. Пушаровский (1972) в пределах Северных Кордильер выделяет самостоятельные Аляскинский и Канадский отрезки, два других сегмента объединены им в Невадийский отрезок. Сегменты прослеживаются от

формы; 6 — мезозойская миогеосинклинальная зона складчатого пояса Кордильер; 7 — мезозойская эвгеосинклинальная зона складчатого пояса Кордильер; 8 — Тихоокеанский кайнозойский складчатый пояс; 9 — наложенные мел-третичные орогенные впадины; 10 — активизированные впадины плато Колорадо; 11 — краевые плиоцен-четвертичные прогибы и впадины; 12 — интрузии гранитоидов; 13 — кайнозойские вулканогенные пояса; 14 — поднятые (а) и опущенные (б) зоны в чехле платформы; 15 — глубинные разломы; 16 — районы четвертичной вулканической деятельности; 17 — ртутносные зоны (цифры на карте): Кускоквимская (1), Пинчи-Ялакм (2), Калифорнийская (3), Невадийская (4), зоны обрамления плато Колорадо (5), Мексиканский ртутный пояс (6)

Тихого океана до Северо-Американской платформы и отделены друг от друга поперечными глубинными разломами (межблоковыми швами), представляющими собой скрытые расколы фундамента докембрийского заложения.

Тихоокеанский складчатый пояс протягивается вдоль побережья Тихого океана в виде прерывистой полосы. Наиболее четко он выражен на Аляске и в западных штатах Америки. На севере к нему отнесены Алеутские острова и прибрежные горы Южной Аляски, в центральной части – Береговые хребты штатов Вашингтон, Орегон, на юге – Калифорния. Постороженное развитие, интенсивная вулканическая и сейсмическая деятельность, кайнозойский возраст пород, исключительно эвгеосинклинальный тип разрезов позволили Ф. Кингу выделить Тихоокеанский пояс в самостоятельную структуру из основного складчатого пояса Кордильер подобно тому, как это сделано для Северо-Азиатского складчатого пояса, где выделена кайнозойская Анадырско-Камчатская складчатая область. Граница Тихоокеанского пояса с Кордильерами в основном довольно четкая тектоническая.

Докембрийский Юконский массив как самостоятельную тектоническую структуру признают не все исследователи. По мнению Ю.М. Пушаровского (1972), этот массив делит мезозойды Аляски на две части: северную – миогеосинклинальную (ангиклинорий Брукса) и южную – эвгеосинклинальную. Ф. Кинг отрицает существование массива вообще, выделенные здесь структуры считает неотъемлемой частью складчатого пояса Кордильер.

В северо-Американском секторе находятся крупные ртутоносные провинции: Аляска, Британская Колумбия, Западные штаты Америки.

АЛЯСКА

Эта провинция во многих отношениях сходна с Верхояно-Чукотской провинцией на Северо-Востоке СССР, особенно с Чукотской субпровинцией.

В геологическом строении Аляски, как и Чукотки, принимают участие различные по составу и возрасту горные породы (рис. 18). Фундамент Юконского массива сложен кристаллическими сланцами и метаморфическими породами докембрийского возраста, которые близки по составу и возрасту выходам пород фундамента дорифейского Эскимосского массива на Чукотке. Чехол массива представлен маломощными слабодислоцированными толщами палеозоя, в составе которых преобладают терригенные и терригенно-карбонатные отложения.

Метаморфические и кристаллические породы (кварциты, кварц-сланцевые сланцы, мраморы, известняки) обнажаются также в ядрах антиклинальных поднятий хребтов Брукса, Аляскинского и Кускоквимского, где образуют серии Белт и Бейч-Крик.

Севернее и северо-восточнее Юконского массива в антиклинории Брукса обнажаются преимущественно карбонатные голши девона и карбона, терригенно-карбонатные – перми и триаса, которые сходны с разрезами палеозоя Куульского и Коэкувуньского поднятий Центральной Чукотки. К юго-востоку от антиклинали Брукса через небольшой пережим протягиваются складчатые зоны мезозойского возраста, образующие горы Маккензи и Франклин. Хребет Брукса, горы Маккензи и Франклин Кинг относит к складчатому поясу Кордильер, аналогами которых являются мезозойды Чукотки.

Раннемезозойские (триас – юра) грубообломочные терригенные толщи (алеволиты, граувакки, аркозовые песчаники) широко развиты в пределах Южной Аляски, главным образом вблизи сочленения с эвгеосинклинальными зонами. Меловые отложения обнажены лишь в прогибах, окаймляющих Арктическую платформу. Складчатые деформации в миогеосинклинальном поясе Милларда происходили в основном в конце мела и, возможно, в палеогене.

Эвгеосинклинальные зоны Кордильер Аляски, занимающие ее юго-западную часть, начали развиваться в конце палеозоя и мезозоя на переработанном комплексе раннепалеозойского возраста. Формации последнего типа широко распространены во внутренних областях Аляски, где представлены филлитами и кристаллическими сланцами. На северо-востоке они постепенно переходят в

миogeосинклинальные отложения пояса Милларда, а на юго-западе и на островах, продолжающих Аляску, разрез мезозоя уже типично эвгеосинклинальный. Позднепалеозойские и мезозойские эвгеосинклинальные отложения развиты на большей части площади Северных Кордильер и во многих районах достигают мощности около 1500 м. Представлены они вулканитами, кремнистыми сланцами, аргиллитами, граувакками и известняками, соотношения между которыми в разных местах и в разных частях разреза весьма изменчивы. Грубообломочные породы более характерны для мезозоя, чем для палеозоя. Эвгеосинклинальный пояс Кордильер Аляски непосредственно связан с эвгеосинклиналью Канады и очень близок последней по характеру развития. На территории Северо-Востока СССР эвгеосинклинальным зонам Аляски по типу разрезов более всего соответствуют эвгеосинклинальные отложения Алазейско-Олойской складчатой системы.

В мезозоидах Аляски хорошо выражены структуры орогенного этапа развития. К ним относятся наложенные впадины Кускоквим, Каюкук и другие, заполненные меловыми вулканогенно-осадочными молассами. В мезозоидах встречаются и обширные поля вулканических покровов мелового и третичного возраста. В этом отношении также наблюдается сходство Аляски и Чукотки.

В течение всего мезозойского времени в эвгеосинклинальной зоне интенсивно проявлялся гранитоидный магматизм. Эвгеосинклинальные формации местами подверглись сильному метаморфизму, особенно вблизи гранитных интрузий и в зонах разломов. Среди последних выделяются глубинные разломы северо-западного направления: Тинтина, Денали, Каел-Маунтин, Фэрүзтер и другие, которые продолжаются в Канаду. Разлом Фэрүзтер у побережья Аляски активен и в настоящее время, к нему приурочены эпицентры землетрясений. Существуют также поперечные глубинные разломы (Брюин-Клондайк), являющиеся расколами фундамента и разделяющие Аляску на ряд блоков.

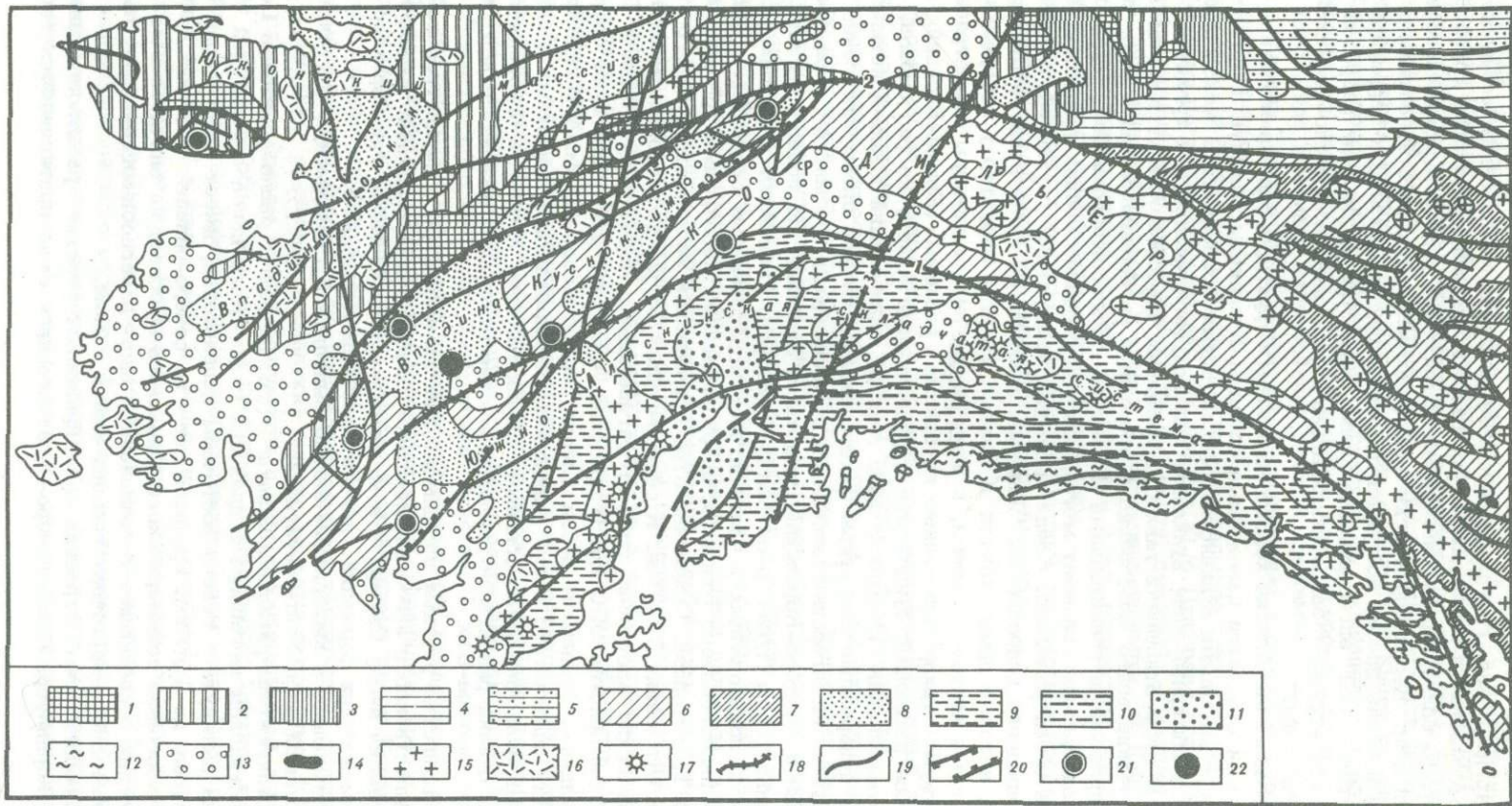
Тихоокеанский складчатый пояс Аляски, включающий Южно-Аляскинскую систему и прибрежные структуры Тихого океана, сложен преимущественно мезокайнозойскими эвгеосинклинальными образованиями, во многом схожими с отложениями Анадырь-Корякской складчатой системы. По побережью Аляскинского залива (горы Чугач, п-ов Кенай, о. Кадьяк) обнажаются выходы мощных сильно дислоцированных и частично метаморфизованных осадочных пород мелового - палеогенового возраста, интродуцированных небольшими третичными массивами гранитоидов. Основание этих образований не известно. Мощность осадочных отложений 7600 м. К северо-западу от пояса расположена молодая вулканическая Алеутская дуга, протягивающаяся через п-ов Аляска в Тихий океан примерно на 950 км. В пределах Алеутской дуги действуют современные вулканы. Фундамент п-ова Аляска сложен мезозойскими и более древними породами складчатого пояса Кордильер, перекрытыми вулканитами и перетолженными осадочно-вулканогенными образованиями. Южнее, в прибрежной зоне Тихого океана развиты позднекайнозойские отложения незавершенной складчатости.

Большинство ртутных проявлений Аляски находится в ее центральной части, преимущественно в эвгеосинклинальной зоне Кордильер. Редкие рудопроявления известны на п-ове Сьюард и в междуречье Юкон-Танана, где характер разрезов вмещающих формаций типично миogeосинклинальный.

По имеющимся материалам можно выделить Кускоквимскую ртугоносную зону и рудный узел Уайт-Маунтин.

Кускоквимская ртугоносная зона (см. рис. 18) располагается в Центрально-Аляскинском мегаблоке в пределах складчатого пояса аляскинских Кордильер. Она вытянута в северо-восточном направлении, имеет длину около 800 км при ширине до 150 км. Границей зоны на северо-западе служит тектоническое ограничение докембрийского Юконского массива, на значительном своем протяжении совпадающее с сочленением мио- и эвгеосинклинальных поясов Кордильер. Юго-восточная граница менее четкая.

В геологическом строении зоны принимают участие разновозрастные отложения Кордильер. Вдоль северо-западного края сюда протягиваются герриген-



ные толщи миогеосинклинали Милларда и мио-эвгеосинклинальные образования переходной зоны. В центральной и юго-западной частях зоны преобладают мезозойские эвгеосинклинальные отложения Кордильер. На большей части площади мезозойские складчатые образования несогласно перекрыты мел - раннепалеогеновыми молассами Кускоквимской орогенной впадины. К этому времени приурочено внедрение многочисленных интрузивов гранитоидов и монзонитоидов, субвулканических тел и даек кислого, среднего, реже - основного состава и излияние лав.

Основные рудоконтролирующие структуры - продольные глубинные разломы Денали, частично Тинтина, а также ряд более мелких нарушений в юго-западном обрамлении Юконского массива. В рудных узлах рудораспределяющими нередко являются разломы субмеридионального простирания.

В пределах ртутоносной зоны выделяются три наиболее ртутенасыщенных района, которые мы называем Центрально-Кускоквимским, Килбакским и Танана-Юконским.

Центрально-Кускоквимский район - основной центр ртутной промышленности Аляски. Здесь на площади 200 × 100 км известны более 10 промышленных месторождений ртути; главные из них - месторождения Рэд-Дэвл, Ред-Топ, Парк. Месторождения и рудопроявления ртути приурочены исключительно к наложенной впадине Кускоквим, расположенной между разломами Денали и юго-западным ответвлением разлома Тинтина. Рудовмещающие породы - граувакки, песчаники, аргиллиты и сланцы мелового возраста, пласты которых залегают обычно моноклинально.

Осадочные породы прорваны дайками и силлами андезитов, риолитов и базальтов, часто интенсивно окварцованных и карбонатизированных. В отдельных участках терригенные породы перекрыты третичными покровами эффузивов. Оруденелы зоны брекчированных и дробленых осадочных пород обычно на контактах с дайками. Киноварь образует неравномерную вкрапленность в цементе песчаников или слагает прожилки в интрузивных породах. По морфологии выделяются пластобразные залежи и грубчатые рудные столбы.

Минеральный состав рудных тел: киноварь, антимонит, реальгар, аурипигмент, пирит, арсенопирит, иногда самородная ртуть, кварц, кальцит, циккит.

Возраст ртутного оруденения, на основе данных пересечения рудными телами интрузивных штоков третичного возраста и по наличию перекрывающих рудные зоны денудационных плоскостей, определяется как поздний миоцен - ранний плиоцен (Федорчук, 1965).

По морфологии, минеральному составу и геологической позиции ртутным месторождениям Центрально-Кускоквимского района близки месторождения Западной Чукотки (Кыгтамлайское, Ясенское), расположенные в меловых терригенных отложениях наложенной Раучуанской впадины. Для тех и других ха-

Рис. 18. Схема тектоники и размещения ртутоносных зон Аляски (тектоническая основа: Ф. Кинг, 1972; Ю.М. Пушаровский, 1972)

1 - докембрийские выступы фундамента Юконского массива; 2 - чехол Юконского массива; 3 - верхнепалеозойские краевые прогибы в миогеосинклиналиях; 4-8 - мезозойский складчатый пояс Кордильер (4 - поднятые зоны в миогеосинклиналиях, 5 - опущенные зоны в миогеосинклиналиях, 6 - поднятые зоны в эвгеосинклиналиях, 7 - опущенные зоны в эвгеосинклиналиях, 8 - орогенные впадины); 9-12 - кайнозойский Тихоокеанский складчатый пояс (9 - поднятые зоны, 10 - опущенные зоны, 11 - орогенные впадины, 12 - незавершенные неоген-четвертичные прогибы); 13 - плиоцен-четвертичные грабены и впадины; 14-17 - магматические образования (14 - гипербазиты, 15 - орогенные гранитоиды, 16 - кайнозойские вулканические поля, 17 - четвертичные вулканические районы и отдельные вулканы); 18 - крупные шовные зоны: Денали (1), Тинтина (2), Брюин-Клондайк (3); 19 - прочие разломы; 20 - ртутоносные зоны; 21 - рудопроявления ртути; 22 - месторождение Рэд-Дэвл

рактерны пространственная связь с дайками среднего и основного состава и приуроченность к узлам пересечения разнонаправленных разрывных нарушений.

Два других района менее значительны. В Килбакском районе, расположенном в юго-западном окончании ртугоносной зоны в горах Килбак, обнаружено несколько мелких месторождений и рудопроявлений. Они приурочены к краевым частям выходов триас-нижнемеловых геосинклинальных терригенно-карбонатных и терригенно-вулканогенных отложений складчатого пояса Кордильер. Возможными их аналогами на Северо-Востоке СССР могут оказаться рудопроявления Олойской эвгеосинклинальной зоны.

Танана-Юконский район расположен в северо-восточной части ртугоносной зоны, в междуречье Юкон - Танана. Здесь известно одно месторождение ртути, приуроченное к толще нижнекаменноугольных карбонатных пород. Район в отношении ртути изучен слабо.

Рудный узел Уайт-Маунтин находится в южной части п-ова Сьюард. Вмещающие породы - вулканогенно-терригенные отложения чехла Юконского массива, перекрытые плиоцен-четвертичными отложениями послеорогенных впадин.

В пределах узла обнаружено ртутное месторождение Уайт-Маунтин, тесно ассоциирующее здесь с сурьмой и золото-серебряной минерализацией. В субаэральных вулканических полях, местами перекрывающих структуры Юконского массива, выявлены небольшие геохимические ореолы рассеяния ртути.

БРИТАНСКАЯ КОЛУМБИЯ

Эта территория занимает площадь Западной Канады - между окраинными структурами Северо-Американской платформы и Тихим океаном. Невадийский складчатый пояс канадских Кордильер протягивается в субмеридиональном направлении от Ванкувера до верховьев рек Юкон и Маккензи (длина около 700 км), на северо-западе сочленяется с аляскинским отрезком Кордильер и круто заворачивает на запад, а к юго-востоку пояс продолжают Кордильеры США (рис. 19).

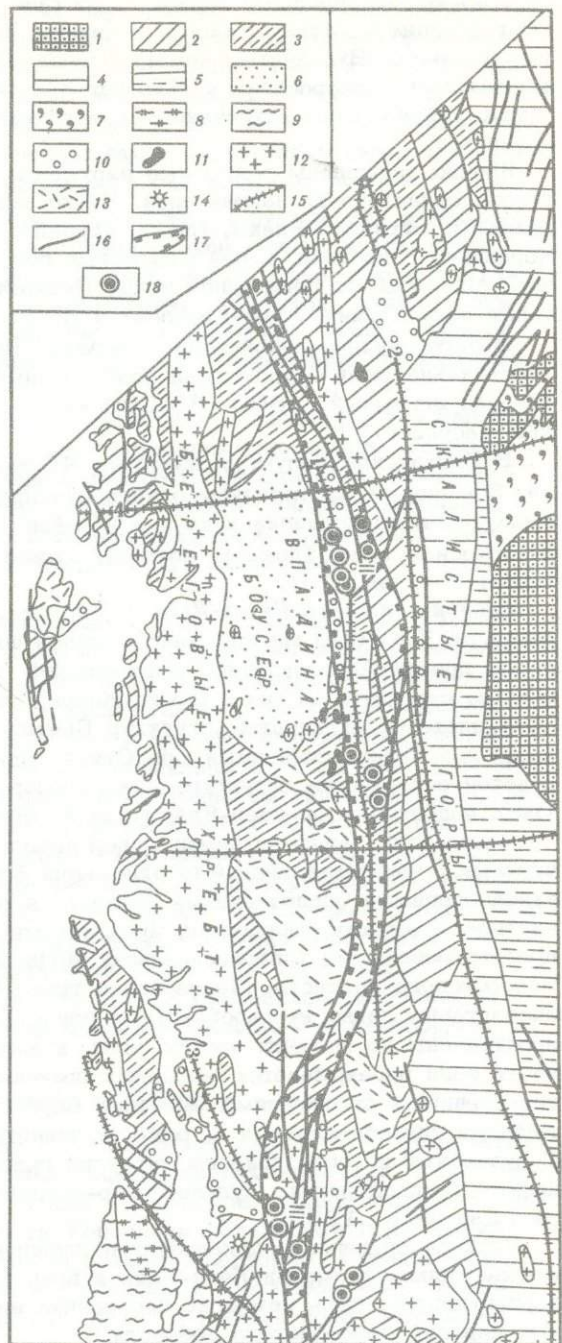
Мио- и эвгеосинклинальные зоны Кордильер Канады и переходная зона здесь выражены очень четко. В миогеосинклинальной их части (Скалистые горы пояса Милларда) обнажаются докембрийские образования, разрез которых представлен песчаниками и алевролитами мощностью около 4500 м. Породы докембрийского комплекса по надвигу Льюис и частично надвигу Мак-Коннол смещены к востоку не менее чем на 30 км. Перекрывающие их верхнепротерозойские образования имеют более грубообломочный состав, содержат вулканогенный материал. Выше согласно залегают преимущественно карбонатные толщи палеозоя и мезозойские терригенные отложения, разрезы которых сильно меняются в разных частях пояса Милларда.

В переходной зоне, занимающей центральную часть Кордильер между эв- и миогеосинклинальными поясами, в основании (антиклинорий Перселл, поднятие Шасоуп) прослеживается мощная (10 000 м) толща метаморфических и терригенно-карбонатных пород протерозойского возраста, вмещающая силы диабазов, андезитов и небольшие тела гранитов. Выше с угловым несогласием залегают нижнепалеозойские (?) конгломераты, песчаники и известняки. Палеозойские мио- и эвгеосинклинальные формации представлены песчаниками, сланцами, реже известняками, чередующимися с лавами и туфами андезитов и кремнистыми сланцами. В разрезе мезозойских отложений (триас - юра) преобладают грубообломочные породы, глинистые и кремнистые сланцы, переслаивающиеся с редкими горизонтами лав и туфов липаритов, андезитов и базальтов.

В эвгеосинклинальном поясе Кордильер развиты палеозойские (преимущественно средне- и позднепалеозойские) и раннемезозойские отложения, представленные очень мощными (до 12 000 м) морскими толщами граувакк, кремнистых сланцев, яшм, аргиллитов и известняков, переслаивающимися с пирокластами и лавами андезитов, базальтов и спилитов. В мезозое эвгеосинкли-

Рис. 19. Схема тектоники и размещения ртутносных зон Британской Колумбии (тектоническая основа: Ф. Кинг, 1972; Ю.М. Пушаровский, 1972)

1 - чехол Северо-Американской платформы; 2-7 - мезозойский складчатый пояс Кордильер (2 - поднятые зоны в эвгеосинклиналях, 3 - опущенные зоны в эвгеосинклиналях, 4 - поднятые зоны в миогеосинклиналях, 5 - опущенные зоны в миогеосинклиналях, 6 - орогенные впадины, 7 - верхнемеловые - третичные резонансно-тектонические структуры чехла платформы); 8 и 9 - кайнозойский Тихоокеанский складчатый пояс (8 - поднятые зоны, 9 - тыловые прогибы); 10 - плиоцен-четвертичные грабены и впадины; 11-14 - магматические образования (11 - гипербазиты, 12 - орогенные гранитоиды, 13 - кайнозойские вулканические поля, 14 - отдельные четвертичные вулканы); 15 - глубинные разломы: Фрезер-Пинчи (1), Ров Скалистых гор (2), Ялакм (3), Стикин (4), Кинг-Атабаска (5), Льюис-Кларк (6); 16 - прочие разломы; 17 - ртутносная зона Пинчи-Ялакм; 18 - месторождения ртути: Пинчи-Лейк (I), Тийотон Крик - Ялакм (II), Бралорн Такла (III)



нальная зона испытывала непрерывный орогенез и разломообразование; основная складчатость проявилась в конце юры - начале мела, отдельные вспышки орогенций продолжались в позднем мелу - третичном периоде.

В орогенных межгорных впадинах (Боусер) и краевых прогибах осадконакопление происходило в течение поздней юры - мела и выразилось в накоплении мощных морских и континентальных моласс, слабо затронутых дислокациями и метаформизмом.

Преимущественно в центральных частях канадских Кордильер широко распространены субэральные меловые и третичные вулканогенные образования, слагающие ряд обширных вулканических полей и зон, наложенных на мезозой-

ские эвгеосинклинальные толщи. В составе вулканогенных формаций преобладают в одних участках риолиты и дациты, в других – андезиты, грахиандезиты, базальты. Вулканикам комагматичны интрузии гранитоидов, сиенигов. Эффузивы слабо покороблены и образуют пологие плато, куполовидные складки и мульды. В ряде мест встречаются древнечетвертичные и современные потоки базальтов.

Широко проявлены разрывные нарушения продольного и поперечного относительно складчатости направления. Четко выделяются продольные глубинные разломы: Фрейзер–Ялакм, Пинчи, ограничивающие эвгеосинклинальный пояс Кордильер с востока, и ров Скалистых гор, отделяющий мюгеосинклинальный пояс Милларда от переходной зоны. Поперечные глубинные разломы – межблоковые швы Стикин, Кинг–Атабаска и Льюис–Кларк (Бергер, Ицксон, 1972).

В эвгеосинклинальной зоне в мезозое (юра – мел) интенсивно проявился геосинклинальный и орогенный гранитоидный магматизм. В это время был образован огромный (1800 × 80–200 км) Береговой багolit и ряд менее крупных массивов.

В Британской Колумбии известны 40 месторождений и рудопроявлений ртуть. Все они за исключением одного рудопроявления на западном побережье Ванкуверской Исландии и двух – в районе оз. Айкен располагаются в одной ртутносной зоне (поясе), которую можно выделить под названием Пинчи–Ялакм (см. рис. 19).

Ртутносная зона Пинчи–Ялакм простирается в северо–восточном направлении на 700–800 км при максимальной ширине до 100 км и на большем своем протяжении совпадает с переходной зоной. На юге зона срезается поперечным структурным швом Льюис–Кларк, отделяющим вулканическое Колумбийское плато от складчатых структур Британской Колумбии, а в северной части, возможно через поперечный шов Стикин, протягивается в Аляску. Главные рудоконтролирующие структуры – кулисообразно сочленяющиеся разломы Пинчи (типа надвига) и Фрейзер–Ялакм (зона сбросов).

Вдоль этих разломов развиты верхнепалеозойские (до нижнего триаса включительно) эвгеосинклинальные отложения формации Кейч–Крик, представленной вулканогенными образованиями среднего и основного (диабазы) состава, кремнистыми сланцами, филлитами, аргиллитами и мощными пачками известняков, протрудированными ультраосновными интрузиями позднепалеозойского–ранне-мезозойского возраста. Мезозойские триас–юрские образования – в основном андезитовые лавы, их пирокласты и известково–глинистые отложения – распространены во внешних частях зоны, к западу и востоку от нее. В западной части зона перекрывается верхнеюрскими–нижнемеловыми грубообломочными терригенными отложениями формации Боусер (межгорная впадина Боусер), третичными платобазальтами и, реже, вулканиками кислого и среднего состава. С вулканиками тесно связаны интрузии гранитоидов. В южной части довольно широко распространены вулканогенно–осадочные образования мелового возраста (Campbell, 1966).

Ртутное оруденение локализуется главным образом в терригенных породах и известняках формации Кейч–Крик и прорывающих ее лиственитизированных серпентинитах, лишь немногие проявления находятся в вулканогенных и осадочных породах мезозойского возраста.

В ртутносной зоне выделяются три рудных района–узла: оз. Пинчи, Бралорн Такла и Тийотон Крик–Ялакм (Armstrong, 1966).

Ртутный район Пинчи приурочен к восточной окраине межгорной впадины Боусер и контролируется пересечением поперечного трансрегионального шва Кинг–Атабаска с продольным разломом Пинчи. Здесь находится самое крупное в Британской Колумбии ртутное месторождение Пинчи–Лейк, приуроченное к зоне дробления и смятия в доломитизированных известняках, перекрывающихся кристаллическими сланцами. Район Бралорн Такла с месторождением одноименного названия расположен к северу от Пинчи и также контролируется разломом Пинчи. Тийотон Крик–Ялакм приурочен к южному окончанию зоны, разбитой системой сбросов Фрейзер–Ялакм.

Рудные тела в месторождениях первых двух районов локализуются преимущественно в известняках, подвергшихся доломитизации и окварцеванию. Морфология ртутных тел сложная, иногда контуры отдельных тел проведены лишь по данным химических анализов. Киноварь обычно заполняет пустоты в известняках, образует прожилки или вкраплена в породу. В ряде месторождений рудные тела залегают в измененных серпентинитах и лиственитах кварц-карбонатного состава; по размерам и рудонасыщенности они уступают первым.

В ртутном районе Тийотон Крик-Ялакм большинство рудных тел размещается в серпентинитах и контактирующих с ними вулканогенных и осадочных породах, также интенсивно измененных и раздробленных. Здесь находятся рудопроявления ртути в верхнемеловых конгломератах (Тийотон Крик), а восточнее района у оз. Кемлупс — ряд небольших месторождений, локализующихся в прокварцованных и карбонатизированных диабазов и порфиритах на контакте их с кремнистыми сланцами.

Основной рудный минерал для всех месторождений — киноварь. В небольших количествах встречаются самородная ртуть, ангимонит (на нижних горизонтах), пирит. В некоторых месторождениях присутствуют реальгар, аркверит¹ (природная амальгама ртути), малахит, азурит. Главные жильные минералы: кальцит, анкерит, доломит, кварц (во всех месторождениях), халцедон, марипозит (в месторождениях серпентинитового типа), барит, алунит (Пинчи-Лейк).

Ртутные месторождения охарактеризованной зоны можно отнести к монометалльной ртутной формации, в которой четко выделяются два минеральных типа — карбонатно-киноварный в известняках и кварц-магнезиально-карбонатно-киноварный (лиственитовый) в серпентинитах. На Северо-Востоке СССР месторождения первого типа известны в краевых палеозойских поднятиях, обрамляющих Алазейско-Олойскую эвгеосинклинальную систему (Таскано-Полуосненская ртутоносная зона). Второй минеральный тип характерен для месторождений, размещенных в кайнозойских складчатых зонах Корякского нагорья, Камчатки (и Сахалина), пространственно приурочен к гипербазитовым поясам. Резкая пространственно-временная и структурная разобщенность месторождений указанных минеральных типов на территории Северо-Востока СССР и совместное их нахождение в единых ртутоносных районах Британской Колумбии — одна из особенностей металлогении ртути этих территорий.

Ртутные месторождения лиственитового типа в Британской Колумбии не играют существенной роли; их значение возрастает южнее — в Калифорнии.

ЗАПАДНЫЕ ШТАТЫ АМЕРИКИ

Основную часть территории запада США занимает Невадийский складчатый пояс Кордильер. На севере он ограничен поперечной тектонической зоной Льюис-Кларк, на юге — Поперечными хребтами и Техасским линеаментом в Южной Калифорнии и Аризоне. Восточная часть Кордильер (Скалистые горы и плато Колорадо) рассматриваются как активизированная платформа, а западная часть (Каскадные горы и Береговой хребет) отнесены к Тихоокеанскому складчатому поясу (Кинг, 1972; Пушаровский, 1972). Ширина пояса Кордильер США до 1100 км. Тектоническая схема территории приведена на рис. 20.

Наиболее древний в Кордильерах — докембрийский складчатый комплекс, обнажающийся в восточной части миогеосинклинальной зоны Скалистых гор. Представлен он мощными карбонатно-терригенными толщами, весьма похожими на серию Белт в Кордильерах Британской Колумбии. В основном миогеосинклинальный комплекс Кордильер Америки — палеозойского возраста, хотя в верхней части разреза встречаются отложения нижнего мезозоя (триас — юра). Палеозойский разрез сложен преимущественно карбонатными породами от кемб-

¹ Намыт из рыхлого материала вдоль сброса оз. Пинчи; в коренном залегании не встречен.

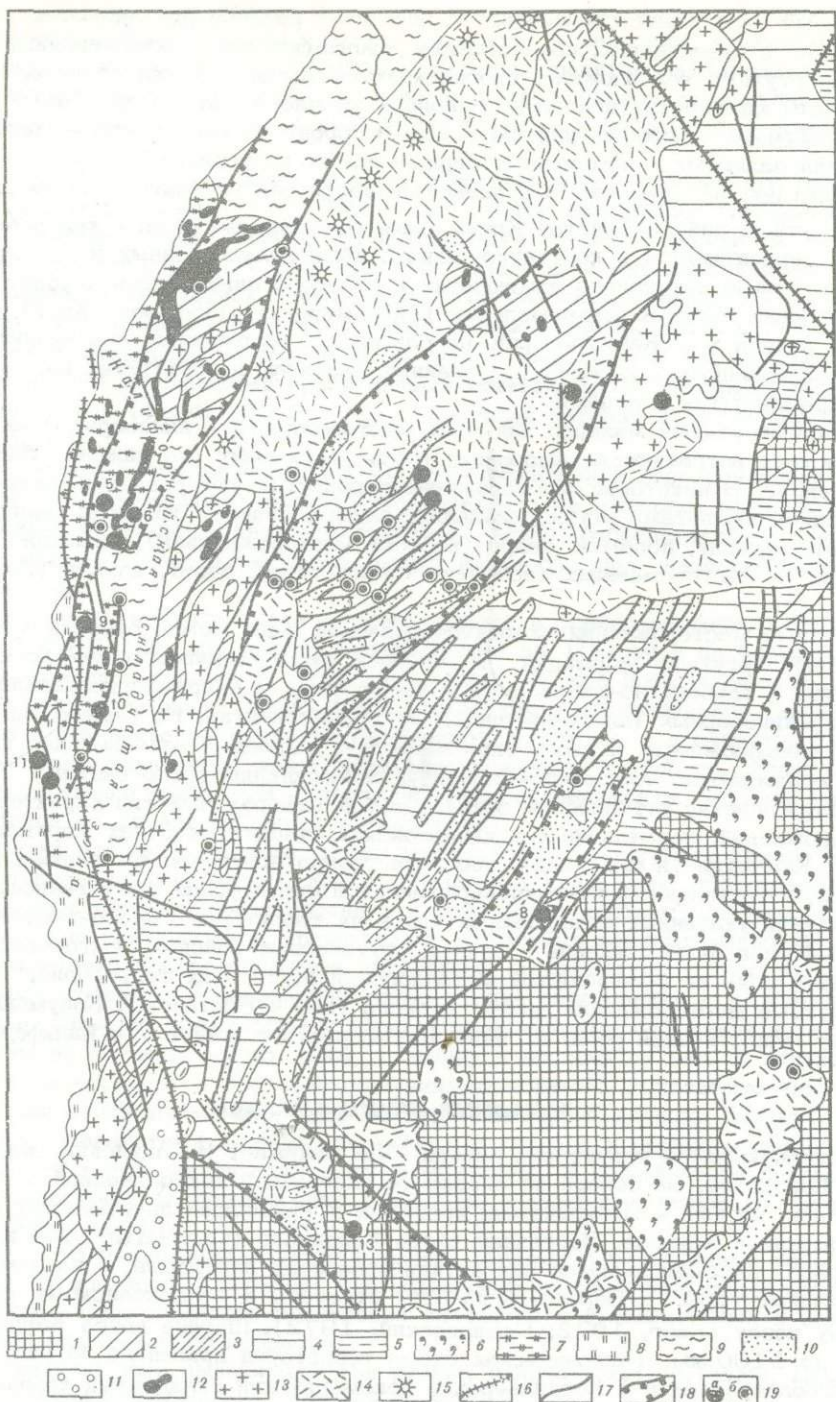


Рис. 20. Схема тектоники и размещения ртутоносных зон Западных штатов Америки (тектоническая основа: Ф. Кинг, 1972; Ю.М. Пушаровский, 1972)
 1 – чехол Северо-Американской платформы; Мезозойский складчатый пояс Кордильер: 2 – поднятые зоны в эвгеосинклиналиях, 3 – опущенные зоны в эвгеосинклиналиях, 4 – поднятые зоны в миогеосинклиналиях, 5 – опущенные зоны в миогеосинклиналиях, 6 – верхнемеловые-третичные резонансно-тектонические структуры чехла платформы; кайнозойский Тихоокеанский складчатый пояс: 7 – поднятые зоны, 8 – опущенные зоны, 9 – тыловые прогибы; 10 – кайнозойские наложенные впадины; 11 – плиоцен-четвертичные грабены и впа-

рийского до пермского возраста мощностью 8–10 км (Большой Бассейн) и 4,5 км (штат Невада). В тыловой части миогеосинклинальной зоны в штате Невада развиты посторогенные континентальные отложения мелового возраста, образующие множество мелких наложенных впадин.

В эвгеосинклинальной зоне Кордильер повсеместно, вплоть до Тихоокеанского пояса в Калифорнии, развиты палеозойские, триасовые и юрские комплексы. Преобладают палеозойские отложения – кремнистые сланцы, вулканиты андезитового и базальтового состава общей мощностью до 15–20 км. В полосе сочленения эв- и миогеосинклинальных зон во второй половине палеозоя сформировалось крупное геоантиклинальное поднятие Антлер, которое вдоль пологого надвига Робертса надвинуто на миогеосинклинальную зону почти на 100 км.

Мезозойские отложения развиты в основном в западной части эвгеосинклинали. Здесь в течение триаса и юры в ней накопилась мощная (8–10 км) толща вулканогенно-осадочных пород, представляющих собой зеленокаменный комплекс и в общем продолжающих палеозойский разрез. Основная складчатость в эвгеосинклинальной зоне проявилась в поздней юре.

В кайнозое области развития дислоцированных геосинклинальных отложений были перекрыты наземными вулканитами, слагающими здесь крупное Колумбийское вулканическое плато. Вулканические покровы почти не затронуты дислокациями в штатах Орегон, Айдахо, а южнее существенно дислоцированы. Дислоцированность вулканитов нарастает от более молодых (четвертичных) к древним (нижнетретичным). На севере и западе развиты преимущественно андезиты и базальты, в южной части Большого Бассейна распространены обширные поля игнимбритов. Вулканизм тесно связан с тектоническими движениями, которые интенсивно проявлялись и в более позднее время (раннем плейстоцене). Разрывная тектоника обусловила глыбово-блоковое строение региона.

Интрузивные образования представлены многочисленными массивами ультраосновных пород и гранитоидов, особенно широко распространенных в западной части эвгеосинклинальной зоны (горы Сьерра-Невада, Кламаг). Гранитоидные массивы объединяются в два крупнейших батолита – Сьерра-Невада на юге и Айдахо на севере, имеющих сложное строение и длительный (триас – мел) период формирования.

В кайнозойском Тихоокеанском складчатом поясе, структуры которого расположены в штатах Вашингтон, Орегон (Вашингтон-Орегонская складчатая зона) и Калифорнии (Калифорнийская складчатая зона), широко развиты вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования. Они занимают значительные площади по побережью Тихого океана и распространены в глубь материка на 600 км. Вулканиты дислоцированы в пологие складки. Докайнозойские породы обнажаются лишь в эрозионных "окнах" и относятся к эвгеосинклинальным образованиям складчатого пояса Кордильер.

В Калифорнийской зоне выделены две пологие структуры: Береговые хребты и крупный прогиб Большой Долины. Структурный комплекс Большой Долины надвинут на комплекс Береговых хребтов. В последнем широко распространены граувакки, вулканиты и кремнистые породы, выделенные в францисканскую формацию юры – мела мощностью до 10 км. Выше залегают флишеидные верхнемеловые отложения мощностью около 3 км. Прогиб Большой Долины выполнен верхнеюрскими – меловыми преимущественно песчано-сланцевыми толщами.

дины; магматические образования: 12 – гипербазиты, 13 – орогенные гранитоиды, 14 – кайнозойские вулканические пояса, 15 – четвертичные вулканы; разломы и ртутьносные зоны: 16 – глубинные разломы, 17 – прочие разломы, 18 – ртутьносные зоны: Калифорнийская (I), Невадийская (II), зоны обрамления плато Колорадо (III и IV); 19 – месторождения (а) и рудопроявления (б) ртути (на карте): Гермес (1), Уизер (2), Опалит (3), Кордеро (4), Салфер Банк (5), Уилбур Спрингс (6), Мейакмас (7), Мерисвейл (8), Нью-Альмаден (9), Нью-Идрия (10), Оушеник (11), Клау (12), Мазатзаль (13)

В кайнозое в обеих структурах формировались мощные (до 10 км) терригенные толщи, причем в Береговых хребтах осадки накапливались в межгорных впадинах, а в пределах Большой Долины – в крупном линейном прогибе. Осадконакопление закончилось в конце неогена, но орогенические движения на этих площадях продолжаются и в настоящее время.

Широко проявлены в Тихоокеанском поясе разрывные нарушения, среди которых выделяются крупные надвиги и кругопадающие сбросы (Сан-Андреас). Вдоль разломов внедрились многочисленные интрузии гранитоидов и ультрабазитов.

Большинство ртутных месторождений Западных штатов Америки сосредоточено в третичных складчатых зонах Тихоокеанского пояса и в вулканических районах Невадийского пояса Кордильер. Четко выделяются две крупные ртутноносные зоны (пояса) – Калифорнийская и Невадийская. Менее значительные ртутноносные зоны намечаются вдоль северо-западного и юго-западного обрамления плато Колорадо и в южной части штата Аризона. Последняя зона протягивается далеко на юг за пределы США – вдоль вулканогенного пояса Мексики до штата Сан-Луис Потоси и, возможно, далее в Перу.

Калифорнийская ртутноносная зона занимает площадь Береговых хребтов Калифорнии; ее протяженность около 600 км, ширина до 100 км и более. На этом отрезке известны не менее 50 месторождений ртути, из них 10 относятся к категории средних и крупных по запасам. Месторождения размещаются в серпентинитах, аркозовых песчаниках, сланцах, в эффузивах разного состава и возраста. Структурные условия, благоприятствующие рудообразованию, везде различны, но в целом месторождения, приуроченные к одним и тем же разновидностям пород, имеют сходные черты структурного контроля.

Зона контролируется системой крупных субмеридиональных продольных разломов, ограничивающих Береговые хребты от Большой Долины. Крупнейший из них – Сан-Андреас, косо срезающий зону в северо-западном направлении, в южной части зоны он круто изгибается на восток-юго-восток и продолжается в пределах Мексики. Многие разломы надвигового характера.

В Калифорнийской зоне выделяются крупные ртутные узлы (районы): Нью-Альмаден и Нью-Идрия (рис. 21), Салфер-Банк, Уилбер-Спрингс. Кроме того, здесь известны многочисленные горячие источники, откладывающие киноварь.

Рудный узел Нью-Альмаден (по Bailey, Everhart, 1964) находится в центральной части зоны и занимает площадь около 200 км². Он – основной поставщик ртути в США.

Большую часть площади района, включая всю минерализованную зону, составляют породы францисканской серии позднеюрского и мелового возраста. Они представлены полевошпатовыми граувакками, песчаниками, алевролитами, известняками, измененными вулканическими и кремнистыми породами, в подчиненном количестве встречаются кристаллические сланцы. Общая мощность отложений более 3000 м. Меловые и третичные преимущественно песчано-сланцевые отложения, иногда содержащие вулканический материал, развиты локально.

Породы францисканской серии дислоцированы в круглые складки, флексуры, антиклинальные перегибы, более молодые отложения образуют пологие синклинальные складки.

В районе интенсивно развиты разрывные нарушения. Среди них преобладают согласные со складчатостью сбросы, сдвиги и надвиги северо-западного простирания. Характерны многократные подвиги по разломам. Наиболее четко выражена зона нарушений Бэн-Тронаго, протягивающаяся через центральную часть района в запад-северо-западном направлении, параллельно находящемуся недалеко глубинному сдвигу Сан-Андреас. Горизонтальное смещение по зоне 16 км. От нее в восточном направлении отходит ряд поперечных нарушений, а также небольшие разрывы меридионального и северо-восточного простирания, секущие тела серпентинитов и листвениитов. К этим нарушениям чаще всего приурочены рудные тела.

Вмещающие ртутное оруденение тела серпентинитов обычно интродуцированы вдоль сбросов в породы францисканской серии в виде силлов, пластовых за-

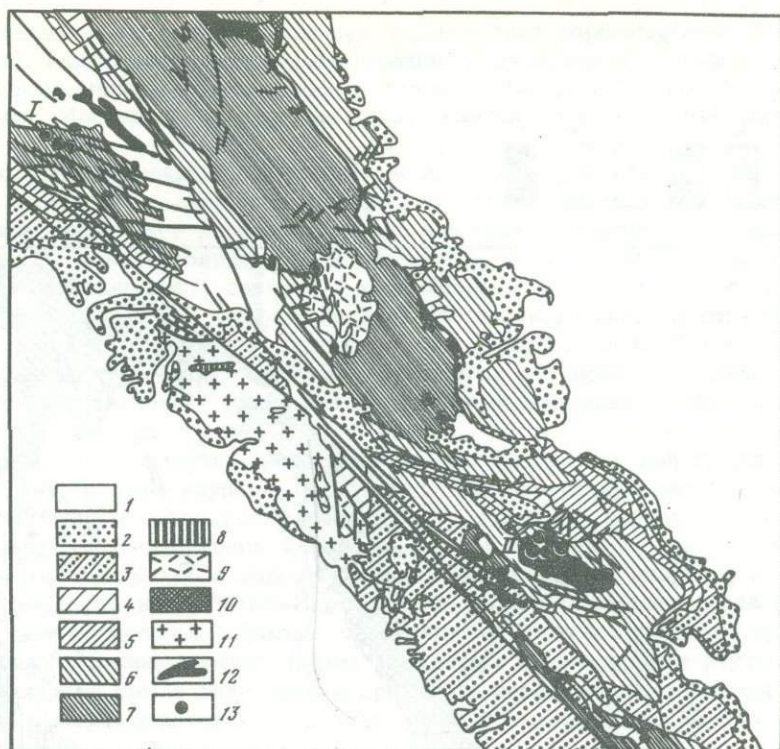


Рис. 21. Размещение ртутных месторождений в структурах Западной Калифорнии (по материалам Bailey, Everhart, 1964)

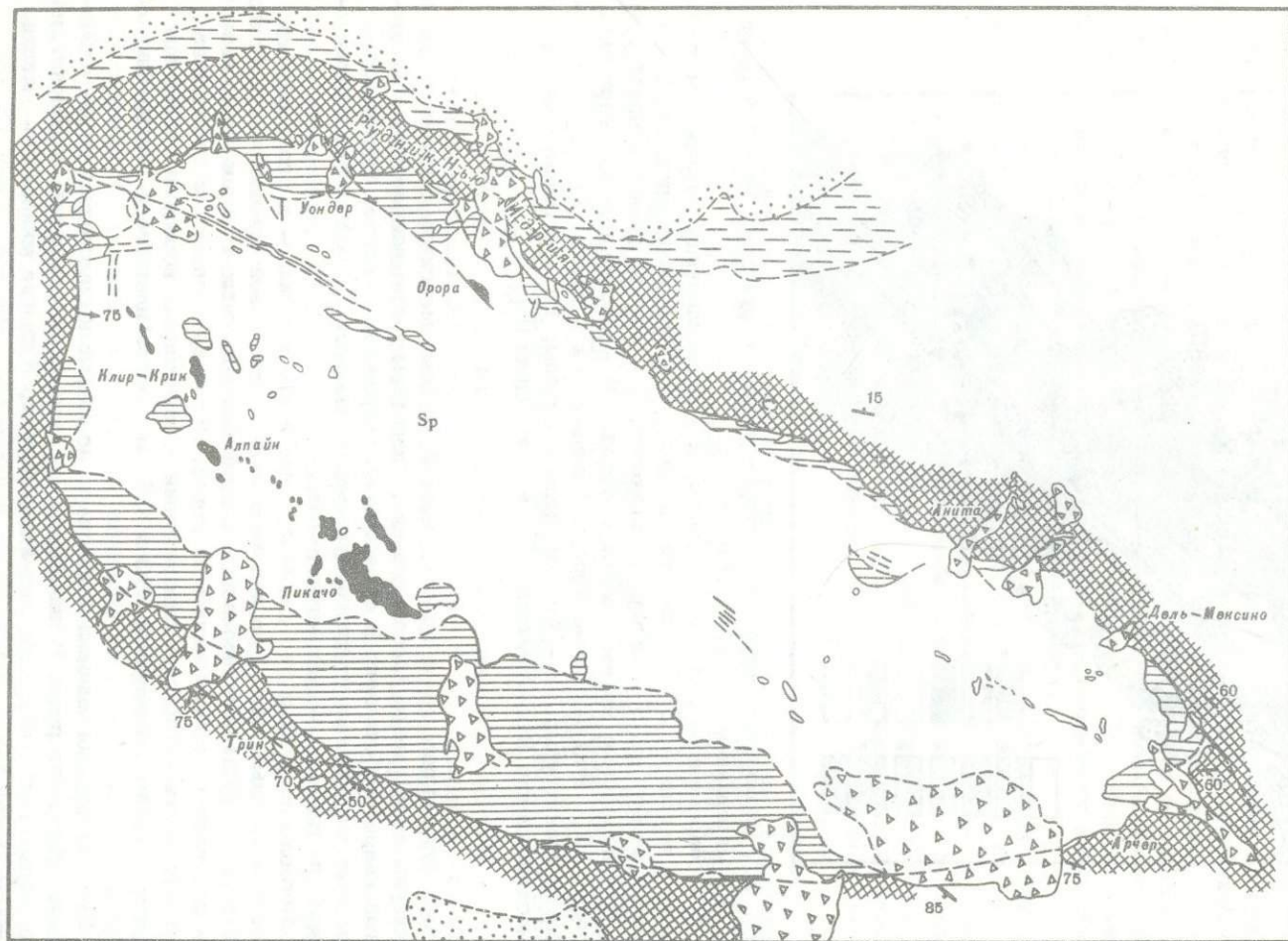
1 - современные рыхлые отложения; 2 - нерасчлененные отложения плейстоцена и плиоцена; 3 - отложения плиоцена; 4 - отложения миоцена; 5 - отложения палеогена; 6 - меловые отложения; 7 - породы францисканской группы; 8 - домеловые метаморфические породы; 9 - миоценовые вулканогенные породы; 10 - вулканогенные породы францисканской группы (?); 11 - мезозойские гранитоиды; 12 - ультраосновные породы; 13 - ртутнорудные районы и месторождения Нью-Альмаден (I) и Нью-Идрия (II)

лежей. Для мелких тел и краевых частей крупных массивов серпентинитов характерны интенсивное рассланцевание, гидротермальное изменение до лиственитов кварц-карбонатного и существенно кварцевого состава. Листвениты - основные вмещающие ртутного оруденения. Возраст серпентинитов позднемиоловой, лиственитов - позднегеретичный.

Морфология рудных тел сложная, чаще всего это жилы- и столбообразные тела или крупные линзы, расположенные под надрывной поверхностью. Наиболее богатые руды локализовались в зоне выположенных тектонических контактов под толщей слабопроницаемых пород. Вдоль кругопадающих сбросов на контакте лиственитов с серпентинитами и осадочными породами наблюдались рудные столбы размерами 60 x 4,5 м, протягивающиеся на глубину до 450 м.

Главный рудный минерал - киноварь, но местами самородная ртуть значительно обогащает руды. В небольшом количестве встречаются: ангимонит, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит и борнит. Жильные минералы - кварц, доломит, магнезит.

Ртутный узел Нью-Идрия (рис. 22) расположен в южной части гор Дьябло в 220 км юго-восточнее г. Сан-Франциско. Здесь известны 20 месторождений ртути на площади около 300 км²; описание района приводится по материалам Р.К. Линна (1973).



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

Центральную часть района занимает крупное тело серпентинитов (массив Нью-Идрия), окруженное песчаниками францисканской серии, которые перекрыты осадочными меловыми отложениями формаций Паноч и Морино и третичными породами. Массив серпентинитов сформировался до образования формации Паноч.

Францисканские песчаники встречаются лишь в виде изолированных блоков в краевой оторочке массива или образуют отдельные блоки в нем; к одному из таких блоков песчаников в северной части массива приурочено месторождение Нью-Идрия. В блоках францисканские песчаники подверглись зеленокаменным изменениям, что, вероятно, связано с воздействием базальтовых лав и гипербазитов. Формация Паноч, слагающая большую часть района, состоит примерно из равных количеств глинистых и кремнистых сланцев, алевролитов и песчаников общей мощностью около 6500 м. На флангах эти породы перекрываются поздне меловыми песчано-сланцевыми отложениями формации Морино и эоцен-плиоценовой осадочной толщей.

Серпентинитовый массив Нью-Идрия, породы францисканской группы и формаций Паноч образуют крупную (25–7 км) асимметричную антиклиналь Коалинг с интрузивным серпентинитовым куполом в центре; последний ограничен по кольцевым разломам. Вдоль северо-восточной границы купола серпентиниты надвинуты на осадочные породы по неровной плоскости разрыва, получившей здесь название надвига Нью-Идрия. В районе месторождения зона надвига расчленена серией молодых сбросов субмеридионального и широтного простирания, являющихся важным структурным элементом в локализации ртутного оруденения. Западное крыло антиклинали срезается региональным сдвигом Сан-Андреас, параллельно которому протягивается ряд оперяющих мелких нарушений.

Наиболее крупные месторождения ртути расположены вдоль надвига Нью-Идрия в измененных песчаниках францисканской серии и глинистых сланцев формации Паноч. Сюда входят группа месторождений Нью-Идрия и меньшие по размерам месторождения Уондер, Дель-Мехико и Анига. В юго-восточной части тела серпентинитов находятся месторождения Арчер, Флоренс-Мак, Нью-Тайрейдо, Санта-Маргарита и Брин. Внутри массива серпентинитов в кварц-карбонатных жилах локализованы месторождения Орора, Алпайн, Пикачо, Клир-Крик, Нарт-Стар, Флинт-Граун.

Все породы подверглись интенсивной гидротермальной переработке. Песчаники и сланцы диккитизированы и окварцованы, благодаря чему они приобрели повышенную пористость. По серпентинитам в зоне нарушений возникли листвениты, сложенные кварцем (часто с опалом и халцедоном), железистым магнетитом и доломитом. По морфологии выделяются штокверковые и жильные рудные тела. Первые локализуются преимущественно в измененных песчаниках и глинистых сланцах, реже – в лиственитах. Они самые крупные и богатые. Жильные рудные тела, меньшие по размерам, встречаются реже и обычно приурочены к висячему боку надвига Нью-Идрия. Размеры отдельных рудных залежей достигают в длину и на глубину первых сотен метров при мощности до 30 м.

Из рудных минералов главный – киноварь обычно нескольких генераций, реже встречаются метациннабарит, антимонит, пирит и марказит, спорадически развивается самородная ртуть. Жильные минералы представлены кварцем, халцедоном, опалом, железистым магнетитом.

Рис. 22. Геологическое строение рудного района Нью-Идрия (по Р.К. Линну, 1973)

1 – оползневые брекчии; 2 – нерасчлененные третичные осадки (сланцы, песчаники, конгломераты); 3 – формация Морено (глинистые сланцы с органическим веществом и линзами песчаников); 4 – формация Паноч; 5 – серпентиниты; 6 – отложения францисканской группы (песчаники с подчиненными прослоями глинистых сланцев, кремнистых и зеленокаменных пород); 7 – листвениты с киноварным оруденением

К юго-западу от района Нью-Идриа у побережья Тихого океана находится ртутный район округа Сан-Луис Обиспо (150 км²), где имеется несколько месторождений промышленного значения (Оушеник, Клау). В районе развиты песчаники, сланцы и конгломераты францисканской серии, вмещающие интрузии ультраосновных пород. В восточной части они несогласно перекрыты меловыми, а в западной — плиоценовыми осадочными отложениями. Миоценовые толщи прорваны силлами диабазов, дайками и штоками риолитов плиоцен-четвертичного возраста. Широко распространены разломы северо-западного простирания, разбившие осадочные толщи на ряд блоков.

Месторождения Клау и другие локализованы преимущественно во францисканских песчаниках на контакте их с гипербазитами, рудные тела приурочены к зонам дробления северо-западного простирания и в основном связаны с гелами лиственитов. Листвениты, развившиеся по францисканским породам, часто содержат в большом количестве незамещанные обломки сланцев и песчаников. В составе лиственитов преобладают кварц (или халцедон) и анкерит.

Месторождение Оушеник расположено в трегичных осадочных породах, представленных миоценовыми сланцами и песчаниками с прослоями конгломератов. Породы сильно битуминизированы, а на контакте с дайками диабазов гидротермально изменены. Ртутное оруденение в виде мелкой вкрапленности встречается в песчаниках.

Ртутные узлы Салфер-Банк и Уилбер-Спрингс находятся в восточной части Берегового хребта, недалеко от оз. Клир. Известные здесь ртутные месторождения одноименного названия — близповерхностные, связаны с современными термальными источниками, располагающимися вдоль разлома Салфер-Крик.

В районе Салфер-Банк развиты породы францисканской группы, которые у оз. Клир перекрыты плейстоценовой оползневой брекчией с линзами конгломератов и песчаников, современным потоком лав андезитов и озерными осадками.

К юго-западу от районов Салфер-Банк и Уилбер-Спрингс располагается еще ряд месторождений ртуты и термальных источников (рудные районы Мейакмас, Скаггс, Дьябло и др.; Уайт, 1970), образующих ртутоносную полосу длиной около 200 км, шириной 10-15 км. Геологическое строение этих районов примерно такое же, как и районов Салфер-Банк и Уилбер-Спрингс.

Интересен район Цимрик, расположенный примерно в 180 км юго-восточнее ртутного месторождения Нью-Идриа. Самородная ртуть обнаружена здесь в нефти, природных газах и рассолах, залегающих в песчаниках и алевролитах эоценового возраста. Содержание ртуты в нефти достигает 0,0002%, а в осадках нефтяных вод — до 0,036%. Пары ртуты обнаружены также в газах, выделяющихся из нефти и рассолов.

В северном окончании Калифорнийской ртутоносной зоны ртутные рудопроявления связаны с термальными источниками Алтуна и Бивер-Крик. В районе находится самое крупное на севере ртутное месторождение Берегового хребта Калифорнии Бонанца, приуроченное к трегичным вулканическим породам.

Рудник Алтуна расположен в пределах поля гидротермально измененных диоритов и серпентинитов мезозойского возраста. Киноварь и самородная ртуть встречаются совместно с пиритом, железистым доломитом, баритом и кварцем. Минерализованные воды были встречены при бурении на глубине 200 м. Хотя воды и холодные, высокое содержание HCO_3 , Cl , V указывает на их глубинное происхождение. Рудопроявления и источники Бивер-Крик локализованы в зоне контакта кварц-слюдисто-хлоритовых сланцев с амфиболитами, мраморми и кварцитами, прорванными интрузивами серпентинитов. Воды источников по химическому составу и температуре такие же, как на руднике Алтуна.

Из описания Калифорнийской ртутоносной зоны можно сделать следующие выводы.

Во-первых, эта зона по масштабам и интенсивности ртутного процесса, концентрированности промышленных месторождений и простоте минеральных типов руд пока не имеет себе равных в азиатском секторе Тихоокеанского рудного пояса.

Во-вторых, преимущественно листовитовый тип месторождений, тесная пространственная связь их с массивами ультраосновных пород, расположенных в районах деятельности недавнего вулканизма и современных гермогидросистем, — по-видимому, наиболее оптимальные геологоструктурные условия в размещении ртутного оруденения в эвгеосинклинальных зонах. Особенно важен при оценке ртутности последний фактор — приуроченность к районам наземного вулканизма, знаменующего собой завершающий этап геосинклинального или орогенного развития территории. В этом отношении с калифорнийскими месторождениями более всего схожи ртутные месторождения Корякского нагорья, приуроченные к зонам проявления ультраосновного магматизма и субаэрального вулканизма (Тамватнейское, Матачингайское и др.). Сходство между этими месторождениями наблюдается также в тесной ассоциации ртутного оруденения в рудных зонах с углеводородами и их производными (битумами, антраксолистами).

И, наконец, ртутные месторождения, связанные с деятельностью современных термальных источников (Салфер-Банк, Уилбер-Спрингс, Скаггс и др.), образуют своеобразный минеральный тип — опалитовый, характеризующийся приповерхностными условиями рудоотложения. В какой-то мере геологическими аналогами их в азиатском отрезке Тихоокеанского пояса являются проявления ртутной минерализации, связанные с Апапельскими термальными источниками на Камчатке и источниками вулкана Менделеева на о. Кунашир. Однако существенно иная геотектоническая позиция этих районов (в частности, отсутствие проявлений ультраосновного магматизма и весьма интенсивная и многократно повторяющаяся вулканическая деятельность) позволяет сделать предположение о некотором своеобразии и специфичности ртутного рудогенеза в Калифорнийской зоне, обусловленного в основном его длительностью и непрерывностью.

Невадийская ртутносная зона находится восточнее Калифорнийской и охватывает северо-западную часть Большого Бассейна и восточную окраину Колумбийского вулканического плато. На северо-востоке и юго-западе по разломам она ограничена крупными батолитами гранитоидов. Зона северо-восточного простираения, примерная протяженность ее около 500 км, максимальная ширина более 200 км.

На значительной площади зоны распространены мезозойские эвгеосинклинальные отложения Большого Бассейна, перекрытые кайнозойскими осадочно-вулканоогенными образованиями орогенных наложенных впадин и вулканическими преимущественно кислого состава. В северо-восточной части района развиты в основном миогеосинклинальные отложения.

В зоне много месторождений и рудопроявлений, определяющие среди которых — месторождения опалитового типа. Наиболее крупные из них — месторождения Опалит, Бретц, Кордеро, Мак-Дермит, Уизер, Гермес. Первые четыре образуют рудный район Опалит и находятся в центральной части зоны, где вулканические покровы Колумбийского плато сочленяются со складчатыми структурами Большого Бассейна.

Рудный район Опалит расположен в вулканической зоне по обе стороны от границы штатов Орегон и Невада. Схема геологического строения (рис. 23) и характеристика района приводятся по материалам Э.Л. Фиска (1973).

Наиболее древние породы — миоценовые вулканиды основного, среднего и кислого состава общей мощностью более 900 м; в западной части они залегают на эродированную поверхность дотретичных гранитов. Залегающие в низах разреза базальты, андезиты-базальты и андезитовые порфиры общей мощностью 260 м сменяются выше риолитами, их туфами мощностью около 600 м. На последних этапах вулканической деятельности в позднем миоцене в пресных озерах отложились слои (130 м) тонких хорошо сортированных вулканических пеплов, туфитов, глинистых сланцев с прослоями агломератов.

По разломам внедрились дайки и силлы (30–50 м) рибекитовых и натровых риолитов, риолит-порфиров позднемиоценового и плиоценового возраста. В позднеплиоценовое и раннеплейстоценовое время отлагались древние аллювиальные отложения мощностью 10–15 м.

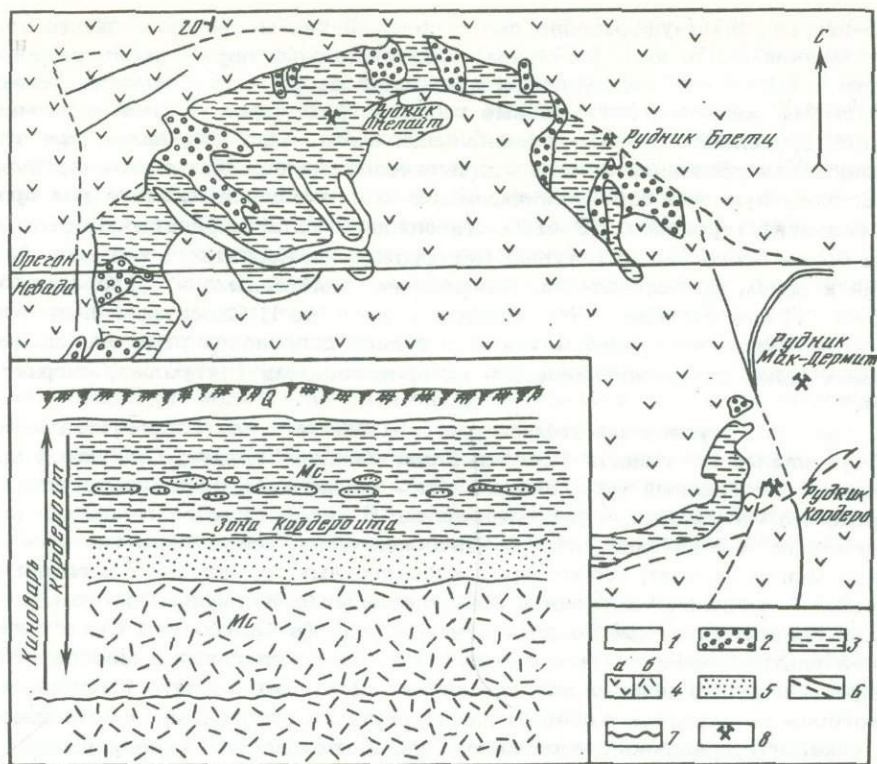


Рис. 23. Геологическая карта рудного района Опалит (по Э.Л. Фиску, 1973). Внизу слева – идеализированный разрез месторождения Мак-Дермит (по В.И. Бергеру)

1 – современные аллювиальные и делювиальные отложения; 2 – древнетерцирный аллювий; 3 – позднелиоценовые озерные осадки и туфы; 4 – миоценовые вулканические породы: нерасчлененные (а) и риолиты (б); 5 – опалиты; 6 – разломы; 7 – примерный уровень грунтовых вод (на разрезе); 8 – рудники

В структурном плане рудный район Опалит образует довольно крупную (25 км в поперечнике) отрицательную вулканоструктуру кольцевого типа, в периферических частях ограниченную тремя крупными дугообразными разломами с вертикальными перемещениями до первых сотен метров. Слагающие ее породы залегают центриклинально.

Ртутные месторождения находятся в краевых частях вулканоструктуры, приурочиваясь в основном к зонам кольцевых разломов. Рудовмещающие породы – полосчатые, иногда брекчированные экстрозивные риолит-порфиры или озерные отложения. По риолитам и озерным осадкам в зонах нарушений развиваются опалиты, представляющие собой своеобразную кислую брекчию, сцементированную кварц-халцедон-опаловым материалом. С опалом и халцедоном ассоциирует киноварное оруденение. Ртутная минерализация прослеживается на глубину до 250 м, размещаясь чаще всего в горизонтально залегающих залежах опалитов и перекрывающих их озерных отложениях. Кроме опалитизации, рудовмещающие риолиты и озерные отложения подверглись интенсивной аргиллизации, прослеживаемой по разломам на глубину до 100 м.

В рудах с киноварью тесно ассоциируют самородная ртуть, терлингуаит, эглестонит, пирит, марказит и впервые обнаруженный в месторождении Кордеро ртутный минерал кордеронит (Ford a.o., 1974), представляющий собой микрокристаллический агрегат хлорида ртути светлого оранжево-красноватого цвета. На месторождении Бретц на глубине встречены аурипигмент и реальгар.

в озерных осадках с киноварью тесно связано органическое вещество. Киноварь, ассоциирующая с кремнеземом, залегает в трещинах, в брекчиях или рассеяна по всей массе породы.

Месторождения образовались на небольшой глубине, которая контролируется уровнем грунтовых вод. Первоначальная порода сначала замешалась опалом, который затем обезвоживался с образованием халцедона или замешался им. Киноварь отложилась из кремнеземсодержащих вод после стадии силицификации и образования глинистых минералов.

Киноварное оруденение формировалось в несколько стадий, одна из которых проявилась задолго до третичного вулканизма. Высказывается предположение о четвертичном возрасте ртутного оруденения. Киноварь связана с ранней деятельностью вод термальных минерализованных источников, обнаруженных в районе на глубине.

Месторождения района Опалит в структурном плане по минеральному составу и морфологии рудных тел, характеру окolorудных изменений близки ртутным месторождениям Охотско-Чукотского вулканогенного пояса на Северо-Востоке СССР, в частности, месторождениям палеопалитового типа Пламенное и Пыкарваамское на Чукотке. На Камчатке их возможным генетическим аналогом является месторождение Чемпура.

Месторождение Уизер находится в северо-восточном окончании зоны (штат Айдахо). Вмещающие породы - грубозернистые аркозовые и известковистые песчаники, туфы миоценового возраста, залегающие на гранитах батолита Айдахо. Дислоцированные осадочные породы перекрыты потоками базальтов. Рудные тела пространственно связаны со сбросами в ядрах антиклинальных складок. Киноварь ассоциирует с пиритом, опалом, халцедоном и глинистыми минералами в пластах пористых песчаников, образуя согласные залежи мощностью 1-14 м.

В Невадийской ртутоносной зоне и на прилегающих к ней площадях известны рудопроявления ртути, связанные с деятельностью современных горячих источников в районах Амеди, Стимбот-Спрингс, Косо, Бойлинг и др. (Диксон, Танелл, 1973). Первые три источника расположены в восточном обрамлении батолита Сьерра-Невада, источник Бойлинг приурочен к северо-восточному разлому, пересекающему гранодиоритовый батолит Айдахо.

Ртутоносная зона по северо-западному обрамлению плато Колорадо приурочена к толще третичных вулканических пород, перекрывающих палеозойские и мезозойские карбонатно-терригенные отложения, обнажающиеся на поверхности в виде отдельных останцов. Среди вулканических образований выделены более ранние латиты, андезиты, их туфобрекчии, поздние риолиты и их туфы. Широко развиты третичные интрузивы кварцевых порфиров, монцонитов с переходами к гранодиоритам и гранитам.

В зоне находятся интересные ртутно-селенидные месторождения Мерисвейл и Лаки Бой (штат Юта), приуроченные к периферии интрузии кварцевых монцонитов, недалеко от выходов горячих источников. На месторождении Мерисвейл оруденение локализовано в монцонитах и частично в риолитовых туфах, подвергшихся интенсивной хлоритизации, аргиллизации и окварцеванию. Жильные рудные тела обычно окаймлены монтмориллонит-иллитовыми и каолинит-иллитовыми оторочками и часто сопровождаются флюоритовой минерализацией. Рудные жилы приурочены к вертикальным сбросам северо-восточного и северо-западного простирания. В каждом из таких сбросов наблюдается несколько жил халцедона, флюорита, адуляра, содержащих тиманит, онофрит, метациннабарит, урановую смолку, пирит, вторичные урановые минералы. Присутствуют окислы марганца, карбонат и гипс.

Ртутно-селенидное месторождение Лаки Бой находится в 8 км юго-западнее рудника Мерисвейл. Район сложен порфиритами, трахитами, кварцитами и перекрывающими их известняками и известковисто-песчанистыми сланцами. Рудные жилы (мощность до 20 см) приурочены к пластам слоистых известняков, залегающих под толщей известковисто-песчанистых сланцев; последние, как правило, безрудные, выполняли роль экранов при рудоотложении. Руды

представлены главным образом тиманитом и онофритом, которым сопутствуют барит, кальцит, окислы марганца. На глубине 100 м ниже описанных руд в контактовой зоне известняков и подстилающих их кварцитов обнаружена золоторудная жила, содержащая золото, серебро, свинец и небольшое количество меди и ртути (киноварь). Установлено (Davidson, 1960), что селен присутствует лишь в рудных минералах — тиманите и онофрите.

Ртутносная зона вдоль юго-западного обрамления плато Колорадо начинается в штате Аризона, протягивается через западную окраину штата Техас вблизи границы с Мексикой (рис. 20). На рисунке показана лишь северная часть зоны, развившейся по периферии докембрийского плато Колорадо. Широко развиты здесь третичные вулканогенные образования преимущественно кислого состава и комагматичные им интрузивные породы. Среди разрывных нарушений преобладают разломы северо-западного простирания, представляющие собой зону оперения поперечных глубинных разломов на юге Калифорнии. Северо-восточные и меридиональные нарушения больше тяготеют к южной части ртутносной зоны, где они трассируют структуры активизации на докембрийском фундаменте. В зоне известны два ртутных района: в северной части — с месторождением Мазатзаль (штат Аризона) и в южной — с месторождением Терлингуа (штат Техас).

В районе месторождения Мазатзаль оруденение приурочено к серицитизированным сланцам и филлитам докембрия и представлено вкрапленностью киновари в кварц-сидеритовых жилах. Ртутный район Терлингуа представлен 20-ю месторождениями, залегающими в толще (1500 м) известняков и сланцев мелового возраста, перекрытой третичными вулканическими породами базальтового и риолитового состава.

На крайнем юге Западных штатов Америки имеется ряд мелких обособленных рудопроявлений ртути и ртутьотлагающих минеральных источников, которые к югу уже в пределах вулканогенного пояса Мексики четко выделяются в крупный ртутносный пояс, вероятно протягивающийся дальше в Перу.

В геологическом и минералогическом отношении ртутные месторождения в зоне обрамления плато Колорадо не имеют себе подобных на территории Северо-Востока СССР. Некоторые из них по геологическим признакам сходны с месторождениями, залегающими в палеозойских карбонатных толщах Таскано-Полоусненской зоны. По минеральному составу отдельные месторождения района Терлингуа близки месторождению Пламенное на Чукотке. Некоторые месторождения (Мазатзаль и др.) вообще резко индивидуальны. По-видимому, это одна из характерных особенностей ртутного оруденения, связанного с активизацией на платформах и в зонах их обрамления.

III

КЛАССИФИКАЦИЯ РУГУНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Вопросам систематики ругуных месторождений уделено достаточно много внимания. Для различных регионов Советского Союза в разные годы были разработаны классификационные схемы, базировавшиеся на многих признаках (геологоструктурные особенности месторождений, типы рудовмещающих формаций, характер стратиграфических разрезов и фактор глубинности, промышленный тип, вещественный состав рудных тел и др.). Выбор тех или иных классификационных признаков определялся в первую очередь назначением и целью классификационной схемы. Например, в промышленных классификациях ведущими признаками были форма, размеры и строение рудных тел, т.е. морфологические, региональное мегаллогеническое прогнозирование строилось на формационной основе (рудовмещающие толщи, рудные формации).

Наиболее полная классификация ругуно-сурьмяных месторождений, учитывающая разнохарактерные классификационные признаки — рудные формации и минеральные типы месторождений, их вещественный состав, литологические особенности разреза и характер околорудных изменений рудовмещающих пород, особенности рудоконтролирующих структур, структурно-морфологические типы рудных тел, приведена в работах В.П. Федорчука (1964, 1969). Автор разделил все ругуно-сурьмяные месторождения на три основные генетические группы: переходные к собственно гидротермальным, типичные телетермальные и близкие к вулканогенным. Каждой генетической группе месторождений соответствует свой ряд рудных формаций, выделяемых по ведущим рудным компонентам. Первой группе соответствуют сурьмяные, телетермальные — сурьмяно-ругуно-мышьяковые, а вулканогенным (субвулканогенным) — ругуные рудные группы формаций. Последние связаны либо с термальными источниками, либо с высокотемпературными газово-жидкими эманациями.

В пределах групп рудных формаций выделяются конкретные рудные формации и главные минеральные типы. Рудные формации характеризуются специфическими особенностями литологического состава рудовмещающих пород и их околорудными изменениями. Характер разреза обуславливает также строение рудоконтролирующих складчатых и разрывных структур, которые в свою очередь определяют ведущие морфогенетические типы рудных тел. В толщах однородных пород преобладают секущие тела, под сланцевым экраном — согласные залежи, на контакте с интрузивами — кругопадающие рудные столбы, штокверки.

Данные по ругуным месторождениям Сибири и Дальнего Востока позволили геологам существенно дополнить и расширить для указанных регионов схему ругуных месторождений на формационной основе (Кузнецов, 1964, 1966, 1968; Кузнецов, Оболенский, Васильев, 1966). В их классификации выделяются две категории месторождений: собственно ругуные практически монометалльные простого состава и комплексные ругунодержающие многометалльные сложного состава; в последних ругу — лишь примесь в рудах. В месторождениях первой категории выделяются две генетические группы рудных формаций: 1) низкотемпературные эпигермальные и телегермальные, не обнаруживающие связи с синхронным вулканизмом, и 2) субвулканические (гидротермальные вулканогенные).

По преобладанию главных рудных компонентов первая группа представлена тремя рудными формациями: ртутной (и сурьмяно-ртутной), сурьмяно-ртутной и мышьяково-сурьмяно-ртутной, в которых по характерным минеральным ассоциациям выделены минеральные типы. Первой формации соответствуют минеральные типы: магнезиально-карбонат-киноварный (лиственитовый), карбонат-киноварный, кварц-диккиг-киноварный и барит-киноварный; сурьмяно-ртутная формация представлена ангимонит-киноварным и карбонат-киноварным минеральными типами; в мышьяково-сурьмяно-ртутной формации выделен опалитовый тип. Каждый минеральный тип имеет свои структурно-морфологические типы и развивается в зависимости от состава вмещающей среды и характера ее гидротермального изменения.

В группу комплексных ртутьсодержащих рудных формаций сложного состава включены месторождения ртутно-сурьмяной, ртутно-сурьмяно-мышьяковой (реальгаровой), ртутно-сурьмяно-вольфрамовой, оловянной сульфидно-касситеритовой с ртутью и полиметаллической рудных формаций.

В.И.Бергер (1971) в вулканогенных поясах Тихоокеанского обрамления выделяет три группы месторождений: подпокровные, внутривулканогенные и надпокровные. Каждой группе присущи характерные особенности месторождений и локальные рудоконтролирующие факторы: рудовмещающие геологические образования, морфология рудных тел, размеры площадей минерализации и вертикальный размах оруденения, масштабы оруденения, главные рудные и жильные минералы, преобладающие локальные гидротермальные изменения, рудная зональность, элементы вертикальной и латеральной анизотропии среды, геотермальные системы, основные факторы рудоотложения.

Рассмотренная классификация удобна для практических целей. Она ориентирует геолога на поиски ртутных и сурьмяных месторождений по особенностям геологического строения района и позволяет дать предварительную оценку обнаруженным проявлениям.

З.В.Сидоренко (1968) выделяет эндогенные гидротермальные ртутные и сурьмяные месторождения юга Дальнего Востока в две группы: 1) рудопроявления простого минерального состава — моно- и диметаллические (ртутные, сурьмяно-ртутные, сурьмяные типы); 2) комплексные полиминеральные рудопроявления, содержащие, кроме сурьмы и ртути, концентрации вольфрама, мышьяка, реге — свинца, цинка и др. Вторая группа относится к так называемой гетерогенной группе смешанных (гибридных) рудных формаций в отличие от самостоятельной автогенной рудной формации, объединяющей собственно сурьмяные и ртутные месторождения простого минерального состава.

В.С.Рождественский (1968) среди ртутных проявлений Сахалина отмечает три рудные формации: ртутную, мышьяково-сурьмяно-ртутную и регенерированную ртутную, которые тесно связаны с рудовмещающими геологическими формациями определенного возраста и этапа развития. Проявления ртутной формации размещаются в основном в эвгеосинклинальных формациях (спилит-диабаз-яшмовая, габбро-гипербазитовая) юрского — раннемелового, реге — позднемелового возраста. Рудопроявления мышьяково-сурьмяно-ртутной формации приурочены к посторогенным угленосным и морским молассам, а также к субвулканическим телам среднего и основного состава позднемелового-палеогенового и неогенового возраста. Регенерированные ртутные проявления обнаружены в прижарловых частях четвертичных грязевых вулканов. В классификационной схеме выделены структурно-морфологические типы рудных тел, ведущие минеральные ассоциации и характерные околорудные изменения.

В работах П.В.Бабкина, И.Е.Драбкина, Е.П.Кима, В.И.Копытина, И.Н.Тимова, В.Т.Тарасенко при классификации ртутных месторождений Северо-Востока СССР главное внимание уделено рудноформационным признакам и вещественному составу рудных тел и околорудных изменений, т.е. выделены те же признаки, что и в классификациях В.А.Кузнецова и В.П.Федорчука при систематике ртутных месторождений севера Тихоокеанского кольца.

ПРЕДЛАГАЕМАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Полученные к настоящему времени дополнительные данные по ртутному оруденению рассматриваемой территории позволили уточнить и расширить наши представления о классификационных признаках и более обоснованно использовать их при разработке предлагаемой классификации. В частности, большее внимание уделено рудноформационному анализу и региональным тектоническим особенностям.

За основу выделения рудной формации нами, как В.А. Кузнецовым (1964, 1968), принята генетически родственная группа рудных месторождений, характеризующихся определенными устойчивыми минеральными ассоциациями и сформировавшихся в сходных геологических условиях. Состав рудных и жильных минералов, их устойчивые минеральные ассоциации, вытекающие из идентичности генезиса месторождений ртути, в значительной мере зависят от состава вмещающих пород и их окологрудных гидротермальных изменений. Поэтому в разработанной нами классификации этим признакам отводится также значительная роль.

В классификации не рассматриваются признаки, не дающие однозначных толкований. К ним могут быть отнесены еще пока плохо изученные физико-химические и гермодинамические условия формирования месторождений, возраст и источники оруденения. Слабо отражена связь оруденения с магматическими породами. Безусловно в дальнейшем, по мере накопления достоящего фактического материала некоторые из таких "двойких" признаков могут иметь определяющее значение. Региональные признаки — состав вмещающих пород, положение месторождений в тех или иных структурах — не всегда однозначно определяют принадлежность месторождения к тому или иному минеральному типу. Например, в складчатых системах, где развит комплекс герригенных и карбонатных отложений, находятся типы месторождений, часто не присущие этому комплексу (некоторые месторождения Британской Колумбии), или, наоборот, имеется очевидное сходство между месторождениями, расположенными в жестких структурах (Уайт Маунтин на Аляске), герригенных голцах (Палианское на Чукотке) и в субэаральных вулканогенных (Кэмлупс в Британской Колумбии) зонах. Однако в целом состав вмещающих пород в большинстве случаев определяет минеральный тип месторождения.

В соответствии с изложенными принципами нами разработана классификация ртутных месторождений севера Тихоокеанского рудного пояса, основные положения которой приведены в табл. 1.

Месторождения принадлежат двум классам: эндогенным и экзогенным. В классе эндогенных месторождений в зависимости от глубины формирования и связи оруденения с магматизмом выделяются следующие генетические группы: телегермальные (и переходные к телемагматогенным), телемагматогенные (и переходные к вулканогенным), вулканогенные и условно плутогенные.

Первая группа объединяет низкотемпературные гидротермальные месторождения, расположенные в миогеосинклинальных (полиметаллически-ртутные, часто с сурьмой), мио- и эвгеосинклинальных (сурьяно-ртутные с мышьяком) и существенно эвгеосинклинальных (мышьяково-ртутные с сурьмой) складчатых системах различного возраста, в которых проявления орогенного интрузивного магматизма и субэарального вулканизма отсутствуют или имеют ограниченное развитие. В переходных к телемагматогенным месторождениям устанавливается более определенная структурно-пространственная связь с породами спилит-диабазовой формации, дайками габброидов, диоритовых порфиригов, трахибазальтов, сиенитов и мелкими штоками гранигоидов.

Ртутоносные зоны располагаются преимущественно в складчатых системах с дислокациями сводово-глыбового типа и контролируются продольными глубинными разломами, пересекаемыми поперечными трансрегиональными расколами фундамента. Продольные разломы обычно разделяют различные структурно-формационные зоны, наложенные орогенные впадины, тогда как поперечные разрывы

Таблица 1

Классификация ртутных месторождений северного сегмента Тихоокеанского

Генетический тип (группа)	Рудная формация	Минеральный тип	Минеральные ассоциации		Околорудные изменения	Состав вмещающих пород
			ведущие	второстепенные		
1	2	3	4	5	6	7
Телетермальные; глубина формирования первые тысячи метров	Ртутная и подиметаллически-ртутная	Кварц-дик-кит-карбонат-киноварный с полиметаллами или сурьмой	<u>Эндеогенные</u> Собственно ртутные		Окварцевание, диккитизация, реже карбонатизация	Песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, прослой известняков
			Кварц, диккит, киноварь, меса-галенит, ансфалерит, антимонит	Кальцит, сидерит, анкерит, пирит, арсенопирит, сульфосоли свинца и сурьмы		
Телетермальные; глубина формирования более 1000 м	Сурьмяно-ртутная	Кварц-дик-кит-карбонат-антимонит-киноварный	Кварц, доломит железистый, диккит, киноварь, антимонит	Сидерит, барит, кальцит, пирит, марказит, халькопирит	Окварцевание, диккитизация, доломитизация	Песчаники, сланцы, алевролиты, граувакки, реже конгломераты
			Кварц-карбонат-аргиллит-антимонит-киноварный с реальгаром	Кварц, железистый доломит, сидерит, диккит, каолинит, киноварь, антимонит	Халцедон, барит, хлорит, кальцит, марказит-пирит, реальгар, аурипигмент, иногда минералы меди	Окварцевание, аргиллизация, карбонатизация, хлоритизация, пиритизация
Телемагматогенные эпигермальные; глубина формирования 1000-2000 м	Ртутная	Доломит-кальцит-киноварный	Доломит, кальцит, киноварь, реже кварц	Халцедон, глинистые минералы, барит, пирит, марказит, реальгар, антимонит	Доломитизация, слабое окварцевание, кальцитизация, мраморизация	Известняки, доломиты, реже известковистые породы
			Кварц-кальцит-реальгар (или оксихлоридно)-киноварный с антимонитом	Кварц, доломит, кальцит-реальгар, киноварь, участки антимонит, аурипигмент, оксихлориды ртути	То же, но дополнительно флюорит, гипс, антраксолит, битумы, минералы меди, самородные сера, ртуть	То же, дополнительно флюоритизация; более сильное окварцевание, окремнение

Положение в региональных структурах	Рудолокализирующие структуры и характер оруденения	Связь с магматизмом	Структурно-морфологический тип	Примеры месторождений и рудопроявлений
8	9	10	11	12

Эндогенные*Собственно ртутные*

Вдоль продольных региональных разломов, часто на сочленении зон линейной коробчатой и глыбовой складчатости в многоэосинклиналях; районы полных дислокаций	Линейные зоны дробления, секущие главным образом ядра антиклиналей и брахиантиклиналей. Руды прожилковые, вкрапленные, брекчиевые, выдержанные по простиранию	Связь с магматическими породами не устанавливается	Секущие жилы и раздувы в линейных зонах дробления, пластовые залежи в песчанниках	Звездочка, Загачное и другие месторождения Западного Верхоянья (Якутия)
Вдоль продольных региональных разломов в мио- и эвгеосинклинальных зонах. Рудоносные зоны чаще расположены в синклиналиях или орогенных наложенных впадинах	Месторождения локализируются в оперяющих нарушениях, в ядрах антиклинальных складок высокого порядка, реже в зонах контакта осадочных пород с дайками основного и среднего состава	Отдаленная парагенетическая связь с производными базальтоидного магматизма	Жилы и оруденелые зоны дробления, согласные залежи в песчанниках	Ляпганай, Нептун, Красная Горка (Корякия); Кыгласные залежи гамлайское, Ясенское (Чукотка); некоторые рудопроявления Западного Верхоянья
Глубинные разломы (типа надвигов) внутри и по границам структурно-формационных эвгеосинклинальных зон. Рудные зоны, согласные и несогласные с направлением складчатости	Системы оперяющих разрывов, секущих преимущественно своды узких антиклиналей; контактовые зоны с дайками. Руды чаще вкрапленные и прожилковые, оруденение прерывистое	Пространственная связь с поясами даек основного и щелочного состава	Оруденелые зоны дробления, контактовые залежи, раздувы и рудные столбы поднадвиговые гела	Олоторское, Квунейское, Гитколюин (Северо-Восток СССР); Остринское (Сахалин); Занадворовка (Приамурье); Рэд-Дэвл (Аляска)
Главным образом мобильные краевые допалеозойские, палеозойские и более молодые поднятия, располагающиеся на сочленении мио- и эвгеосинклиналей или в обрамлении активизированных платформ. Рудоконтролирующими часто являются надвиги, по которым молодые терригенные толщи надвинуты на карбонатные или перекрыты эффузивными покровами	Зоны массового дробления и брекчирования в системах пересекающихся поперечных и продольных разрывов, грабены и горсты; структуры внутри- и межформационного расслоения, экранирования, обрушения, карстового выполнения в карбонатных толщах; своды сильно сжатых антиклиналей. Оруденелы чаще всего блоки передробленных карбонатных пород под терригенными толщами. Руды массивные, прожилково-вкрапленные, брекчиевые	Пространственная связь с дайками базитов, порфиритов, участками с вулканическими покровами, субвулканическими интрузиями и дайками разного состава	Согласные залежи, секущие жилы, гнезда, штокверкообразные гела, рудные столбы, брекчии обрушения в карстовых толстах	Северное, Сэбик (Якутия), Пинчи Лейк и Бралорн Такла (Британская Колумбия) Урульгунское, Гал-Хая, Верхне-Тасканское (Якутия); Терпингуа (США)

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
Телемагмагенные, переходные к вулканогенным; глубина формирования до 1000 м	Ргугная	Кварц-доломит-диккиг-киноварный	Кварц (иногда халцедоно-видный), диккиг, доломит, сидерит, кино-варь, пирит	Анкерит, кальцит, барит, серицит, марказит, мышьяк самородный, миллерит, халькопирит	Окварцевание, карбонатизация, диккигизация	Песчано-сланцевый флиш, гравелиты
	Ргугная	Магнезиально-карбонатно-киноварный	Различные магнезиальные карбонаты, кальцит, кварц, халцедон, кино-варь, реже пирит, марказит	Опал, битумы, глинистые минералы, реальгар, арсенопирит, метациннабарит, иногда гвадалкацарит, шеелит	Лиственнигизация, окварцевание, окремнение, слабая аргиллизация, опализация	Серпентинизированные гилербазиты, песчаники, гравелиты, туффиты
Телемагмагенные, переходные к вулканогенным; глубина формирования более 1000 м	Медисто-ргугная	Кварц-аргиллизит-блеклорудно-киноварный	Кварц, накерит, диккиг, сидерит, кино-варь, тетраэдрит, швациг	Халцедон, железистый доломит, иллит, кальцит, пинарит-марказит, халькопирит, халькозин, галенит, сфалерит	Прокварцевание, аргиллизация, низкотемпературная пропилизация	Спилигты, габбро-диабазы, осадочные, туфогенные, вулканогенно-осадочные и кремнистые породы
Вулканогенные; глубина формирования 500-1000 м	Ргугная, сурьмяно-ргугная	Кварц-гидрослюдисто-каолинит-киноварный	Кварц-халцедон, серицит, каолинит, пирит, марказит, кино-варь, участками антимонит	Гидромусковит, адуляр, барит, опал, самородная ртуть, оксиды, хлориды ртути, реальгар, гематит, редко полиметаллы, золото	Окварцевание, каолинизация, серицитизация, пиритизация	Липариты, их туфолавы и туфы, кварцевые порфиры, реже интрузивные дациты и андезиты
		Кварц-карбонат-хлорит-киноварный	Кварц, различные карбонаты, хлорит, кино-варь	Серицит, каолинит, пирит, антимонит, редко сфалерит, галенит	Низкотемпературная пропитизация, окварцевание	Базальты, андезиты, их туфы и конмагматические им интрузии

8	9	10	11	12
Региональные тектонически ослабленные зоны, флексуры вдоль поперечных антиклинальных поднятий, осложненных вулканопольными структурами, дайками и интрузиями границей позднего этапа	Места пересечения разрывными нарушениями сводов мелких антиклиналей и флексур в основании вулканопольных коллективных структур, контакты с дайками. Характерны оруденельные брекчи обрушения, оруденение многоарусное	Структурная связь с интрузивно-вулканическими куполами и дайками порфиритов и базальтов	Штокверкоподобные дробленые блоки в терригенном флише, пластовые залежи в песчанниках	Палянское (Чукотка)
Антиклинальные купола и региональные надвиги, сопровождаемые гелами гипербазитов, покровами эффузивов в эвгеосинклинальных системах, Рудные зоны, обычно согласные с главным направлением структур	Рудные тела локализируются чаще всего в зоне надвига на контактах гипербазитов с вмещающими терригенными, терригенно-эффузивными породами, нарушенными поперечными разломами. Оруденелы прокварцованные дробленые листвениты, реже кварц-кальцитовые жилы	Структурная связь с породами гипербазитов, продуктами наземного вулканизма, термальными источниками	Поднадвиговые залежи типа "манто", крутопадающие рудные столбы, гнезда, секущие тела и жилы	Тамвагней, Мамет (Северо-Восток СССР); Светловское, Мерейское (Сахалин); Нью-Альмаден, Нью-Идрия (Калифорния)
Зоны разломов по периферии вулканотектонических структур, образованных на сочленении эв- и миегосинклиналей или в обрамлении активизированных платформ	Отдельные вулканические очаги и рассекающие их радиальные и концентрические нарушения, разрывы оперения главных рудоконтролирующих разломов	Структурная, по-видимому, и парагенетическая связь с производными наземной вулканической деятельности	Преимущественно минерализованные зоны дробления, секущие жилы и раздуды в пересечениях разломов	Купольное (Чукотка); Ледровое, Каваней (Камчатка); Харпичека, Нетка (Приморье); Мазатгаль (США)
Внешние зоны вулканогенных поясов, тектонические ограничения крупных вулканоструктур	Благоприятные горизонты пород в вулканических толщах, вулканические купола и аппараты, крутопадающие зоны дробления, Руды густокрапленые, прожилковые, массивные, брекчиевые	Пространственная и парагенетическая связь с субвулканическими телами и покровами	Пластовый, линзовидный, минерализованные зоны дробления, пологие рудные столбы	Пламенное, Ламутское, Догдинское (Северо-Восток СССР); рудопроявления в кислых вулканах Приморья
Вулкано-тектонические структуры типа грабенов, поднятий, ограниченных региональными зонами разломов	Преимущественно субвулканические тела среднего и основного состава, их контактовые зоны, Оруденение крайне неравномерное	То же	Пластовый, гнездовый	Омрелькай, Фанатик (Чукотка) рудопроявления в андезитах и базальтах Приморья

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
Вулканогенные и поствулканогенные; глубина формирования до 500 м	Опалитовая ртутная, часто с сурьмой и мышьяком	Опалит-гидрослюдисто-каолинит-киноварный	Опал, халцедон, гидрослюда, каолинит, киноварь, Месгами кордероит, антимонит, реальгар	Адуляр, барит, цеолиты, ярозит, гипс, пирит, марказит, углерод, водороды, самородные сера и ртуть, оксихлориды ртуть, метациннабарит	Опалитизация, серицитизация, каолинитизация, алунификация, гравитины	Эффузивы, туфы и субвулканические тела кислого и среднего состава. Отложения озер термальных источников
<i>Ртутьсодержащие</i>						
Вулканогенные и поствулканогенные; глубина формирования до 500 м	Золото-серебряная с ртутью	Кварц-адуляр-алунигидрослюдисто-киноварный с золотом, редко с селенидами ртутью	Кварц-халцедон, адуляр, каолинит, иллит, гидрослюда, алунигидрослюда, киноварь, титманит, онофриг	Гипс, ангидрит, пирит, марказит, антимонит, золото, серебро, блеклые руды, марганцевые минералы, метациннабарит	Окварцевание, гидрослюдизация, алунификация, пропилитизация	Субвулканические, экогуэзивные тела, покровы липаритов, дацитов, андезитов и их туфов и итхимбригов
Эпитермальные плутогенные (?)	Оловянно-сульфидно-ртутная с полиметаллами	Кварц-олово-сульфидный или полиметаллический с киноварью, иногда с антимонитом	Кварц, серицит, халцедон, каолинит, каоцитерит (или галенит, сфалерит), киноварь, участками антимонит	Карбонаты, хлорит, турмалин, пирит, марказит, арсенопирит, метациннабарит, вольфрамит	Окварцевание, окремнение, гурмалинизация, пропилитизация, серицитизация	Осадочные, вулканогенно-осадочные толщи, интрузивы гранитоидов
	Ртутно-сурьмяно-вольфрамовая	Кварц-ферберит-антимонит-киноварный	Кварц (халцедоновидный), карбонаты, ферберит, антимонит, шеелит, киноварь	Диксит, барит, пирит, арсенопирит, полиметаллы, реальгар, золото, олово	Окварцевание, скарны, карбонатизация, аргиллизация	Кварц-слоистые сланцы, кварциты, терригенные толщи, граниты, монзониты

Экзогенные

1. Элювиально-делювиальные плащеобразные залежи ртутных руд; наиболее характерны дится в обломках пород или в песчано-глинистом материале, цементирующем эти обломки. 2-3 м.
2. Аллювиальные золото-ртутные россыпи; обычно сопровождают штокверкоподобные

8	9	10	11	12
Системы разнонаправленных региональных разломов, секущих наложенные субэаральные вулканоогенные пояса и зоны в районах недавнего и современного вулканизма	Благоприятные горизонты пород, зоны радиальных и концентрических нарушений, краевые части кольцевых и линейных вулканоструктур оседания, вулканические аппараты, купола, прикальдерные провалы, современные термальные источники и вулканы	Структурная и парагенетическая связь с продуктами недавней вулканической деятельности и термальными источниками	Пластовые залежи, грибообразные тела, секущие жилы, трубчатые столбы	Белое, Ачайвалям, Чемпура, Алапаль (Северо-Восток СССР); Опалит, Кордеро, Салфер Банк, Уилбер Спрингс (США)

Ртуть содержащие

Зоны разрывных нарушений, обычно в сочетании с вулкано структурами типа кальдер, провалов, вулканических куполов в вулканоогенных поясах	Рудные тела в зонах интенсивно измененных пород, краевых частях вулканоструктур. Оруденение крайне неравномерное. Ртутная минерализация находится в верхней (надпродуктивной) части золото-серебряного оруденения	Парагенетическая связь с вулканиками	Зоны прожилкования, гнезда, рудные столбы	Некоторые золото-серебряные месторождения вулканоогенных поясов Тихоокеанского кольца, а также селенидно-ртутное Лаки-Бой (США)
Зоны региональных разломов, сопровождаемых поясами даек и интрузий гранитоидов	Ртутные и оловянно-ртутные тела локализируются по периферии оловорудных и полиметаллических рудных полей и зон, приуроченных к массивам гранитоидов	Возможно, генетическая с массивами и дайками гранитоидов орудененного этапа	Преимущественно секущие жилы и штоковые тела	Рудопроявления Мяо-Чанского, Тернейского, Тетюхинского и других рудных районов Приморья
Зоны глубинных разломов вдоль допалеозойских и палеозойских складчатых систем, жестких массивов, активизированных в мезозое	Ядра антиклинальных структур, периферия зон золото-оловянно-вольфрамового оруденения, связанных с интрузиями гранитоидов	Возможно, генетическая связь с орудененным полихронным гранитоидным магматизмом	Секущие жилы, зоны дробления, согласные тела	Борун-Шивейнское, Ново-Ивановское (Восточное Забайкалье); Боулдер, Йеллоу Пайн, Атолия (США)

Экзогенные

для пластовых или линзовидных тел, расположенных в эффузивных породах. Киноварь находится в пласте. Размеры залежей в плане значительно превышают коренные рудные тела, мощность их до

рудные тела или оруденелые зоны вдоль даек или внутри них.

определяют положение районов пологих дислокаций в миогеосинклиналях и антиклинальных поднятий — в эвгеосинклиналях. Краевые ослабленные зоны таких структур, особенно на пересечении поперечных и продольных региональных нарушений, — наиболее благоприятные для оруденения рудоконцентрирующие элементы.

Для описываемых телегермальных месторождений характерны устойчивые связи киноварного оруденения с полиметаллической и (или) антимонитовой минерализацией в миогеосинклинальных зонах, с мышьяковистыми и сурьмяными проявлениями в эвгеосинклиналях и орогенных впадинах. Оловянные, сурьмяные, золоторудные и другие типы эндогенного оруденения в ртугоносных зонах либо отсутствуют, либо не имеют существенного значения. Месторождения формировались на заключительном этапе развития подвижных складчатых систем в спокойных геолого-тектонических условиях преимущественно в складчатых толщах герригенного, вулканогенно-осадочного, вулканогенно-кремнистого состава и наложенных орогенных впадинах. Судя по эрозионному срезу перекрывающих терригенных формаций, глубина формирования месторождений — первые тысячи метров. Отсутствие или слабое проявление орогенного интрузивного, эффузивного магматизма и более поздней тектоно-магматической активизации, способствующих сохранению месторождений, сравнительная выдержанность рудных тел по простиранию и на глубину, высокая интенсивность рудного процесса в зонах позволяют высоко оценить промышленные перспективы месторождений этой группы, особенно первых двух формаций.

Телемагматогенные месторождения располагаются в зонах с миогеосинклинальным (Чукотка), эвгеосинклинальным (Корякское нагорье, Камчатка, Сахалин, Калифорния) и переходным (Яно-Колымская система, Аляска, Британская Колумбия) типами развития складчатых областей, а также в обрамлении активизированных платформ (Колорадское плато, юг и юго-запад Сибирской платформы). Пространственно и во времени месторождения этой группы тесно связаны с проявлениями субаэрального вулканизма и орогенного интрузивного магматизма, которые во многих случаях выделяются в самостоятельные вулканогенные зоны, дайковые пояса, реже образуют изолированные вулканические поля. Ртугоносные площади чаще всего приурочены к тектонически мобильным долгоживущим пограничным зонам, разделяющим разнородные геоструктурные области по системе глубинных разломов; последние трассируются комплексом магматических пород от умеренно кислого до ультраосновного состава.

В этой группе нами выделены эпитеермальные (гидротермальные магматические) низкотемпературные и переходные к вулканогенным месторождения.

К эпитеермальным, вслед за В.А. Кузнецовым (1968), мы относим месторождения, формирование которых происходило на умеренных глубинах, при более высоких (чем вулканогенные) температурах и давлениях, из высококонцентрированных преимущественно гидротермальных щелочных растворов, рудогенерирующий очаг которых связан с деятельностью глубинного плутоногенного магматизма. Месторождения этого типа — Гал-Хая, Северное, Урультунское на Колыме, многие месторождения Восточного Забайкалья (Нерчинское, Лучинное и др.), возможно рудного района Терлингва (США) и Британской Колумбии.

Месторождения, переходные к вулканогенным, имеют много общего как с типично вулканогенными, так и с эпитеермальными месторождениями. С первыми их сближает тесная пространственно-временная связь с вулканическими и вулканотектоническими структурами наземного орогенного или посторогенного вулканизма. Им, как и вулканогенным месторождениям, нередко свойственны околорудные изменения приповерхностного гидротермального метаморфизма (каолинизация, халцедонизация, опалитизация и т.д.), в то же время у них нет отчетливой связи с глубинными магматическими очагами. В большинстве случаев эти месторождения характеризуются значительным вертикальным размахом и глубиной формирования, связью с зонами глубинных разломов и сопровождающимися их интрузиями базитов и гипербазитов, преимущественно гидротермальным рудоотложением, что сближает их с магматогенными и телегермальными месторождениями. Месторождения этой группы наиболее интересны в практическом отношении. К ним относятся многие известные месторождения:

Нью-Идрия, Нью-Альмаден (США), Тамватнейское, Палянское (Северо-Восток СССР) и большое количество рудопроявлений Приморья (Харпичекан), Сахалина (Светловское) и Камчатки (Карагинское).

В телемагматогенной группе выделяются формации: ртутная с существенно кварц-диккиг-киноварным (аргиллизитовый) и магнезиально-карбонатно-киноварным (лиственитовый) минеральными типами и довольно сложная мышьяково-сурьяно-ртутная с полиметаллами, включающая карбонат-киноварные и карбонат-кварц-киноварные (типа джаспероидов) типы.

Кварц-диккиг-киноварные месторождения по минеральным ассоциациям, составу рудовмещающих толщ и характеру околорудных изменений подобны месторождениям телегермальной группы. Однако близкая пространственно-временная связь оруденения с продуктами наземного вулканизма и приуроченность к типичным орогенным и посторогенным вулканоструктурам, своеобразные структурно-морфологические типы рудных тел (вертикальные рудные столбы в эксплозивных брекчиях) резко отличает их от последних.

Листвениновый тип месторождений встречается исключительно в эвгеосинклинальных складчатых системах, приурочен к офиолитовым поясам, прогнутым ультраосновных пород, в меньшей степени — к дайкам габбро-диабазов, диоритовых порфиринов, гранитоидов. Значительно развиты также посторогенные покровы эффузивов, субвулканические тела преимущественно среднего и основного состава, а в некоторых районах (Калифорния, Сахалин) — выходы минерализованных вод современных горячих источников, отлагающих ртуть и сурьму. В размещении оруденения существенную роль играют надвиги, зоны меланжа, создающие прекрасные структуры экранирования. В листвениновых месторождениях появляются новые минеральные ассоциации — халцедон-опалитовые с метациннабаритом и редким гвадалкадаритом, твердыми и жидкими битумами, самородной серой, более характерные для следующей генетической группы — вулканогенных месторождений. Листвениновый тип месторождений, как и предыдущий кварц-диккиг-типовый, наиболее распространен в северном сегменте Тихоокеанского обрамления.

Весьма своеобразны телемагматогенные месторождения сложной мышьяково-сурьяно-ртутной формации, содержащей участками значительные количества полиметаллической, медной, оксихлоридно-ртутной минерализации. Металлогенические зоны и месторождения размещаются главным образом в тектоническом сочленении разнородных по составу, иногда и по возрасту, мио- и эвгеосинклинальных систем (переходная зона) или в обрамлении активизированных жестких структур, выполненных существенно карбонатными и терригенно-карбонатными толщами, образующими ряды краевых поднятий и впадин. Зоны сопровождаются поясами позднеорогенных небольших интрузивов и даек габброидов, лампрофиров, диоритовых порфиринов, гранитоидов и покровами наземных вулкаников контрастных серий, близких по возрасту оруденению. В локализации оруденения немаловажное значение имели дорудные продольные надвиги и зоны поперечных нарушений, слоистый тип разрезов, представленный чередованием высокопроницаемых для растворов массивных пачек известняков с горизонтами слабопроницаемых тонкослоистых известняков, сланцев, кремнистых пород, обеспечивших структуры экранирования.

В существенно карбонатных обычно слабометаморфизованных толщах выделен карбонатно-киноварный минеральный тип простого состава, в котором, кроме главных доломита, кальцита и киновари, набор других минералов довольно ограничен. В карбонат-кварц (кремнисто)-киноварном типе часто в заметных количествах присутствуют мышьяковистые, сурьянные, медные минералы, полиметаллы, а также нерудные барит, флюорит, гипс, битумы, антракосолит, а в месторождениях района Терлингуа — многочисленные оксихлориды ртути, пиропозит. Для месторождений, таким образом, характерны многостадийность рудоотложения, выраженная сменой нескольких последовательных минеральных парагенезисов, часто стратиформный или зон карстового выполнения морфологический тип, разнохарактерность оруденения, своеобразие гидрометасоматического изменения пород, сходного с джаспероидизацией.

Некоторые месторождения этого типа довольно крупные (Терлингва), но интенсивное и длительное развитие послерудной разрывной тектоники и магматизма в большинстве рудоносных зон (Северо-Восток СССР, Бриганская Колумбия) способствовали рассеянию оруденения, что значительно снижает перспективы рудоносности.

Вулканогенные месторождения формируются в близповерхностных условиях и имеют тесные пространственно-временные связи с поздне- и посторогенными вулканическими покровами, субвулканическими телами и малыми интрузиями, в которых они залегают. Для месторождений характерны небольшой (сотни метров) вертикальный размах оруденения, значительный разброс температур рудообразования, низкие давления, непостоянство физико-химических (и термодинамических) параметров рудогенерирующей гидротермальной системы, приуроченность к заключительным фазам вулканизма и гидротермальной деятельности в районе. При многофазном полифазальном вулканизме значительная роль в размещении оруденения принадлежит процессам неоднократного перераспределения высокоподвижных металлов - ртути, сурьмы и мышьяка, переносимых лавами, газово-паровыми эксгаляциями и термальными водами.

Орогенные и посторогенные вулканогенные пояса и зоны, с которыми связаны рудные и сурьмяно-рудные месторождения, развиваются на складчатых и жестких структурах различной консолидации и возраста. Они наложены на миогеосинклинальные (большая часть месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и зоны Камчатки, Сахалина, Приморья, Калифорнии, Невады) системы, структуры переходного типа (некоторые вулканогенные пояса Аляски, Британской Колумбии, Невады), жесткие массивы (Охотский, Эскимосско-Юконский, плато Колорадо), метаморфические комплексы (Япония, Восточное Забайкалье).

Однако в концентрации месторождений и рудопроявлений и ареалов интенсивного вулканизма наблюдается довольно четкое разобщение. Как правило, районы развития максимального эффузивного вулканизма, характеризующиеся большими мощностями и сложной стратифицированностью покровов, массовым большеобъемным извержением игнимбритового типа, практически лишены промышленных месторождений ртути. Последние обычно размещаются по периферии вулканогенных зон, на их флангах при выклинивании, а также в районах с ущербным эффузивным вулканизмом и интенсивно проявленной заключительной стадией фумарольно-гидротермальной деятельности. Особенно благоприятны для оруденения участки развития контрастных серий вулканогенных пород - от кислых до основных и щелочных, хотя при этом приуроченность месторождений к определенному петрохимическому типу пород не наблюдается не только в пределах рудоносных вулканогенных зон, но и в масштабе рудных полей и месторождений. Большинство вулканогенных месторождений и рудопроявлений располагается вблизи поверхностей регионального несогласия, отделяющих вулканические комплексы от структур основания. К ним чаще всего приурочены палеогидрогеологические уровни.

В минералого-геохимическом плане месторождения вулканогенной группы по сравнению с телетермальными и телемагматогенными характеризуются довольно высокой степенью насыщения различными мегаллами. В них, кроме главных рудных и сурьмяных минералов, в тесной ассоциации находятся другие металлы эндогенного оруденения: мышьяк, медь, сфалерит, галенит, марганец, вольфрам, молибден, селен и др. Выделяются специфические, обычно синхронные оруденению метасоматиты - опалиты, алуниг-каолиниговые и кварц-гидрослюдистые аргиллизиты, а также вулканогенно-осадочного генезиса рудно-несущие туфо-кремнистые, часто углефицированные озерные отложения, гравертиты, осадки вод современных источников.

Более разнообразны и структурно-морфологические типы рудных тел, среди которых преобладают пологие пластовые и линзообразные залежи, контактовые тела, гнезда и линзы в зонах дробления, кругопадающие рудные столбы в жерловинах и на пересечениях разломов.

По масштабам вулканогенные месторождения невелики, но высокое содержание ртути в рудах и интенсивность рудного процесса значительно повышают их перспективы.

Плутоногенная группа ртутных проявлений выделена условно. Связь ртутного и сурьмяно-ртутного оруденения с массивами гранитоидов намечается В.В. Онихимовским (1960) и В.И. Чайниковым (1961) в некоторых рудных районах Приморья (Мяо-Чанский, Комсомольский, Тернейский), где ртутные рудопоявления находятся в структурной связи с плутоногенными полиметаллическими и олово-сульфидными месторождениями.

На заключительных этапах развития мезо-кайнозойских складчатых областей и зон тектоно-магматической активизации в областях древней консолидации и жестких структур вдоль зон глубинных разломов формируются эпигермальные, по В.А. Кузнецову, месторождения сурьмяно-вольфрамо-ртутной (антимонит-ферберит-киноварной), антимонитовой, редкометалльной с ртутью рудных формаций, образующих единый рудноформационный ряд. Оруденение чаще всего локализуется в мегаморфических породах (кварцитах, кристаллических сланцах) и обычно наложено на более древнюю оловянно-вольфрамовую или полиметаллическую минерализацию. Такие месторождения известны в Восточном Забайкалье, в некоторых районах Западных штатов Америки и Юго-Восточной Японии.

Как видно из краткого обзора генетических групп месторождений и рудноформационного анализа, среди эндогенных месторождений выделены собственно ртутные, с одной стороны, и ртутьсодержащие — с другой. К собственно ртутным месторождениям отнесены месторождения всех генетических групп, представленных рудными формациями: ртутной, сурьмяно-ртутной, опалитовой, полиметаллически-ртутной с сурьмой, сурьмяно-мышьяково-ртутной, медисто-ртутной. Комплексные ртутьсодержащие месторождения объединяют месторождения, предварительно выделяемые в оловянно-сульфидно-ртутную и ртутно-сурьмяно-вольфрамовую рудные формации.

Ртутная формация. Месторождения ртутной формации в большинстве случаев находятся в герригенных породах или глубокоэродированных полях эффузивов, в контактовых зонах массивов основного и ультраосновного состава, а также в палеозойских карбонатных толщах разного возраста. Месторождения и рудопроявления ртути этой формации характерны для всего региона. Они встречаются в мио- и эвгесинклинальных зонах древних и молодых складчатых областей, в активизированных зонах обрамления платформ и срединных жестких массивов, в вулканогенных поясах. Среди ртутных проявлений формации выделяются по ведущим минеральным ассоциациям и характерным околорудным изменениям кварц-доломит-дикки-киноварный, магнезиально-карбонат-киноварный, кварц (или опалит)-гидрослюдисто-каолинит-киноварный, кварц-карбонат-хлорит-киноварный минеральные типы. Рудные тела образуют штокверкоподобные блоки, трубчатые тела, гнезда, линзы в зонах дробления, залежи под плоскостями надвигов и в зонах контактов с дайками. В распределении рудных тел решающее значение имеют структурные факторы, литологический разрез особой роли не играет.

Формирование руд происходило в спокойной термодинамической обстановке в несколько стадий. Руды отлагались путем гидротермального выполнения трещин, пустот, зон массового дробления и брекчирования пород. В рудах существенная роль принадлежит кварцу, железистому доломиту, магнезиальным карбонатам, диккигу, киновари, сульфидам железа; минералы мышьяка имеют подчиненное значение. Спорадически отмечаются сфалерит, галенит, халькопирит, арсенипирит, миллерит. Основную роль в локализации оруденения играют места пересечения разрывными нарушениями мелких антиклинальных складок, флексурных перегибов и интрузивно-купольных структур в герригенных образованиях, а также зоны дробления на контактах массивов гипербазитов с герригенными и вулканогенными толщами.

В целом месторождения ртутной формации монометалльны. Единственный промышленный минерал в них — киноварь, иногда самородная ртуть и метацианбарит; остальные минералы представляют чисто минералогический интерес.

Лишь в месторождениях опалитовой ртутной формации участками в заметных количествах концентрируются металлы других рудных формаций (сурьма, мышьяк). Как правило, в ртугоносных зонах с месторождениями существенно ртутной формации другие типы месторождений отсутствуют.

Сурьмяно-ртутная формация. Месторождения сурьмяно-ртутной формации по геологическим и минералогическим признакам близки месторождениям ртутной формации. Они типичны для терригенных толщ мезозойских, кайнозойских и более древних складчатых областей, вулканогенных образований кислого, умеренно кислого, реже — среднего состава и для их субвулканических аналогов; реже встречаются месторождения сурьмяно-ртутной формации лиственитового типа. Сурьмяно-ртутные проявления в вулканигах приурочены почти исключительно к зонам вторичных кварцитов, характеризующихся хорошо выраженной зональностью. Но следует отметить, что месторождения, где сурьма может иметь самостоятельное практическое значение, характерны лишь для ртугоносных зон, располагающихся в миогеосинклиналиных системах. Среди рудных тел преобладают согласные залежи, которые обычно приурочены к горизонтам благоприятных пород, интенсивно нарушенных различно ориентированными трещинами. Формирование руд происходило путем гидротермального и метасоматического замещения пород и простого выполнения открытых трещин и пустот в зонах дробления. В терригенных породах обычно встречаются жилы выполнения или минерализованные зоны дробления с киноварью.

Месторождения сурьмяно-ртутной формации относятся к кварц-доломит-диккиг-киноварному, кварц-гидрослюдисто-каолинит-киноварному и кварц-карбонат-хлорит-киноварному минеральным типам, содержащим в заметных количествах антимонит. Представители этой формации — месторождения Ляпганай, Олюторское, Пламенное, Чемпура (частично), Ред Дэвл, многие рудопроявления Восточного Забайкалья, Приморья, Британской Колумбии и некоторые вулканогенные месторождения Северной Калифорнии, связанные с деятельностью современных термальных источников.

К главным минералам руд относятся: кварц, гидрослюды (гидромусковит, серицит), каолинит, карбонаты, хлорит (только в породах среднего состава), киноварь, пирит, марказит, антимонит. Реже встречаются минералы мышьяка. В рудопроявлениях среди субвулканических тел иногда фиксируются свинец и цинк.

Опалитовая формация. Скорее это группа ртутных, сурьмяно-мышьяково-ртутных и ртутьсодержащих формаций, связанных непосредственно с субвулканическими и вулканическими близповерхностными образованиями преимущественно грегичного и чегвергичного возраста, а также с деятельностью современных термальных источников. В месторождениях этой формации киноварь тесно ассоциирует с опалом, халцедоном, самородной серой, галлуазитом, каолинитом, адуляром, цеолитом, алунином, гипсом и другими сульфатами. Руды часто содержат реальгар, антимонит, марказит, метациннабарит, пирит, ярозит, реже — сульфиды цинка, меди и углеводороды.

Опалитовые месторождения представляют собой, как правило, пологозалегающие пластовые залежи, расположенные почти согласно со слоистостью вмещающих толщ, но вдоль разломов иногда образуют грубообразные тела. Месторождения формировались на небольшой глубине (обычно они приповерхностные) или на поверхности из вод термальных источников; контролируются уровнем грунтовых вод.

В опалитовой формации выделяются минеральные типы: опалит-реальгар-антимонит-киноварный, опалит-киноварный и связанный с осадками современных термальных источников.

Наиболее значительные месторождения опалитовой формации находятся в Западных штатах США (Салфер-Банк, Уилбер-Спрингс, Опалит, Кордеро), на Камчатке (Чемпура), в Корякском нагорье (Ачайваямское). К месторождениям такого же типа можно отнести Пламенное, Пыкарваамское, формирующиеся в более древних вулканогенных толщах.

Полиметаллически-ртутная с сурьмой формация выделена на Северо-Востоке и в Приморье. К ней отнесены ртутные и полиметаллически-ртутные с сурь-

мой месторождения Центральной Якутии, расположенные на сочленении Верхоянского мегангиноклинария с Яно-Индигирской синклинальной зоной. Рудные тела представлены кругопадающими линейно-вытянутыми вдоль разломов зонами дробления, жилами или согласными залежами в пластах песчаников, приуроченных к сводовым частям небольших антиклинальных складок. Рудомещающие породы в значительной степени подверглись окварцеванию, в отдельных месторождениях — интенсивной диккитизации, серицитизации, в меньшей степени — карбонатизации. Месторождения относятся к кварц-диккит-киноварному минеральному типу, где ведущие минералы — кварц (часто халцедоновидный), диккит, киноварь, участками — галенит, сфалерит, антимонит, сульфосоли сурьмы. В качестве второстепенных минералов встречаются пирит, марказит, арсенопирит, сидерит, анкерит, барит.

Определяющими признаками при выделении полиметаллически-сурьмяно-ртутной формации служат не только минералого-геохимические (наличие в рудах месторождений, кроме киновари, значительного количества галенита, сфалерита или антимонита). Важную роль при этом играют также общий металлогенический профиль и единая геологоструктурная позиция рудоносной зоны или узла. В таких зонах помимо ртутных месторождений самостоятельное значение могут иметь (и имеют) собственно полиметаллические, реже — сурьмяные проявления. Примеры — полиметаллические месторождения Тернейского и других рудных районов Приморья.

Полиметаллические и сурьмяные рудопроявления, содержащие киноварь, обнаружены в Западно-Верхоянской, Янской и Брюнгадинской зонах, известны в блоках палеозойских поднятий, сложенных карбонатными толщами (Сетгэ-Дабанское, Таскано-Омулевское). Почти во всех случаях полиметаллически (и сурьмяно)-ртутные металлогенические зоны располагаются в складчатых системах, характеризующихся миеосинклинальным режимом развития и весьма редуцированным гранитоидным магматизмом. В карбонатных толщах полиметаллические месторождения чаще всего принадлежат стратиформному типу (Урультун).

Сурьмяно-мышьяково-ртутная формация — одна из наиболее распространенных и сложных в ряду собственно ртутных формаций. Месторождения и рудопроявления этой формации особенно характерны для молодых эвгеосинклинальных складчатых областей (Корякское нагорье, Камчатка, Сахалин, Приморье) и подвижных краевых зон, располагающихся на стыке миео- и эвгеосинклиналей (Таскано-Полосуенская зона на Северо-Востоке СССР, Пинчи-Фрезер в Британской Колумбии) и в обрамлении жестких структур (юг и юго-восток Сибирской платформы, плаги Колорадо). В первом случае месторождения располагаются в герригенных и вулканогенно-осадочных толщах (Первенец в Тамватнейском рудном узле, некоторые месторождения Калифорнии), в породах спилит-кератофировой формации (большинство рудопроявлений Корякии, Камчатки, Сахалина) и тесно связаны с ртутными месторождениями листовитового типа. Основные минеральные типы в этих месторождениях — кварц-доломит-диккит-антимонит-киноварный с реальгаром и аурипигментом и кварц-антимонитовый с реальгаром и киноварью.

Наиболее сложные по составу и в эволюционном отношении месторождения подвижных краевых зон располагаются в карбонатных, карбонатно-герригенных, иногда метаморфических толщах. Наряду с довольно широко распространенными здесь киноварью, реальгаром, аурипигментом, антимонитом, галенитом, сфалеритом в отдельных месторождениях встречаются и редкие минералы — герлинггайт, каломель, монтроидит, пирролизит (рудный район Терлингга), аркверит — природная амальгама ртути и серебра (оз. Пинчи), галхаит, грейтит, железистый геннантит, борнит, халькозин (Гал-Хая). Среди жильных минералов, кроме обильных кальцита, кварца, доломита, часто присутствуют флюорит, барит, гипс, сера, битумы и антраксолит. Обычно в существенно карбонатных толщах минеральный состав месторождений более простой и соответствует доломит-кальцит-киноварному типу.

В целом сложный минеральный состав месторождений подвижных зон можно объяснить высокой и длительной активностью полистадийного и разнометалло-

мой месторождения Центральной Якутии, расположенные на сочленении Верхоянского мегангклинория с Яно-Индигирской синклинальной зоной. Рудные тела представлены кругопадающими линейно-вытянутыми вдоль разломов зонами дробления, жилами или согласными залежами в пластах песчаников, приуроченных к сводовым частям небольших антиклинальных складок. Рудовмещающие породы в значительной степени подверглись окварцеванию, в отдельных месторождениях — интенсивной диккитизации, серицитизации, в меньшей степени — карбонатизации. Месторождения относятся к кварц-диккит-киноварному минеральному типу, где ведущие минералы — кварц (часто халцедоновидный), диккит, киноварь, участками — галенит, сфалерит, антимонит, сульфосоли сурьмы. В качестве второстепенных минералов встречаются пирит, марказит, арсенопирит, сидерит, анкерит, барит.

Определяющими признаками при выделении полиметаллически-сурьмяно-ртутной формации служат не только минералого-геохимические (наличие в рудах месторождений, кроме киновари, значительного количества галенита, сфалерита или антимонита). Важную роль при этом играют также общий металлогенический профиль и единая геологоструктурная позиция рудоносной зоны или узла. В таких зонах помимо ртутных месторождений самостоятельное значение могут иметь (и имеют) собственно полиметаллические, реже — сурьмяные проявления. Примеры — полиметаллические месторождения Тернейского и других рудных районов Приморья.

Полиметаллические и сурьмяные рудопроявления, содержащие киноварь, обнаружены в Западно-Верхоянской, Янской и Брюнгадинской зонах, известны в блоках палеозойских поднятий, сложенных карбонатными толщами (Сетгэ-Дабанское, Таскано-Омулевское). Почти во всех случаях полиметаллические (и сурьмяно)-ртутные металлогенические зоны располагаются в складчатых системах, характеризующихся миогеосинклинальным режимом развития и весьма редуцированным гранитоидным магматизмом. В карбонатных толщах полиметаллические месторождения чаще всего принадлежат стратиформному типу (Урультун).

Сурьмяно-мышьяково-ртутная формация — одна из наиболее распространенных и сложных в ряду собственно ртутных формаций. Месторождения и рудопроявления этой формации особенно характерны для молодых эвгеосинклинальных складчатых областей (Корякское нагорье, Камчатка, Сахалин, Приморье) и подвижных краевых зон, располагающихся на стыке мио- и эвгеосинклиналей (Таскано-Полоусненская зона на Северо-Востоке СССР, Пинчи-Фрезер в Британской Колумбии) и в обрамлении жестких структур (юг и юго-восток Сибирской платформы, плаги Колорадо). В первом случае месторождения располагаются в терригенных и вулканогенно-осадочных толщах (Первенец в Тамватнейском рудном узле, некоторые месторождения Калифорнии), в породах спилит-кератофировой формации (большинство рудопроявлений Корякии, Камчатки, Сахалина) и тесно связаны с ртутными месторождениями листовитового типа. Основные минеральные типы в этих месторождениях — кварц-доломит-диккит-антимонит-киноварный с реальгаром и аурипигментом и кварц-антимонитовый с реальгаром и киноварью.

Наиболее сложные по составу и в эволюционном отношении месторождения подвижных краевых зон располагаются в карбонатных, карбонатно-терригенных, иногда метаморфических толщах. Наряду с довольно широко распространенными здесь киноварью, реальгаром, аурипигментом, антимонитом, галенитом, сфалеритом в отдельных месторождениях встречаются и редкие минералы — терлингвайт, каломель, монтроидит, пиролюзит (рудный район Терлингва), аркверит — природная амальгама ртути и серебра (оз.Пинчи), галхаит, грейит, железистый геннантит, борнит, халькозин (Гал-Хая). Среди жильных минералов, кроме обильных кальцита, кварца, доломита, часто присутствуют флюорит, барит, гипс, сера, битумы и антракосолит. Обычно в существенно карбонатных толщах минеральный состав месторождений более простой и соответствует доломит-кальцит-киноварному типу.

В целом сложный минеральный состав месторождений подвижных зон можно объяснить высокой и длительной активностью полистадийного и разнометалльно-

го рудного процесса, неоднократно прерываемого вспышками тектоно-магматической деятельности и субаэрального вулканизма, сопровождаемыми, по-видимому, каждый раз качественно иными типами эндогенной минерализации.

Медисто-ртутная формация выделяется пока условно. Ртутные месторождения, содержащие спорадически в значительных количествах медную минерализацию (халькопирит, борнит, халькозин и продукты их окисления — азурит и малахит), а также ртутьсодержащие блеклые руды — тетраэдрит и швагцит, известны главным образом в регенерированных эвгеосинклинальных прогибах (Кульпольнейское рудопроявление на Чукотке, Ледровое, Каваней — в Корякском нагорье и на Камчатке, Мазаталь — в США), осложненных проявлениями наземного вулканизма. Месторождения эти относятся к кварц-глинисто-карбонат-киноварному с медью типу. Среди жильных минералов широко распространены кварц, накриг-диккит, иллит, магнезиально-железистые карбонаты, сидерит, реже — барит, кальцит.

Значительное число рудопроявлений в рудоносных зонах с медисто-ртутной минерализацией относится к группе ртутьсодержащих рудных формаций.

Комплексная оловянно-сульфидно-ртутная формация. К ней могут быть отнесены некоторые месторождения сульфидно-касситеритовой формации, находящиеся в пределах Охотско-Чукотского пояса (ряд оловорудных с ртутью рудопроявлений риолитового типа), а также некоторые ртутные рудопроявления Кур-Амгуньской зоны Приморья (Нетка, Сибайгоу). В этих рудопроявлениях встречаются участками сульфиды свинца, цинка, меди. Ртуть фиксируется спектральными и химическими анализами также в чисто оловянных и полиметаллических рудах.

В Восточном Забайкалье (Джагдинская зона) и в Монголо-Охотской складчатой области распространены рудопроявления и месторождения *ртутно-сурьмяно-вольфрамовой формации* (Барун-Шивейское). Эти месторождения выделены в антимонит-ферберит-киноварную формацию (ртутно-вольфрамовую, по В.А.Кузнецову).

Наблюдаются и другие комплексные ртутьсодержащие формации в этих областях — антимонитовая, молибденовая, вольфрамовая.

Экзогенные процессы иногда играют существенную роль в накоплении киновари, в результате чего формируются небольшие россыпи. Они могут быть подразделены на элювиально-делювиальные, собственно делювиальные и аллювиальные россыпи. Не исключена возможность нахождения киновари в водноледниковых отложениях, а также остаточных месторождений в карстовых образованиях среди карбонатных толщ на массивах и выходах палеозойского основания мезозойской складчатой области.

Из приведенного краткого обзора по систематике ртутных формаций видно, что разделение на формации не всегда достаточно обосновано и требует дальнейшего уточнения в этом направлении. Еще нечетко определены геологические и минералого-геохимические различия между формациями, а в некоторых месторождениях, относимых к разным формациям, нередко наблюдается больше сходства, чем отличий: наличие одинаковых элементов-примесей, типоморфных рудных и жильных минералов, сходство состава вмещающих пород, типов их околорудных изменений. В то же время месторождения резко отличаются своим размещением в региональных структурах, связью с магматизмом, иногда глубиной формирования. Примеры подобных месторождений — Палянское, Ляпганай, Ясенское, Звездочка, относимые к разным генетическим группам. Имеются и обратные примеры, когда в одной и той же тектонической структуре в сходных геологических условиях месторождения, отличающиеся своими минеральными ассоциациями, выделены в одну рудную формацию (Звездочка, Загадочное, Прощай).

Таким образом, можно сказать, что в чистом виде перечисленные выше ртутные формации и их минеральные типы встречаются довольно редко, обычно более распространены сложные их сочетания. Пока за основу разделения на формации мы брали такие признаки, как количественное соотношение в них рудообразующих компонентов и принадлежность к той или иной генетической

группе. Например, сурьма, мышьяк, свинец, цинк присутствуют в тех или иных количествах (иногда в заметных) в месторождениях многих формаций, но в скоплениях, представляющих практический интерес, они могут быть лишь в одной, для них определяющей формации.

Существенный временной разрыв между выделенными рудными формациями в пределах рудной провинции не наблюдается, хотя месторождения располагаются в разновозрастных геологических формациях и структурах. Однако при более детальном формационном анализе, особенно когда рассматриваются сходные формации в различных регионах, возрастной признак может иметь важное значение. Для нас еще не всегда ясны истинные (временные и генетические) связи ртутного оруденения с другими видами минерализации — золото-серебряной, полиметаллической, оловянной и др.

Имеющиеся данные позволяют говорить о некоторой вертикальной зональности оруденения (в отдельных рудных узлах и районах ртутное оруденение на глубине сменяется сурьмяным, золото-серебряным, полиметаллическим) и в основном о едином, но пульсирующем характере рудного процесса, определяющего металлогению той или иной геологической структуры. Как правило, концентрация ртути в значительных масштабах возможна в том случае, когда наряду с интенсивным выносом металла наблюдаются стабильные условия для его осаждения на локальном участке. Такие условия могут реализоваться наиболее полно лишь тогда, когда вынос ртути происходит в районах с относительно спокойным тектоническим режимом. В большинстве регионов подобные оптимальные условия для рудоотложения сохраняются лишь на заключительных стадиях тектоно-магматической и гидротермальной деятельности.

По практической ценности выделенных рудных формаций наиболее крупные, выдержанные на глубину и по простиранию, с равномерным характером оруденения месторождения относятся к телемагматогенной и телетермальной группам. По компактности, богатству руд и многочисленности весьма перспективны более мелкие месторождения вулканогенной группы. Месторождения комплексных ртутьсодержащих формаций в качестве самостоятельных ртутных объектов интереса пока не представляют.

СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ РУДНЫХ ТЕЛ

Линейные зоны дробления. Этот тип ртутных месторождений наиболее распространен и встречается в самых различных геологических условиях, но особенно характерен для складчатых областей. Обычно зоны дробления наблюдаются вдоль мелких разрывных нарушений, оперяющих более крупные разломы, которые играют роль рудоподводящих каналов. Нередко зоны развиваются вдоль контактов даек и крупных интрузивных тел. Большинство месторождений зон дробления расположено в стороне от рудоподводящих каналов, в которых если и отмечается ртутная минерализация, то убогая. Иногда ориентировка оруденелых зон дробления повторяет направление крупных разломов, контролирующих размещение ртутоносных зон. Например, месторождения Энычайвеемской ртутоносной зоны размещаются вдоль одноименного разлома северо-восточного направления. Здесь основное направление рудных тел тоже северо-восточное, параллельное ориентировке рудоконтролирующего разлома. Обычно рудные тела иного направления — апофизы главных рудных тел.

Рудные тела на месторождениях Чукотки, Центральной Якутии и многих американских также расположены параллельно крупным рудоконтролирующим разломам.

Зоны дробления представляют собой типичные брекчиевые тела, в которых обломки вмещающих пород сцементированы жильным материалом с вкрапленностью киновари. Как правило, жильным материалом служат кварц, карбонат и диксит. По форме брекчии представляют собой линейные крутопадающие тела длиной от первых десятков до сотен метров, мощностью от 10–30 см

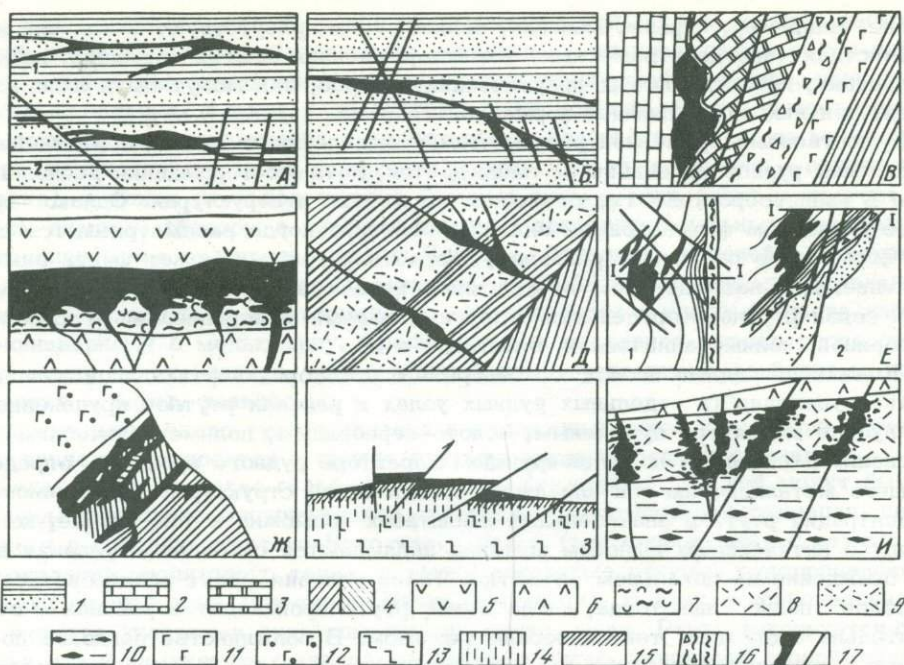


Рис. 24. Типы рудных столбов в различных ртутных месторождениях Северо-Востока СССР (по П.В. Бабкину)

А - Нептун (1) и Ляганай (2; план); Б - Олюторское, участок Верность (план); В - Урультун (план); Г - Пламенное (разрез); Д - Олюторское, участок Веселый (план); Е - Палыанское (1 - план, 2 - разрез); Ж - Квунейское рудное поле, участок Скальный (разрез); З - Тамвагнейское (план); И - Пыкарваамское (разрез); 1 - переслаивание песчаников и сланцев; 2 - известняки; 3 - доломиты; 4 - алевриты, глинистые сланцы; 5 - мелковкрапленниковые липариты; 6 - крупновкрапленниковые липариты; 7 - туфы липаритов и липариты со следами течения; 8 - туфы липаритов; 9 - туфопесчаники; 10 - игнимбриты кислого состава; 11 - габбро-диабазы; 12 - диабазы; 13 - ультрабазиты; 14 - зоны серпентинизации; 15 - зоны лиственизации; 16 - зоны дробления; 17 - тектонические нарушения и рудные тела

до первых десятков метров. При общем простом строении линейные зоны дробления нередко осложняются апофизами, пережимками и раздувами. Наибольший интерес представляют раздувы, в которых часто образуются рудные столбы. Они находятся в местах сопряжения основной рудной зоны с ее апофизами, которые можно представить как участки отделения оперяющей трещины от главного раствороподводящего канала (рис. 24). Форма их в плане линзовидная, в разрезе - трубообразная. Мощность раздувов в самой широкой части достигает 3-7 м, иногда больше. Такие рудные столбы часто встречаются на месторождениях Корякского нагорья (Ляганай, Нептун, Олюторское, Красная Горка и др.).

В отдельных случаях рудные столбы образованы в местах пересечения основной рудной зоны системой параллельных мелких дорудных трещин. На Олюторском месторождении (участок Верность) рудное тело представляет собой серию рудных столбов, расположенных цепочкой в пределах линейной зоны дробления (рис. 24, Б) в местах, где основная зона под острым углом пересекает мелкие складчатые трещины. Последние играли роль барьера на пути движения гидротермальных растворов.

Штокверковый тип (или дробленых блоков) месторождений встречается редко. Главные его представители Палыанское на Чукотке и Ред Дэвл

на Аляске, которые располагаются в терригенных породах в районах разворота основного направления складчатых структур и в участках пересечения разломов. Месторождения локализуются в приаггренных частях мелких поднятий или антиклинальных складок, зажатых между тектоническими нарушениями двух или трех направлений. Строение штокверков или трубчатых тел определяется структурными признаками, часто в сочетании с магматическими. Так, на месторождении Ред Дэвл рудные тела локализуются вдоль даек или штоков интрузивных тектонически нарушенных пород и образуют различные по размерам крутопадающие тела брекчий в песчаных и конгломератовых толщах.

На Паляном месторождении наиболее богатое оруденение верхнего горизонта локализовано в центральной части тела брекчий и приурочено к пересекающимся крутопадающим зонам сколовых трещин (рис. 24, Е). Кроме крупного рудного столба, в верхнем горизонте известны лентовидные, реже — изометричные рудные столбы на среднем и нижнем горизонтах. Образование рудных столбов в каждом из горизонтов происходило в структурных ловушках — узлах пересечения разрывов, в местах пересечения разрывами экранирующих (сланцы) и рудовмещающих (песчаники) пачек. Это обусловило многоярусность оруденения.

Пластообразные и линзовидные залежи в благоприятных литологических горизонтах. Этот тип месторождений наиболее часто отмечается среди вулканических образований, значительно реже — в терригенных толщах. В локализации и морфологии рудных залежей определяющую роль играют структурно-литологические факторы. Месторождения, как правило, находятся непосредственно в зоне достаточно крупных нарушений, приурочены к одной из систем трещиноватости (Пламенное, Пыкарваам, Опалит, Кордеро). Ртутное оруденение размещается в горизонтах метасоматически измененных липаритов или их туфов, перекрытых мощными покровами вулканитов того же или среднего состава. Рудные тела в виде обогащенных линз размещаются в интенсивно прокварцованных и опалитизированных участках липаритов, пересеченных тектоническими нарушениями.

В месторождении Пламенное выделяются рудные залежи преимущественно согласного типа, приуроченные к контакту двух мощных толщ липаритов, разделенных маломощным горизонтом туфолов и туфов и резко различающихся своими структурно-текстурными признаками и физико-механическими свойствами (рис. 24, Г). Подводящие и локализирующие условия для рудоотложения были созданы разрывными нарушениями северо-западного направления и сопряженной с ними густой сетью различно ориентированных мелких трещин на контакте крупно- и мелкопорфировых липаритов. Экранирующую роль выполнили мелкопорфировые липариты. Наиболее продуктивны породы с пористостью 5–8%, пористость экранирующих пород в 2–2,5 раза меньше.

Иногда встречаются бедные пластообразные залежи в пластах туфов липаритов (Пыкарваам). Здесь ртутная минерализация развивается по системе разобщенных трещин, секущих туфы. Киноварь размещается лишь в участках влияния трещин, в промежутках между ними оруденение весьма бедное (рис. 24, И).

Среди терригенных толщ согласные залежи чаще всего отмечаются в песчаниках и вулканомиктовых породах. Оруденение локализуется в участках интенсивно измененных пластов песчаников, пересеченных нарушениями, либо в небольших куполовидных поднятиях, сопряженных с разломами. Роль пластов песчаников и вулканомиктовых пород в локализации оруденения отчетливо проявлена на многих месторождениях Корякского нагорья, Камчатки, Якутии, Чукотки и Аляски. На Олюторском месторождении (участок Веселый) и в ряде ртутносных участков Тигильской зоны на Камчатке (Мазурин, Мерзляков, 1969) основная масса оруденения сосредоточена в тех частях зон дробления, которые пересекают пласты песчаников и вулканомиктовых пород. В этих местах отмечаются наибольшие мощности рудных тел и концентрация металла. При переходе в существенно глинистые толщи зоны дробления резко выключаются и в них отмечается лишь слабая ртутная минерализация (рис. 24, Д).

Пластообразные залежи в песчаниках известны также на месторождениях Дружное (Корякское нагорье), Ясенское (Чукотка) и Звездочка (Якутия).

Гнездовый, реже — жильный тип месторождений широко распространен. Они фиксируются в местах сочетания крутопадающих и пологозалегающих нарушений. Такие условия наиболее характерны для краевых палеозойских поднятий, где широко развиты надвиги. На месторождениях Урультунском, Верхне-Тасканском, Гал-Хайском, Сэбик, месторождениях Калифорнии, Британской Колумбии богатые рудные гнезда тяготеют к крупным зонам надвигов, пересеченных крутопадающими нарушениями. В таких местах оруденение как бы растекается в стороны (обычно на первые метры) по плоскости надвига и одновременно заходит далеко вглубь вдоль крутопадающих нарушений. Форма рудных тел (столбов) изометричная, гнездообразная (рис. 24, В). Размеры залежей в поперечнике невелики.

Рудные тела жиллообразной формы встречаются в различных месторождениях, но чаще в месторождениях, залегающих в карбонатных толщах, массивных песчаниках и зонах дробления терригенных пород, вдоль контактов даек. Иногда рудные тела находятся в месте изгиба плоскости отдельных рудолокализирующих нарушений. Такие изгибы фиксируются и по простиранию, и по падению нарушений. При последующих деформациях, особенно при блоковом смещении и наличии хрупких пород, эти изгибы определяли места наиболее интенсивного дробления, что играло большую роль в размещении оруденения. Наиболее часто указанный фактор проявляется, когда нарушения ограничивают дайки (рис. 24, Ж) или рассекают интрузивы.

Залежи типа "манто" характерны для месторождений лиственитового типа, образующихся вдоль тектонических контактов гипербазитовых массивов (Тамватнейское, Нью-Идрия, Нью-Альмаден). Наиболее богатые участки рудных тел отмечаются в зоне надвигов, в местах изгиба тел лиственитов и пересечения их разрывами (рис. 24, З). Надвиговые поверхности, изгибы тел лиственитов создают благоприятные условия для локализации рудных столбов, на формирование которых большое влияние оказывают тектонические нарушения, секущие поперек или под острым углом тела лиственитов и серпентинитов.

Зоны карстового выполнения. Этот своеобразный морфологический тип рудных тел хорошо выражен в месторождениях района Терлингва. Они представляют собой полости выщелачивания в известняках вдоль разломов, выполненные глыбами известняков и обрушенных глинистых пород. Образовавшиеся в результате выщелачивания и просядок брекчии явились прекрасными ловушками для ртутного оруденения. Размеры таких зон довольно значительные. Некоторые из них протягиваются на сотни метров при ширине в первые десятки метров.

Карстовые полости и карманы, по-видимому, имелись и в других ртутных месторождениях, залегающих в карбонатных толщах пограничных тектонических зон. Многочисленные оруденелые брекчии, изолированные гнезда в известняках некоторых месторождений зоны Пинчи-Фрезер в Британской Колумбии и Лево-Сакинджинского рудного узла в Якутии, очевидно, принадлежат этому типу.

IV

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РТУТИ

В этой главе описываются типовые месторождения северного сегмента Тихоокеанского рудного пояса. Главное внимание отведено эндогенным месторождениям, которые размещены в мезозоидах, кайнозоидах, в орогенных вулканогенных поясах, в обрамлении активизированных жестких структур и принадлежат различным собственно ртутным и ртутьсодержащим формациям. Более полно охарактеризованы месторождения Северо-Востока СССР и Западных штатов США, представляющие, по сути дела, почти все ртутнорудные формации и принадлежащие трем генетическим группам – телетермальным, телемагматогенным и вулканогенным.

К условно плутоногенной группе отнесены ртутьсодержащие комплексные месторождения, представители которых известны в Монголо-Охотской складчатой области и в Приморье, но близкие им по генезису собственно ртутные и сурьмяно-ртутные проявления в этих районах описаны в группе телемагматогенных и вулканогенных месторождений, поскольку генетическая связь ртутных месторождений с интрузивами твердо не установлена. Описание месторождений приводится согласно предложенной выше классификации.

ЭНДОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

ТЕЛЕТЕРМАЛЬНЫЕ

Звездочка. Месторождение находится в Якутской АССР (Верхне-Дулгалахская ртутноносная зона) в сводовой части Верхне-Екюччинской антиклинали, выделенной в 1972 г. М.В. Сусовым в зону мелких дислокаций одноименного названия. Здесь развиты терригенные толщи нижнетриасового (индский, оленекский ярусы) и верхнепермского возраста, представленные сложным переослаиванием разнозернистых массивных или косослоистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. В верхнепермских отложениях, распространенных к северу и северо-востоку от месторождения, отмечается много карбонатного и битуминозного материала, встречаются маломощные прослой и линзы конгломератов, гравелитов и известняков. Характерно наличие в конгломератах единичных галек изверженных и метаморфических пород: гранитов, сиенитов, порфиритов, кварцитов. Триасовые породы от верхнепермских отличаются менее грубозернистым сложением, слабой известковистостью и битуминозностью.

В геологическом строении месторождения (рис. 25) принимают участие терригенные нижнетриасовые отложения индского яруса мощностью 200–220 м и низы оленекского яруса мощностью 120 м. Нижняя пачка (80 м) индского яруса существенно глинистого состава с прослоями известковистых алевролитов и известняков в верхней части, верхняя (120–140 м) пачка преимущественно песчаниковая с прослоями алевролитов и аргиллитов. Вмещающие породы – главным образом мелко- и среднезернистые кварц-полевошпатовые песчаники верхней пачки. Перекрывающие отложения оленекского яруса представлены толщей алевролитов и аргиллитов с маркирующим горизонтом (8–10 м) черных кристаллических известняков в основании.

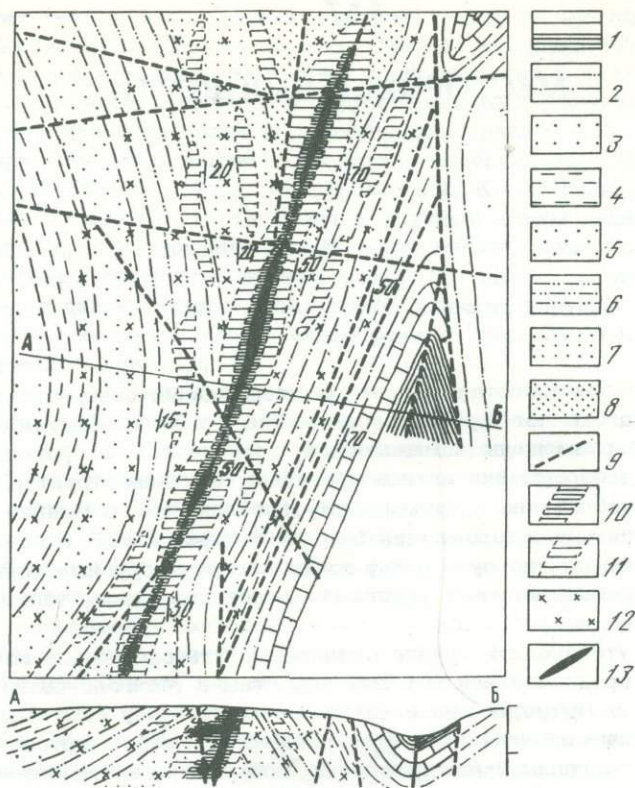


Рис. 25. Литолого-структурная схема месторождения Звездочка (с использованием материалов В.М. Сусова)

Оленекский ярус: 1 - известняки, аргиллиты и прослои алевролитов; 2 - песчаники карбонатизированные с прослоями алевролитов; Индский ярус: 3 - песчаники массивные слюдистые, 4 - алевролиты с прослоями аргиллитов, 5 - песчаники массивные и кварц-слюдистые, 6 - переслаивание алевролитов и песчаников, 7 - песчаники разнородные массивные и слоистые, 8 - песчаники массивные с прослоями алевролитов; 9 - разрывные нарушения; 10 - зоны интенсивной диккитизации и окварцевания; 11 - зоны карбонатизации; 12 - зоны серицитизации, 13 - рудные тела

В рудном поле породы смяты в небольшую (ширина 0,5–1 км) асимметричную антиклинальную складку субмеридионального простирания, погружающуюся к югу под углом 5–8°. Складка осложнена крутопадающими малоамплитудными сбросами меридионального и широтного направлений. Широтные нарушения более молодые, смещают меридиональные разрывы, вдоль которых развиты зоны дробления и брекчирования мощностью до 6 м, пронизанные многочисленными кварцевыми, кварц-карбонатными и диккитовыми прожилками. Рудные тела располагаются вблизи свода антиклинальной складки и контролируются крутопадающим (до 80°) на запад субмеридиональным сбросом, сопровождаемым минерализованной зоной дробления мощностью 5–10 м.

В пределах зоны выделены четыре сближенных жильобразных рудных тела, которые в основном располагаются в висячем боку зоны, в пласте песчаника и на контакте его с алевролитами. Для всех рудных тел характерны раздувы, пережимы, сложное ветвление прожилков, выклинивание. В непосредственной плоскости сброса (20–40 см) руды обычно богатые, брекчиевой текстуры. Характерно наличие глины трения в висячем боку сброса, послужившей экраном при рудоотложении. В лежащем боку сброса оруденение наблюдается в виде прожилков по трещинам и вкрапленности в пласте песчаника. Контуры руд-

ного тела здесь уже нечеткие, извилистые. В участках интенсивной нарушенности пород богатое оруденение проникало далеко в пласт песчаника, образуя раздувы до 5–8 м. С глубиной интенсивность минерализации ослабевает.

В рудах месторождения изучено более 30 минералов, но, по существу, кроме киновари и самородной ртути (участками) значительные концентрации других минералов не отмечаются. Из жильных минералов широко развиты диккит и кварц, в меньшей мере – кальцит, сидерит. Из сульфидов наиболее распространен марказит, менее – пирит, редко встречаются галенит, сфалерит, арсенопирит, халькопирит, антимонит, реальгар и др. В 1–2 км к западу от месторождения обнаружены кварцевые жилы с довольно богатой полиметаллической минерализацией, преимущественно галенитом. Гипергенные минералы в небольшом количестве представлены самородной ртутью, ковеллином, скородитом, гипсом, арагонитом. Из самородных элементов в рудах зафиксированы медь, графит, твердые битумы (антракосолит), представляющие лишь минералогический интерес.

Основная масса киновари – разнозернистый кристаллический агрегат двух разновидностей: темной до черной и красной до ярко-красной. Темная киноварь широко распространена в верхних частях рудных тел месторождения, красная – в более нижних горизонтах. По химическому составу и оптическим константам обе разновидности киновари не различаются. Характерно наличие полисинтетического двойникования в кристаллах киновари, выражающегося в строгом линейном чередовании резко анизотропирующей и изотропной нерелфлексирующей киновари. Этот факт указывает на наличие в первичных рудах метациннабарита. Весьма незначительно развита колломорфная ярко-красная киноварь, выполняющая трещины и пустоты. Киноварь выделилась позже других рудных минералов и тесно ассоциирует с диккитом и халцедоновидным кварцем.

Самородная ртуть в виде мелких редких капель встречается во всех рудных телах, а в отдельных штуфах обнаружена в больших количествах – обильно пропитывает оруденелые диккитизированные песчаники. Тесно ассоциирует с киноварью.

Марказит и пирит наблюдаются в виде мелкой вкрапленности в измененных песчаниках и жилах крупнокристаллического кварца, реже они образуют в них самостоятельные маломощные (до 1 мм) прожилки. Почти всегда ассоциируют с редко встречающимися халькопиритом, арсенопиритом, галенитом, нередко обрастая их с краев.

Диккит и метаколлоидный (халцедоновидный) кварц широко развиты в рудах и измененных породах. Диккит образует микрозернистые и чешуйчатые (до крупночешуйчатых) выделения в пустотах, трещинах, порах песчаников. В рудных телах плотный микрокристаллический диккит ассоциирует с метаколлоидным кварцем, тонкозернистой киноварью и сидеритом. Рыхлый чешуйчатый диккит чаще встречается с главной массой кристаллической киновари, хотя участками выделялся и позже ее.

Карбонаты довольно широко распространены во вмещающих породах, однако в рудах их количество значительно убывает. Кальцит, сидерит и анкерит выделялись в дорудную и рудную стадии гидротермального процесса.

Околорудные изменения проявились локально, имеют тесные пространственные и парагенетические связи с ртутным оруденением. Участки прокварцованных пород фиксируются вдоль рудовмещающего сброса месторождения и не распространяются за пределы рудной зоны; максимальная мощность зоны прокварцевания 5–8 м (в раздувах). При окварцевании происходила декарбонатизация пород, при которой карбонаты почти полностью разлагаются, а составляющие их компоненты выносятся с переотложением в соседних зонах.

Диккитизация – основной вид гидротермального изменения, наиболее тесно связанного (близкоодновременно) с рудным процессом. Мощность зоны интенсивной диккитизации измеряется 2–10 м, затем процесс быстро ослабевает и уже на расстоянии 15–20 м от рудной зоны совершенно угасает. Диккит раз-

вивается по цементу песчаников, в промежутках между зернами кварца и обломками пород, образует гнездо- и линзообразные выделения в пустотах и кавернах, выполняет трещины, является основной составной частью цемента в брекчиях. Химический состав пород показывает, что процесс диккитизации почти всегда сопряжен с кварцитизацией и значительной декарбонатизацией. Ртутная минерализация обычно тяготеет к породам, претерпевшим кварцевый метасоматоз и аргиллизацию, тогда как существенно карбонатизированные разности пород бедны киноварью.

Карбонатизация как самостоятельный окolorудный гидротермальный процесс имеет подчиненное значение, хотя в неизмененных и слабоизмененных породах карбонаты встречаются в довольно существенных количествах. Непосредственно в рудных телах происходят интенсивное разложение, растворение карбонатов и вынос составляющих их компонентов (MgO , CaO , CO_2) в соседние зоны. На прилегающих к рудным телам площадях количество карбонатов в породе резко возрастает (до 20-30%).

Месторождению Звездочка по геологической позиции и характеру оруденения близки месторождения и рудопроявления Холболах, Прощай, Юбилейное, Загадочное и ряд других, находящихся в северной части Верхне-Дулгалахской зоны. Загадочное и Прощай - типичные представители полиметаллически-ртутной формации.

Загадочное. Месторождение находится в 12 км к северо-западу от месторождения Звездочка. В структурном плане оно приурочено к замыканию синклинальной складки, в месте пересечения ее крупными нарушениями широтного и субширотного простирания. Вдоль широтного разлома синклиналь испытывает резкий флексуобразный перегиб в поперечном направлении. В пределах рудной зоны развиты алевролиты и массивные мелко- и среднезернистые песчаники верхнепермского возраста. Восточнее распространены алевролиты нижнего триаса.

Ртутное оруденение локализовано в интенсивно окварцованных и брекчированных песчаниках, приуроченных к субширотной минерализованной зоне дробления протяженностью 2,4 км. Выявлены четыре рудных тела. Ртутная минерализация здесь тесно ассоциирует с полиметаллическим (галенит, сфалерит) оруденением. На восточном фланге рудные тела 3 и 4 существенно киноварные. В центре зоны находится полиметаллически-сурьмяное рудное тело. Для всех рудных тел характерны пережимы, раздувы и гнездообразные скопления руд. В рудах, кроме киновари, антимонита, галенита, сфалерита, обнаружены довольно обильные скопления сульфосолей сурьмы и продуктов их окисления. Редко встречаются пирит, марказит, арсенопирит, халькопирит и мышьяк. Из нерудных минералов резко преобладает кварц, часто халцедоно-видный, который тесно ассоциирует с диккитом и серицитом. В небольших количествах присутствуют железистые карбонаты, хлорит, барит, графит, твердые битумы.

Вдоль рудной зоны (рудовмещающего сброса) вмещающие песчаники и алевролиты подверглись интенсивному прокварцеванию, вплоть до образования монокварцитов и кварцевых брекчий шириной до 10-15 м. В породах много пустот и трещин, обычно выполненных кристаллами кварца, халцедоном, местами в ассоциации с киноварью, антимонитом, галенитом, сфалеритом, сульфосолями сурьмы, свинца. В небольших количествах в интерстициях зерен кварца отмечаются тонкочешуйчатый диккит, карбонаты, серицит. В месторождениях впервые на Северо-Востоке СССР определены саффлорит, менегенит, раммельсбергит, плагионит, геокронит, но их диагностика пока предварительная.

Морфоструктурные и минералогические аналоги месторождений Звездочка, Загадочное и других - месторождения Кыттамлайское и Ясенское - на Чуколке, Ляпганайское, Нептун, Красная Горка - в Корякском нагорье, которые сближает также их расположение в геосинклинальных прогибах, лишенных сколько-нибудь значительных проявлений интрузивного магматизма и вулканизма.

ТЕЛЕТЕРМАЛЬНЫЕ, ПЕРЕХОДНЫЕ К ТЕЛЕМАГМАТОГЕННЫМ

Ред-Дэвл (по Mackevett, Berg, 1963; перевод В.П. Федорчука, 1965).

Месторождение находится в юго-восточной части Аляски, в бассейне среднего течения р. Кускоквим (Кускоквимская ртутьносная зона). Район сложен мощной толщей дислоцированных осадочных пород мелового возраста, местами перекрытых третичными вулканогенными образованиями. В составе осадочных пород преобладают флишиодно переслаивающиеся граувакки и аргиллиты кускоквимской свиты, пересеченные измененными дайками типа кварцевых базальтов (?).

Граувакки — серая до темно-серой мелкозернистая порода, сложенная обломками глинистых и метаморфических сланцев и эффузивов, сцементированных очень плотной тонкозернистой массой кварц-полевошпат-кальцит-мусковит-глинисто-хлоритового состава. Аргиллиты по составу схожи с граувакками, но более тонкозернистого сложения. Дайки кварцевых базальтов (?) состоят из мелкокристаллической до тонкозернистой массы кальцита, халцедона, лимонита, серицита и подчиненных им кварца, гематита и глинистых минералов. Порфирировая структура породы обусловлена наличием небольших реликтовых выделений вкрапленников, обычно нацело замещенных кальцитом и слюдисто-глинистым материалом.

Дайки (на месторождении их обнажено три) — главные локализаторы ртутного оруденения. Они имеют северо-восточное простирание и падение на юго-запад под углом $40-65^{\circ}$. Мощность даек $0,3-4,5$ м. Главная дайка имеет форму небольшого штока, от которого ответвляются или сопряжены с ним более мелкие и ветвящиеся силлы и апофизы. На обводненных горизонтах месторождения дайковые породы превращены в мягкую ожелезненную рассыпчатую массу.

В структурном плане месторождение приурочено к юго-западному крылу Слитмьютской антиклинали протяженностью более 10 км. В районе месторождения антиклиналь образует флексуорообразный изгиб и отклоняется в северо-западном направлении от обычного северо-восточного простирания тектонических структур Кускоквимского района. Преобладающие азимуты падения пластов юго-западные, под углом $45-60^{\circ}$, местами круче — до опрокинутого.

Большая часть разрывных нарушений на месторождении имеет северо-западное простирание, в общем параллельное напластованию пород. Плоскости нарушений сопровождаются бороздами скольжения, изгибами, к ним приурочены глинки трения и участки слабого брекчирования. По характеру перемещения это — типичные сбросо-сдвиги, прослеживающиеся на сотни метров. Особенно интенсивны сбросо-сдвиги в пластах аргиллитов, иногда превращенных в зоны сплошного смятия, сдвинутых на отдельных участках от нескольких сантиметров до $10-15$ м. Суммарное перемещение по зонам разломов достигает, по-видимому, первых сотен метров. В более мощных пластах граувакк развита мелкая трещиноватость преимущественно северо-восточного простирания, отражающая скрытую крупную зону нарушений этого направления.

Формирование структуры месторождения представляет собой таким образом:

а) смятие осадочных пород с образованием Слитмьютской антиклинали и одновременным развитием серии глубоких нарушений северо-восточного простирания; б) внедрение даек в некоторые из этих трещин; в) возникновение системы крутопадающих нарушений северо-западного направления, разбивших дайки на ряд блоков, смещенных относительно друг друга; г) небольшие повторные подвижки по плоскости северо-западных нарушений.

На месторождении известно большое количество разобренных рудных тел, которые локализовались главным образом у мест пересечения измененных даек северо-восточного простирания многочисленными сбросами северо-западного направления (рис. 26). Наиболее оруденелы участки в местах пересечения даек разрывами под острым углом.

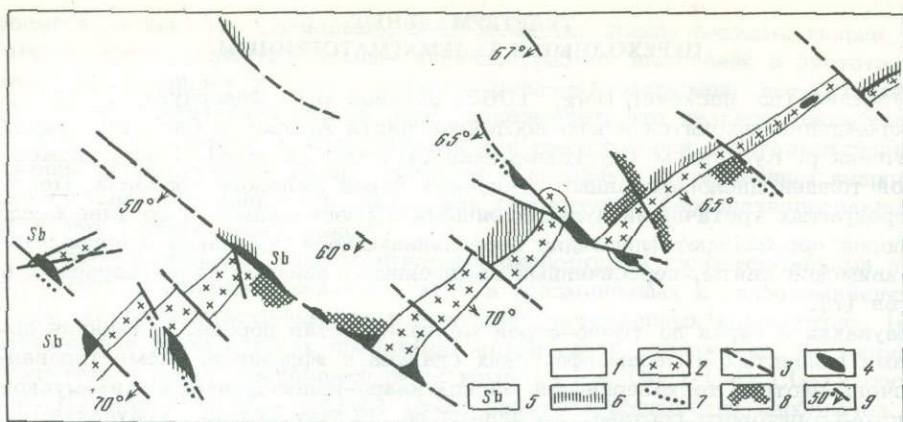


Рис. 26. Схема геологического строения ртутного месторождения Ред-Дэв на Аляске (по Mackevet, Berg, 1963)

1 - аргиллиты и граувакки; 2 - дайки диабазового порфирита; 3 - разрывные нарушения; 4 - ртутные рудные тела; 5 - проявления сурьмяной минерализации; 6 - зоны аргиллизации; 7 - пиритизация; 8 - участки интенсивно дижитизированных пород; 9 - элементы залегания

Месторождение представлено тремя участками: район Главной шахты, Долли и Райс. Большинство рудных тел (сейчас уже отработанных) приурочено к Главной дайке измененных пород, находящейся в районе Главной шахты. На двух других участках известны 12 рудных тел, локализовавшихся вдоль или вблизи северного окончания даек измененных пород. Рудные тела имеют грубо призматическую форму, по падению прослеживаются до первых сотен метров (на участке Долли 192 и 278 м без признаков выклинивания, на других участках наблюдается уменьшение в размерах и выклинивание с глубиной). Обычно рудные столбы падают на юг под углом около 40° . Все рудные тела объединяются в общую рудную зону протяженностью более 500 м, шириной не менее 200 м, прослеженной на глубину до 200 м. В качестве рудоконтролирующих структур некоторое значение имели изгибы пластов (типа флексур), а также незначительные изменения литологических особенностей отдельных горизонтов.

Руды месторождения исключительно высокосортные (до 30% ртути). Они представлены густой сетью тесно сближенных сложно переплетающихся киноварьсодержащих прожилков и обильной вкрапленностью в брекчиях, цементированных жильными материалами. Прожилковая киноварь образовалась в результате прямого заполнения приоткрытых трещин, массивные руды - вероятно, путем частичного метасоматического замещения. В богатых рудах киноварь, как правило, тесно ассоциирует с антимонитом.

Минеральный состав руд простой. Кроме киновари и антимонита - основных рудных минералов, в меньших количествах встречаются реальгар, аурипигмент и вторичные минералы сурьмы, реже - пирит-марказит. Жильные минералы - кварц (часто халцедоновидный), карбонаты и минералы глин. Вероятная последовательность минералообразования следующая: карбонатные минералы первой генерации - кварц I - (мышьяковые минералы) - антимонит-киноварь-кварц II - (карбонатные минералы II) - минералы глин. Стадии мышьяковых минералов и поздних карбонатов выделены условно. Киноварь обычно заполняет центральные части прожилков вместе с поздними карбонатами, кварцем и минералами глин. Антимонит чаще отлагался в зальбандах прожилков.

Киноварь присутствует в виде хорошо сформированных кристаллов, образует мелкокристаллические скопления и порошковатые примазки на плоскостях

скольжения. В последнем случае она имеет, по-видимому, вторичное происхождение. Антимонит образует сплошные массивные скопления тонкоиглычатых кристаллов (в жилах), пронизывающих кварц и часто обрастающих кристаллами киновари. Для дорудного кварца (преобладает) характерны гребенчатые текстуры, более поздний кварц представлен идиоморфными кристаллами прозрачного горного хрусталя длиной до 5 мм, иногда нарастающего на гранях кристаллов антимонита и киновари. Поздние карбонаты (в основном кальцит) встречаются в виде редких разобренных тонких таблитчатых кристаллов, нарастающих на кварце или на стенках жезд. Глинистые минералы, преимущественно дикцит, образуют массы белого или бледно-зеленого цвета в прожилках.

Дайковые и осадочные (вблизи даек) породы в результате гидротермальных изменений превращены в агрегат халцедона, серицита и минералов глин. Самый поздний гидротермальный процесс — диккитизация по трещинам.

Позднемиоценовый или раннеплиоценовый возраст оруденения основан на следующих данных: а) ртуть- и сурьмосодержащие прожилки рассекают дайки, вероятно олигоценового или миоценового возраста; б) рудные тела срезаются слитмьютской денудационной поверхностью, которая, по-видимому, начала развиваться в плиоценовое время.

Кроме месторождения Ред-Дэвл, в бассейне р. Кускоквим находится еще ряд ртутных месторождений, подвергшихся детальным поискам и разведке, — Барометр, Колмаков, Паркс, Виллис, Фейервью, Риолит, Парч, Маунтин и другие, геологические и минералогические особенности которых сходны. Большинство вмещают верхнемеловые осадочные породы — сланцы, песчаники, граувакки, интродуцируемые дайками и силлами андезитов, риолитов и биотитовых базальтов, измененных до кремнисто-карбонатных пород. Рудные тела в виде гнездовидных скоплений, зон прожилкования, вкрапленных и массивных почковидных руд залегают чаще всего в контактах изверженных пород с осадочными.

Месторождение *Барометр*, расположенное к северо-западу от Ред-Дэвл (16 км северо-западнее г. Слитмута), представлено двумя залежами в сланцах вблизи выходов измененных эффузивов. Длина залежей порядка 50 м, ширина до 1 м. В 1,5 км к юго-западу от Ред-Дэвл находятся месторождения *Колмаков* и *Фейервью*, а еще южнее — *Паркс*. Месторождения представлены минерализованными зонами дробления, секущими дайку риолитов (*Фейервью*, *Колмаков*) и силлы измененных андезитов (*Паркс*) северо-западного простирания. Мощность зон дробления до 7 м, прослеживаются они на первые сотни метров. Киноварь совместно с антимонитом образует мелкие гнезда и прожилки в зонах трещиноватости измененных изверженных пород. Этим месторождениям аналогичны рудопроявления Виллис и Фуллер, расположенные в 2 км южнее г. Слитмута.

В крайней юго-западной части ртутного района Кускоквим (140 км вниз по течению от г. Слитмута) находятся месторождения *Лаки Дей* и *Брокен Шовел*, локализованные в граувакк-сланцевой толще, интродуцированной крупными силлами кварцевых диабазов и базальтов. Минерализованные зоны дробления с прожилками кристаллической киновари мощностью до нескольких сантиметров прослеживаются вдоль контактов силлов на расстояние около 300 м при ширине до 17–20 м.

Второй после Ред-Дэвл крупный ртутный рудник *Де Курси Маунтин (Корона)* расположен в северной части района Кускоквим на водоразделе с р. Юконом (район Юкон Ривер). Вмещающие породы — также граувакки и сланцы, прорванные дайками и силлами базальтов и диабазов, измененных до кварц-карбонатных пород. Минерализованные зоны дробления и брекчирования с киноварью простираются вдоль залегания осадочных пород или по контактам с дайками. Размеры рудного поля 850x650 м, глубина 140 м. Здесь выделены две системы рудных жил: верхняя, представленная кулисообразными жилами Топ, Риторт, Таннел, Де Курси, и нижняя, состоящая из жилы А. Жилы первой системы размещаются в кварц-карбонатных породах, развившихся по ба-

зальтам; размеры каждой из них примерно 100x1 м, на глубину они прослеживаются до 40–50 м. Жила А длиной около 150 м, приурочена к контакту осадочных пород с дайкой диабазов. Минеральный состав руд: киноварь, халцедон, каолинит, карбонаты, арсенопирит, сервантит, спорадически антимонит.

Месторождения района Кускоквим (Ред-Дэвл и др.) по геологическим, минералогическим и структурно-морфологическим признакам ближе всего соответствуют Олюторскому и частично Ляпганайскому месторождениям Корякского нагорья. Тесная структурная связь месторождений с дайками основного и среднего состава позволяет выделить их в группу месторождений, переходных к телемагматогенным.

ТЕЛЕМАГМАТОГЕННЫЕ ЭПИТЕРМАЛЬНЫЕ

Гал-Хая. Месторождение находится в северо-восточной части Якутской АССР, в пределах Лево-Сакинджинского ртутного узла Таскано-Омулевской ртутноносной зоны. Район расположен на стыке двух толщ – палеозойской карбонатной и мезозойской терригенной, граничащих по Нальчанской зоне разломов (Галкин, 1968).

В геологическом строении района участвуют мощные карбонатные толщи (6–7 км) нижнего и среднего палеозоя и терригенные мезозойские отложения (до 5 км), прорванные интрузивами раннемеловых гранитоидов в мезозойских отложениях и диабазами и габбро-диабазы позднемелового возраста – в палеозойских блоках. Палеозойские отложения разделены на ордовикские, силурийские и девонские слои, согласно залегающие между собой. Среди ордовикских пород преобладают тонко- и среднеслоистые известняки, филлитизированные и известковистые сланцы. В силурийских отложениях увеличивается количество массивных толстослоистых мраморизованных известняков. Девонские толщи сложены разноцветными массивными битуминозными известняками и отдельными пачками известковистых и углисто-глинистых сланцев. Мезозойские отложения представлены песчаниками, алевролитами, песчано-глинистыми сланцами триаса и юры.

Рудовмещающие породы – разномасштабные известняки среднего и верхнего ордовика и нижнего силура, экраняющие – филлитизированные сланцы среднего ордовика, известковистые и углисто-глинистые сланцы силура и девона, терригенные юрские отложения. Последние, по мнению М.А. Галкина (1968), обусловили региональное экранирование ртутных месторождений.

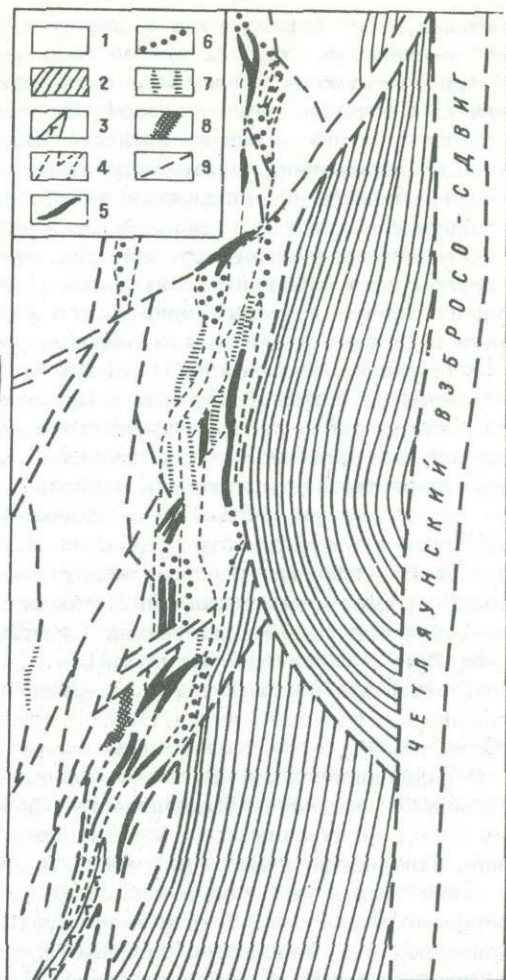
Месторождение сложено разнослоистыми известняками и известково-глинистыми (граптолитовыми) сланцами лландоверского яруса нижнего силура, образующими моноклиналь северо-западного простирания (рис. 27). Широко развиты дайки диабазов и габбро-диабазов субмеридионального, реже – широтного простирания. Основная рудоконтролирующая структура – Четляунский субмеридиональный взбросо-сдвиг, в месте сочленения которого с Сэбикчанским взбросо-надвигом северо-восточного простирания и располагается месторождение. Многочисленные разрывные нарушения, развитые в пределах рудного поля, относятся к системе оперения этих разломов. На границе между разнослоистыми известняками и известково-глинистыми сланцами сеть разноориентированных нарушений сгущается, образуя зону дробления и брекчирования, в которой локализовано ртутное оруденение.

Строение рудной зоны сложное. На небольшом протяжении она распадается на несколько ветвей, изгибается, образует раздувы и пережимы. Состав зоны также непостоянен. Участки крепко сцементированных брекчий с карбонатным и кварц-карбонатным цементом имеют взаимопереходы с трещиноватыми породами и брекчиями с глинистым цементом. Мощности отдельных брекчиевых тел 0,5–6 м, участков слабодробленых пород между ними – до 15 м.

Оруденель чаще всего брекчий с карбонатным и кварц-карбонатным цементом, реже – с глинистым. Обломочная часть в брекчиях составляет 50–60%, обломки угловатой формы размерами до 5 см. Меньшая часть киновари связана с маломощными (10–20 см) трещинами и пустотами выщелачивания в из-

Рис. 27. Геологоструктурная схема месторождения Гал-Хая (по материалам М.А. Галкина)

1 - разнослоистые известняки лландовера; 2 - известково-глинистые (графтолитовые) сланцы лландовера; 3 - дайки габбро-диабазов; 4 - зоны дробления; 5 - брекчии карбонатные и кварц-карбонатные с киноварью; 6 - зоны дробления с глиной трения и киноварью; 7 - зоны дробления, линзы и жилы с флюоритом; 8 - кальцитовые жилы; 9 - разрывные нарушения



вестняках и доломитах, нередко выполненными глинистым материалом и кальцитовыми прожилками. Формы выделения киновари: а) каемки мелкокристаллической киновари вокруг обломков брекчий; б) рассеянная вкрапленность в обломках брекчий; в) мелкие (0,5–1 мм, редко крупнее) кристаллические агрегаты, вкрапленные в кальцитовые прожилки и кварц-кальцитовой цемент брекчий; в глинистом цементе агрегаты киновари размерами до 1 см; г) гнездобразные выделения (до нескольких сантиметров) в пустотах выщелачивания. Распределено оруденение крайне неравномерно. Выделяется ряд обогащенных киноварью участков линзовидной формы длиной до 50 м.

В рудах месторождения широко развиты киноварь, кальцит, доломит, кварц; реже встречаются антимонит, реальгар, аурипигмент, пирит, халькопирит, арсенопирит, брейнерит, блеклая руда, флюорит, барит. В месторождении, кроме того, определены (Груздев, Юдин, 1970; Груздев, Степанов и др., 1972) метациннабарит, сфалерит, железистый теннантит, борнит, халькозин, ковеллин и новые минералы – грейгит и галхит, а из жильных – диккит, каолинит, гидрослюда и битумы типа ЛБА, МБА, МСБА и, по-видимому, антраксолит. Из гипергенных минералов обнаружены гипс, ярозит, лимонит, фиброферрит, валентинит, эггестонит, ремерит (?), порошокватая киноварь, сульфаты и карбонаты меди, малахит, азурит, самородные сера, ртуть.

Киноварь отмечается в трех разновидностях, отличающихся по цвету: ярко-красная, темно-красная, коричневатая. М.А. Галкин (1966) считает, что цвет киновари зависит от условий локализации: ярко-красная киноварь располагается в оперяющих трещинах на расстоянии 50–100 м от рудораспределяющего разлома, темно-красная и коричневая – в зонах дробления и оперяющих трещинах вблизи (5–10 м) рудоподводящих нарушений.

Антимонит, реальгар и аурипигмент обычно встречаются спорадически, но на некоторых участках образуют значительные скопления. Антимонит, как правило, развивается в зонах окварцевания, а минералы мышьяка больше связаны с кальцитовыми проявлениями. В окварцованных и пиритизированных зонах с антимонитом ассоциирует аксессуарное золото, иногда отмечаются повышенные концентрации олова, свинца и цинка. Повышенные содержания ртути, сурьмы,

мышьяка, меди фиксируются в дайках измененных и неизмененных диабазов и габбро-диабазов, секущих рудное поле месторождения. Олово, свинец, цинк чаще присутствуют в гранитоидах и диоритах Нальчанского ряда интрузивов, залегающих в терригенных мезозойских толщах вблизи месторождения.

Рудный процесс многостадийный. Довольно отчетливо выделяются три минеральные ассоциации, соответствующие стадиям: антимонитовая (иногда с кинноварью), существенно кинноварная и кинноварь-реальгаровая. Между собой рудные ассоциации разделены периодами тектонической переработки пород. Однако приуроченность их к единой рудной зоне, тесная геохимическая взаимосвязь друг с другом дают основание считать эти минеральные ассоциации производными единого магмо- и рудогенерирующего глубинного очага на заключительном этапе тектоно-магматической деятельности в районе.

В пределах месторождения проявлен достаточно широко гидротермальный метаморфизм, который достигает максимальной интенсивности в зонах дробления и брекчирования. Преимущественно развиты процессы доломитизации, окварцевания, кальцитизации и пиритизации.

Доломитизация происходила наиболее интенсивно. Ореолы доломитизированных пород шириной 200-500 м располагаются вдоль основных тектонических нарушений и в ядрах складок. Сильно доломитизированные разности известняков представляют собой темно-серую до черной мелкозернистую массивную породу с раковистым изломом. Чаще всего доломитизации подвергались средне- и тонкослоистые известняки, перекрытые глинисто-известковистыми сланцами. При этом привносилось до 15-20% MgO , 1-1,5% Al_2O_3 и до 1% FeO . Доломитизация, предшествовавшая рудному процессу и по времени, вероятно, связанная с периодом интенсивных юрских тектонических подвижек, сделала породы наиболее благоприятными для рудоотложения.

Окварцевание распространено более локально, но также проявляется вдоль разрывных нарушений. Окварцованные известняки - плотные сильно осветленные породы с раковистым изломом, состоящие на 70-80% из кремнезема. В зонах окварцевания часто встречаются оруденелые кварцевые жилы и прожилки, выделившиеся в две стадии кварцевого метасоматоза: а) среднетемпературные кварцевые и кварц-карбонатные прожилки с редкой сурьмяной и ртутной минерализацией и б) низкотемпературные кварцевые и халцедоновые прожилки с существенно ртутной минерализацией. С окварцеванием тесно связана пиритизация пород.

Кальцитизация чаще всего развивается непосредственно в рудных телах в виде гнездовидно-прожилковых образований или массовой переработки пород. Наиболее интенсивная кальцитизация по времени связана с ртутной минерализацией, но продолжалась, по-видимому, и после рудного процесса. На некоторых участках месторождения проявилась флюоритизация, выразившаяся в образовании прожилков и гнездообразных выделений мелкокристаллического флюорита. Флюоритизация тесно связана с кальцитизацией.

По вещественному составу, характеру минералообразующих процессов месторождение Гал-Хая относится к сложному полиметалльному типу рудных формаций с длительной эволюцией рудогенеза.

Вблизи месторождения Гал-Хая в сходных геологических условиях находятся месторождения Северное, Сэбик и многочисленные рудопроявления: Постой, Пологий, Арбат, Малыш и др. В каждом из них обычно выделяются один-два, максимум три рудных минерала, имеющих практическое значение. На Сэбикчанском и Северном месторождениях это кинноварь, на рудопроявлении Пологом - антимонит, на рудопроявлениях Постой, Арбат и Малыш - кинноварь, участками реальгар, что обусловлено различной эродированностью и удалением объектов от основных рудоконтролирующих структур.

В юго-восточной части Таскано-Омулевской зоны расположены ртутные месторождения *Верхне-Тасканское* и *Урультунское*. Геологоструктурная позиция, рудовмещающая среда, морфология рудных тел, околорудных метасоматитов и их вещественный состав мало чем отличаются от характерных для месторождений Лево-Сакинджинского узла. Отмечается лишь значительное

развитие в рудах Урультунского месторождения антраксолита и наличие самостоятельных рудных тел с полиметаллическим оруденением вблизи месторождений.

Описанные месторождения Таскано-Полоусненской ртутоносной зоны (Гал-Хая, Северное, Урультунское и др.) отнесены нами к группе телемагматогенных эпitherмальных месторождений, связанных с глубинными магматическими источниками - подкоровым базальтовым магматизмом щелочного ряда. К таким же выводам пришли М.А. Галкин (1968), В.А. Кузнецов (1968), А.А. Оболенский и Р.В. Оболенская (1968). Однако З.В. Сидоренко (1969 г.) считает, что часть ртутных проявлений Лево-Сахынджинского узла - джаспероидного типа и формировалась в позднемезозойский этап развития района параллельно с осадконакоплением. Если принять во внимание и тот факт, что в названной металлогенической зоне известны позднемезозойские рудопроявления вулканогенного типа (Догдинское), то вопрос о генетической связи оруденения с магматизмом становится еще более дискуссионным. Вероятнее всего, процесс ртутного рудогенеза в этой зоне протекал длительное время и был связан с проявлением как интрузивного, так и эффузивного магматизма и гидротермального низкотемпературного метасоматоза вдоль ослабленных тектонических зон.

Терлингва (по Thompson, 1954). Ртутный район Терлингва, один из крупнейших производителей ртути в США (Техас, округ Брустер), приурочен к ртутоносной зоне, протягивающейся по юго-западному обрамлению плато Колорадо. Располагается в южной части области, называемой Большая Излучина р. Рио Гранде, вблизи мексиканской границы. Район сложен толщей меловых известняков и сланцев мощностью около 1500 м, перекрытых третичными вулканическими породами. Вулканы прорваны дайками, силлами и лакколитами базальтов и риолитов.

Основная рудовмещающая структура - моноклираль восточного простирания, в некоторых местах нарушенная грабеном северо-западного простирания. На формирование рудных тел месторождения большое влияние оказали карстобразование и связанные с ними брекчии обрушения в известняках.

Главный рудник месторождения Чисос-Рейнбоу расположен к северу от грабена в слабоскладчатых и интенсивно дробленных меловых сланцах и известняках. Рудные тела здесь представлены: гнездами в кальцитовых жилах, залежами на контакте известняков с перекрывающими их терригенными породами и столбообразными телами брекчии обрушения в известняках. Последние, наиболее крупные и богатые, приурочены к зонам разломов, имеют вид вертикального цилиндра, состоящего из глыб и обломков известняка, сцементированных глинистым цементом. В кальцитовых жилах и контактовых залежах киноварная минерализация слабая, киноварь распространена в полосе измененных пород шириной около 15 м, протягивающейся вдоль контакта с перекрывающими сланцами на расстояние сотни метров.

На руднике Марипоса перекрывающие сланцы подверглись полной эрозии и рудные тела выходят на поверхность. Они связаны с зонами карстового выполнения, образовавшимися в результате выщелачивания известняков гидротермальными растворами вдоль разломов северо-восточного простирания. Эти зоны представляют собой протяженные (сотни метров) полосы просевших и обрушенных в известняки измененных глинистых пород шириной до 30 м. Вместе с киноварью в карстовых полостях встречаются значительные количества каломели, самородной ртути, оксихлоридов ртути (терлингваит, эглестонит и др.), монтроидита, мозезита, пирита, пиролюзита. Обилие в районе Терлингва редких минералов ртути объясняется крайне сухим климатом, обусловившим повышенное содержание хлоридов в поверхностных водах. Последние циркулировали под водонепроницаемой глинистой покрывкой и при встрече с рудоносными растворами способствовали осаждению киновари.

Третий крупный рудник Терлингва - Стади Батт находится в клинообразном силле тонкозернистых кварцевых сиенитов, внедрившемся в известковистые сланцы. Рудные тела с киноварью встречаются и в сиенитах, и в сланцах.

ТЕЛЕМАГМАТОГЕННЫЕ, ПЕРЕХОДНЫЕ К ВУЛКАНОГЕННЫМ

Палянское. Месторождение расположено в области сочленения чукотских мезозойд с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом. Влияние последнего выразилось в формировании блоковой структуры района, проявлении орогенного интрузивного магматизма и субаэрального вулканизма.

В районе широко распространены верхнетриасовые (норийский ярус) песчано-сланцевые отложения, представленные рядом литологических горизонтов, отличающихся главным образом по характеру слоистости. Суммарная мощность осадочных пород 1200–1400 м. Выше в грабенах несогласно залегают осадочно-вулканогенные толщи нижнемелового возраста мощностью до 400 м. Интрузивные породы представлены Палянским массивом гранитоидов (за пределами месторождения), дайками и субвулканическими телами гранит-порфиоров, андезитов, диоритовых порфириров, образующими Палянский интрузивный купол.

Месторождение приурочено к западной периферии интрузивного купола, представляющего собой приподнятую центральную часть Палянской вулканотектонической структуры (см. рис. 6). Рудное поле месторождения имеет четко выраженное линейно-блоковое строение (рис. 28). В его пределах пересекаются два крупных меридиональных нарушения и ряд северо-западных разрывов, образуя три блока: восточный, центральный и западный. В восточном и центральном блоках развиты норийские песчаники и алевролиты, западный блок сложен покровом меловых вулканогенно-осадочных пород (конгломераты, андезитобазальты, липариты).

В центральном блоке складчатые деформации проявлены наиболее широко: представлены флексурными перегибами, мелкими складками блокирования и приразломного типа, развитыми на фоне общего моноклиналиного залегания пород. Выделяется куполовидная складка продольного изгиба; углы падения пород на крыльях складки 40–50°. Юго-западнее ее замыкание представлено флексурным изгибом с падением пород под $\angle 70-75^\circ$.

Разрывные нарушения в пределах рудного поля и месторождения развиты весьма интенсивно. Выделяются две наиболее распространенные системы нарушений: меридионального и северо-западного направления. Одно из крупных меридиональных нарушений – рудоконтролирующий Восточный взброс, прослеженный на протяжении 20 км. Он сопровождается зоной сильно перемятых, брекчированных и милонитизированных пород мощностью 30–40 м, участками образующих своеобразные брекчиевые тела – взрывные трубки взрыва. Взброс падает на запад под углом около 50°, амплитуда вертикального перемещения его не менее 400 м. В зоне взброса размещается ртутное оруденение. Нарушения северо-западного направления моложе меридиональных, большинство их представлено сбросо-сдвигами. Вертикальные перемещения по ним не превышают первых десятков метров, горизонтальные – до 130 м, в среднем 20–60 м. Широко развита на месторождении мелкая интенсивная трещиноватость.

Палянское месторождение многоярусное (рис. 29). Выделяются три яруса (этажа) оруденения, имеющие различный геологоструктурный контроль: столбообразная штокверковая рудная залежь в висячем боку Восточного взброса (А), линзовидные рудные залежи в зоне взброса (Б) и в пласте песчаника в лежащем боку взброса (В). Рудные тела всех ярусов контролируются сочетанием двух основных факторов: изгибом структурных поверхностей и сечением их разрывами, что, по-видимому, и обуславливает наличие как согласных (послойных) форм рудных тел, так и секущих (трещинных).

Столбообразная рудная залежь – основная. Штокверк располагается в центральной части куполовидной складки, которая в результате складчатых и разрывных деформаций была превращена в блок массового дробления. Границы рудного тела проводятся по данным опробования. В плане оно имеет изометрическую форму, несколько вытянутую в меридиональном направлении. В вертикальном сечении – это гребенчатый столб со склонением на юго-запад под углом 75–80°.

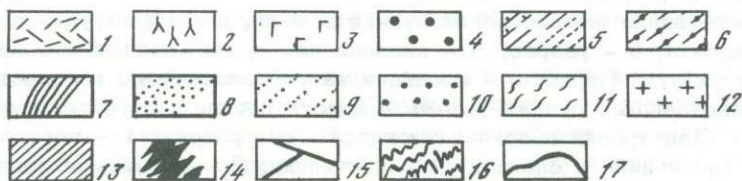
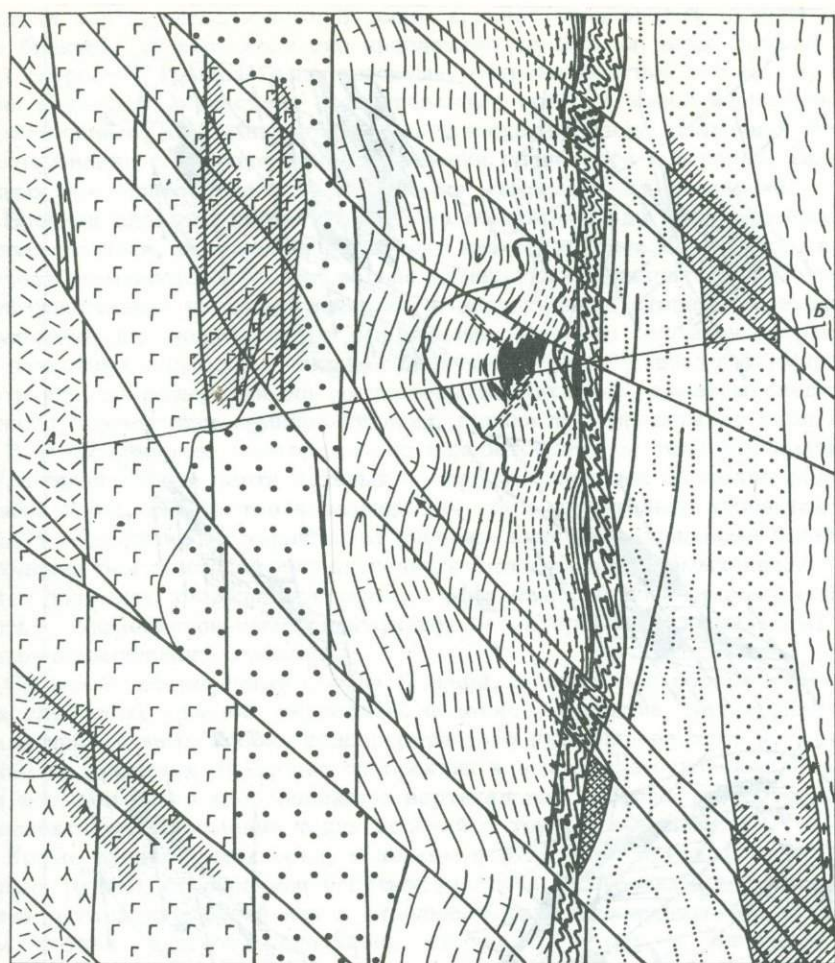


Рис. 28. Схема геологического строения Палянского месторождения (по А.Л. Сыромятникову)

Нижний мел: 1 - липариты, 2 - андезиты, 3 - андезито-базальты, 4 - туфо-конгломераты; нижний триас: 5 - переслаивание алевролитов (преобладают) и песчаников, 6 - алевролиты с редкими прослоями песчаников, 7 - углисто-глинистые сланцы, 8 - массивные песчаники, 9 - переслаивание алевролитов и песчаников, 10 - пласт песчаников, 11 - слоистые алевролиты, 12 - гранодиорит-порфиры, 13 - зоны гидротермально измененных пород, 14 - рудные тела; 15 - разрывные нарушения; 16 - милониты; 17 - ореол рассеяния кинноварного оруденения

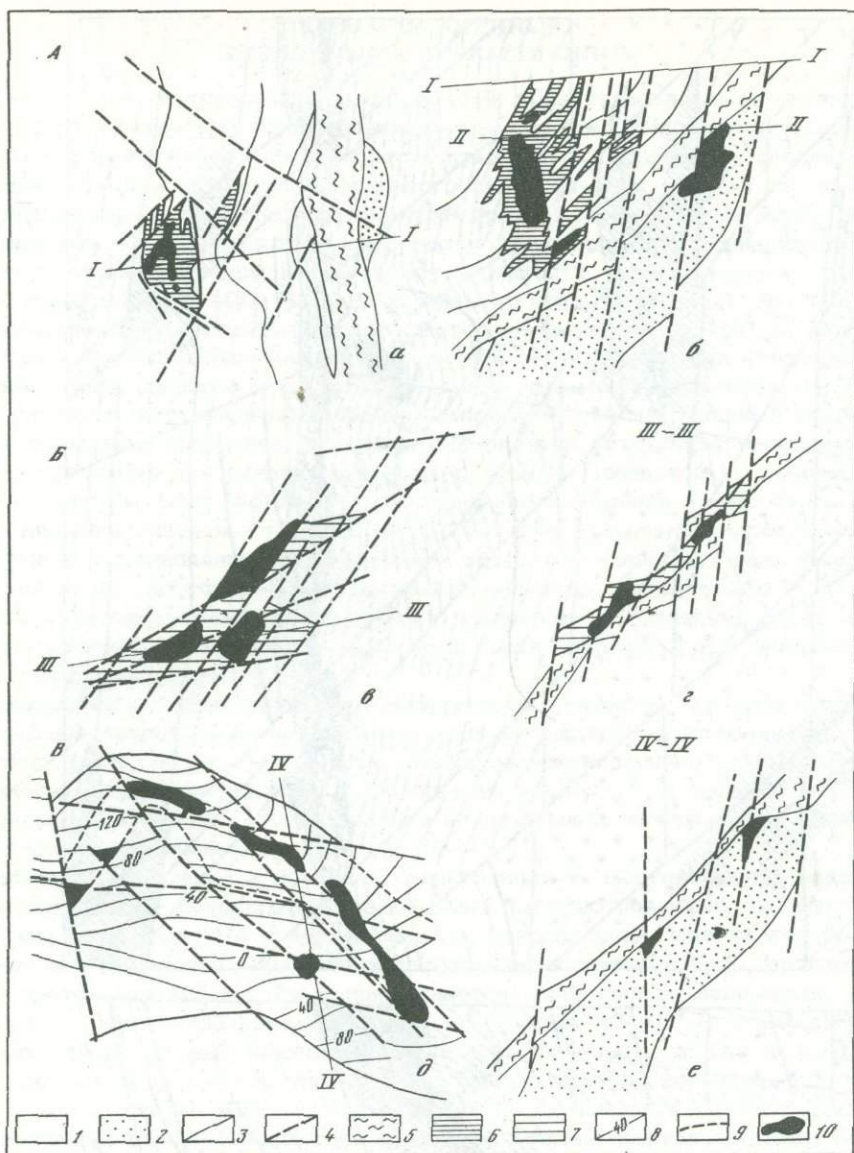


Рис. 29. Структурная многоярусность рудных столбов Палайанского месторождения (по А.Л. Сыромятникову, 1972)

А - столбообразная штокверковая рудная залежь, первый структурный ярус: а - план горизонта, б - разрез; Б - линзовидная рудная залежь в зоне взброса, второй структурный ярус: в - проекция на горизонтальную плоскость, г - разрез; В - линзовидная рудная залежь в пласте песчаника, третий структурный ярус: д - план кровли пласта в изогипсах, е - разрез; 1 - переслаивание алевролитов, песчаников и сланцев; 2 - песчаники; 3 - границы литологических горизонтов; 4 - разрывные нарушения; 5 - милониты зоны взброса; 6 - песчано-сланцевые брекчии; 7 - светлые песчанниковые брекчии; 8 - изогипсы; 9 - контур рудных тел; 10 - рудные столбы

В контуре штокверка наиболее богатое оруденение располагается в участках брекчий. Брекчированию подвергся главным образом горизонт частого равномерного переслаивания алевролитов и песчаников. Брекции не похожи на типично тектонические. А.Л. Сыромятников (1975 г.), детально изучавший эти брекчии, отнес их к взрывным. В рудном поле месторождения выделяется ряд брекчиевых тел, разделенных участками слабого брекчирования и трещи-

новатых пород, образующими в целом крупное столбообразное тело взрывных брекчий; по вертикали оно прослежено на 225 м, ниже срезано Восточным взбросом. Границы тела неровные, остроизвилистые и в плане, и в разрезе. Переходы интенсивно брекчированных пород к менее нарушенным резкие и постепенные, местами наблюдаются переходные зоны различной степени брекчирования с сохранением направления слоистости в породах. Брекчии переходных зон близки брекчиям заполнения межпластовых отслоений.

Брекчии сложены несортированными обломками (до глыб) алевролитов, глинистых сланцев, песчаников различных литологических горизонтов, в редких случаях отмечаются обломки сильно измененных вулканитов. Цементом служит преимущественно песчано-глинистый в значительной степени перетертый и переработанный газовой-жидкими эманациями материал обломочной фракции. Пласты осадочных пород, вмещающие брекчиевое тело, сильно деформированы: загнуты или задраны, нередко поставлены вертикально, заметны следы тектонического воздействия — милонитизация, глинка трения, зеркала скольжения.

В 1 км севернее месторождения находится второе тело взрывных брекчий, отличительная черта которых — наличие округлых обломков эффузивного облика пород, количество и размеры которых значительно возрастают с глубиной. В верхней части характерны песчано-алевролит-сланцевые брекчии раздробления без примесей вулканогенного материала. В самых низах тела брекчий в обломках преобладают плотные эффузивы с хорошо выраженной флюидальностью, сцементированные пелитоморфным материалом (туффзитом) эксплозивно-инъекционного генезиса.

Сложный гетерогенный состав брекчий, включающий обломки пород из разных глубинных уровней, округлость обломков, развитие бухтообразных заливов и прихотливых апофиз тонкоперетертого инъецированного материала, наличие постепенных переходов от брекчий к вмещающим породам, столбообразная форма и резко преобладающая вертикальная протяженность тел позволяют связывать происхождение таких брекчий с трубками взрыва.

Кроме рудного штокверка, в первом структурном ярусе известно несколько мелких рудных столбов или богатых участков, приуроченных к узлам пересечения мелких нарушений или к отдельным телам послонных брекчий. В последнем случае рудное оруденение обычно тяготеет к висящему боку тела брекчий.

Линзовидная рудная залежь в зоне взброса располагается под штокверковой залежью, в плане несколько "выдвигаясь" из-под нее. Киноварное оруденение локализовано в светлых песчаниковых брекчиях, по облику, составу и происхождению резко отличных от брекчий штокверка и от вмещающих милонитов зоны взброса. Судя по округлой форме обломков, наличию тонкоперетертого цемента, "обтекающего" обломки, а также положению брекчий в зоне взброса, они имеют типичное тектоническое (внутриразломное) происхождение. Эти брекчии располагаются преимущественно в кровле взброса, реже — в его центральной части, особенно в местах, где взброс резко изгибается и изменяет свою мощность.

Киноварь в оруденелых брекчиях среднего структурного яруса наблюдается в форме мелкой вкрапленности в обломках, реже — в цементе, а также в виде гнезд, каемок вокруг обломков и в мономинеральных прожилках. Оруденение крайне неравномерное и прерывистое. Внутри контура рудного тела выделяется несколько обогащенных участков, приуроченных к узлам пересечения разломов. В поперечном сечении видно, что обогащенные участки локализуются в местах резкого увеличения мощности зоны взброса. Над такими участками отмечается обильная пиритизация, а в зоне взброса появляется самородная ртуть. Возможно, что углисто-глинистые сланцы, перекрывающие зону взброса и имеющие сравнительно меньшую пористость и проницаемость, служили экраном, а наблюдаемая в них пиритизация связана с проявлением фильтрационного эффекта.

Нижний структурный ярус месторождения размещается в срезанном и дислоцированном пласте массивных мелкозернистых песчаников, подвергшихся интенсивному дроблению и слабому брекчированию. Рудное тело, оконтуренное по

данным опробования, узкой лентой протягивается вдоль линии среза зоной взброса подошвы пласта песчаников. Обильная киноварь в песчаниках пропитывает цемент, образует гнезда и мономинеральные прожилки, просечки, тонкие налеты на стенках трещин.

Минеральный состав Палянского месторождения сравнительно прост. Кроме киновари, в рудах в значительных количествах присутствуют пирит, марказит, кварц, диксит, сидерит, доломит, реже — барит, миллерит, самородный мышьяк. Всего на месторождении обнаружено и изучено свыше 30 минералов. Выделяется группа минералов, связанных с осадконакоплением (пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин, антракосолит), с вулканической деятельностью (халцедон, опал, кальцит, сапонит, анкерит). Гипергенные минералы: самородная ртуть, метациннабарит, арсенолит (?), гидроокислы железа, гипс, гидроклорит (?). По минеральному составу и тесной структурной приуроченности оруденения к производным наземного вулканизма Палянское месторождение можно отнести к ртутной формации вулканогенной группы.

Киноварь встречается главным образом в мономинеральных скоплениях и лишь в незначительной части — совместно с пиритом, марказитом, дикситом, сидеритом, кварцем. В брекчиевых рудах штокверковой залежи встречаются причудливой формы колломорфно-полосчатые выделения киновари. Такие полосы (мощностью до нескольких сантиметров) обволакивают обломки брекчии и чередуются со слоями чистой мелкокристаллической киновари и киновари с марказитом.

В милонитах зоны Восточного взброса и в пласте песчаника на глубине 150–200 м от поверхности встречаются редкие капельки самородной ртути (до 1 мм), иногда ассоциирующей в трещинах и пустотах с киноварью и дикситом. Спектральным анализом другие элементы в самородной ртути не обнаружены, что позволило Е.П. Киму считать ее гипергенной.

О.В. Вершковская, изучавшая элементарный состав, размеры, особенности строения, возможную внутреннюю зональность околорудных ореолов рассеяния, сопровождающих ртутное оруденение, установила, что: а) в брекчированных алевролитах и пласте песчаника имеются эндогенные геохимические ореолы и поля аномальных концентраций ртути, мышьяка, свинца, меди, цинка, молибдена, олова, кобальта, никеля, бария, стронция, ванадия, германия; б) контрастная вертикальная зональность проявляется в избирательном накоплении мышьяка и выносе бария; в) во всех генетических горизонтах торфяно-глеевых почв выявляются экзогенные ореолы ртути и мышьяка над выходами рудных полей.

В пределах рудного поля изменения вмещающих пород проявлены сравнительно слабо и относятся к "скрытому" типу изменений. Вмещающие породы (песчаники, алевролиты) непосредственно в контурах рудных залежей подверглись дикситизации, карбонатизации и окварцеванию, однако существенные отличия в химическом составе измененных и неизмененных пород не обнаружены.

В песчаниках и алевролитах наблюдается вынос щелочей, глинозема, воды и частично кремнезема, привносятся же в заметных количествах лишь двухвалентное железо и углекислота (в песчаниках отчасти и MgO), которые связываются в карбонате (сидерите). Вынос кремнезема и оснований обусловлен главным образом карбонатизацией и частичной дикситизацией пород.

Тамватнейское месторождение находится в северной части Корякского нагорья, в узле пересечения продольной Чиринайской и поперечной Майно-Опухской ртутноносных зон. Приурочено к северному тектоническому контакту Тамватнейского гипербазитового массива, представляющему собой неровного, разбитого поперечными нарушениями надвига субширотного простирания (рис. 30). Массив надвинут на вмещающие грубообломочные (разнозернистые песчаники, граувакки, гравелиты) отложения тамватнейской свиты под углом $40-70^\circ$. Надвиг четко проявлен в рельефе в виде уступа, наклоненного на юг под углом $40-70^\circ$ и расчлененного водотоками с образованием ступенчатых блоков. В начальные этапы формирования разлома и месторождения преобладали условия сжатия, о чем свидетельствуют наблюдающиеся в породах тамватней-

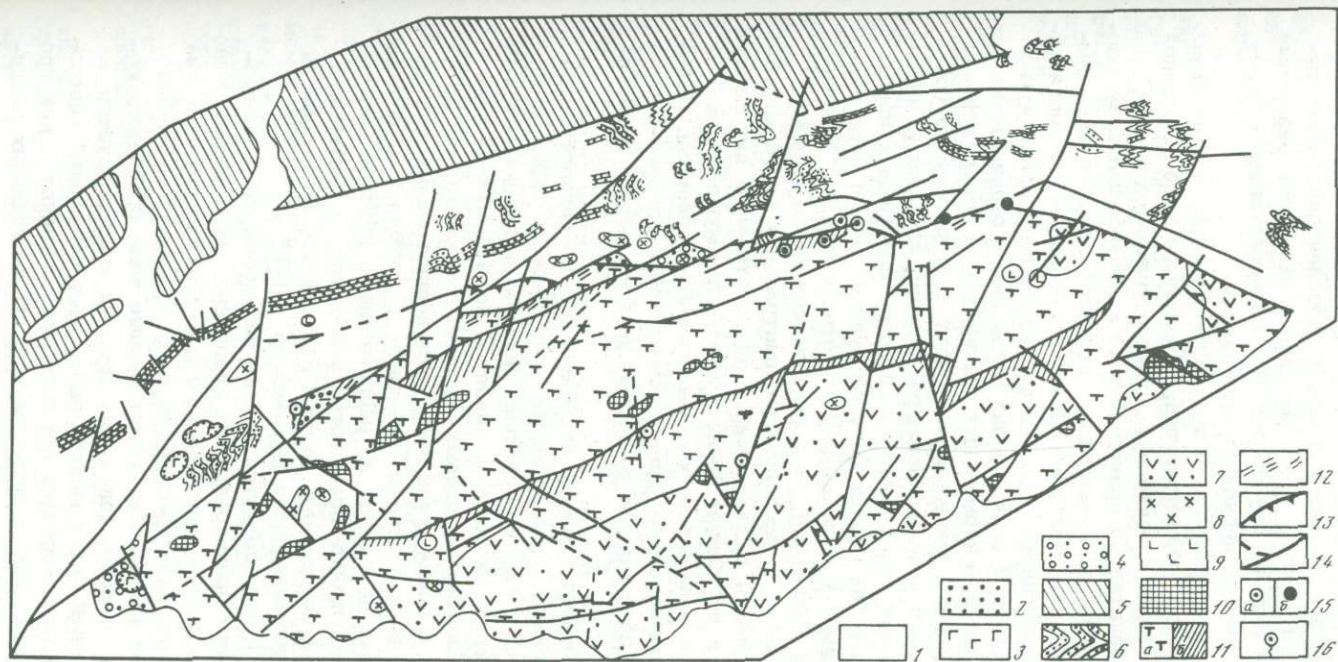


Рис. 30. Схема геологического строения Тамватнейского рудного поля (по И.С. Розенблюму)

1 - рыхлые четвертичные отложения; 2 - неогеновые конгломераты, гравелиты и песчаники; 3 - палеогеновые андезиты и базальты; 4 - верхнемеловые конгломераты, песчаники и алевролиты с прослоями углей; 5 - верхнемеловые разнозернистые песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты великореченской свиты; 6 - нижнемеловые песчаники, алевролиты, прослой гравелитов и конгломератов тамватнейской свиты; 7 - нижнемеловые зеленокаменной фации андезиты, базальты, их туфы, туффиты, гравелиты, конгломераты; 8 - палеогеновые гранодиориты и гранодиорит-порфиры; 9 - палеогеновые габбро и габбро-диабазы; 10 - раннемеловые габброиды; 11 - серпентинизированные перидотиты, дуниты, пироксениты (а) и зоны серпентинизации (б); 12 - листвениты и кварц-карбонатные жилы; 13 - надвиг; 14 - прочие разломы; 15 - месторождение ртути (а), рудопоявление мышьяка (б); 16 - выходы вод источников

ской свиты часто опрокинутые пликвативные и дильонктивные дислокации и зоны линзовидного катаклаза в гипербазитах. Во время более поздних подвижек, в том числе и дорудных, формировались зоны трещиноватости и брекчирования. Это проходило в условиях преобладающего растяжения горных пород, и поэтому для них свойственно широкое развитие различно ориентированных трещин отрыва.

Оруденение сосредоточено главным образом в зоне контакта гипербазитов с вмещающей их осадочной толщей. Выделяются две полосы субширотного простирания: непосредственно вдоль контакта и в пачке переслаивания алевролитов, песчаников и граувакк. Внутренние части массива практически безрудные. Рудовмещающие граувакки состоят из грубозернистых слабокатанных обломков (до 1–2 см), сцементированных песчаным материалом.

В зоне надвига встречаются своеобразные тектониты – механическая смесь обломочного материала граувакк и серпентинитов, образующие полосу шириной 5–10 м. Обломки осадочных пород в тектонитах обычно угловатой формы, тогда как материал серпентинитов закатан до гравия. Ближе к гипербазитовому массиву в тектонитах появляется больше обломков серпентинитов с постепенным вытеснением обломков осадочных пород. Далее встречаются трещиноватые серпентиниты и, наконец, массивные серпентиниты и серпентинизированные перидотиты с характерной петельчатой текстурой. В этих породах сохраняются редкие зерна оливинов, пироксенов, хромшпинелидов, в нормальных граувакках не обнаруженные.

Рудная зона в плоскости надвига представляет собой крутопадающую (до 70°) значительной протяженности минерализованную полосу, сложенную интенсивно дробленными выщелоченными кварцитами среди более пластичных пород. Рудные тела локализуются в местах резких изгибов рудной зоны и пересечений ее поперечными нарушениями. В зоне выделены четыре участка: Основной-Троговый, Мелкий, Шаманий и Гранитный, располагающиеся вдоль надвига.

Участок Основной-Троговый расположен в центральной части месторождения и состоит из двух блоков, различающихся присутствием в них различных минеральных ассоциаций: в восточном блоке развита преимущественно кварц-киноварная ассоциация, в западном – кварц-марказит-киноварная. Поперечные нарушения, ограничивающие блоки, представляют собой взбросо-сдвиги с амплитудой горизонтального перемещения на первые десятки метров и вертикального – до 150 м.

Надвиг на данном участке имеет сложное строение: его поверхность волнисто изгибается и по простиранию, и по падению; углы наклона варьируют от 50 – 60° вблизи поверхности, с глубиной надвиг сначала выполаживается до 20 – 30° , а затем его угол падения снова увеличивается до 45 – 55° . В зоне надвига повсеместно развиты залежи кварцевых лиственитов, состоящие на 90 – 95% из кварца, халцедона и опала, участками насыщенных мелкими включениями и шпировыми выделениями пирита и марказита. С глубиной количество сульфидов увеличивается, но они не влияют на распределение ртутной минерализации. На флангах зоны и на глубине появляются карбонаты, и листвениты становятся кварц-карбонатными по составу. Залежи лиственитов по периферии окаймлены зонами аргиллизированных пород шириной до 10–15 м.

Оруденение в зоне надвига распределяется крайне неравномерно и приурочено преимущественно к залегам брекчированных кварцевых лиственитов. Киноварь образует вкрапленность в породе или прожилки совместно с другими минералами. Нередко скопления киновари обособляются в обогащенные гнезда и рудные залежи линзообразной формы. Некоторые рудные тела прослеживаются на глубину в форме рудных столбов, положение которых контролируется пересечением зоны надвига серией более мелких разрывных нарушений северо-восточного простирания. В местах скопления богатых руд листвениты, как правило, интенсивно подверглись кварцевому метасоматозу. В лиственитах кварц-карбонатного состава киноварь образует редкую и рассеянную вкрапленность, наблюдается постепенный переход от богатых руд к бедным.

Руды в песчаниках и граувакках обнаружены в рудном развале руч. Правый и на глубине в восточной части участка. Оруденение здесь, как и в лиственитах, находится в кварцевых метасоматитах.

Участок Мелкий расположен в верховьях одноименного ручья на восточном фланге месторождения, где вскрыто тело кварцевых лиственитов мощностью 15–20 м с редкой сетью тонких ветвящихся кварц-киноварных прожилков. Иногда в них отмечаются пирит, марказит, миллерит. На западном фланге участка вскрыты кварц-карбонатные листвениты, в которых киноварь находится в волосяных прожилках кварца, а также в виде примазок на стенках трещин.

Участок Шаманий находится к западу от участка Основной, отличается от него слабым развитием лиственитов и тектонических брекчий, меньшей мощностью зоны разлома и бедной преимущественно вкрапленной ртутной минерализацией.

Участок Гранитный расположен к западу от участка Шаманьего и составляет значительную часть надвига (10 км), который поперечными сбросо-сдвигами разделен здесь на отдельные кулисы. Кварцевые и кварц-карбонатные листвениты образуют изолированные гнезда с редкой вкрапленностью киновари, реальгара и аурипигмента. В аргиллизированных гипербазитах участка встречаются многочисленные пирит-марказитовые прожилки с повышенным содержанием ртути.

В рудах месторождения определено и описано около 60 минералов. Выделяются три группы минералов: реликтовые, гипогенные и гипергенные. К реликтовым минералам отнесены ильменит, пирротин, никелин, магнетит, пентландит, рутил, хромшпинелиды, пектолит, хлорит, амфиболы, пироксены и минералы группы серпентина (хризотил, серпозит, бастит, антигорит). Гипогенные минералы: киноварь, метациннабарит, реальгар, аурипигмент, халькопирит, сфалерит, антимонит, марказит, пирит, арсенопирит, шеелит, миллерит, кварц, халцедон, опал, маршаллит, гематит, каолинит, хлорит, монтмориллонит, сепиолит, кальцит, магнетит, доломит, брейнерит, арагонит, твердые и жидкие углеводороды. С.А. Махониной, кроме того, определены гвадалкацарит, бравоит, кристобалит, гидрослюда. Гипергенные минералы: самородные ртуть и сера, гидроокислы железа, окислы марганца, жидкий кремнезем, ковеллин и халькозин.

Среди гипогенных минералов широко развиты минералы группы кварца, магнезиальных карбонатов, киноварь и дисульфиды железа, составляющие основную массу минералов продуктивной стадии минерализации. Реальгар, аурипигмент, шеелит чаще всего встречаются в осадочных породах, хотя повышенные количества мышьяка и вольфрама присутствуют повсеместно. В зоне преобладают гидроокислы железа. По-видимому, сульфиды железа изменяются и в сульфатную стадию, но из-за водообильности рудной зоны сульфаты растворяются и мигрируют, а избыточная по отношению к дисульфидам железа сера фиксируется в зоне гипергенеза в самородном состоянии.

Киноварь встречается в трех генерациях: а) темно-вишневая с наличием эмульсионной вкрапленности пирита, марказита, халькопирита, сфалерита и антимонита, б) ярко-малиновая почти без эмульсионной вкрапленности перечисленных минералов и в) ярко-красная, образующая совместно с кремнеземом колломорфные выделения в виде тонкодисперсной вкрапленности. Наличие нескольких генераций киновари (также кварца и других минералов) свидетельствует о неоднократном изменении физико-химических условий в ходе гидротермального и рудного процессов.

Рудовмещающие серпентиниты и осадочные породы претерпели интенсивное гидротермальное изменение: лиственитизацию, окремнение, опалитизацию и аргиллизацию.

Гидротермальное изменение граувакк начинается с каолинизации и карбонатизации полевых шпатов. В серпентинизированных перидотитах идет замещение серпозита опалом, хризотила – магнетитом, бастита – монтмориллонитом, магнетита – пиритом. Кварциты и кварцсодержащие породы образовались путем полного замещения кварцем, халцедоном, опалом выщелоченных минералов серпентинизированных перидотитов и, реже, осадочных пород.

В пространственном распределении гидротермально измененных пород наблюдается четкая горизонтальная зональность от осадочных пород к серпентинитам: неизмененные граувакки – аргиллизированные граувакки – аргиллизи-

рованые тектониты – рудовмещающие листвениты и кварциты – аргиллизированные серпентиниты – серпентинизированные перидотиты с графитом.

Изучением месторождения установлена длительность его формирования. Все геологические процессы происходили в основном в четыре этапа–стадии: дорудный прерудный, рудный и пострудный. В дорудный этап становления протрузии гипербазиты и образовавшиеся по ним серпентиниты подверглись динамометаморфизму. В условиях значительных глубин и бокового сжатия начались разлинзование, катаклаз и милонитизация пород, на меньших глубинах происходило дробление пород с образованием отдельных блоков. При воздымании массива северная его часть оказалась наиболее ослабленной и была надвинута и частично сброшена по серии субширотных разломов; вдоль надвига началась гидротермальная деятельность с образованием тел лиственитов кварц–карбонатного состава. В прерудный этап вдоль зон дробления в кварц–карбонатных лиственитах происходила опалитизация, приведшая к образованию кварц–опалитовых тел.

Рудному этапу предшествовали новые тектонические подвижки вдоль зоны надвига, образовались поперечные нарушения северо–восточного и субмеридионального простирания. В местах пересечения разломов опалит–кварциты подверглись интенсивному дроблению и брекчированию, в результате чего были созданы благоприятные условия для движения гидротерм, несущих полезные компоненты. В этот период особых изменений в химизме растворов не было, кроме возможной дегидратизации опала. При разбавлении гидротермальных растворов холодными метеорными водами в условиях резко меняющейся физико–химической обстановки интенсивно откладывался кварц в различных его модификациях и киноварь, цементирующие брекчию кварцевых лиственитов. В рудный этап, вероятно, отложились твердые и жидкие битумы. В пострудный этап рудные тела подверглись физическому и химическому разрушению с образованием зон окисления и ореолов механического рассеяния киновари.

Светловское месторождение (по В.С. Рождественскому, 1963, 1968) расположено в южной части Восточно–Сахалинской ртутносной зоны. Контролируется Светловским надвигом северо–западного простирания, который трасируется телами в разной степени серпентинизированных и лиственитизированных ультрабазитов. В лежачем боку надвига развиты измененные эффузивы основного состава (спилит–диабаз–яшмовая формация), висячем – песчаники, переслаивающиеся с алевролитами и сланцами. В районе месторождения зона надвига четко прослеживается на 2,5 км.

Богатое ртутное оруденение локализовано в осевой части зоны надвига, сложенной тектонической глиной и затертыми в ней крупными (более 1 м³) глыбами и обломками оруденелых лиственитов, серпентинитов и осадочных пород висячего бока надвига. Измененные эффузивы лежачего бока несут редкую вкрапленность киновари. Листвениты представляют собой опал–карбонатную (брейнерит) породу, в которой размещается сеть тонких прожилков и гнезд (до 30 см в поперечнике) с киноварной минерализацией.

На глубину оруденение не прослежено, но предполагается сброс рудного тела вдоль секущего оперяющего разрывного нарушения. Интенсивно проявлена пострудная тектоника; встречаются зеркала скольжения с растертой киноварью, мелкие глыбы и обломки с киноварью, затертые в тектоническую глину в зоне надвига.

Интенсивно развитая на месторождении лиственитизация пород происходила в дорудную стадию, в рудный этап породы подверглись окремнению (и опалитизации), кальцитизации и частично аргиллизации.

Минеральный состав: киноварь, сфалерит, пирит, миллерит, гематит, лимонит, самородная ртуть, кварц (и опал), доломит, брейнерит, кальцит, анкерит, глинистые минералы, хлорит, тальк.

В Восточно–Сахалинской зоне (Сусунайский рудный район) находится еще одно рудопроявление лиственитового типа – *Мерейское* (аналог Светловского), также связанное с зоной надвига, прослеженного на 15 км. В висячем боку надвига развита зона интенсивной аргиллизации, представляющая собой глину

лимонит-серпентин-хлорит-карбонат-каолинового состава с затертыми в ней желваками и обломками опала, халцедона, измененных эффузивов, песчаников и лиственитов. Ртутная минерализация отмечается и в глинистом материале, и в обломках.

Нью-Идрия (по материалам Р.К. Линна, 1973). Месторождение находится в Калифорнской ртутоносной зоне, в области развития мезозойских и кайнозойских складчатых осадочных и покровных вулканогенных образований. Оно приурочено к крупному северо-западному надвигу Нью-Идрия, рассеченному серией крутопадающих сдвигов северо-восточного и крутого северо-западного (до 350°) простирания. В висячем блоке надвига развиты францисканские верхнеюрские песчаники, в лежащем располагаются опрокинутые пласты глинистых сланцев и песчаников формаций Паноч и Морено мелового возраста. Выше залегают нерасчлененные третичные сланцы, песчаники, конгломераты и современные оползневые брекчии. Центральную часть района занимает крупное тело серпентинитов, обусловившее образование купольной структуры (см. рис. 21).

Месторождение расположено на северо-западном фланге купола в зоне надвига Нью-Идрия, состоит из пяти крупных рудных участков - зон, непрерывно продолжающих друг друга с северо-запада на юго-восток: Старый рудник, Салфер-Спрингс-Крик, Молино, Сан-Карлос, Западная Идрия общей протяженностью около 5 км (рис. 31). Рудная зона в целом имеет сложное строение. Она представлена блоками гидротермальноизмененных пород, расчлененных вдоль надвига Нью-Идрия поперечными сдвигами на ряд крупных и мелких сегментов. Многие сдвиговые нарушения возникли после главного этапа окolorудных изменений, а некоторые наиболее поздние мелкоамплитудные перемещения происходили уже после рудоотложения. Сегменты в зоне надвига обычно сложены мощными пластинами сильно кливажированных глинистых сланцев формации Паноч и черной тектонической глиной, в которой местами присутствуют обломки и глыбы песчаников францисканской серии. Зона надвига Нью-Идрия, ограничивающая сверху минерализованную зону, имеет общее северо-западное простирание (315°) с падением на юго-запад под углами $30-60^\circ$; мощность зоны надвига (соответственно и рудной зоны) достигает 35 м. В целом поверхность надвига играла роль непроницаемого экрана при минерализации.

Старый рудник - наиболее крупный и богатый объект, в основном уже отработанный. Оруденение приурочено к телу измененных и отвердевших глинистых сланцев и песчаников формации Паноч, образующих крупный линзовидной формы рудный столб, ориентированный по длинной оси в северо-западном направлении и падающий на юг под углами $30-60^\circ$. Протяженность рудного тела на каждом из рудных горизонтов меняется от сотен до тысячи метров, мощность - от 30 до 120 м, вертикальный размах оруденения около 500 м. С востока и запада рудное тело ограничено поперечными сдвигами, сыгравшими важную роль в локализации оруденения.*

В границах рудного блока выделены две крупные трубообразные залежи - Девятая Западная размерами $100 \times 35 \times 300$ м и залежь Боди - до 70 м в поперечнике и 150-170 м глубиной. Между ними в зоне слаботрешиноватых пород располагается ряд мелких рудных тел. Ниже зоны Главного надвига в измененных песчаниках францисканской формации встречены три рудных тела (самое крупное из них Файн-Уэтер), приуроченных к разрывному нарушению, ограничивающему с востока зону Старого рудника, и к шарнирам складок волочения в трещиноватых песчаниках. Длина тел 17-55 м, средняя мощность около 17 м, глубина 65-70 м.

На юго-восточном продолжении зоны Старого рудника расположена Пятая Восточная зона, которая смещена по разлому Файв-Ист в горизонтальном направлении на восток около 100 м. Это линзовидный участок повышенной трещиноватости в глинистых сланцах формации Паноч шириной около 70 м и протяженностью порядка 350 м. Блок со всех сторон ограничен тектоническими глиниками с выклиниванием к поверхности в пологом сегменте Главного надвига.

Зона Салфер - Спрингс - Крик находится в 1,2 км к юго-востоку от Старого рудника и приурочена непосредственно к надвигу Нью-Идрия. Протя-

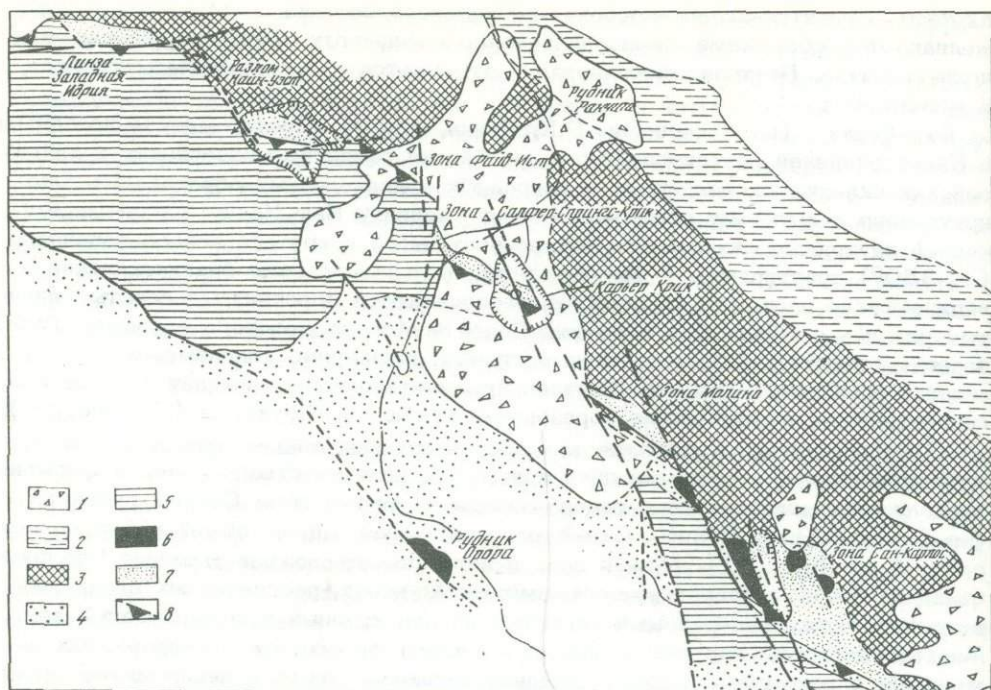


Рис. 31. Геологическое строение месторождения Нью-Идриа (по Р.К. Линну, 1973)

1 - оползневые брекчии; 2 - формация Морено; 3 - песчаники и глинистые сланцы формации Паноч; 4 - серпентиниты; 5 - францисканские песчаники; 6 - кварц-карбонатные породы (листвениты); 7 - измененные осадочные породы формации Паноч; 8 - надвиг Нью-Идриа

женность ее около 680 м, от зон Пятой Восточной и Молино она отделена пологими поперечными сдвигами. Оруденение распространяется от Главного надвига вниз на 135 м и в пределах интервала 100 м локализуется в пласте брекчированных и сильно измененных песчаников, подстилаемом неизмененными глинистыми сланцами формации Паноч. По крупному меридиональному разлому на юго-востоке зона смещена на юг. В пределах Салфер-Спрингс-Крик расположены две крупные залежи: трубообразное тело Салфер-Спрингс, локализующееся ниже одноименного меридионального разлома, и рудное тело Крик, приуроченное к клиновидному тектоническому блоку песчаников.

Зоны Молино и Сан-Карлос находятся в юго-восточной части месторождения Нью-Идриа. Проявления ртутной минерализации в них локализируются ниже надвига Нью-Идриа и крупного сдвига, протягивающегося от участка Молино до месторождения Сан-Карлос на расстояние около 1500 м. В кровле надвига обнажаются францисканские песчаники, инъецированные серпентинитами.

Зону Молино вмещают измененные силифицированные глинистые сланцы формации Паноч в интервале 800 м до месторождения Сан-Карлос. Главный надвиг здесь сопровождается тектоническими глинками и глинистыми сланцами мощностью до 35 м. По падению зона постепенно выклинивается, в ее висячем боку наблюдаются серпентиниты. Минерализация бедная - в виде пленок кинсвары в редких полостях и трещинах. Зона Сан-Карлос наиболее крупная после Старого рудника. Ее протяженность на поверхности около 700 м, ширина до 350 м, вертикальный размах оруденения до 300 м. Вмещающие породы - сильно измененные сланцы формации Паноч. В висячем боку Главного надвига находится полоса серпентинитов, отделяющая измененные породы формации Паноч от расположенных западнее францисканских песчаников. Рудное тело Сан-Карлос отчетливо локализуется вдоль меридионального вер-

тикального разлома на сочленении его с Главным надвигом, несколько смещенным по первому нарушению. Протяженность наиболее крупного рудного тела около 200 м, максимальная ширина 100 м, глубина до 35 м.

Зона Западная Идрия расположена северо-западнее Старого рудника. Она сложена францисканскими песчаниками, которые обнажаются висячем крыле Главного надвига и рассекаются серией жил выполнения с киноварным оруденением. В зоне надвига присутствуют тектонические глинки и глинистый материал, кремнистые прослои, жилы, блоки и глыбы серпентинитов и брекчий, которые в основном образуют рудные тела. Жилы довольно выдержаны, прослеживаются на сотни метров.

Зона Западная Идрия состоит из трех участков (рис. 32): 1) группа жил С.О. и жила С, располагающиеся северо-западнее Старого рудника висячем боку надвига Нью-Идрия; 2) залежи А.В.Д. в глинистых сланцах формации Паноч, расположенные в 50 км на восток от жилы С параллельно ей; 3) собственно минерализованная жила Западная Идрия.

Группа жил С.О. и С под острым углом непосредственно примыкает к кровле зоны Старого рудника в западном ее конце. Простираение жил 5-340°, они падают на запад под углом 55-80°, общая протяженность жильной зоны около 270 м, глубина оруденения 500 м. В жилах присутствуют преимущественно белый и буроватый доломит, киноварь, пирит, марказит, антимонит. Иногда наблюдаются жилы сплошной киновари мощностью до десятков сантиметров; в раздувах мощность жил увеличивается до 9 м. Карбонатные оруденелые жилы встречаются лишь в кровле надвига в францисканских песчаниках, где они пересекают сланцы формации Паноч, образуя штокверковые тела и зоны.

Крупное рудное тело участка Западная Идрия расположено у северного окончания пластинчатого блока измененных глинистых сланцев под зоной надвига, в месте пересечения последнего поперечным сдвигом Найт-Уэст. Рудное тело имеет длину 60 м, протяженность по падению 170 м и мощность 3-2,2 м. Наиболее крупные рудные тела месторождения Нью-Идрия (сейчас уже отработанные) - Девятое Западное, Пятое Восточное, Боди и Сан-Карлос представляли собой серии сближенных, но все же разобщенных рудных зон.

Главный, а в большинстве случаев и единственный рудный минерал месторождений - киноварь, с которой обычно ассоциируют пирит, марказит, кварц (часто халцедон, опал), доломит, железистый магнезит, иногда антимонит. Редко встречаются самородная ртуть и метациннабарит, но в других месторождениях района Нью-Идрия, особенно залегающих в теле серпентинитов (Алпайн, Норт-Стар, Орора, а также в рудном теле Нью-Хоп в месторождении Нью-Идрия), количество их бывает значительным. Киноварь представлена мелкими хорошо образованными кристаллами, различными кристаллическими агрегатами и сплошными тонкозернистыми массами, образует также тонкие прожилки. Она выделялась позже всех рудных минералов, тесно ассоциирует с метациннабаритом и самородной ртутью.

Гидротермальные изменения в осадочных породах проявились в интенсивной аргиллизации и окварцевании песчаников, реже - сланцев обычно вдоль зон нарушений; при этом породы становятся более твердыми и хрупкими, что повышает их рудолокализирующие свойства. Серпентиниты в процессе изменения превращаются в кварц-карбонатные породы (листвениты), также благоприятные для рудоотложения.

Прочие ртутные месторождения района Нью-Идрия располагаются в зоне контактов и внутри массива серпентинитов Нью-Идрия. Наиболее крупные из них - Орора, Арчер и Флоренс-Мак все вместе взятые уступают по запасам любому рассмотренному выше. Они приурочены к блокам кварц-карбонатных пород в серпентинитах. Максимальные размеры тел 120х35 м. Киноварь локализовалась в секущих кварц-карбонатные жилы мелких трещинах в виде тонких прожилков и примазок.

В той же рудоносной зоне расположено крупнейшее в США ртутное месторождение Нью-Альмаден - аналог месторождения Нью-Идрия. Большая часть руд месторождения Нью-Альмаден образовалась в результате насыщения лист-

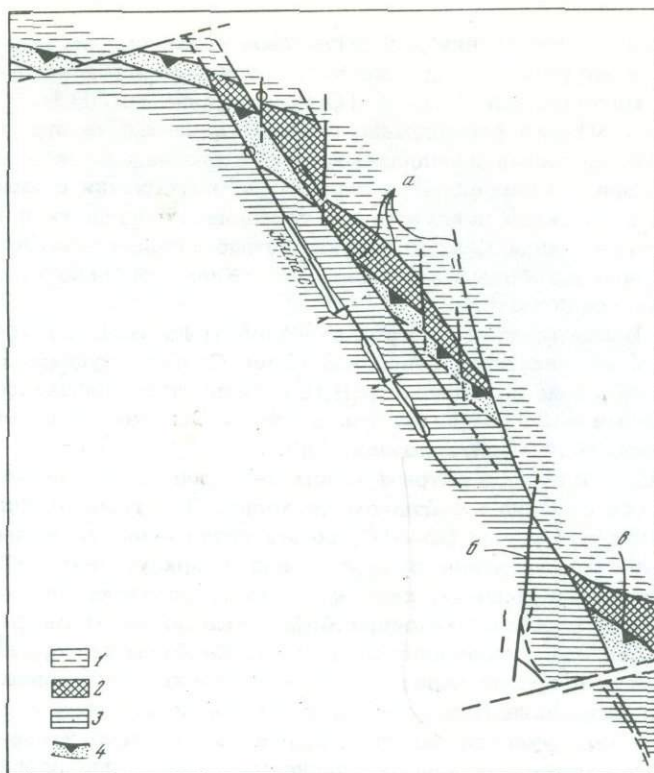


Рис. 32. Схематический геологический план горизонта 10-го участка Западной Идриа (по Р.К. Линну, 1973)

1 - неизменные глинистые сланцы формации Паноч; 2 - неизменные глинистые сланцы формации Паноч; 3 - францисканские песчаники; 4 - зона надвига Нью-Идриа; а - разлом Найн-Уэст, б - главная жила группы С.О., в - западное окончание зоны Старого рудника

веников и кварц-карбонатных жил киноварью вдоль трещин северо-восточного простирания, а также путем выполнения в трещинах. Насыщение распространялось на несколько сантиметров в сторону от трещин, но настолько интенсивно, что образовались массивные киноварные руды. Густая сеть трещин в листовениках способствовала формированию крупных богатых рудных тел, преимущественно трубообразной и столбообразной формы (размеры самого крупного рудного тела 70 x 5 м. на глубину 500 м).

Четко намечается схема формирования месторождения. В позднем мелу происходило внедрение силла серпентинитов в породы францисканской группы и образование "альты" - своеобразной тектонической глины в зоне надвига. В миоцен-плиоцене по дробленным серпентинитам развивались тела листовеников и началось формирование трещин северо-восточного простирания, которые позднее (в плиоцене) заполнились доломитом, кварцем и киноварью. В плиоцен - антропогене произошла эрозия рудных тел и образовались мелкие россыпи киновари. Руды отлагались из гидротермальных низкотемпературных (50-150°) растворов глубинного происхождения в большом вертикальном диапазоне - от поверхности до 600 м. Наиболее богатые рудные тела локализовались вдоль пологих контактов, где растворы растекались и застаивались под покровом сравнительно непроницаемых сдвинутых пород францисканской группы.

Кульпольнейское рудопроявление находится на территории Западной Чукотки (Мало-Аньюйская ртутоносная зона). Район приурочен к южному обрамлению Кульпольнейской вулкано-тектонической структуры, наложенной на терригенные

образования миогеосинклинальной Анойской складчатой зоны чукотских мезозойд, которая по Мало-Анойскому глубинному разлому (Озерцова, Крайнов, 1963) сочленяется с Южно-Анойским эвгеосинклинальным прогибом.

В районе распространены осадочные (триас-юра), геосинклинальные вулканогенно-осадочные (юра), молассовые (юра-мел) и вулканогенные (мел) образования, слагающие соответственно Анойскую складчатую зону, Южно-Анойский прогиб, Нутесынскую наложенную впадину и Кульпольнейскую вулканотектоническую структуру. Вулканогенные образования Кульпольнейской структуры связаны с наземным вулканизмом, синхронным по времени проявления с формированием близко расположенного Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Основание ее - грубообломочные конгломерат-песчано-сланцевые толщи Нутесынской впадины.

В пределах рудной зоны (рис. 33) развиты верхнеюрские эвгеосинклинальные отложения Южно-Анойского прогиба, представленные тремя толщами - нижней, средней и верхней. Нижняя толща, существенно терригенная, представлена гравелитами, разнозернистыми песчаниками, алевролитами, кремнистыми сланцами, содержащими в своем составе значительную примесь туфового материала. В разрезе средней туфогенной толщи преобладают тонко- и мелкозернистые полимиктовые песчаники и алевролиты, переслаивающиеся с пластами разнообломочных туфов, туффитов, туфопесчаников и кремнистых туфоалевролитов. Верхняя туфогенно-вулканогенная толща состоит из чередующихся пачек лав, туфо- и конглобрекчий андезитового и базальтового состава, разнообломочных тефроидов, туффитов, реже - кремнистых пород. Все толщи дислоцированы в крутые, часто изоклинальные мелкие складки. Эвгеосинклинальные образования трассируются дайками и пластовыми телами габбро, габбро-диабазов, диоритов и андезитов, приуроченными большей частью к южному ограничению рудной зоны. Внедрение габброидов происходило на заключительном этапе верхнеюрской складчатости.

Выше залегает толща миндалекаменных спилитов и диабазов, приуроченная к субширотной зоне разломов. Толща дислоцирована в пологую моноклираль и несогласно залегает на верхнеюрских отложениях. На многих участках в ней наблюдаются выходы хорошо раскристаллизованных долеритов, диоритовых порфиритов и габбро-диабазов, по-видимому, представляющих собой корневую часть спилит-диабазового покрова.

В юго-восточном окончании рудной зоны толща прорвана некками или экструзиями гиалобазальтов, андезитовых и базальтовых порфиритов, окаймленными зонами брекчированных пород вулканического происхождения, которые позднее были переработаны гидротермальными процессами в карбонатные и кварц-карбонатные брекчии. От некков и экструзий как вероятных центров наземной вулканической и гидротермальной деятельности отходит сеть радиальных и кольцеобразных нарушений, также сопровождаемых зонами интенсивного дробления и брекчирования пород. К ним часто приурочены кварцевые, кварц-карбонатные и кварц-диккитовые жилы и брекчии. В рудном поле на протяжении около 8 км выделяются четыре таких вулканических центра, с которыми связаны шватцитсодержащие кварцевые жилы и брекчии и кварц-каолинитовые (диккитовые) зоны с киноварью, участками веерно расположенные относительно рудоконтролирующих вулканических структур. С наземными вулканическими образованиями, по-видимому, связаны дайки лампрофиров, фельзолипаритов и гранодиорит-порфиров мощностью 1-20 м. Они рвут толщу спилитов-диабазов и трассируют в основном разрывные зоны субширотного простирания.

Кульпольнейское рудное поле представляет собой линейно-вытянутую в субширотном направлении полосу протяженностью около 8 км, приуроченную к крупному разлому субширотного простирания и рассеченную нарушениями северо-восточного направления на ряд блоков. Выделены четыре рудных участка с запада на восток: Беглец, Снежный, Центральный и Виллой.

Участок Беглец находится в крайней западной части рудного поля, в месте пересечения субширотной зоны разлома разрывными нарушениями се-

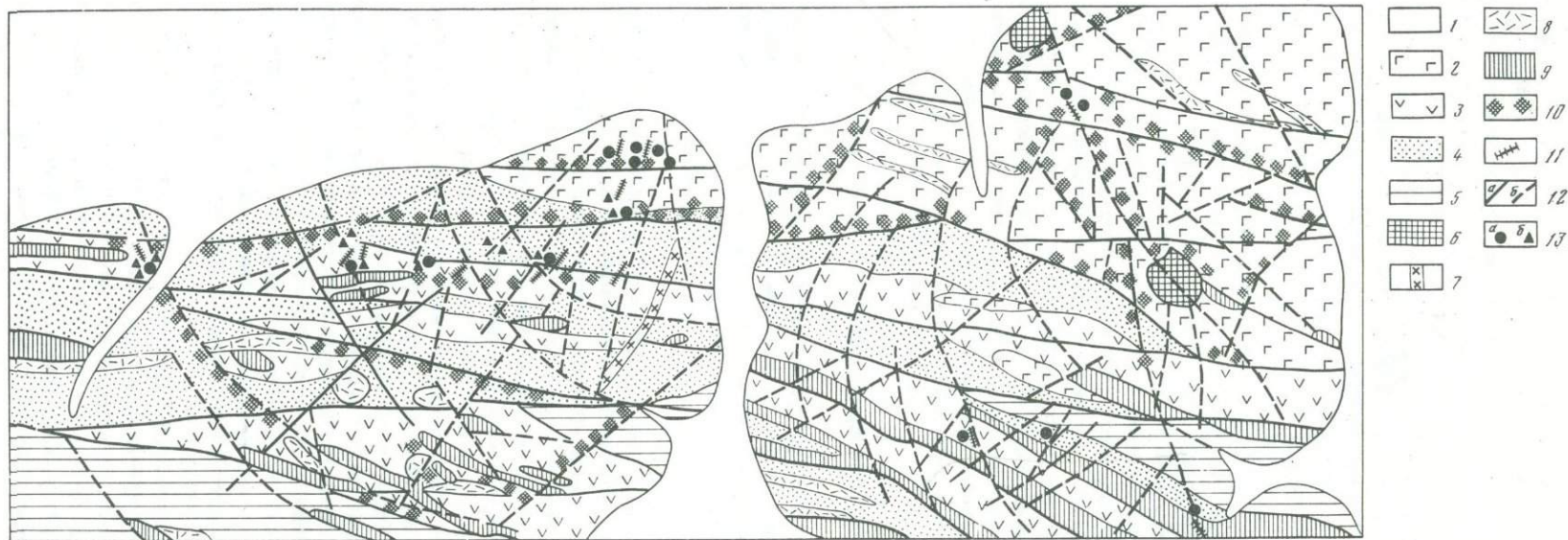


Рис. 33. Геологоструктурная схема Кульпольнейского рудного поля (по В.И. Копытину с использованием материалов Анюйской КГРЭ)

1 - четвертичные рыхлые образования; 2-5 - верхняя юра (2 - габбро-диабаз-спилитовая толща; 3 - лавы, туфобрекчии и теффоиды среднего и основного состава; 4 - разнообломочные туфы и туффиты; 5 - песчаники, алевролиты, реже - туфогенные и кремнистые отложения); 6-8 - нижний мел (6 - нежки габбобазальтов, 7 - дайка керсантитов, 8 - субвулканические тела и дайки порфиров и фельзолитаритов); 9 - позднеюрские - раннемеловые пластовые тела и дайки габброидов, диоритовых порфиров, андезитов; 10 - зоны окварцевания, карбонатизации, интенсивного дробления и брекчирования; 11 - кварцевые и кварц-дикитовые жилы и брекчии; 12 - установленные разломы в поле (а) и по аэрофотоснимкам (б); 13 - рудопроявления киновари (а) и блеклых руд (б)

веро-западного простираения. Последние, по-видимому, — краевые концентрические разрывы очаговой вулканической структуры на левобережье руч. Снежного. На участке распространены породы средней и верхней толщ верхней юры, включающих пластовые тела андезитов. Здесь обнаружены (в рудных свалах) проявления полиметаллов, блеклых руд, ассоциирующих с бедной киноварной минерализацией. Оруденелы зоны интенсивного дробления и брекчирования в породах верхней толщи, рассеченные разнонаправленными кварцевыми брекчиями и жилами с обильной вкрапленностью шпатцита, галенита, сфалерита и, редко, киновари.

На участке Снежном (между ручьями Беглец-Снежный) в породах средней и верхней толщ вскрыто несколько кварцевых жил, содержащих вкрапленность и кристаллические выделения размерами до 1-1,5 см шпатцита, тетраэдрита, редкие зерна киновари и халькопирита. Кварцевые жилы располагаются в зонах интенсивно дробленных, брекчированных и гидротермально измененных (окварцевание, карбонатизация, аргиллизация) пород. В участках пересечения нарушений северо-западного и северо-восточного простираения имеются раздувы кварцевых жил. На контакте туфов с толщей спилитов и диабазов и в последних в мощных (до 50 м) зонах катаклаза и милонитизации наблюдаются участки интенсивного окварцевания и аргиллизации пород, кварцевые жилы и брекчии, часто несущие богатое вкрапленное и прожилковое киноварное оруденение. Участок развития пород спилит-диабазовой толщи, очевидно, является центром древней вулканической деятельности, сопровождаемым множеством радиальных и концентрических разрывных нарушений.

Участок Центральный расположен на водоразделе ручьев Снежный-Виллюй, где довольно четко выделяются два вулканических аппарата, жерла которых заполнены некками (или экструзиями) гиалобазальтов. На участке широко развиты мощные зоны брекчирования и дробления, приуроченные к радиальным и концентрическим нарушениям и околожерловым пространствам вокруг некков гиалобазальтов. В зонах брекчирования рудовмещающей спилит-диабазовой толщи находятся карбонатные, кварц-карбонатные, кальцитовые, кварц-накритовые (диккитовые) и кварцевые жилы и брекчии субмеридионального, северо-восточного и северо-западного простираения. Киноварная минерализация фиксируется в кварц-накритовых и кварцевых жилах в виде довольно густой вкрапленности и прожилков.

Участок Виллюй занимает восточную часть рудной зоны, сложенной спилит-диабазовой толщей и прорванной субвулканической интрузией андезитовых порфиритов. Здесь в развалах кварц-диккитовых брекчий и жил обнаружена сравнительно богатая киноварная минерализация. Рудные тела, вероятно, связаны с концентрическими и радиальными разломами субвулканического интрузива.

Все породы в пределах рудного поля претерпели интенсивную вулканическую и гидротермальную переработку. Выделены следующие типы изменений: а) первичные тектонические и вулканические брекчии, б) существенно карбонатные брекчии и жилы, в) существенно кварцевые и кварц-диккитовые (или накритовые) брекчии и жилы, г) прожилки кальцита и хрусталевидного кварца.

Первичные брекчии широко распространены и на площади рудного поля, и за пределами. Они слагают зоны северо-западного, субширотного, северо-восточного и субмеридионального простираения, приурочены к тектоническим нарушениям и контактам некков и субинтрузий гиалобазальтов, андезитов, долеритов. Ширина зон от первых метров до первых сотен метров, длина 0,5-1 км. Непосредственно в первичной брекчии рудная минерализация, кроме вкрапленности пирита, титаномагнетита, ильменита, не установлена.

Карбонатные брекчии и жилы также широко развиты в районе. Они развиваются по зонам дробления первичной брекчии и обычно совпадают с ее залеганием. Обломочный материал брекчии чаще всего представлен обломками первичной брекчии, сцементированной железистым кристаллическим карбонатом. Эти брекчии по составу и характеру изменений очень похожи на листвениты. Продуктивная рудная минерализация в них также не обнаружена.

Кварцевые и кварц-диккитовые брекчии и жилы распространены нешироко и встречаются главным образом в пределах рудной зоны. Они секут карбонатные брекчии, ориентированы преимущественно в северо-восточном, субмеридиональном и северо-западном направлениях. Мощность брекчий не превышает 1,5 м, чаще всего это первые десятки сантиметров. С существенно кварцевыми брекчиями и жилами связана шватцитовая (блеклая руда), галенитовая, реже — киноварная минерализация. С кварц-диккитовыми жилами и брекчиями ассоциирует основная масса киноварного оруденения. Соответственно этим двум видам окологорного жильного гидротермального метаморфизма выделены две последовательные минеральные ассоциации: более ранняя кварц-шватцит-галенитовая с халькопиритом и киноварью и поздняя кварц-диккит (накрит)-киноварь.

Киноварь во второй ассоциации довольно широко распространена. В рудах она тесно связана с накрит-диккитом и образует густую вкрапленность в породе или тонкие часто ветвящиеся прожилки по трещинам. Встречаются и гнездообразные ее выделения. Накрит-диккит развивается в цементе брекчий или в виде плотных тонкочешуйчатых агрегатов и голубовато-белой мучнистой массы выходящей пустоты; в некоторых жилах образует тесные сростания с хальцедоновидным кварцем. Во многих случаях диккит ассоциирует с каолинитом, в виде чешуйчатой массы присыпает ранее отложившиеся минералы, в том числе и киноварь. Он пострудный, а может быть, и гипергенный.

Пространственная разобщенность шватцитовой, полиметаллической и киноварной минерализаций, вероятно, обусловлена эрозийным срезом рудных участков, хотя здесь возможна и фациальная зональность.

Редкие прожилки и шетки на стенках пустот прозрачного крупнокристаллического кальцита (типа исландского шпата) и хрусталевидного кварца в зонах измененных пород в большей своей части — жильные пострудные гидротермальные образования. Никакая рудная минерализация с ними не обнаружена.

Минеральный состав руд: киноварь, блеклая руда (шватцит и тетраэдрит), реже — галенит, сфалерит, халькопирит, халькозин, метациннабарит, пирит, марказит (участок Вилюй) и их гипергенные продукты — азурит, малахит, ковеллин, гидроокислы железа. Из жильных минералов преобладают кварц, хальцедон, железистый доломит, сидерит, кальцит, диккит-каолинит, накрит. Реже встречаются барит, арагонит, хлорит, гидрослюда. Спектральным анализом в рудах обнаружены примеси: мышьяк, сурьма, молибден.

Как видно из описания, Кульпольнейское рудопроявление своеобразно, аналогично ему на Северо-Востоке СССР пока не известны. По минеральному составу, гидротермальным изменениям и геологической позиции ближе всего ему соответствуют рудопроявления в спилит-диабазовых толщах о. Сахалина, Камчатки и Приморья. В штате Аризона (США) в юго-западном обрамлении плато Колорадо находится медисто-ртутное месторождение Мазатзаль, но минеральному составу весьма близкое Кульпольнейскому рудопроявлению, хотя геологические позиции их различны. Сближает эти месторождения также тесная связь с продуктами наземного вулканизма.

В районе месторождения Мазатзаль развиты метаморфизованные докембрийские сланцы, песчаники, конгломераты и гравелиты, рассеченные многочисленными дайками фельзитов. Западнее отмечаются выходы лавовых потоков и туфов условно третичного возраста. Оруденение приурочено к серицитизированному сланцам и филлитам и представлено вкрапленностью киновари в кварц-сидеритовых жилах. Вместе с киноварью встречаются самородная ртуть, ртуть-содержащий тетраэдрит, пирит, халькопирит, халькозин и другие минералы меди.

Харпичеканское месторождение находится в Кур-Амгуньской ртутноносной зоне Приморья, в пределах Харпичеканской рудной зоны второго порядка протяженностью 60 км. В геологическом строении района участвуют палеозойские вулканогенно-кремнистые образования, дислоцированные и метаморфизованные в зеленокаменную фацию. Выше несогласно залегают терригенные песча-

но-сланцевые толщи мезозойского возраста и изолированные покровы вулканитов преимущественно среднего и кислого состава.

Месторождение (описывается по В.С. Сушенцеву, 1962–1964 гг.) залегает в девон-карбоновой вулканогенно-кремнистой толще, слагающей субширотную горст-антиклиналь на восточном погружении Ниланского антиклинория. Палеозойские отложения, представленные алевролитами, песчаниками, кремнистыми сланцами и силлами слидитов и диабазов, в ряде участков перекрыты покровами позднемеловых эффузивов и туфов среднего состава мощностью до 120 м.

Рудное поле разрывными нарушениями разбито на ряд различно ориентированных блоков. Ртутное оруденение приурочено преимущественно к тектонически нарушенным контактам алевролитов и песчаников с силлами диабазов, образует крутопадающие, реже – пологозалегающие минерализованные зоны дробления северо-западного и субширотного простирания. В восточной части месторождения они перекрываются покровами андезитовых порфиритов. Рудные тела представлены сетью кварц-карбонатных прожилков с киноварью, гнездобразными скоплениями и согласными залежами на контактах осадочных пород с диабазами. Кварц-карбонатные прожилки с редкой вкрапленностью киновари встречаются также в перекрывающих покровах андезитовых порфиритов, однако под покровами рудных тел не обнаружены.

Основные рудные минералы – киноварь и пирит, редко встречаются метациннабарит, арсенипирит, халькопирит, шеллит-ферберит, гематит. Спектральным анализом в рудах определены сурьма, олово, цинк (преимущественно в киновари). Жильные минералы – кварц, халцедон, кальцит, сидерит, анкерит, в меньшем количестве – каолинит-диккит, серицит, магнезит, селадонит, барит и очень редко – флюорит и турмалин.

В Горинской рудной зоне, расположенной вблизи Харпичеканской и Сиякочинской зон, находятся мелкие ртутные месторождения (рудопоявления Нетка и Ясное), представленные минерализованными зонами дробления северо-западного и субширотного простирания. Зоны прослеживаются на 1–3 км. Оруденение бедное, прерывистое. Рудовмещающие песчаники, алевролиты подверглись окварцеванию и аргиллизации. Минеральный состав руд такой же, как на Харпичеканском месторождении, но дополнительно встречаются антимонит, касситерит. Покровы неоген-четвертичных базальтов, перекрывающие осадочные породы, ртутную минерализацию практически не несут.

Ртутные и сурьмяные проявления Харпичеканской, Горинской и Сиякочинской рудных зон приурочены к периферическим частям крупного Мяо-Чанского полиметаллически-оловорудного района, оруденение которого генетически связано с гранитоидными массивами. В касситерит-сульфидных и полиметаллических рудах ранних стадий минерализации в виде элементов-примесей присутствуют сурьма и ртуть, на поздних стадиях они выделяются в виде самостоятельных минералов – буланжерита, джемсонита, блеклых руд, реже – антимонита и киновари. Наблюдается закономерное накопление этих минералов в верхних частях месторождений. Все это дает основание считать, что развитие оловяно-сурьмяной, полиметаллической и сурьмяно-ртутной минерализации тесно связано во времени и, возможно, происходило из одних эволюционирующих рудоносных растворов.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ

Пламенное месторождение находится в структурах внешней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, приурочено к юго-восточному замыканию Пламенной ртутоносной подзоны. Рудовмещающая структура – изометричный вулканический купол (рис. 34), расположенный в узле пересечения Олетьинской и Пламенной (Куэкувуньской) зон разломов глубокого заложения. Купол сложен различными эффузивными образованиями, в обрамлении его обнаружены верхнетриасовые и верхнеюрские терригенные отложения. Разрез эффузивов начинается экструзивным покровом крупнопорфировых липаритов (мак-

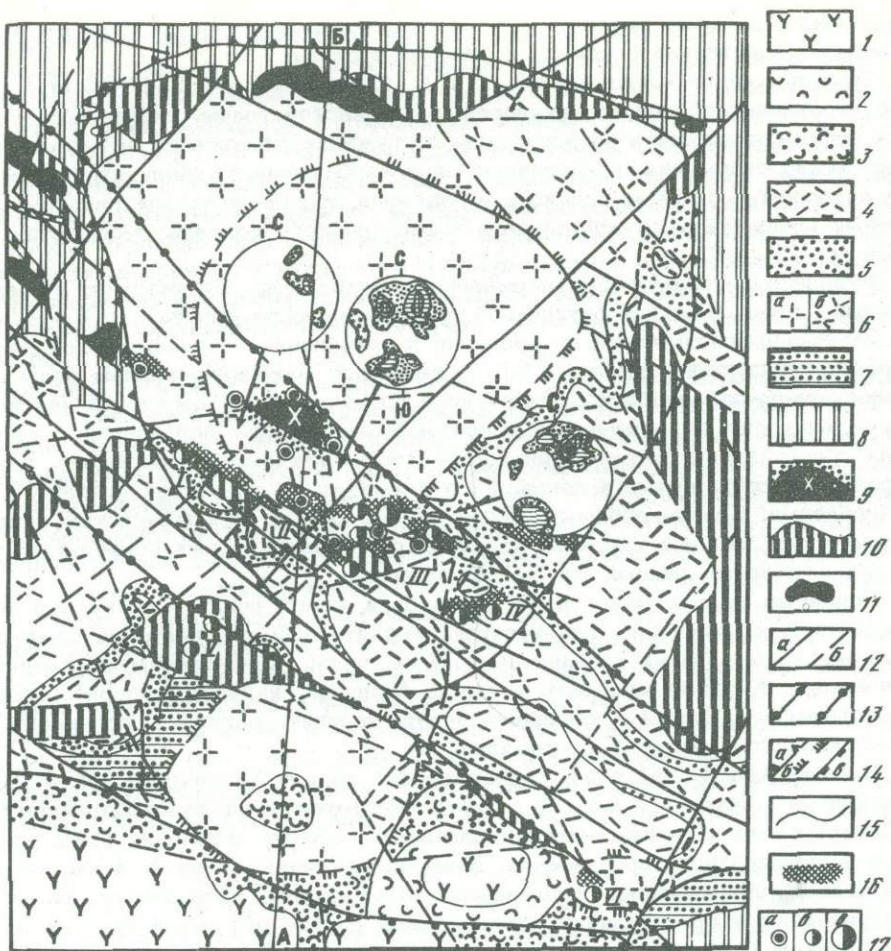


Рис. 34. Геологоструктурная схема месторождения Пламенное (по В.И. Копытину)

Верхний мел: 1 - фельзиты и фельзолипарито-дациты; 2 - игнимбриты, витролипариты и витрофирры; 3 - туфоконгломераты, туфобрекчии и туфы; *нижний мел:* 4 - мелкопорфировые липариты; 5 - туфолавы, туфы и флюидалные липариты; 6 - крупнопорфирсыые липариты (а - экструзии, б - покровы); 7 - угленосные туфогенные отложения с пластами углей; 8 - верхнетриасовые осадочные отложения; *интрузивные образования:* 9 - диориты и габбро-диориты, 10 - диоритовые порфириты и андезиты; 11 - гранит-порфиры; 12 - разрывные нарушения (а - главные, б - прочие разломы); 13 - рудоконтролирующая зона Олетьитынского разлома; 14 - контуры вулканического купола (а) и экструзивов (б), вулканопросадки (в); 15 - границы геологические; 16 - зоны экранирующих монокварцитов и рудовмещающих кварц-гидрослюдистых метасоматитов; 17 - рудопроявления сурьмы (а), ртути (б), собственно месторождение Пламенное (в); *Рудные участки:* I - Верный, II - Центральный, III - Заветный, IV - Заозерный, V - Андезитовый, VI - Корнет. В кружках - диаграммы ориентировки трещиноватости пород

симальная мощность 350 м), которые слагают центральную часть купола. Это неравномерно- и густовкрапленные раскристаллизованные породы невадиготового облика массивного сложения. В верхних и периферических частях экструзии-покрова в липаритах наблюдаются обломки туфов, стекла со следами течения.

По периферии купола выше крупнопорфировых липаритов залегает горизонт туфолав (игнимбритов), туфов и флюидалных липаритов, маркирующий на месторождении: им разделены покровы крупно- и мелкопорфировых липаритов. Мощность горизонта 30-60 м. Вышележащие покровы мелкопорфировых липаритов мощностью до 250 м распространены преимущественно к югу и востоку от месторождения. В рудном поле встречаются лишь отдельные "нашлепки" этих пород мощностью 50-80 м. Туфы, флюидалные и мелкопорфировые липариты в целом слабо наклонены в стороны от купола. Абсолютный возраст крупно- и мелкопорфировых липаритов 102-105 млн. лет (С.Н. Вороновский, ИМГРЭ; И.А. Загрузина, СВКНИИ), что соответствует границе апта - альба.

В центре купола обнажен шток диоритов, резко выделяющийся в рельефе, а в его обрамлении находятся субвулканические тела и дайки андезитов, диоритовых порфиритов, некки и дайки гранит- и гранодиорит-порфиров, фельзит-порфиров.

С севера структура ограничена выходами верхнетриасовых осадочных пород и резко приподнята, ее южная часть опущена и примыкает по разлому к крупной вулканической просадке. Развитие в современном срезе купола экструзивных и субвулканических тел, даек и диоритового интрузива свидетельствует о значительном срезе вулканоструктуры (300-400 м).

Рассекающие купол разрывные нарушения имеют различное направление. Отчетливо прослеживается почти вертикальный сброс северо-западного направления протяженностью более 10 км, уступом ограничивающий шток диоритов с юга. Это главная рудоконтролирующая разрывная структура месторождения. Второе нарушение протягивается параллельно первому по северному ограничению диоритового штока. Кулисообразно или под острым углом от названных разломов отходят многочисленные мелкие нарушения протяженностью в первые километры. Они служили рудо локализуемыми и рудоподводящими каналами и предельными минерализованными зонами дробления и брекчирования.

Нарушения северо-восточного и субмеридионального направлений выражены менее четко, чем северо-западные. Часть из них - радиальные трещины, образовавшиеся при внедрении диоритового штока. Вокруг вулканического купола наблюдается ряд мелких различно ориентированных кольцевых нарушений, возникших при обрушении краевых частей структуры.

Рудное поле месторождения представляет собой единую интенсивно нарушенную тектоническую зону, расположенную в южной и юго-восточной краевых частях вулканического купола. Выделены четыре рудных участка с запада на восток: Верный, Центральный, Заветный и Заозерный, расположенные между северным и южным сбросами. В пределах участков обнаружены разобщенные рудные тела с киноварью и антимонитом.

Участок Верный (северо-западный фланг рудного поля) ограничен со всех сторон тектоническими нарушениями, сложен сильно нарушенными и гидротермально измененными крупно- и мелкопорфировыми липаритами, туфолавами, лавобрекчиями и интрузивными андезитами. Рудные тела (в основном гнезда в зонах дробления) приурочены к зонам контакта туфолав и крупнопорфировых липаритов с мелкопорфировыми липаритами, измененными до пород кварц-каолинитового состава и монокварцитов. Характер оруденения весьма неравномерный.

Участок Центральный находится в южном сброшенном экзоконтакте диоритового штока. Здесь развиты преимущественно крупнопорфировые липариты, которые в резко опущенных блоках перекрыты туфами и туфолавами маркирующего горизонта. Породы в рудной полосе сильно брекчированы и изменены до вторичных кварцитов и монокварцитов, на остальной площади они подверглись осветлению и слабому окремнению. В кварцитовых брекчиях обнаружены руд-

ные жилы с антимонитовым оруденением и интенсивной пиритизацией, в целом образующие рудную полосу северо-западного направления протяженностью 700 м.

Участок Заветный (рис. 35) продолжает участок Центральный на восток. Здесь также развиты крупно- и мелкопорфировые липариты и породы маркирующего горизонта и находится субвулканическое тело андезитов. Породы претерпели окварцевание, серицитизацию, каолинизацию, подверглись интенсивному дроблению и брекчированию, особенно в западной части, где эти процессы имеют площадное развитие. Многочисленные разрывные нарушения составляют здесь систему оперения и разветвления южного рудоконтролирующего сброса, по которому северо-восточное крыло рудной зоны взброшено на 100-200 м.

Рудное тело 1 (собственно месторождение Пламенное и объект его эксплуатации) представлено пластообразной залежью неправильной формы, вытянутой в северо-западном направлении на 180 м и полого ($5-10^{\circ}$) падающей к югу. Залежь приурочена к зоне тектонического контакта покрова крупнопорфировых липаритов с экранирующим ее горизонтом монокварцитов, образовавшихся в результате переработки мелкопорфировых и флюидалных липаритов. Рудовмещающие туфолавы, лавобрекчии, туфы и крупнопорфировые липариты нарушены многочисленными различно ориентированными трещинами (5-15 см) и зонами интенсивного дробления (до глины) мощностью 1-3 м.

Ограничивающий залежь с северо-востока разрыв круто ($60-70^{\circ}$) падает на северо-восток по азимуту $20-25^{\circ}$. Юго-западная граница рудного тела нечеткая, с постепенными переходами оруденелых пород к неоруденелым. На поверхности залежь отпрепарирована эрозией и покрыта элювиально-делювиальным чехлом рудоносного щебня и глины мощностью 1-2 м. Наиболее измененные породы находятся в северной половине рудного тела или непосредственно в висячем боку зон дробления. К ним приурочены богатые руды с густовкрапленной киноварью в липаритах и сетью сложно переллетающихся киноварьсо-держающих прожилков. В южной части и по периферии залежи оруденение значительно беднее, прерывистое и крайне неравномерное.

Рудопроявления 2, 3, 5, 9 находятся к западу и юго-востоку от рудного тела 1. Они приурочены к зонам массового дробления пород (2-5 м) в крупнопорфировых липаритах, контактирующих с мощной (50-60 м) полосой выщелоченных монокварцитов, кварц-каолиновых аргиллизитов и мелкопорфировых липаритов.

Рудные тела - линейно-вытянутые крутопадающие линзы или серии сближенных гнезд и трещин, размещенных в окварцованных и аргиллизированных зонах дробления. Контуры рудных тел нечеткие, оруденение распределено весьма неравномерно.

Участок Заозерный занимает юго-восточный фланг месторождения, где выявлены четыре мелких рудных тела, приуроченных к зонам сильно окварцованных пород вблизи контакта с покровом мелкопорфировых липаритов. Рудные тела представлены гнездами, линзами мощностью 4-8 м, расположенными в зонах монокварцитов. В рудах отмечается много самородной ртути и оксихлоридов ртути.

В 1 км к югу и в 4 км к юго-востоку от месторождения расположены участки Андезитовый и Корнет, в которых зафиксированы рудные тела с ртутью.

Все породы в пределах месторождения испытали значительные гидротермальные изменения: окварцевание (и окремнение), серицитизацию, каолинизацию, карбонатизацию и хлоритизацию. На широкой площади распространены первые три вида изменений. Карбонатизация и хлоритизация развиты локально, приурочены исключительно к телам андезитов. Повсеместно отмечается пиритизация, однако более интенсивно она проявлена в участках окварцованных и окремненных пород. Все перечисленные виды гидротермальных изменений в главной своей массе протекали в дорудную стадию и имели площадное развитие.

В рудную стадию гидротермальный процесс имел более избирательный характер. Наряду с метасоматическим замещением происходило гидротермальное

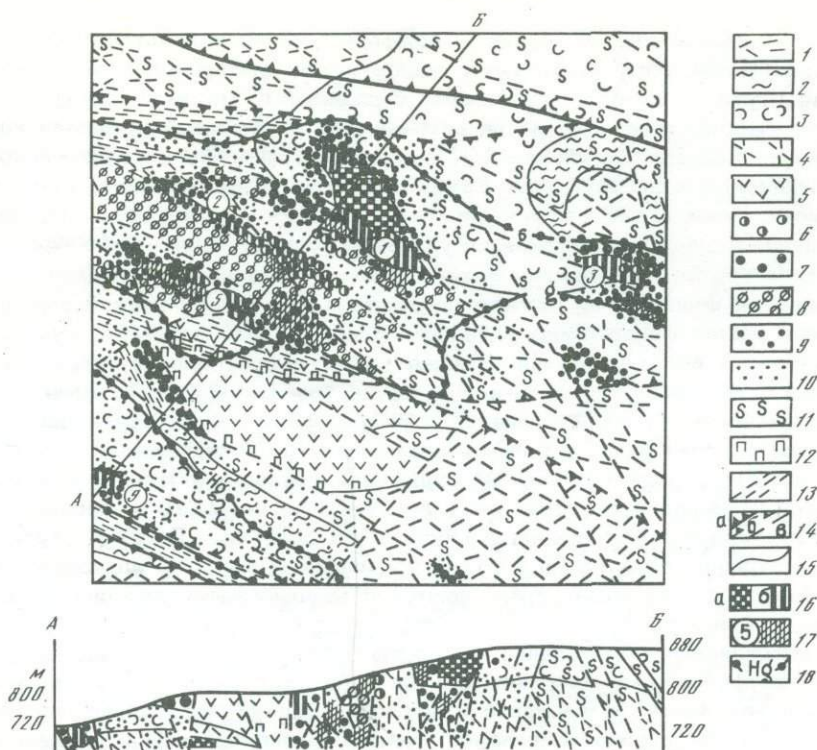


Рис. 35. Схема геологического строения и метасоматическая зональность участка Заветного месторождения Пламенное (по В.И. Копытину)

1 - мелкопорфировые липариты; 2 - флюидалльные липариты; 3 - туфолипартиты и туфы; 4 - крупнопорфировые липариты; 5 - интрузивные андезиты; 6 - интенсивно аргиллизированные породы; 7 - монокварциты; 8 - выщелоченные монокварциты; 9 - зона интенсивного окварцевания и серицитизации; 10 - зона в средней степени окварцевания и серицитизации; 11 - зона слабого изменения (осветления); 12 - зона пропилитизации; 13 - зона интенсивного дробления; 14 - разрывные нарушения (а - главные рудоподводящие, б - в основном рудораспределяющие, в - рудовмещающие и пострудные); 15 - геологические границы; 16 - ртутные рудные тела (а - богатые, б - бедные); 17 - сурьмяные рудные тела (цифры в кружке - рудопроявления ртути); 18 - ореолы рассеяния ртути

выполнение трещин кристаллическим кварцем, халцедоном, серицитом, гидромусковитом, иллитом, каолинитом, адуляром с образованием зон вторичных кварцитов серицитовой и каолиновой фаций (в понимании Н.И. Наквоника, 1954). С этими типами изменений и ассоциирует киноварное и антимонитовое оруденение. Намечается следующая зональность гидротермально измененных пород от рудных тел к вмещающим породам: монокварциты или кварц-каолиновые аргиллизиты - кварц-серицитовые вторичные кварциты с каолинитом и адуляром - зоны существенной серицитизации и аргиллизации - осветленные породы - неизмененные породы (см. рис. 35). Взаимопереходы между зонами не всегда резкие. На рисунке видно, что резкие границы отмечаются лишь для зон монокварцитов и кварц-каолиновых метасоматитов (гидротермальных аргиллизитов), довольно отчетливы они в зонах вторичных кварцитов с киноварным и антимонитовым оруденением и весьма расплывчаты по периферии рудных тел и в слабоизмененных породах.

В рудах месторождения определены следующие минералы: гипогенные - кварц, халцедон, гидромусковит, серицит, каолинит, киноварь, пирит, марказит, антимонит, реальгар (очень редко); гипергенные - гидрокислы железа, опал,

фиброферрит, метавольтин, копиапит, мелантерит, сидеритил, алуноген, калиевые квасцы, гялотрихит, валентинит, сенармонтит, стибиконит, гипс, ярозит, самородная ртуть, каломель, эглестонит, терлингуаит, мозезит, монтроидит (?). В субвулканических телах андезитов встречаются маломощные прожилки кальцита и хлорита. О.В. Вершковской в 1970 г. диагностированы дополнительно розенит, аммониевые квасцы, барит. Химико-спектральным анализом определены мышьяк, медь, свинец, цинк, олово. По вещественному составу руд Пламенное месторождение - сурьмяно-ртутное, по условиям формирования - палеопалитовое.

Омрелькайские рудопоявления расположены в западной части Омрелькайской ртутоносной подзоны, по периферии Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Здесь развиты вулканиты условно верхнемелового возраста, подразделенные на нижнюю и верхнюю толщи. Нижняя толща существенно туфовая и рудомещающая. В ее составе выделены три пачки (снизу вверх): 1) нижняя (40-60 м), где туфы и туфолавы среднего и умеренно кислого состава часто переслаиваются с отдельными лавовыми покровами (до 5 м) андезитов, дацитов, и липаритов, 2) средняя (30-50 м), сложенная пепловыми туфами и шаровыми туфолавами среднего состава, и 3) верхняя (около 40 м) - преимущественно тонкообломочные туфы среднего и основного состава. Верхняя толща (200 м) - экранирующая, в ее составе преобладают покровы андезитов и андезито-базальтов, которые перемежаются с маломощными прослоями тонкообломочных туфов.

Среди интрузивных образований выделены субвулканические тела андезитов, диоритовых порфиритов, андезито-базальтов и базальтов; некоторые из них относятся, по-видимому, к корневой и жерловой фациям эффузивных покровов. Породы интенсивно пропилитизированы, участками окварцованы и брекчированы. На гидротермальные изменения повсеместно наложена пиритизация.

Рудное поле находится в крупной зоне нарушений широтного направления. Общая ширина зоны 5 км, она прослеживается далеко за пределы рудного поля. В рудном поле выделены семь участков, удаленных друг от друга в среднем до 1 км. Большинство участков приурочено к пересечению широтных нарушений субмеридиональными.

Наиболее интересен участок Дальний, где ртутное оруденение обнаружено в горизонте (15-20 м) сильно ожелезненных и пропилитизированных фов, рассеченных прожилками кварца и кальцита. На участке вскрыты пять крутопадающих (50-70°) зон дробления протяженностью 20-50 м. Простирание зон субширотное и северо-восточное. Киноварь образует отдельные прожилки (до 3 мм), гнезда, налеты по трещинам, но чаще вкраплена в породу или в прожилки других минералов, обычно кварца. Кроме киновари, в рудах встречаются пирит, редко - антимонит и самородная ртуть.

Рудные тела на остальных участках (рудопоявления 1, 3, 4, 5, 6) имеют еще меньшие размеры. Гнезда, линзы и прожилки с киноварью локализуются в зонах гидротермально измененных и интенсивно дробленных (до милонитов) пород, развитых как по туфам и лавам, так и по субвулканическим телам андезитов. Оруденение весьма неравномерное.

Минеральный состав руд изучен слабо. Из гипогенных минералов здесь обнаружены кварц, халцедон, железистый карбонат, кальцит, хлорит, гидрослюда, каолинит, киноварь, пирит, антимонит; гипергенные минералы - гидрокислы железа (гидрогётит), самородная ртуть и оксихлориды ртути (?).

Чемпура. Месторождение расположено на восточных отрогах Срединного Камчатского хребта, примерно в средней части Центрально-Камчатской ртутоносной зоны. Район месторождения находится в зоне активного кайнозойского вулканизма, проявившегося в палеоген-постплиоценовое время. Здесь развиты исключительно вулканогенные образования разного состава и возраста. Преимущественно распространены вулканиты алнейской серии, среди которых в виде отдельных выходов встречаются более древние вулканогенные образования анавгайской серии.

Месторождение (рис. 36) слагают две толщи туфо-эффузивных пород олигоцен-среднемиоценового возраста, прорванные миоценовой гипабиссальной

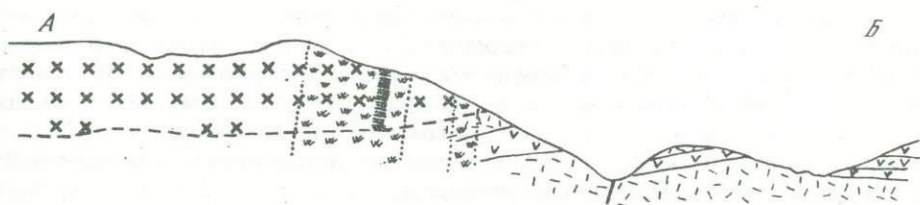
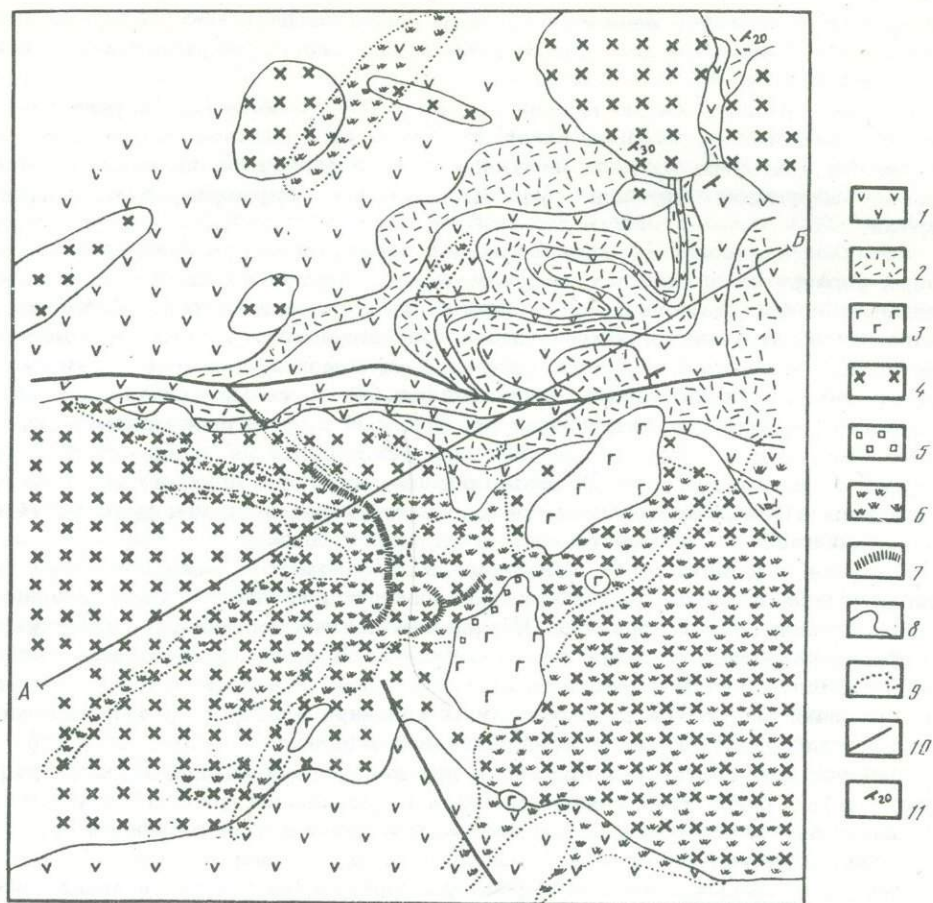


Рис. 36. Схема геологического строения Чempуринского месторождения ртути
 1 - андезиты и 2 - туфы анавгайской серии; 3 - раннеэоценовые андези-
 то-базальты; 4 - интрузивы кварцевых диоритовых порфиров; 5 - пиритиза-
 ция; 6 - гидротермально измененные породы (вторичные кварциты); 7 - руд-
 ные тела; 8 - геологические границы; 9 - границы распространения гидротер-
 мально измененных пород; 10 - разломы; 11 - элементы залегания пород

интрузией кварцевых диоритовых порфиров, обусловивших купольную струк-
 туру месторождения. Нижняя толща состоит из дислоцированных и гидротер-
 мально метаморфизованных пород березовской свиты анавгайской серии, а верх-
 няя, слабо измененная, - из пологозалегающих вулканитов алнейской серии.
 В березовской свите преобладают разнообломочные туфы и андезиты, смятые
 в антиклинальную складку северо-восточного простирания с углами падения
 крыльев 20-30°. Месторождение расположено в юго-восточном крыле склад-
 ки. Вулканиты алнейской серии представлены туфами, андезито-дацитами, ан-
 дезитами и андезито-базальтами, с которыми ассоциируют комагматичные
 субвулканические и экструзивные тела того же состава. Интрузия кварцевых

диоритовых порфиров занимает большую часть площади месторождения и состоит из серии секущих и межпластовых тел, прорывающих вулканиты березовской свиты.

Породы нарушены сетью мелких разрывов северо-западного и северо-восточного простираний, которые входят в состав региональной зоны разломов. Разрывная тектоника сыграла решающую роль в формировании месторождения. Мелкие нарушения служили рудоподводящими и рудомещающими структурами.

Все тела с киноварной минерализацией сосредоточены в кварцевых диоритовых порфиритах вблизи покровов андезито-базальтов алнейской серии, последние, очевидно, выполняли роль экрана при рудоотложении. Рудные тела слагают гнезда и линзы, залегающие в зоне кварц-серицитовых метасоматитов вблизи контакта (и в зоне контакта) их с монокварцитами. Размеры рудных тел — десятки метров по длинной оси. Обогащенные участки рудных тел в зонах чередуются с безрудными или бедными ртутью интервалами. Чередование безрудных и обогащенных участков наблюдается не только по простиранию, но и на глубину. Рудные зоны прослеживаются на первые сотни метров. С глубины 100–120 м появляются аурипигмент-реальгаровые руды, постепенно сменяющиеся аурипигмент-реальгар-антимонитовыми.

Киноварь в рудных телах распределена неравномерно. Основная масса ее сосредоточена в брекчиях, которые располагаются на контакте монокварцитов с серицит-кварцевыми породами. В меньшем количестве киноварь содержится в серицит-кварцевых породах и монокварцитах. В целом оруденение — вкрапленное и вкрапленно-прожилковое, фиксируется также в виде корочек и примазок по трещинам. В богатых рудных гнездах киноварь образует густую вкрапленность в глиноподобной каолинит-серицитовой массе.

Минеральный состав руд простой и довольно однообразный. Во всех рудах присутствуют кварц трех генераций (одна генерация пострудная), серицит, каолинит, барит; главные рудные минералы — киноварь, метациннабарит, пирит, марказит, реже встречаются антимонит, реальгар, аурипигмент.

Гидротермально измененные породы распространены широко и представлены в основном пропилитами и вторичными кварцитами четко выраженного зонального строения. Их внешнюю зону образуют породы формации пропицитов — хлоритизированные, пиритизированные, карбонатизированные и, реже, эпидотизированные кварцевые диоритовые порфириды, андезиты и различные туфы, внутреннюю зону — вторичные кварциты. Переходные между пропилитами и вторичными кварцитами серицитизированные породы слагают промежуточную зону гидротермальных изменений. Серицитизированные метасоматиты светло-серого цвета с густой мелкой вкрапленностью пирита, часто раздроблены и перетерты до дресвовидного состояния. Мощности их несколько десятков метров.

В зоне вторичных кварцитов выделяется ядро, сложенное монокварцитами и серицит-кварцевыми породами. Последние имеют мощность от десятков сантиметров до 25 м и состоят из кварца, серицита, пирита, каолинита, в массе которых сохранились реликты текстуры кварцевых диоритовых порфиров. Монокварциты — светло-серые породы, образующие жилы мощностью до 10 м.

Опалит, Кордеро, Бретц (по материалам Э.Л. Фиска, 1973) и недавно открытое (1973 г.) месторождение *Мак-Дермит* (штат Невада, США) — типовые месторождения опалитового типа. Все они расположены в северном и восточном тектоническом обрамлении кольцевой вулcano-тектонической структуры размерами около 25 км в поперечнике (см. рис. 23), удалены друг от друга на расстояние 10–12 км. Для месторождений характерны сходные геологоструктурные и литолого-стратиграфические условия. В геологическом строении района участвуют: плиоцен-позднемиоценовые экструзии натровых и рибекитовых риолитов, миоценовые озерные осадки (70 м), туфы (до 70 м), перлиты (35 м), риолит-порфиры Кордеро (270 м), интрузивные риолиты (более 200 м), покровы базальтов, андезито-базальтов, андезитов общей мощностью 200 м.

На месторождении Опалит рудное тело находится в силицифицированных озерных отложениях третичного возраста и представляет собой пологую залежь

длиной примерно 400 м, шириной 270 м и максимальной мощностью более 35 м. На месторождении Бретц оруденение локализовано в пластах озерных туфогенных глинистых сланцев и песчаников; максимальные размеры рудных тел $100 \times 15 \times 35$ м.

На месторождении Кордеро (рис. 37) рудные тела расположены вдоль разломов северо-восточного простирания и оперяющих их нарушений, пересекающих экстрезив риолитов. Они представлены линзами и пластообразными залежами опалитов, согласно залегающими среди озерных отложений, а также трубообразными крутопадающими телами в измененных риолитах. Главное рудное тело месторождения "скрытое" и трубообразной формы, начинается на глубине 80 м от поверхности, прослеживается на глубину до 250 м. В плане оно ориентировано длиной осью параллельно рудоконтролирующему разлому северо-западного простирания, имеет длину около 90 м при ширине до 15–18 м. Юго-западнее этого тела располагаются небольшие карманы и рудные линзы, – вероятно, апофизы главного тела. Над рудным телом в перекрывающих его опалитах находится более бедное ртутное оруденение.

Приуроченность рудных тел на месторождении Кордеро к риолитам до некоторой степени указывает на определенный литологический контроль оруденения. Ряд мелких рудных тел с богатой киноварью находится в брекчиях, приуроченных к субгоризонтальным поверхностям скольжения. В результате внедрения риолитов и их последующего осложнения разрывными нарушениями образовалась блоковая структура месторождения Кордеро. Вдоль основного рудоконтролирующего разлома Мак-Дермит северо-восточного простирания и оперяющих его крупных субмеридиональных и северо-западных (разлом М) нарушений развивались тектонические глинки трения мощностью до нескольких метров, что обусловило замедленную циркуляцию рудоносных растворов и отклонение их в сторону с образованием рудоносных карманов, гнезд по трещинам ответвления.

Главные рудные минералы – киноварь и впервые обнаруженный на месторождении Мак-Дермит минерал кордероит (хлорид ртути), реже – самородная ртуть и марказит. Из нерудных минералов наиболее распространены минералы кремнезема (кварц, халцедон, опал), алунит, каолинит, реже – другие глинистые минералы и барит. Гипергенные минералы – лимонит, гематит, гипс, ярозит, копиапит, фиброферрит, мелантерит, эггестонит, возможно самородная ртуть. Киноварь образует гроздевидные скопления мелких кристаллов или сплошные зернистые агрегаты. На нижних горизонтах обнаружены игольчатые скрученные кристаллы киновари длиной до 0,5 мм.

Под воздействием гидротермальных растворов на нижних горизонтах риолиты интенсивно аргиллизировались, а на верхних – силицифицировались. При аргиллизации полевые шпаты (обычно санидин) превращались в алунит или каолинит, которые образовали самостоятельные гнезда и прожилки. Превращение полевых шпатов в каолин сопровождалось выносом кремнезема в верхние части разреза, где он переотлагался в виде кварца и халцедона с образованием залежей опалитов, в которых позже отлагались марказит, барит, киноварь, поздний кварц. В зоне окисления по этим минералам образовались лимонит, гематит, гипс, ярозит, копиапит, фиброферрит, мелантерит, эггестонит, терлингаит, самородная ртуть.

Рудные и сопутствующие им жильные минералы отлагались в полостях в результате разбавления гидротермальных растворов грунтовыми водами и изменения состава, температуры и давления в рудоносных флюидах. По мнению Э.Л. Фиска (1973), рудотложение происходило в позднюю фазу того же этапа гидротермальной деятельности, которая обусловила изменение вмещающих пород. Наличие в районе современных горячих минерализованных вод с сероводородом дает основание говорить о щелочно-сульфидном комплексе переноса ртути.

Примерные геологические и физико-химические условия существовали и на других месторождениях рудного района Опалит. Возможно, несколько иные физико-химические условия были на месторождении Мак-Дермит, располо-

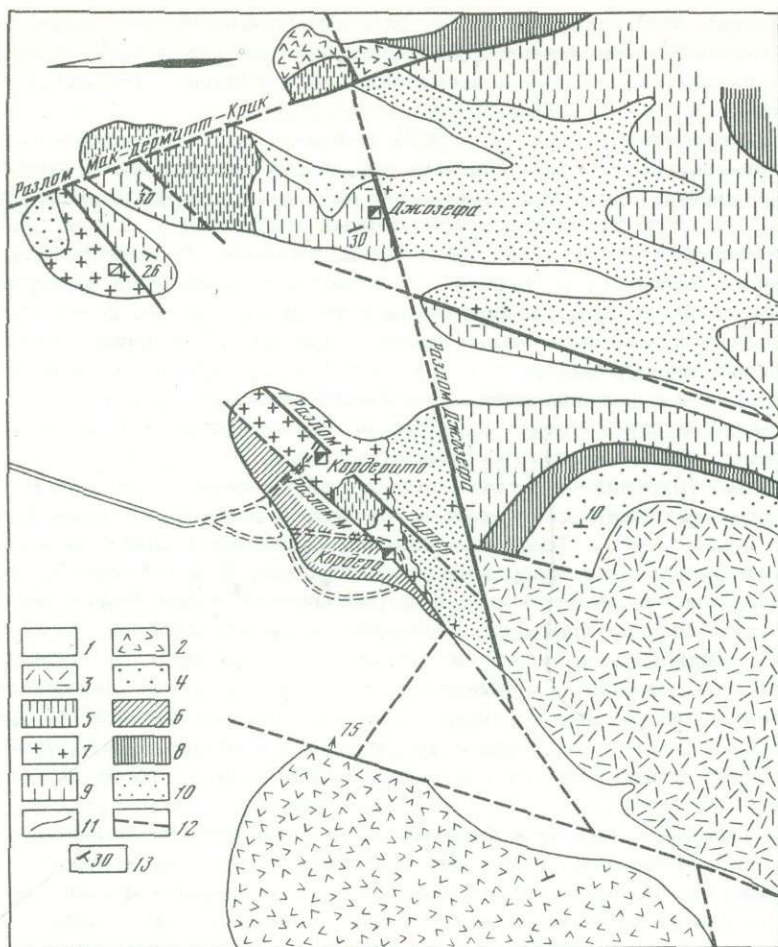


Рис. 37. Геологическая карта района месторождения Кордеро (по Э.Л. Фиску, 1973)

1 - современный аллювий; 2 - плейстоценовые (?) интрузии натровых риолитов; 3 - плейстоценовые (?) рибекитовые риолиты; 4-10 - миоценовые изверженные породы (4 - туфы, 5 - стекловатые риолиты, 6 - риолиты Кордеро, 7 - риолиты подошвы залежи, 8 - базальты, 9 - андезитовые порфириды, 10 - андезито-базальты); 11 и 12 - тектонические элементы (11 - установленные разломы, 12 - предполагаемые), 13 - элементы залегания

женном к северу от месторождения Кордеро. Отличительная особенность этого месторождения - наличие в нем нового ртутного минерала кордероита (открыт Е. Фордом, Ford a.o., 1974). Это - основной тип промышленных руд в районе Опалит. По предварительным подсчетам, запасы на месторождении уступают лишь таким известным месторождениям США, как Нью-Идрия и Нью-Альмаден. Залежь кордероита вместе с киноварью локализована в озерных отложениях над пластом опалитов; ее размеры 1000×15 м, мощность 5-10 м. Кордероит образует самостоятельные скопления, каемки вокруг зерен киновари или псевдоморфозы по ней. Это более поздний минерал, чем киноварь.

Опалитовые месторождения образовались на небольшой глубине, контролируемой уровнем грунтовых вод. Первоначальная порода сначала замешалась опалом, который затем обезжизнялся с образованием халцедона или замешался им. Киноварь отложилась из кремнеземсодержащих вод после основной

стадии силификации и образования глинистых минералов. Киноварное оруденение формировалось в несколько стадий, одна из них проявилась задолго до третичного вулканизма. Высказывается предположение о четвертичном возрасте ртутного оруденения. Киноварь связана с ранней деятельностью вод термальных минерализованных источников, обнаруженных в районе на глубине.

Месторождения района Опалит в структурном плане, по минеральному составу и морфологии рудных тел, характеру окolorудных изменений близки ртутным месторождениям Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, в частности Пламенному, Пыкарваамскому, Ламутскому на Чукотке. На Камчатке их аналог — месторождение Чемпура.

Ниже описаны ртутные месторождения, связанные с термальными минеральными источниками (по Д.Э.Уайту, 1959, 1970, Ф.Диксону, Дж. Танеллу, 1973).

Салфер-Банк (Калифорния) — одно из немногих месторождений, в котором современные процессы рудообразования, выражающиеся в отложении киновари и антимонита из ныне действующих горячих источников, генетически связаны с формированием промышленных ртутных рудных тел в недалеком прошлом. Общее количество ртути в месторождениях района Салфер-Банк — около 7000 т, которые откладывались в течение 10 тыс. лет.

В районе Салфер-Банк развиты породы юрской францисканской группы, перекрытые у оз. Клир плейстоценовой оползневой брекчией с линзами конгломератов и песчаников, потоком лав андезитов и современными озерными осадками. Андезиты до глубины 5–8 м выщелочены и превращены в пористый порошокватый агрегат опала, обычно в смеси с кристаллической серой, монтмориллонитом, доломитом, кальцитом, гипсом, алунином, углеводородами. Глубже (ниже грунтовых вод) в андезитах по трещинам развиваются глинистые (каолинит-галлуазитовые), карбонат-кварцевые и цеолитовые образования, содержащие киноварь, марказит, пирит, антимонит. В современных озерных осадках встречаются также метациннабарит, обычно нарастающий на пирит-марказит и киноварь. Интенсивно каолинизированы и оруденелы также нижележащие плейстоценовые брекчии и подстилающие их францисканские песчаники.

Гидротермально измененные породы развиваются вдоль сбросов северо-восточного и северо-западного простирания. В участках пересечения часто встречаются современные горячие источники и фумаролы. Воды источников в трещинах на выходах пород отлагают и сейчас порошокватую серу, в виде пленок и корочек — антимонит, киноварь, метациннабарит, марказит и водные сульфаты (селенит — стекловатая разность гипса, копиопит, эпсомит, мелантерит, ярозит и алуноген).

Главные компоненты вод источников — натрий, аммиак, хлор, бор, йод, кремнезем, уголекислота. В некоторых источниках отмечаются также ртуть и сурьма; pH воды 6–7,5. Максимальная температура воды на поверхности 80,5°C, минимальная 66°C, с глубиной температура быстро повышается.

По Уайту и Роберсону (White, Roberson, 1962), воды современных источников Салфер-Банк относятся скорее всего к погребенным метаморфогенным, чем к вулканическим ювенильным. Ртуть и сами воды заимствовались из вмещающих осадочных пород при их нагревании в процессе вулканической деятельности или в результате метаморфизма.

Отложение киновари, по-видимому, не связано с отложениями других рудных минералов: она образовалась позже пирита, марказита, но раньше метациннабарита и антимонита. Вероятно, существовали две стадии минералообразования: в раннюю главную стадию отлагались пирит, марказит, киноварь, в позднюю — метациннабарит, антимонит. Близкая к нейтральной кислотность-щелочность вод источников на поверхности, более высокая щелочность их на глубине, резкие колебания температур вод на разных глубинных интервалах свидетельствуют о весьма сложных физико-химических условиях рудообразования. Формы переноса ртути и условия отложения киновари в гидротермальных системах с течением времени существенно менялись, что сказалось на образовании резко неравнозначных по запасам ртутнорудных тел в прошлом и в настоящее время.

Месторождение Салфер-Банк интересно в том отношении, что оно имеет четкую вертикальную зональность. На поверхности обнажаются серные руды, а на небольшом интервале, ниже, они сменяются ртутными. Подобная зональность характерна и для некоторых рудопроявлений Камчатки (Чемпура).

Уилбер-Спрингс. Месторождения этого района расположены в одной зоне с районом Салфер-Банк. Здесь развиты серпентинизированные ультраосновные породы, зажатые между рассланцованными породами францисканской серии на западе и слоистыми осадочными породами серии Великой Долины – на востоке. Францисканские отложения имеют те же характерные особенности, что и в других местах Берегового хребта. Разрез серии Великой Долины – типично эвгеосинклинальный. Для рудообразования, как считает А.Н. Моисеев (Моисеев, 1968), определяющее значение имеет современная вулканическая активность вокруг оз. Клир, с которой здесь связано возникновение многочисленных горячих источников.

В районе Уилбер-Спрингс известны месторождения ртути Аббот и ряд рудопроявлений, главная особенность которых – их тесная пространственная связь с нефтью, углеводородными газами и соленосными водами.

Месторождение Аббот расположено в 15 км к северо-востоку от месторождения Салфер-Банк. Его вмещают брекчированные и частично опалитизированные серпентиниты, залегающие согласно среди осадочных пород францисканской формации. В рудах киноварь встречается совместно с метациннабаритом, опалом, самородной серой, марказитом, карбонатами, кварцем и широко распространенными углеводородами, нефтью. Преобладают рудные тела жильного типа, которые в верхних горизонтах образуют своеобразные “пенистые” жилы, представляющие собой зернистый агрегат опала со светло-коричневой нефтью.

Рудопроявления залегают в песчаниках, глинистых сланцах, конгломератах и серпентинитах вдоль юго-восточного края крупного серпентинитового массива, слагающего ядро антиклинали Уилбер-Спрингс. На их нижних горизонтах обнаружены термальные соленосные воды, обогащенные HCO_3 , Cl , B , H_2S , NH_4 , по химическому составу сходные с водами соседних нефтяных районов.

В целом район Уилбер-Спрингс примечателен тем, что ртуть в нем ассоциирует с нефтью, углеводородными газами и солеными водами, отвечающими по составу рассолам нефтяных полей (Уайт, 1959). Это позволяет считать возможным образование ртутносных растворов и нефтепроявлений из единых термогидросистем.

Мейакмас, Скагс, Дьябло (Уайт, 1970). Геологическое строение этих районов близко к строению районов месторождения Салфер-Банк и Уилбер-Спрингс, вблизи которых они располагаются. Вмещающие породы – песчаники, грауваки и глинистые сланцы францисканской серии, серпентиниты, диабазы, а также перекрывающие их плиоценовые и плейстоценовые покровы риолитов, риодацитов и их туфов, реже – четвертичных базальтов. Францисканские породы и серпентиниты слагают крупную антиклиналь, рассеченную разломами, к которым приурочены поля гидротермально измененных пород с ртутной минерализацией и термальные источники. Воды источников нагреты до 30–50°C, обогащены углекислотой, бором, реже – йодом, что не характерно для метеорных вод и позволяет частично связывать их происхождение с глубинными процессами.

Киноварь, иногда метациннабарит отмечены во многих участках проявления термальной активности. На поверхности рудные минералы чаще всего ассоциируют с каолинитом, опалом и самородной серой, а в более глубоких горизонтах встречаются совместно с пиритом и марказитом.

Район Мейакмас представлен рядом ртутных месторождений и термальных источников, образующих рудную зону северо-западного направления протяженностью 45 км и шириной 10–12 км. Рудные тела приурочены к восточной границе зоны и залегают главным образом в серпентинитах, замещенных опалом, халцедоном, доломитом или монтмориллонитом. В рудах, кроме кино-

вари, установлены (не везде) углеводороды, гипс, пирит, метациннабарит, антимонит, самородная ртуть. В западной части зоны ртутные рудные тела не обнаружены, но повышенные количества ртути (тысячные доли процента) зафиксированы в осадках многочисленных термальных источников.

Месторождение Скаггс залегает в массивных интенсивно дробленых аркозовых песчаниках францисканской формации, замещенных опалом, халцедоном, кварцем, каолинитом, иллитом, монтмориллонитом. Метациннабарит и киноварь находятся здесь в тесной ассоциации с реальгаром, аурипигментом, куртизитом (кристаллический углеводород) и черными аморфными углеводородами. Метациннабарит, реальгар, опал отлагались непосредственно в водотоках и жерлах минеральных источников, причем некоторая часть опала образовалась позднее метациннабарита и реальгара.

В районе Дьябло метациннабарит-киноварные рудные тела отмечены в лиственитах, развившихся по серпентинитам в зоне разлома и в кальцитовых прожилках среди интрузива риодацитов. Киноварь ассоциирует с углеводородами и более поздним антимонитом.

Источники *Амеди*, *Стимбот Спрингс*, *Косо*, *Бойлинг* и другие (Диксон, Таннелл, 1973) расположены в восточном обрамлении батолита Сьерра-Невада (первые три) и вдоль северо-восточного разлома, рассекающего гранодиоритовый батолит Айдахо (Бойлинг).

Источники Амеди особенно интересны. Из их горячих щелочных вод в настоящее время отлагаются киноварь, метациннабарит, самородная ртуть, образующие пленки, налеты на обломках пород в жерлах источников и на выходах озерных осадков и известковых туфов. Толщина пленок в жерловинах до 2 мм, но уже на расстоянии 20–30 м уменьшается до 0,05 мм. Иногда наблюдается чередование полос киновари и метациннабарита, последний чаще замещен киноварью. Из нерудных минералов широко распространен монтмориллонит, реже встречаются иллит, карбонаты и более поздние кальциевый цеолит (шабазит) и опал. Количество растворенной ртути зависит от температуры воды, максимальные содержания ртути определены в источниках с температурой воды 97–99°C.

Сурьмяные и ртутные проявления источников *Стимбот Спрингс* располагаются вдоль разлома (50 источников) на площади более 5 км². В районе развиты в основном мезозойские метаморфические породы и гранодиориты, реже – средне- и позднегеретичные вулканогенные образования, раннечетвертичные покровы андезито-базальтов и интрузивные тела риолитов. Источники сосредоточены в настоящее время лишь в восточной части района близ руч. *Стимбот*. Вода метеорного происхождения; тип источника трещинный или трубчатый, характер излияний гейзеровый. Температура воды 43–94°C, среднее значение pH 7,2–8,9. В водах источников в заметных количествах обнаружены Ca, Mg, Na, K, Si, Cl, S, в меньших Al, Fe, Ba; присутствуют F, B, AS, Sb, Se, Hg, подавляющая часть которых магматогенные. Газы на 93–99% представлены углекислым газом, сероводородом; отмечаются также водород, кислород, аргон.

Источники отлагают много кремнистых туфовидных натечных агрегатов опала, переходящего в халцедон, и небольшое количество извести – арагонита. Наблюдается осаждение темного ила, состоящего из мельчайших светлоокрашенных частиц геля кремнезема или опала с тончайшими кристаллами антимонита и пирита, однако киноварь в темных илах не обнаружена. В кремнистых илах зафиксированы золото, серебро, ртуть (0,01–0,02%), сурьма (0,26–3,95%), мышьяк (0,007–0,044%), медь (0,003–0,065%), железо (1,71–4,11%). В измененных породах широко развиты иллит, монтмориллонит, хлорит, алунит, каолинит. Значительные находки киновари обнаружены до глубины 17 м от поверхности – выше уровня грунтовых вод, антимонита до глубины 50 м – ниже уровня грунтовых вод.

Ртутные проявления источников *Косо* приурочены также к гранитам, в некоторых участках перекрытым покровами риолитов, обсидианов, туфов и вулканических брекчий. Киноварь и метациннабарит отлагаются из вод, но при-

сутствуют и в гидротермально измененных породах. Киноварь встречается совместно с опалом по трещинам. В водах источников главные компоненты — Ca, Al, Mg, SiO₂. Ртуть и сурьма в воде не обнаружены, но в фумарольных парах она присутствует.

Ртутные проявления источников Бойлинг (штат Айдахо) обнаружены в трещинах среди гранитов. Черные шлейфы в основном метациннабарита обычно вытянуты примерно на 8–10 м от источника. Обломки породы в жерле источника обволакиваются пленкой киновари, а последняя — метациннабаритом. В пленках определен также марганец, количество которого убывает по мере удаления от источника. Температура воды 98°C, pH 8,2.

На основе изучения термальных вод источников, с которыми связаны ртутные месторождения западных районов США, Д.Э. Уайт (1970) делает следующие выводы.

1. Промышленные концентрации ртути из современных источников отлагались из близконеutralных (pH 6,1–8,1) растворов с умеренным содержанием сульфидной серы. Некоторая часть киновари переносилась и отлагалась из слабощелочных (pH 8,5–9,2) растворов (источники Амеди, Бойлинг).

2. Нейтральную или слабокислую реакцию вод, по-видимому, определяет высокое содержание в растворах углекислого газа — главным образом продукта вулканических эманаций и метаморфических реакций с участием карбонатов.

3. Концентрация ртути происходит недалеко от поверхности, где наблюдается резкий спад температур. При более высоких температурах ртуть становится подвижной и переходит в раствор. В формировании месторождений большую роль играют первичные обогащения ртутью вмещающих пород, их температурные и геологические условия. Хороший концентратор ртути — глинистые сланцы с органическим веществом. Изверженные породы, наоборот, отличаются способностью терять первично содержащуюся в них ртуть. При высоких температурах ртуть может выноситься метаморфогенными или погребенными в осадках водами и перетлагаться на более высоких горизонтах с образованием месторождений в благоприятных геологических структурах. Утверждается, что подобным путем образовались ртутные месторождения в районах Салфер-Банк и Уилбер-Спрингс. Однако не исключается и магматический источник ртути.

4. Перенос ртути осуществлялся главным образом в виде комплексных сульфидных соединений, частично — в виде металлоорганических комплексов и в газовой фазе совместно с парами серы. Газовый перенос ртути происходил лишь в приповерхностных условиях при высоких температурах.

5. Широко распространенные на ртутных месторождениях глинистые минералы — монтмориллонит, иллит, каолинит, диккит образовались из гидротермальных растворов, близких к нейтральным, а менее характерные в месторождениях альбит, калиевые полевые шпаты, цеолиты — при более высоких значениях pH.

6. Наличие в ртутных месторождениях близповерхностных метастабильных минералов (метациннабарит, аморфный опал, кристобалит) может указывать на сравнительно недавнее образование ртутных месторождений и их генетическую связь с термальными водами. Доказательство такой связи — приуроченность месторождений и термальных источников к единым структурным элементам.

ЭНДОГЕННЫЕ РТУТЬСОДЕРЖАЩИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ртуть присутствует во многих других эндогенных месторождениях. Особенно характерна она для золото-серебряных месторождений, где отмечается в рудах не только в качестве примеси, но нередко образует киноварные скопления. Большинство таких месторождений расположено в вулканитах. Ртутьсодержащие золоторудные тела находятся обычно в измененных до гидротермальных кварцитов субвулканических интрузиях кислого состава, приурочены к краевой части субвулканических тел. Внутреннее строение рудных тел сложное, это зоны прожилково-метасоматического окварцевания, в которых выделяются

различной величины кварцевые жилы. Рудные зоны и вмещающие их измененные породы содержат следующие минералы: кварц, кальцит, родонит, адуляр, манганит, пиролюзит, псиломелан, гидрослюда, пирит, золото самородное, серебро самородное, аргентит, галенит, сфалерит, халькопирит, браунит, арсениопирит, киноварь, доломит, флюорит (?), барит (?). Киноварь обнаружена в кварцевых жилах, в верхней их части в виде мелких (0,1–0,2 мм) изометричных кристаллов.

Известна киноварь и в алунитизированных и каолинитизированных породах надрудных толщ золото–серебряных рудопроявлений, где она образует гнезда в пустотах измененных пород или непосредственно в каолинитах. Обычно киноварь встречается отдельно от золото–серебряных минералов.

Киноварь совместно с касситеритом и золотом обнаружена в шлихах, намытых из рыхлых отложений водотоков, расположенных в вулканитах,

В тесной ассоциации с золотом киноварь встречается в вулканогенных месторождениях ряда зарубежных стран – Японии, Аляски, Канады, Западных штатов Америки (Невада, Орегон и др.).

В Охотском отрезке Охотско–Чукотского пояса киноварь и самородная ртуть обнаружены в комплексных рудах, но на одном из участков киноварное оруденение образует самостоятельные мелкие рудные тела (Еремин, 1974).

Район сложен исключительно вулканиками кислого состава, прорванными небольшими субвулканическими интрузивами гранитоидов, образующими вулканооструктуру оседания (рис. 38). Рудопроявление приурочено к южному тектоническому ограничению вулканооструктуры.

Руды с киноварью встречены в зоне нарушенных и интенсивно аргиллизированных флюидальных липаритов недалеко от контакта с горизонтом гиалоигнимбритов. Зона имеет северо–восточное простирание, ширина ее около 50 м. В пределах зоны выделяются гнезда и линзы каолинитов, в брекчированных разностях которых в основном и встречено ртутное оруденение. Вкрапленность и прожилки киновари сосредоточены в массе полупрозрачного серого и темно–серого каолинита, цементирующего и окаймляющего обломки светло–серого каолинита. По тонким трещинам и в виде редкой вкрапленности киноварь проникает и в его обломки. Характерна тесная ассоциация киновари с ангидритом, развивающимся в массе каолинита в виде агрегатов крупных идиоморфных кристаллов.

По геологоструктурной позиции, характеру окolorудных изменений, рудной и метасоматической зональности описанное рудопроявление ртути имеет много общего с известным Пламенным месторождением ртути на Чукотке.

Для рудопроявления характерен довольно простой минеральный состав руд. Рудные минералы – марказит, антимонит, киноварь, галенит, сфалерит, халькопирит; жильные минералы – кварц, адуляр, халцедон, гидрослюда, каолинит, алунит, реже – диксит, накрит, галлуазит, бейделит, ангидрит, альбит. Гипергенные минералы: лимонит, гидрогетит и другие гидроокислы железа, окислы марганца, ярозит, гипс, сульфаты железа и алюминия, сурьмяные охры, метациннабарит (?) самородная ртуть.

В Центральном вулканоогенном поясе Камчатки известно комплексное с ртутью месторождение (по Ю.М. Шепотьеву, 1971). В этом районе смятая в складки толща кремнистых сланцев, туфопесчаников и порфиритов верхнемелового–нижнепалеогенового возраста перекрыта пологозалегающими базальтами, андезитами, туфами и туфобрекчиями олигоцен–миоценового возраста. Вулканиды прорваны миоценовыми гранодиоритами, а последние – верхнемиоценовыми субвулканическими телами и дайками дацитов и трахидацитов. Наблюдается интенсивная тектоническая нарушенность вулканических и интрузивных пород. Главные разрывные нарушения – северо–восточный и северо–западный разломы, на пересечении которых и располагается месторождение.

В пределах рудного поля проявляется полиметаллическое оруденение, которое обнаруживает тесную пространственную и структурную связь с субвулканическими телами дацитов и трахидацитов и близко к ним по возрасту. Рудные тела с полисульфидным оруденением приурочены к разрывам северо–вос-

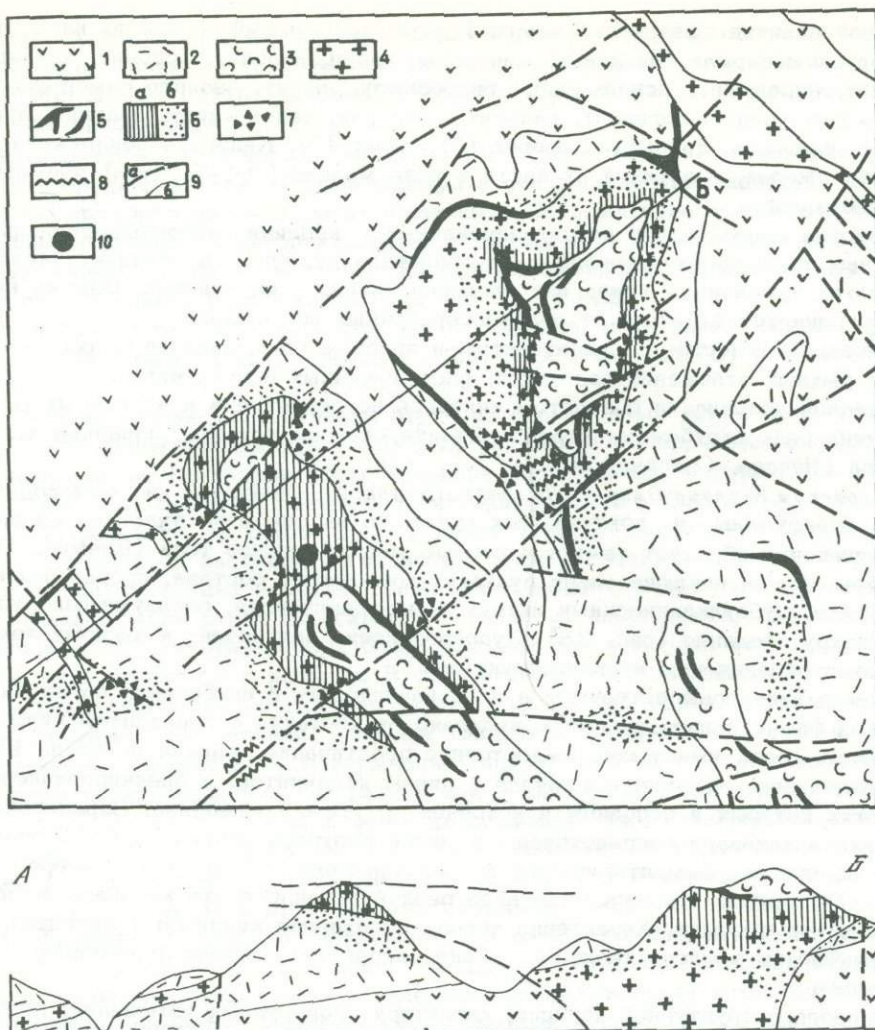


Рис. 38. Схема геологического строения субвулканической интрузии г. Алуни-товой (по Р.А. Еремину, 1974)

1 - толща "палеотипных" андезитов; 2 - перекристаллизованные игнимбриты типа "силар"; 3 - сваренные порфирокластические игнимбриты; 4 - флюидальные липариты субвулканической интрузии; 5 - дайки и межпластовые тела витрофиров; 6 - преимущественно каолинитизация и алунитизация пород (а), серицитизация и окварцевание (б); 7 - гидротермальные брекчии; 8 - адуляр-кварцевые жилы; 9 - разрывные нарушения (а) и геологические границы (б); 10 - рудопроявление ртуги

точного и субмеридионального простирания. Возрастные взаимоотношения между минеральными ассоциациями установлены в восточном эндоконтакте массива гранодиоритов, где образования поздних ассоциаций ртутного и медно-молибденового оруденения пересекаются прожилками ранней ассоциации полиметаллической минерализации.

Выделяются следующие последовательно сменяющие друг друга минеральные ассоциации: кварц-пиритовая, сфалерит-галенит-халькопиритовая, кварц-карбонатная, вюрцит-метациннабаритовая, киноварная. На основании наблюдавшихся пересечений можно наметить стадийность минералообразования. Ртуть-содержащие ассоциации отложились близкоодновременно. Отмечается тесная возрастная и пространственная связь между ними и размещение в единых разрывных структурах и единых рудных телах.

Карлин (США). Месторождение детально описано Д.М. Хаусеном и П.Ф. Кером (1973). Находится в северной части штата Невада, примерно в 50 км к западу от города Элко; приурочено к зоне надвига Робертс Маунтинс, по которому кластические эвгеосинклинальные породы в западной части района контактируют с одновозрастными миогеосинклинальными породами в восточной части.

В лежачем боку надвига в тектонических "окнах" развиты терригенно-карбонатные породы формации Робертс Маунтинс нижнесилурийского возраста, представленные глинистыми и доломитизированными алевролитами, илистыми известняками, содержащими оруденение золота и серебра. Выше в кровле надвига залегают доломитизированные известняки с пластами доломитов формации Попович девонского возраста. В западной части месторождения в висячем боку надвига обнажаются тонкослоистые кремнистые, углисто-глинистые сланцы среднего ордовика, экранирующие оруденение (рис. 39).

Надвиг имеет северо-восточное простирание и в свою очередь рассечен более крутопадающими нарушениями преимущественно северо-западного простирания, которыми рудная зона разделена на Западное, Центральное (Главное) и Восточное рудные тела. К северо-западным разломам в основном приурочена ртутная, мышьяковистая, сурьмяная с золотом минерализация. С этими разломами связаны также дайки и мелкие тела кварцевых порфиров и кварцевых диоритов, в которых обнаружены повышенные количества ртути.

Главное рудное тело представляет собой неправильную по форме, но в целом согласную с напластованием пород залежь мощностью до 35 м, приуроченную к кровле надвига.

Золото в рудах здесь тесно ассоциирует с кварцем, доломитом, баритом, иллитом, пиритом и органическим веществом. Обнаруженные на участке киноварь, самородный мышьяк, реальгар, аурипигмент, антимонит непосредственного контакта (в зернах) с золотом не имеют. Эти минералы совместно с галенитом, сфалеритом, теннантитом, иорданитом встречаются в баритовых жилах и дайках кварцевых порфиров, характеризующихся низкими содержаниями золота. Хотя руды с киноварью небогатые, но распространена киноварь довольно широко в виде рассеянной вкрапленности в полостях среди окварцованных пород и баритовых жил. Из вторичных ртутных минералов определен шуеттит, а из мышьяковистых — арсенолит, карминит, скородит.

Выделены две стадии минерализации: ранняя барит-пирит-полиметаллическая, связанная с меловыми интрузивами, и поздняя золото-ртуть-сурьма-мышьяковистая, связанная с эпитермальными деятельностью в третичное время.



Рис. 39. Геологический разрез месторождения Карлин (по Д.М. Хаусену и П.Ф. Керру, 1973)

1 - формация Винини (карбон)-сланцы, кварциты; 2 - формация Попович (девон) - известняки, локально доломитовые и глинистые; 3 - формация Робертс Маунтинс (нижний силур) - тонкослоистые доломитистые и глинистые алевролиты; 4 - разрывные нарушения; 5 - рудное тело; 6 - измененные (окисленные) породы

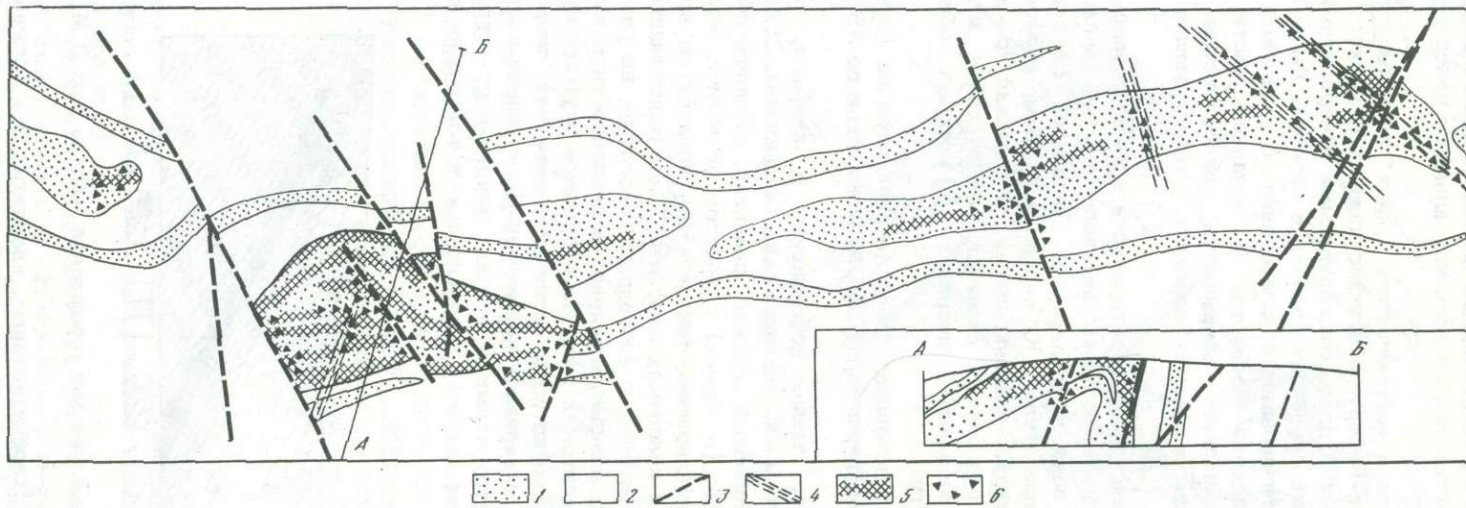


Рис. 40. Геологоструктурная схема ртутно-сурьмяно-вольфрамового месторождения Барун-Шивей (по А.Д. Щеглову, 1959)

1 - кварциты ононской свиты позднего протерозоя, 2 - кварц-сланцевые сланцы ононской свиты, 3 - сбросо-сдвиги, 4 - зоны гребниватости, 5 - антимонит-ферберитовая минеральная ассоциация с фрагментами ранней ферберит-сульфидной ассоциации, 6 - киноварно-диккитовая минеральная ассоциация

С месторождением Карлин сходны другие месторождения этого района — Гэтчел, Кортец, Голд-Акрес, в которых выявлена геохимическая ассоциация мышьяка, ртути, сурьмы, вольфрама с золотом. Подобная ассоциация металлов характерна для отложений рассмотренных выше горячих источников района Стимбот Спрингс. Американские геологи (White, Schoep, 1965) считают, что низкое содержание золота в зонах позднего окварцевания, являющихся производными восходящих глубинных термальных вод, не позволяет генетически связывать золото с такими эпitherмальными рудообразующими флюидами.

Пока имеется мало сведений о содержании ртути (и киновари) в оловорудных месторождениях, хотя ртуть довольно часто является примесью в оловорудных месторождениях, залегающих в вулканитах Охотско-Чукотского вулкано-генного пояса (Кандычанское, Суворовское). В сотых долях процента она присутствует также в рудах многих оловянных месторождений, залегающих в терригенных отложениях и гранитоидах Колымы и Чукотки (Телекайское, Валькумей на Чукотке, оловянные рудопроявления хребта Полоусного на Колыме), а также в Приморском крае (Мяо-Чанский рудный район).

Устанавливается более отчетливая, чем с оловом, связь ртутного оруденения с полиметаллическим и сурьмяным. Совместное нахождение киновари, антимонита, сфалерита и галенита отмечается в рудопроявлениях северной и южной частей Западно-Верхоянской и Верхне-Дулгалахской ртутьносных зон (Загадочное, Тумара, Кентегелей). Полиметаллические с ртутью рудопроявления известны в верховье р. Батантай (Серегинское, Озерное), в центральной части Полоусненского синклиория (Танкичанское), в верховье р. Томмот (Мир, Томмот-Верхний и др.), а также в Приморье (Тетюхе). Сурьмяные с ртутью месторождения обнаружены в среднем течении Индигирки (Чубулунха-Юрюе, Таган-Одари и др.).

В Монголо-Охотской складчатой области широко распространены месторождения ртутно-сурьмяно-вольфрамовой формации (Барун-Шивейинское, Ново-Ивановское).

Барун-Шивейинское сурьмяно-вольфрамовое с ртутью месторождение (Восточное Забайкалье) в основном сложено кварцитами и кварц-слюдистыми сланцами ононской свиты позднего протерозоя, дислоцированными в асимметричную антиклиналь. Разломами северо-западного простирания антиклиналь разбита на ряд тектонических блоков, смещенных относительно друг друга на первые десятки метров (рис. 40; А.Д. Шеглов, 1959). З.В. Сидоренко с соавторами выделяют две минеральные ассоциации: раннюю антимонит-ферберитовую и позднюю диккит-киноварную. Антимонит-ферберитовая ассоциация представлена антимонитом, шеелитом-ферберитом, кварцем, хальцедоном, значительными количествами пирита, марказита, арсенопирита, халькопирита, серицита. Рудные тела этой ассоциации в виде согласных серповидных залежей размещаются исключительно в пластах кварцитов, обнажающихся в ядрах мелких антиклинальных складок.

Протяженность залежей — первые сотни метров, мощность — до нескольких метров. Рудные тела с диккит-киноварной ассоциацией тяготеют в основном к крутопадающим секущим разрывам и зонам трещиноватости и нередко выходят за пределы кварцитовых пластов во вмещающие кварц-слюдистые сланцы.

В Восточном Забайкалье, в западном затухании Монголо-Охотского глубинного разлома, расположены сурьмяные и комплексные сульфидные рудопроявления с убогой киноварной минерализацией (Итакинское, Майское, Грбовское), имеющие отчетливую геологическую и минералого-геохимическую связь с магматическими месторождениями олово-вольфрамовой формации. В единой рудоносной зоне с названными рудопроявлениями находится Нерченское ртутное месторождение, представленное минерализованными зонами дробления, в которых размещены отдельные гнезда и сеть прожилков с бедной киноварной минерализацией.

В Тетюхинском и Тернейском рудных районах Приморья в некоторых рудных зонах совместно встречаются полиметаллические и сурьмяно-ртутные проявления, обнаруживающие определенную зональность относительно магматических структур: полиметаллическая минерализация располагается вблизи интрузивных центров, ртутная и сурьмяная — по периферии.

Совместно ртуть, сурьма, мышьяк, цинк, свинец и другие металлы отлагаются в настоящее время из горячих термальных источников и грязевых вулканов районов проявления современной вулканической деятельности: источники Узона и Ападеля на Камчатке, вулкан Менделеева на о. Кунашир, некоторые грязевые вулканы о. Сахалина, ряд минерализованных источников и нефтяных проявлений в Калифорнии, Неваде и др.

Ртуть из комплексных ртутьсодержащих руд извлекается на многих металлургических предприятиях Европы, Азии, Америки, что не только увеличивает ценность такого минерального сырья, но и предохраняет атмосферу от заражения ртутными парами.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ОКОЛУРУДНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МИНЕРАЛЬНОМ СОСТАВЕ, ТЕКСТУРАХ И СТРУКТУРАХ РУД И ХАРАКТЕРЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛОВ

По вещественному составу руд среди ртутных месторождений выделяются две категории: собственно ртутные монометалльные и ртутьсодержащие полиметалльные. По данным многих исследователей (Федорчук, 1964, 1969; Кузнецов, 1968; Коростелев, 1968; Рождественский, 1968; Бабкин, 1969 и др.), для собственно ртутных месторождений характерен очень простой минеральный состав. Однако в некоторых месторождениях Северо-Востока СССР и Запада США встречены такие редкие для ртутных месторождений минералы, как мышьяк самородный, гвадалкацарит, швацит, галхаит, колорадоит, шуеттит, ломонит, оксихлориды ртути, кордероит, саффорит, антраксолит и другие, нахождение которых свидетельствует о своеобразных условиях формирования месторождений и зон окисления.

Так же как и в других ртутных провинциях, установлена определенная зависимость жильного минерального выполнения руд от состава вмещающих пород. Для руд, залегающих в терригенных толщах, например, характерны кварц, доломит (железистый), иногда анкерит или сидерит, диккит (по-видимому, присутствует и каолинит). В небольших количествах встречается антимонит. Отмечаются сфалерит, галенит, халькопирит и др.

Для месторождений, залегающих в карбонатных толщах (известняках, доломитах), главные минералы — кальцит, доломит и флюорит. В качестве минералов-примесей присутствуют мышьяковистые ртутьсодержащие минералы, галенит, сфалерит. Практически отсутствуют минералы группы каолинит-диккита.

В рудах месторождений и рудопроявлений, находящихся в кислых эффузивных породах, ведущие минералы — кварц, опал, халцедон, гидрослюда и каолинит-диккит, подчиненные — антимонит и адуляр, но редко встречаются карбонаты, хлорит.

Для месторождений листовитового типа, приуроченных к массивам ультраосновных пород, характерны железисто-магнезиальные карбонаты, халцедоно-видный кварц, дисульфиды железа. Реже развиты кальцит и глинистые минералы.

Сложнее минеральный состав ртутьсодержащих месторождений. Известно, что ртуть не является запрещенным элементом для ряда рудных месторождений. В.А. Кузнецов (1968) и З.В. Сидоренко (1968) в систематике рудных месторождений Сибири и Дальнего Востока выделяют "комплексные ртутьсодержащие месторождения сложного состава", объединяющие ртутно-сурьмяную, ртутно-сурьмяно-мышьяковую (реальгаровую), ртутно-сурьмяно-вольфрамовую, оловянную сульфидно-касситеритовую, эпитермальную золото-серебряную и полиметаллическую рудные формации. Рассматривая вопрос о связи ртутного оруденения с оруденением этих рудных формаций, они подчеркивают сложность данной задачи.

На Северо-Востоке ртуть характерна для многих месторождений других металлов. Изучение ртутьсодержащих месторождений стоит на повестке дня геологов Северо-Востока. Но уже и сейчас ясно, что минеральный состав этих месторождений более сложный, чем собственно ртутных.

Таблица 2

Минералы ртутных месторождений Северо-Востока СССР

	Область мезозойской складчатости								Охотско-Чукотский		
	Палынкское	Кульпольнай	Урульгун	Гал-Хая	Кыггамлай	Звездошка	Западное	Пламенное	Омрельская	Пыкарааам	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Самородные элементы	Сера				Р						
	Ртуть	Р		Р				Вт	ВТ		Р
	Мышьяк	Ре									
	Графит							Ре	Ре	Рл	
	Шунгит							Ре	Ре		
	Медь							Ре			
Сульфиды, сульфосолы и им подобные соединения	Сульфосоли Ag										
	Халькозин		Ре		РеР						
	Галенит	РеРл	Вт				Ре	Гл			
	Сфалерит	РеРл	Ре		Ре		Ре	Вт			
	Мегашвиннабарит	Р			Вт		Ре	Р		Ре	
	Гвадалказарит										
	Колорадоит (?)										
	Киноварь	Гл	Гл	Гл	ГлР	Гл	Гл	Гл	ГлР	Гл	Гл
	Галкяит				Ре						
	Пиррогин	Ре									
	Миллерит	Ре									
	Халькопирит	Ре	Ре	Ре	Ре	Ре	Ре	Ре			Ре
	Полдимит (?)	Ре									
	Ковеллин		В		Р	Р		Р			
	Борнит				Ре						
	Аурипигмент	Р			Вт					Р	
	Реальгар	Ре			Гл			Ре		Ре	
	Ангимонит				Ре	Гл			Гл	ГлВт	
	Кермесит					Р			В	Р	
	Пирит	Гл	Ре	Ре	Гл	Ре	Ре	Ре	Гл	Вт	Гл
	Марказит	Вт	Ре	Ре		Ре	Вт	Вт	Ре		Ре
	Мельниковит										
	Грейгит				Ре						
	Арсенопирит							Вт	Ре		Ре
	Бунджерит (?)										
	Менегенит (?)								Ре		
Геокронит								Ре			
Джемсонит (?)								Ре			
Сафлорит (?)								Ре			
Раммельсбергит (?)								Ре			
Шваццит		Вт Гл									
Тетраэдрит		Вт									
Fe-геннантит		Ре		Ре							
Галогениды	Флюорит				Гл						Ре
	Каломель								Р		
	Эггстонит								В		Р
	Терлингваит								В		
	Клейнит (?)								Р		
	Мозезит (?)								Р		
Оксиды и гидроксиды	Ильменит										
	Магнетит										Ре
	Гематит										Ре
	Браунит (?)										
	Кварц	Гл	Гл	Гл	Вт	Гл	Вт	Гл	Гл	Гл	Гл
	Халцедон			Вт			Ре	Ре	Ре		Ре
	Опал	В							Г		
	Маршалит										
	Арсеноит (?)	Р									
	Sb-оксиды				Р	Р		В	В		
	Скородит							Р	Р		
	Fe-оксиды	Г	В		Г			В	В	Г	Г
	Mn-оксиды		В		Р	Р		Р	Р		
Монтрондит								Р			
Хромшпинелиды								Р			

Таблица 2 (продолжение)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Карбонаты	Кальцит	Ре	Вт	Гл	ГлР	РеР	Вт	Ре			Ре
	Сидерит	Вт	Вт			Ре	Вт	Ре			
	Fe-доломит	Вт	Ре	Ре	Гл	Гл	Ре	Ре			
	Доломит										
	Анкерит	Вт					Вт	Ре			
	Арагонит						Р		Р	Р	
	Церуссит							В			
	Магнезит										
	Брейнерит										
	Витерит	Ре									
	Малахит			Вт		Р					
	Азурит			Вт		Р					
	Сульфаты	Барит	Ре	Ре		Ре	Ре	Ре		Ре	
Англезит								В			
Гипс		Р			Р		Р		Г	Р	Р
Ангидрит											
Мелангерит									Г		
Сидерогил									Р		
Си-сульфаты					Р						
Алуноген									Р		
Фиброферрит					Р				В		
Ярозит					Р			Р	Р		
К-квасцы									Р		
Рёмерит (?)					Р				Р		
Галогрихит									Р		
Метавольгин									Р		
Копиацит								Р			
Шуегтит (?)								Р		Р	
Целестин	Ре										
Силикаты	Скородит										
	Mg-цеколит										
	Хлорит					Ре	Ре	Ре	Ре		
	Тальк		Р								
	Адуляр										
	Серицит						Вт	Вт	Вт		
	Алуит		Р								
	Гидрослюда								Вт		
	Галлуазит										
	Диксит-каолинит	Гл	Гл	Гл	Ре	Гл	Вт	Вт	Вт	Ре	Гл
	Серпентин										
Ломонтит (?)					Ре						
Монтмориллонит											
Органи- напы	Антракосолит	Рл		Вт	Ре	Ре	Вт	Ре			
	Битумы жидкие			Вт							

Гипогенные минералы: Гл - главные, Вт - второстепенные, Ре - редкие; гипергенные; Г - главные; В - второстепенные, Р - редкие; реликтовые - Рл; (?) - минералы, достоверно не диагностированные.

При изучении минералогии ртутных месторождений нами были выделены три группы минералов: гипогенные, гипергенные и реликтовые (табл.2).

Минералогия ртутных месторождений Северо-Востока излагалась ранее в ряде публикаций (Бабкин, Копытин, 1961; Бабкин, 1969, 1975; Бабкин, Клубов и др., 1971; Бабкин, Клубов, Федотов, 1972).

Среди гипогенных минералов в рудах первостепенное значение по частоте нахождения и по количественному развитию имеют лишь несколько минералов: киноварь, антимонит, метациннабарит, кварц, карбонаты (железистый доломит и кальцит) и каолинит-диксит. Эти минералы составляют главную массу руд. Они образуют цемент брекчий, жилы и прожилки или метасоматически развиваются по породам. Спорадически, а иногда в весьма заметных количествах

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	
Рe					Рe	Рe	Рe	Рe		Br Рe		Рe	Br	
Рe	Br	Гл	Br	Br	Гл	Гл	Br	Br	Гл		Br	Br	Рe Br	
Рe					Р								Р	
Br													Br	
Рe														
Р														
												Рe		
Р	Br												Р	
						Р	Р	Р	Р	Р			Р	
Р													Рл	
Рe	Br				Рe	Рe			Рe				Рe Рл	
	Гл												РeВ	
	Гл								Рe				Р	
	Гл													
	Br													
Рл	Гл	Br	Br	Br	Br	Br	Br	Br	Гл	Br	Рe	Гл	Гл	РeВ Рл
	Р											Рe	Р	
Рe					Рe	Рe							Рe Рe	

встречаются халцедон, анкерит, сидерит, самородная ртуть, реальгар, полиметаллы. Второстепенное значение имеют хлорит, блеклые руды, халькопирит, пирит и марказит. Однако два последних минерала встречаются почти во всех изученных месторождениях или рудопроявлениях, а иногда (Тамватнейское, Пламенное месторождения, рудопроявление Мамет) составляют значительную часть руд по объему. Многие минералы встречены лишь в нескольких месторождениях и в весьма незначительных количествах – халькозин, оксихлориды ртути, колорадоит (?), реальгар, блеклая руда (шватцит), барит, флюорит, браунит, гидромусковит, цеолиты и др.

Гипергенная минералогия ртутных месторождений обычно крайне слабо освещена в отчетах исследователей, зачастую в них упоминаются лишь лимонит,

иногда сурьмяные охры и самородная ртуть. Однако относительная бедность ртутных месторождений гипергенными минералами связана не только с общей слабой минералогической изученностью руд, но также с тем, что сама киноварь — минерал достаточно устойчивый к химическому выветриванию (Сауков, 1946; Поярков, 1955).

Нередко в составе руд присутствуют рудные и нерудные минералы, появление которых не объяснимо с точки зрения гидротермального процесса. Эти минералы, которые мы называем реликтовыми, наследуются от вмещающих пород. Наиболее полно они изучены на месторождениях листовитового типа, где приурочены к монокарцевым породам.

Общий список минералов, встреченных в ртутных месторождениях Тихоокеанского обрамления, приведен в табл. 2 в порядке классификации А.Г. Бетехтина (1950). В связи с тем, что все минералы (за исключением кордеройта) встречены на месторождениях Северо-Востока СССР и детально охарактеризованы П.В. Бабкиным (1969, 1975), их характеристика в работе не приводится.

В ртутных месторождениях установлены следующие основные текстуры руд: вкрапленная, прожилково-вкрапленная, массивная, прожилковая, полосчатая, поперечно-полосчатая, ритмически-полосчатая, кавернозная, друзовая, брекчиевая, кокардовая, петельчатая. Первые четыре текстуры и брекчиевая распространены наиболее широко. Наряду с киноварью в создании текстурного рисунка руд принимают участие кварц, различные железистые карбонаты, диккит, иногда антимонит и пирит. Остальные минералы в сочетании с киноварью формируют различного рода структуры, изученные еще недостаточно. Среди структур в рудах выявлены аллотриаморфнозернистая, цементная, взаимных границ, метаколлоидная, эмульсионная, пойкилитовая, замещения и катакlastическая. Преобладают аллотриаморфнозернистая, в меньшей степени — цементная и замещения, остальные встречаются редко.

Текстурный и структурный рисунки руд показывают, что образование киновари и сопутствующих ей минералов (рудных и жильных) происходило главным образом путем осаждения их в открытых полостях, трещинах, причем киноварь, судя по взаимоотношению ее с другими минералами, выпадала из растворов чаще всего последней. Значительно реже киноварь развивалась метасоматически. В последнем случае она характерна для месторождений, расположенных в эффузивных толщах, где киноварь замещает основную массу и вкрапленники полевых шпатов.

Руды и рудные минералы в пределах рудных зон распределяются обычно неравномерно. Так, в Палыанском месторождении основная масса киновари находится в виде вкрапленности и мономинеральных скоплений и лишь незначительная ее часть присутствует совместно с пиритом, марказитом, диккитом, сидеритом и кварцем. Внутри штокверка выделяются оруденелые брекчии и зоны прожилкования в складчатых трещинах, оруденелые прослои (до 30 см) — в песчаниках и алевролитах. Оруденелые блоки с основной частью рудного компонента приурочены к наиболее напряженным осевым участкам куполовидных складок.

В месторождениях Звездочка, Ляпганайское, Олоторское и им подобных, представляющих собой протяженные минерализованные зоны дробления, богатое оруденение приурочено к всяческим контактам зон: отмечается увеличение мощности рудных тел в песчаниках и уменьшение в сланцах. Наиболее интенсивно киноварью насыщены участки раздувов. Чаще всего киноварь заполняет передробленные пласты песчаников и алевролитов, образует прожилки, жилы и мономинеральные обособления. Основная масса киновари связана с цементом брекчий, состоящим из кварцевого, кварц-диккитового или кварц-карбонатного материала. Меньше ее в прожилках и в обломках вмещающих пород. В жильной массе и брекчиях киноварь наблюдается от тонкодисперсных (преимущественно в халцедоновидном кварце) до кристаллических (1–2 мм) выделений, в песчаниках она, как правило, мелкозернистая. Так же распределено оруденение (судя по описанию) в рудах месторождения Ред-Дэвл на Аляске.

В месторождениях, залегающих в известняках (Гал-Хая, Северное, Сэбик - в Якутии, Бралорн Такла и другие - в Британской Колумбии, Терлингва - в США), киноварь развивается преимущественно в брекчиях с карбонатным, реже - глинистым цементом или выполняет существенно кальцитовые жилы, прожилки и гнезда. Мелкокристаллическая киноварь и ее зернистые агрегаты образуют каемки вокруг обломков пород, заполняют цемент брекчии или в виде тонкой вкрапленности насыщают обломки пород. В кальцитовых гнездах и жилах киноварь, как правило, крупнокристаллическая - в отдельных пустотах кристаллы киновари достигают 1-1,5 см. Распределено оруденение также неравномерно. В пределах рудного контура чередуются участки в различной степени оруденелых и безрудных пород. Наиболее богатые руды приурочены к местам интенсивного брекчирования и прожилкования пород, расположенным в узлах пересечения нарушений, где встречаются гнезда почти мономинеральных руд размерами до 1-1,5 м в поперечнике.

В месторождении Пламенное и подобных ему (Опалит, Кордеро и др.), локализованных в толщах кислых эффузивов, промышленные рудные тела представлены согласными линзообразными залежами, в которых в целом богатое оруденение распределено более или менее равномерно. По трещинам и в участках интенсивного метасоматоза пород руды густо- или прожилково-вкрапленные до массивных, в менее нарушенных и слабо измененных гидротермами блоках - преимущественно вкрапленные.

В месторождениях лиственитового типа (Тамватнейское, Нью-Альмаден, Нью-Идриа и др.) рудные залежи типа "манто" находятся в основном в массивных блоках зон надвигов, в которых рудные скопления образуют крупные линзы и гнезда. Киноварь в них - от мелкозернистой до крупнокристаллической.

Из сказанного видно, что распределение оруденения в пределах рудных зон ртутных месторождений всецело обусловлено рудоподводящими, рудолокализирующими и экранирующими свойствами пород и их взаимной связью.

СТАДИЙНОСТЬ И ЗОНАЛЬНОСТЬ ОТЛОЖЕНИЯ РУД, ВЕРТИКАЛЬНЫЙ РАЗМАХ ОРУДЕНЕНИЯ

Изучение ртутных месторождений и анализ фактического материала позволили установить стайность процесса минералообразования с выделением дорудного, рудного и пострудного этапов.

На месторождениях вулканогенного типа, особенно залегающих в кислых эффузивах, в дорудном этапе гидротермального процесса выделяется кварц-сульфидная стадия, в которую площадному окремнению, окварцеванию и аргиллизации подверглись практически все вмещающие породы. В рудный этап гидротермальная деятельность резко усилилась. Наблюдается интенсивное прокварцевание пород с образованием зон вторичных кварцитов и отложением первых порций киновари и антимонита. Более поздняя рудная стадия (кварц или опал) - каолинит-гидрослюдисто-киноварная с антимонитом и небольшим количеством реальгара, аурипигмента - характеризуется выпадением из растворов основной массы киновари, антимонита, пирита. В пострудный этап произошел спад гидротермальной деятельности, отложился безрудный кремнезем.

На месторождениях, залегающих в терригенных толщах, в дорудном этапе выделяется доломит-кварцевая стадия, в рудном - кварц-карбонат-киноварная и кварц-диксит-киноварная. В заключительную стадию гидротермальной деятельности выделились главным образом крупночешуйчатый диксит, кальцит и хрусталевидный кварц.

Отчетливо выраженный стайный характер минералообразования наблюдается также в месторождениях лиственитового типа и залегающих в известняках. В этих месторождениях в дорудный этап происходила интенсивная лиственитизация или доломитизация пород. Рудный этап характеризуется одной-двумя, иногда тремя стадиями. Основная масса рудного вещества отлагалась совместно с кварцем, опалом, халцедоном, образующими несколько генераций (листве-

нитовый тип), кальцитом и, реже, глинистыми минералами (в известняках). В пострудный этап выделялись чаще всего арагонит, флюорит, жидкие и твердые битумы, некоторые порции кварца и кальцита.

Стадийный характер формирования ртутных месторождений достаточно хорошо подтверждается и термобарометрическими исследованиями. Минералообразование происходило в пульсационном режиме с межстадийными температурными инверсиями, достигающими в отдельных случаях первых сотен градусов (Палянская, Пламенное).

О зональности рудоотложения имеются материалы лишь по некоторым месторождениям Северо-Востока СССР (Пламенное, Загадочное и ряд других).

По вещественному составу руд Пламенное месторождение — типично сурьмяно-ртутное. Количественное соотношение между киноварью и антимонитом позволяет выделить рудные тела существенно киноварного, существенно антимонитового и антимонит-киноварного минеральных типов, размещенных на различных участках. Такое размещение отражает как пространственную, так и вертикальную зональность оруденения. Пространственная зональность оруденения связана с расположением рудных тел относительно центра вулканического аппарата — диоритового штока Центрального (основного рудоконцентрирующего очага). Наиболее удалены от него существенно киноварные рудные тела (фланги месторождения), тогда как рудные тела с антимонитом располагаются вблизи и в экзоконтакте штока. Антимонит-киноварные тела занимают промежуточное положение. Увеличение количества антимонита с глубиной в антимонит-киноварных рудных телах и его появление на глубине в существенно киноварных участках обуславливают вертикальную зональность оруденения. С глубиной и по направлению к диоритовому штоку увеличивается также содержание мышьяка, что еще раз подчеркивает вертикальную и горизонтальную зональность рудоотложения на месторождении.

В других месторождениях Охотско-Чукотского пояса ртутное оруденение сменяется с глубиной полиметаллическим.

Четкая вертикальная зональность отмечена в месторождении Загадочное (Якутия), где наиболее высокие стратиграфические горизонты вмещают рудные тела с киноварью, сменяющиеся ниже антимонитовым и полиметаллическим оруденением. Гипсометрическое превышение участков с ртутной минерализацией над зонами с полиметаллами достигает 160–180 м. В остальных месторождениях Верхне-Дулгалахской зоны центральные части рудных тел представлены киноварными (Звездочка, Холболах) или антимонит-киноварными (Кентегелей, Кыра-Суугун, Верхний Хоспохтох) рудами, а по периферии их отмечаются пирит, марказит, галенит, сфалерит.

Пока получено мало данных о распределении ртутного оруденения на Северо-Востоке СССР на глубину. Имеющиеся для некоторых месторождений цифры характеризуют чаще всего лишь глубину достигнутых горизонтов с признаками ртутного оруденения.

На месторождении Пламенное ртуть установлена до глубины 200 м. Гидротермальными изменениями вмещающие эффузивы затронуты на всю их мощность (250–300 м). В зонах дробления встречены обломки каменного угля с вкрапленностью киновари. По всей вероятности, они "вытащены" на поверхность по разлому из подстилающих эффузивы туфо-терригенных образований с глубины 250–300 м. Эти данные позволяют оценить вертикальный размах оруденения месторождения Пламенное в 300–500 м. В вулканогенных месторождениях Калифорнии (Опалит, Кордеро) ртутное оруденение прослежено до глубины 250 м.

Для месторождений областей мезозойской и кайнозойской складчатости установлен вертикальный размах оруденения пока в тех же пределах. Так, буровыми работами и подземными горными выработками в месторождении Звездочка оруденение обнаружено на глубине до 150 м, в месторождениях Олоторском, Ляпганайском и Тамватнейском — до 250 м. Наиболее значительный вертикальный размах оруденения прослежен на месторождениях листовенитового типа (Нью-Идрья и Нью-Альмаден — до 900 м).

В.П. Федорчук (1964) определяет вертикальный размах для ряда ртутных месторождений Тихоокеанского пояса в 1000–1200 м. Общий геологический размах рудоотложения, вероятно, не менее 2000–2500 м.

Таким образом, единичные факты и их анализ свидетельствуют все же о значительном вертикальном размахе ртутного оруденения в рассматриваемом регионе. Приводимые цифры параллелизуются с данными, приводимыми В.П. Федорчуком (1964) для Южной Ферганы (Средняя Азия), где размах ртутно-сурьмяного оруденения порядка 2800 м.

Сходство геологии месторождений ртути Северо-Востока СССР с однотипными месторождениями других более изученных ртутнорудных провинций позволяет полагать, что дальнейшее изучение месторождений на глубину значительно увеличит их перспективы.

Для направления поисково-разведочных, а также эксплуатационных работ важное значение имеет представление о многоярусном распределении ртутного оруденения. Разбирая этот вопрос на примере Южно-Ферганского пояса, В.П. Федорчук приходит к выводу, что многоярусность – одна из наиболее характерных особенностей размещения низкотемпературного оруденения, проявляющаяся в самых различных масштабах, начиная от рудных тел и месторождений и кончая рудоносными зонами и поясами. Это во многом предопределяет высокую эффективность поисков ртутно-сурьмяного и ртутного оруденения.

Для месторождений Северо-Востока также установлено многоярусное распределение ртутного оруденения. На месторождении Пламенное по вертикали можно выделить три этажа оруденения: в кровле покрова крупнопорфировых липаритов, в горизонтах туфолов и туфов и зоне контакта их с мелкопорфировыми липаритами; ниже (60–100 м) в толще крупнопорфировых липаритов; в приконтактовых участках осадочных и вулканогенно-осадочных пород с породами эффузивов.

В Палянском месторождении по вертикали выделены следующие ярусы (этажи) оруденения сверху вниз: штокверковая рудная залежь висячем боку взбросо-сдвига, слепая линзовидная рудная залежь в зоне взбросо-сдвига, слепая линзовидная рудная залежь в пласте песчаника в лежащем боку взбросо-сдвига. Рудные залежи всех ярусов контролируются сочетанием двух основных факторов: изгибом структурных поверхностей и сечением их разрывными нарушениями.

В Тамватнейском месторождении в зоне надвига, основной рудолокализирующей структуры, также установлено многоярусное распределение рудных тел. Рудные тела нижних горизонтов залегают с некоторым смещением относительно рудных тел, наблюдаемых на поверхности. Оруденелы и основные рудовмещающие породы – листвениты и подстилающие их осадочные породы.

В.П. Федорчук (1964) отмечает, что в месторождениях согласного типа Тихоокеанского рудного пояса только в одной рудовмещающей толще может фиксироваться до пяти параллельных залежей, а всего по разрезу насчитывается не менее 16–18 рудоносных горизонтов. При этом вертикальный размах оруденения принят равным в среднем 1000 м.

ОКОЛУРУДНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ, ВЛИЯНИЕ СОСТАВА ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД НА ХАРАКТЕР ОКОЛУРУДНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ

Рудные поля ртутных месторождений повсеместно сопровождаются значительными ореолами разновозрастных гидротермально измененных пород, разнообразие и масштабы которых находятся в прямой зависимости от состава вмещающей среды и их тектонической переработки. Площади распространения этих пород и оруденения чаще всего не совпадают, и далеко не все изменения могут оказаться парагенетически связанными с оруденением. Например, нарушенные сланцы и песчаники окрестностей Палянского месторождения подверг-

Таблица 3

Главные типы гидротермальных изменений вмещающих пород ртутных

Состав вмещающих пород	Ведущий тип изменения	Морфология рудных тел	Минералы измененных пород	
			главные	второстепенные
Песчаники, алевролиты, сланцы (или аргиллиты), гравелиты, конгломераты	Аргиллитовый (кварц-дикки-товый)	Штокверки, согласные тела и секущие зоны дробления	Кварц, диксит, сидерит, доломит железистый, пирит-марказит, киноварь, иногда антимонит, полиметаллы	Серицит, анкерит, барит, халькопирит, арсенопирит, реальгар, самородный мышьяк, сульфосили свинца
Известняки, доломиты, мергели	Кварц-доломит-кальцитовый	Гнезда, линейно-вытянутые и штокверкообразные тела, согласные залежи	Кальцит, доломит, иногда кварц, пирит-марказит, киноварь	Глинистые минералы, барит, битумы, флюорит, антимонит, арсенопирит, реальгар, аурипигмент
Эффузивы, проклясты кислого и умеренно-кислого состава	Вторичные кварциты (кварц-каолинит-гидрослюдистый)	Пластовые и линзовидные залежи, секущие зоны дробления	Кварц, серицит (и гидрослюда), каолинит, местами алузит, пирит-марказит, киноварь, иногда антимонит	Сульфаты Fe и Al, опал, адуляр, гидромусковит, гипс, реннит, самородная ртуть, оксихлориды ртути
Эффузивы и проклясты среднего и основного состава	Пропилитовый (кварц-хлорит-карбонатный)	Пластовые и контактовые залежи, линзы, секущие тела	Кварц, железистый карбонат, кальцит, хлорит, пирит, марказит, киноварь	Каолинит, серицит, гидрослюда, эпидот, антимонит, гематит, халькопирит
Гипербазиты, реже эффузивы основного состава	Лиственитовый (кварц-магнезиально-карбонатный)	Контактные залежи и рудные столбы, гнезда, секущие жилы	Доломит, магнезит, кварц, пирит, марказит, киноварь	Опал, битумы, монмориллонит, арсенопирит, сера

Жирная линия - процесс интенсивный, тонкая - слабый, пунктир - процесс предполагается,

лись слабой региональной аргиллизацией и окварцеванию, имеющими мало общего с окolorудным гидротермальным процессом, тогда как вмещающие брекчии штокверкообразной залежи уже значительно диккитизированы, пиритизированы, участками серицитизированы, прокварцованы и содержат ртутное оруденение.

В месторождениях, расположенных в карбонатных породах, ртутное оруденение чаще всего приурочено к участкам интенсивно кальцитизированных и окварцованных известняков и доломитов (Гал-Хая, Урультун). Рудовмещающие кислые вулканы месторождений Пламенное, Чempура, Опалит претерпели сильное площадное и избирательное окварцевание, опалитизацию, серицитизацию и аргиллизацию с образованием метасоматитов от слабоизмененных до монокварцевых пород, однако ртутные рудные тела известны лишь во вторичных кварцитах серицитовой и каолинитовой фаций и опалитах.

Вмещающие рудопоявления андезиты и туфы Охотско-Чукотского пояса и Аляски в значительной степени пропилитизированы, но ртутная минерализация связана с зонами окварцованных пород. Гипербазиты и серпентиниты Матачингайского, Тамватнейского месторождений на Северо-Востоке СССР и Нью-Идрия, Нью-Альмаден в США интенсивно лиственицитизированы, а в пределах рудных тел еще и окварцованы.

месторождений Северо-Востока СССР

Дорудные гидротермальные изменения									Гидротермальные изменения, сопряженные с оруденением	Послерудные и гипергенные изменения	Примеры месторождений и рудопроявлений (выделены типовые)
Окварление	Аргиллизация	Серичитизация	Хлоритизация	Карбонатизация	Пропилитизация	Лиственинитизация	Пиритизация	Опалитизация			
									Прожилки, гнезда халцедоновидного кварца, диккита, железисто-го доломита, сидерита	Лимонитизация, каолинизация, редко сульфатизация	<i>Палыньское, Звездочка, Холболах, Ляпганайское, Нептун, Олюторское</i> и др.
									Гнезда, прожилки кальцита, низкотемпературного кварца, флюорита, битумов	Ожелезнение, сульфатизация	<i>Гал-Хая, Северное, Учатское, Верхне-Тасканское</i>
									Гнезда, прожилки метакрилоидного кварца, гидрослюда, каолинита, адуляра	Лимонитизация, сульфатизация, сурьмяные оксиды и оксиды ртуты	<i>Пламенное, Пыкарваажское, Ламугское, Догдинское</i>
									Кварц-серичитовые с каолинитом метасоматиты в прожилках	Ожелезнение, возможно кальцитизация	<i>Омрелькайское, Тадлеоан, Фанатик</i>
									Кварц-доломитовые, кварц-кальцитовые, кварц-пиритовые метасоматиты, битумы	Ожелезнение, возможно кальцитизация	<i>Матачинтайское, Тамванейское</i>

В золото-серебряных с ртутью месторождениях породы изменены до низкотемпературных гидротермальных кварцитов (гермин Д.С. Коржинского, 1953), аргиллизитов и пропилитов, однако оруденение гесно (по-видимому, генетически) связано лишь с кварц-адуляровыми образованиями. В некоторых месторождениях можно встретить прожилки низкотемпературного кварца и карбонатов, которые образовались, возможно, после рудного процесса.

Гидротермальные изменения по времени проявления предшествуют оруденению, протекают синхронно рудному процессу или завершают, а иногда и продолжают его. Между собой и с сопровождающим их ртутным оруденением все эти изменения часто гесно связаны формой, условиями залегания и общим структурным контролем. Поэтому, как и В.П. Федорчук (1969), под околорудными изменениями мы будем понимать все виды изменений, произошедшие во вмещающих породах в связи с циркуляцией рудоносных растворов от начала до завершения гидротермальной деятельности, включающей этапы дорудный, рудный и послерудный.

Согласно классификации В.П. Федорчука, изменения подразделяются на три основные группы: 1) дорудные, не связанные с процессами минералообразования (эпигенетические региональные изменения и автометаморфизм), 2) пер-

вичные околорудные, возникающие в парагенетической или генетической связи с огложением рудных минералов на всех стадиях гидротермального метаморфизма, и 3) вторичные околорудные, проявленные в зоне гипергенеза. Каждая группа представляется как итог взаимодействия внешних (рудоносные растворы, эманации, вадозовые воды и их физико-химическое состояние) и внутренних (состав вмещающих пород и их физико-механические свойства) факторов с привносом или заимствованием на месте главных компонентов.

Эпигенетические региональные изменения и автометаморфизм вмещающих пород широко проявлены вдоль крупных тектонических нарушений и прослеживаются на многие десятки километров. Эти изменения — далеко дорудные и, по-видимому, связаны с главными этапами складко- и грешинообразования и магматизма в районе. Процесс заключается в "скрытом" изменении пород под воздействием теплового эффекта, в результате чего происходит дерераспределение отдельных компонентов (в частности, воды). Так образуются некоторые глинистые и слюдяные минералы. Сюда можно отнести региональную аргиллизацию и серицитизацию, проявленные главным образом в терригенных породах, кремнеземе, пропилитизацию, зеленокаменные изменения (в эффузивах разного состава) и частично перекристаллизацию в карбонатных толщах.

Измененные породы регионального характера по петрохимизму, геохимическим особенностям и текстурно-структурным признакам мало чем отличаются от неизмененных вмещающих пород. Чаще всего они подвергаются значительному дроблению и осветлению. Полевые шпаты, карбонат и цемент в них изменены до глинисто-кварц-слюдистого материала, иногда со значительным количеством хлорита. Разложение железосодержащих карбонатов и темноцветных способствовало осаждению пирита.

Все виды гидротермального метаморфизма пространственно связаны с крупными зонами разломов и имеют, по-видимому, глубокие генерирующие очаги, производные которых на более поздних этапах — локально распространенные околорудно метаморфизированные породы.

Влияние состава вмещающих пород на характер околорудных изменений отражено в табл. 3. Из этих данных видно, что определенному составу вмещающих пород соответствует и определенный ведущий тип изменений, отличающийся от изменений других типов минеральными ассоциациями и характером дорудной и сопряженной с оруденением гидротермальной переработки пород.

В терригенных образованиях ведущий тип гидротермальных изменений — аргиллитовый (кварц-диккитовый), который отличает широкое развитие кварца, диккита (редко — каолинита), серицита, а в некоторых месторождениях (Палаянская, Прошай) — карбонатов. Дорудные измененные породы имеют преимущественно площадное распространение, тогда как сопряженные с оруденением околорудные метасоматиты чаще выделяются в виде прожилков и гнезд.

Для карбонатных толщ характерен кварц-доломит-кальцитовый тип изменений, выражающийся в перекристаллизации и выщелачивании пород с образованием кварцевых, доломитовых и кальцитовых метасоматических зон. Дорудная перекристаллизация карбонатов обычно происходит без существенного перемещения компонентов, в рудную стадию наблюдается привнос углекислоты, кремнезема, иногда — бария и фтора.

Эффузивы и пирокласты кислого и умеренно кислого состава, как правило, сопровождаются зонами вторичных кварцитов серицитовой и каолинитовой фаций (в понимании Н.И.Наковника, 1954). Ведущие типы околорудных изменений здесь — кварц-каолинит-гидрослюдистый и кварц-каолинит-гидрослюдисто-алунитовый. Основные виды дорудных изменений — окварцевание (и кремнеземе), аргиллизация, серицитизация, пиритизация, реже — хлоритизация и пропилитизация. С оруденением сопряжены гнездово-прожилковые выделения метакolloидного кварца, гидрослюды, каолинита, адуляра и алунита.

В эффузивах и пирокластах среднего и основного состава выделяются пропилитовый (кварц-хлорит-карбонатный) тип изменений в дорудную стадию и кварц-серицит-каолинитовый — в рудную. По гипербазитам, реже — эффузивам

основного состава развиваются в дорудную стадию листвениты, а в рудную — кварц-доломитовые, кварц-кальцитовые метасоматиты.

Таким образом, состав вмещающих пород существенно влияет на характер гидротермальных изменений, особенно околорудных изменений дорудных стадий, при которых перераспределение породообразующих компонентов из одной зоны измененных пород в другую обычно происходит без существенного привноса элементов. Наличие сходных рудонесущих метасоматитов в различных по составу вмещающих породах может свидетельствовать о том, что в рудную стадию часть образующих их компонентов (кремнезема, калия, воды) могла привноситься глубинными растворами вместе с тяжелыми металлами — ртутью, сурьмой, серебром, мышьяком, полиметаллами и др.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОКОЛОРУДНО ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД

Околорудно измененные породы связаны между собой и сопровождающим их ртутным оруденением формой и размерами проявлений, условиями залегания и общим структурным контролем. В дорудную стадию вмещающие породы подвергались тектонической и гидротермальной переработке без существенного изменения их химического состава. Во внутрирудную стадию происходили интенсивный привнос-вынос и перераспределение основных компонентов. В пострудную стадию из отработанных рудонесущих растворов отлагались некоторые жильные минералы.

К дорудным изменениям мы относим преимущественно площадные процессы — окварцевание (силицификацию), карбонатизацию, пропицитизацию, лиственитизацию, серицитизацию и аргиллизацию пород. Внутрирудные изменения проявились главным образом в избирательном прокварцевании, опалитизации, гидроспидизации, каолинитизации, карбонатизации, а на отдельных месторождениях — в битуминизации и алунификации пород. К пострудным образованиям можно отнести наиболее поздние выделения диккита-каолинита, халцедоновидного кварца, арагонита, кальцита.

Главные типы околорудных изменений описываются на примерах ртутных месторождений Северо-Востока СССР (см. табл. 3) и некоторых месторождениях Запада США и Камчатки.

Окварцевание (и окремнение) широко распространено в месторождениях, где вмещающие породы — кислые эффузивы и их туфы, в меньшей степени — терригенные и карбонатные породы, листвениты. Существенно кварцевые породы чаще всего образуются под экранирующей поверхностью, расщеченной разломами (Пламенное, Пыкарваамское, Опалит). В месторождениях Паляиское, Звездочка, Холболах, Чимчемебельское и частично Магачингайское, где условия экранирования выражены менее четко, окварцевание проявлено в виде сети сближенных кварцевых прожилков, гнезд, маломощных жил или кругопадающих зон прокварцованных брекчий, располагающихся вблизи рудных тел или непосредственно в них.

В месторождениях, залегающих в кислых эффузивах (Пламенное, Опалит), согласные залежи монокварцитов и опалитов преимущественно линейно-вытянутые, приурочены к экранирующим покровам вулканогенных пород (флюидальные липариты или андезит-базальты). Форма залежей грибообразная и лентовидная, площадь их достигает нескольких тысяч квадратных метров.

В зависимости от того, по каким породам развивались монокварциты и опалиты, меняется их текстурно-структурный рисунок. Так, на месторождении Пламенное монокварциты, развившиеся по мелкопорфировым флюидальным липаритам и тонкообломочным туфам, представляют собой плотные ("сливные") кремневидные породы, сохранившие лишь участками первоначальную порфировую текстуру. Эти монокварциты обычно экранируют рудные тела.

Монокварциты, образовавшиеся по крупнопорфировым липаритам, средне- и крупнообломочным туфам, отличаются от описанных выше крупнозернистым сложением, повышенной пористостью и катаклазированной, массивной текстурой. Они, как правило, — рудовмещающие для оруденения.

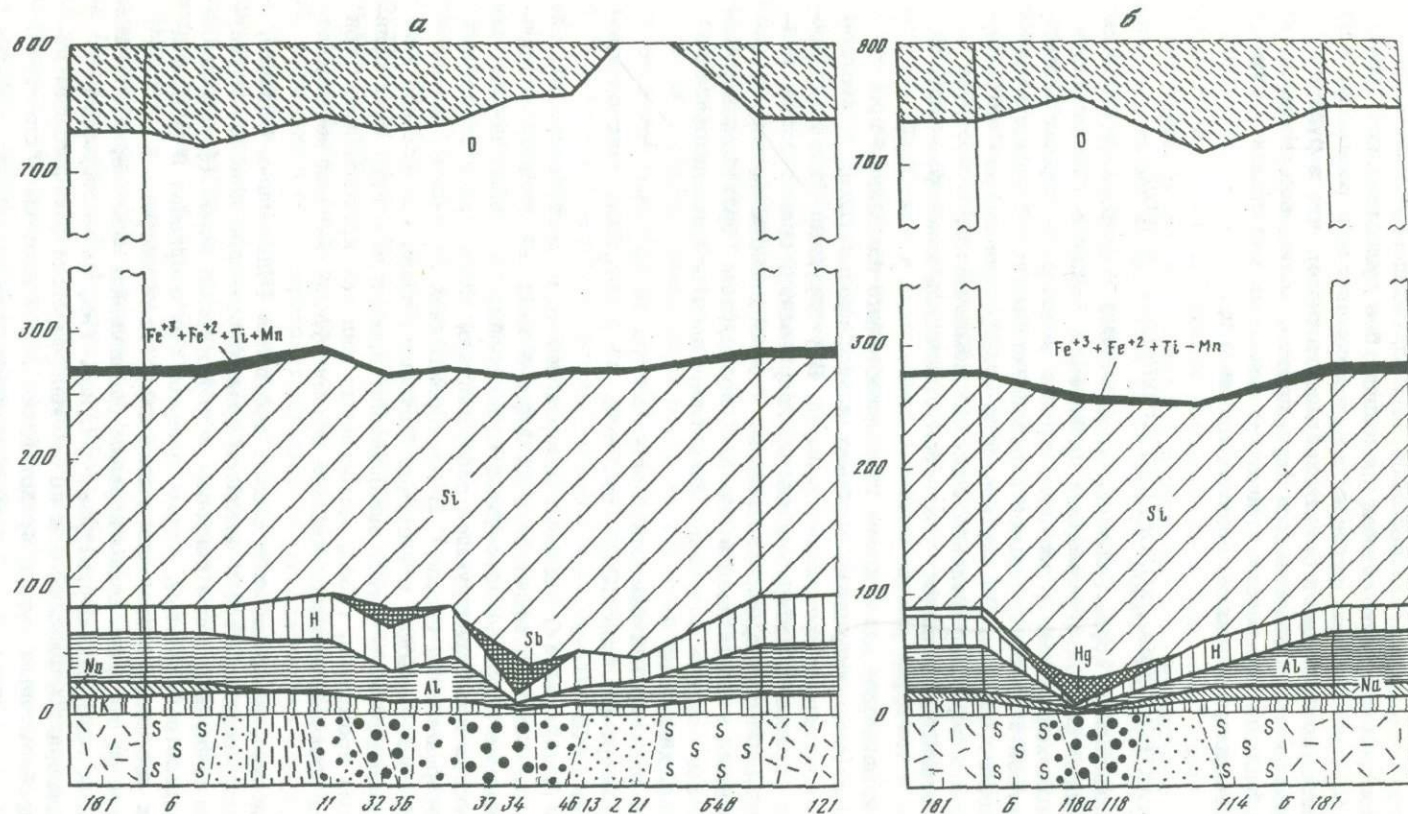


Рис. 41. Диаграммы, отражающие рудный процесс и характер гидротермальных изменений при окварцевании липаритов месторождения Пламенное (по В.И. Копытину)

а - участок Центральный, б - участок Заозерный. Условные обозначения - см. рис. 35. На рис. 41 и 42: по оси абсцисс - номера проб, по оси ординат - суммарное количество атомов в стандартном геологическом объеме (10 000 кх³).

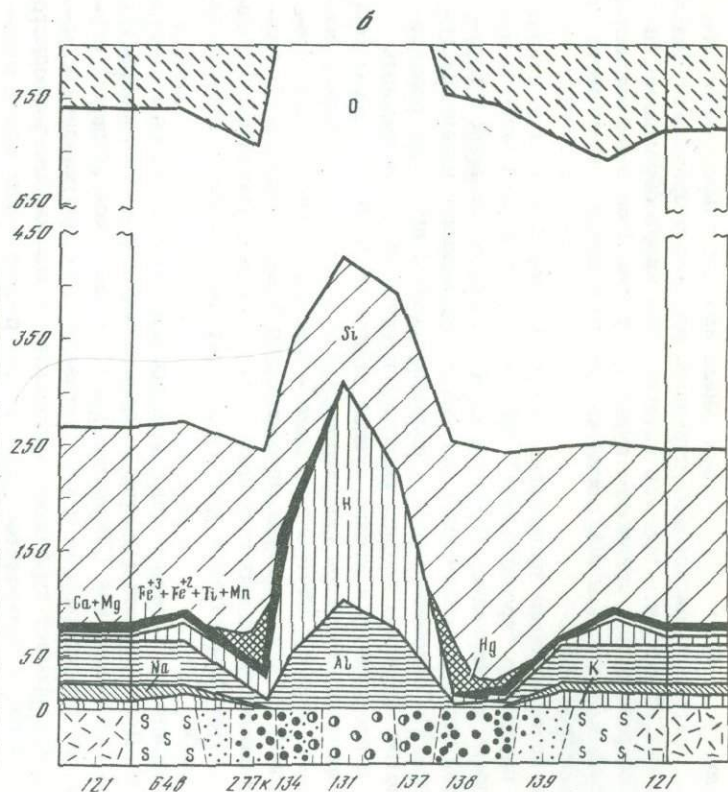
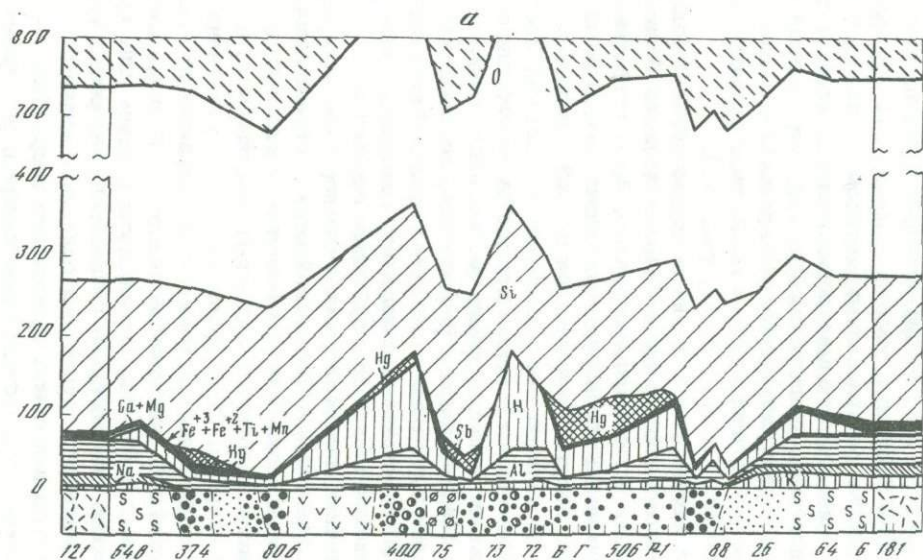


Рис. 42. Характер гидротермального и рудного процессов при интенсивной каолинизации и окварцевании липаритов месторождения Пламенное (по В.И. Копытину)

а - участок Заветный, б - участок Верный.

Условные обозначения см. рис. 35

На диаграммах (рис. 41 и 42) показан общий процесс гидротермального кварцевого метасоматоза, происходящий в рудных телах месторождения Пламенное и вблизи от них. Видно, что процесс интенсивного кварцеобразования и каолинизации сопровождался привнесом сурьмы и ртути. При этом полностью выносились натрий, кальций, магний, тогда как калий и железо чаще всего испытывали перераспределение.

Окварцевание по вулканитам происходило многократно. В дорудную стадию осуществлялось площадное "пропаривание" эффузивов с их окремнением и аргиллизацией. Породы подвергались тектонической и гидротермальной переработке с частичной перекристаллизацией, но без существенного изменения химического состава. По основной массе и полевым шпатам при этом развивались гонкозернистые агрегаты кварца, серицита и глинистых минеральных смесей. Позже, в предрудную и начале рудной стадии образовались зоны монокварцитов, вторичных кварцитов гидрослюдистой и каолининовой фаций, составляющие главным образом внутренне, реже — надрудные части метасоматитов. Кварц рудной стадии — обычно метаколлоидный халцедоновидный, развивается в виде самостоятельных прожилков, гнезд по монокварцитам и серицит-каолининовым метасоматитам и часто содержит вкрапленность пирита, антимонита и киновари.

Дорудное окварцевание в герригенных породах широко проявилось в месторождениях Верхне-Дулгалахской (Якутия), Энычайвеевской и Олжоторской (Корякское нагорье), Паляваамской (Палянокское) и Кускоквимской (Аляска) ртутноносных зонах, где оно сопряжено с карбонатизацией, серицитизацией и аргиллизацией, развивающимися по глинисто-слюдистому или карбонат-слюдистому цементу песчаников и алевролитов. Химический состав таких пород отличается от неизмененных или слабоизмененных пород значительными колебаниями содержания окислов алюминия, кварца, магния, воды, кальция и железа.

Химический состав окварцованных метасоматитов, развившихся по герригенным породам, для каждого месторождения характеризуется своими специфическими особенностями. В одних случаях гидротермальный процесс протекал при более активной роли оснований, воды и закисного железа (Звездочка, Холболух, Палянокское), в других случаях преобладал существенно кварцевый метасоматоз (Загадочное, Кытгамлайское, рис. 43).

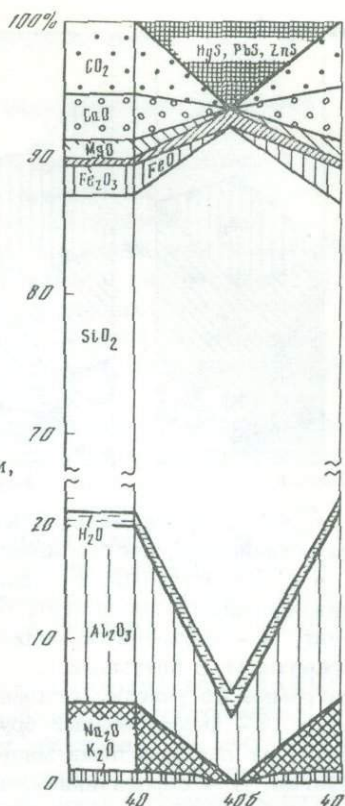
Окварцевание внутрирудной стадии в терригенных породах проявилось в образовании жил, прожилков и гнездообразных выделений низкотемпературного кварца, содержащих рудную минерализацию. Зоны интенсивного прожилкования обычно прослеживаются вдоль рудоподводящих разломов на сотни метров при ширине до первых десятков метров. На рис. 43 показан характер гидротермального изменения песчаников месторождения Загадочное. Здесь одновременно с кварцевым метасоматозом и позже протекала аргиллизация пород, выражающаяся в образовании гнездообразных выделений и прожилков диккита. При этом карбонаты большей частью разлагались, составляющие их компоненты выносились с переотложением в соседних зонах. Новообразованные сидерит поздних генераций и железистый доломит, возможно, связаны с привнесом карбонатообразующих окислов из глубинных горизонтов.

В месторождениях лиственитового типа дорудное окварцевание началось с опалитизации и окремнения (Тамватнейское) и образования метасоматического кварца (Матачингайское) по лиственитам вдоль зон дробления. Опалитизации и окремнению подвергались карбонаты лиственитов, в меньшей степени — серпентиновые минералы. Опал развивался преимущественно внутри петель и между зернами карбонатов и серпентина с сохранением унаследованной лиственитами пятнистой или петельчатой текстуры. Процесс сопровождался частичным выносом кальция, магния, уголекислоты и привнесом кремнезема.

В рудную стадию окварцевание по лиственитам резко усилилось. Кварц в различных модификациях в рудах был основным жильным минералом наряду с рудными компонентами и серой. В процессе кварцевого метасоматоза рудной стадии образовались зоны монокварцевых пород, в которых исчез реликтовый текстурный рисунок и метасоматиты приобрели массивную текстуру. На рис. 44,

Рис. 43. Диаграмма, отражающая рудный процесс и окварцевание в песчаниках месторождения Загадочное (по В.И. Копытину)

40 - неизменный песчаник, 40б - интенсивно окварцованный песчаник; по оси ординат - весовые количества окислов



отражающем характер гидротермальных изменений Тамватнейского месторождения, видно, что при окварцевании происходит интенсивный вынос MgO , CaO , CO_2 , Al_2O_3 и привнос SiO_2 , частично FeO , Fe_2O_3 и рудных.

В карбонатных породах (Гал-Хая, Северное, Урультунское и др.) окварцевание проявлено в виде метасоматического замещения тонкозернистым, иногда халцедоновидным кварцем известняков, доломитов или образования кварцевых, кварц-кальцитовых жил и прожилков, часто несущих ртутную, сурьмяно-ртутную и мышьяково-ртутную минерализации. Окварцевание происходило, по-видимому, в прерудную и рудную стадии без существенного перерыва.

Аргиллизация - наиболее распространенный тип гидротермальных изменений в ртутных месторождениях, залегающих в кислых эффузивах и терригенных породах. В остальных месторождениях она имеет подчиненное развитие. Этот процесс связан с образованием глинистых каолинитоподобных минералов и частично гидрослюд. Дорудная аргиллизация в эффузивах проявлена во внешних зонах вторичных кварцитов в виде пелитизации и каолинизации полевых шпатов и основной массы. Она тесно связана с площадными серицитизацией и окварцеванием.

Гидротермальные аргиллизиты (породы существенно кварц-каолинитового состава), слагающие центральные или надрудные части зон вторичных кварцитов, имеют позднее, сопряженное с рудным процессом происхождение. Они образуют неправильной формы гнезда, линзы, прожилковые зоны размерами до сотен квадратных метров, обычно приуроченные к нижней границе экранящих эффузивов.

В золото-серебряных с ртутью месторождениях каолинитовые и тесно связанные с ними алуниговые залежи образуют надрудную зону метасоматитов. При каолинитизации почти полностью выносятся щелочи, магний, кальций, закисное и окисное железо и частично кремнезем, привносятся глинозем и вода. Каолинит составляет 30-50% объема породы; развивается главным образом по полевым шпатам и основной массе эффузивов вместе с низкотемпературным кварцем и серицитом. Его гнездообразные выделения и прожилки часто пересекают кварцевые прожилки. В нижних частях зоны гидротермальных аргиллизитов иногда в значительных количествах присутствует тонкорассеянная вкрапленность киновари, антимонита, пирига и марказита, резко увеличивается количество серицита.

В зоне гипергенеза месторождения Пламенное наблюдаются изменения пород, которые следует относить к вторичной аргиллизации. Рыхлые белесого цвета массы состоят из кварца, каолина, серицита, ругила, лимонита, ярозита. В нижних горизонтах они приобретают "свежий" вид и становятся более плотными.

В терригенных толщах аргиллизация выразилась в основном в диккитизации или в образовании смеси трудно диагностируемых кварц-глинисто-слюдистых минералов. Последнее типично преимущественно для внешних зон рудных полей

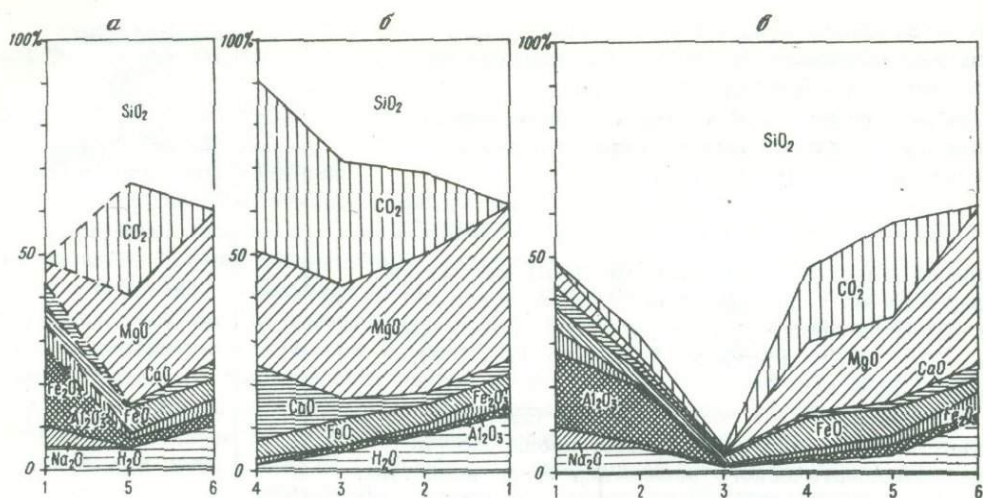


Рис. 44. Гидротермальное изменение вмещающих пород различных участков Тамботнейского месторождения (по П.В. Бабкину, 1975)

а - руч. Ртутный: 1 - неизменный песчаник, 5 - лиственит, 6 - серпентинизированный перидотит; б - западный фланг участка Основного: 4 - лиственит, 3 - лиственит с реликтами серпентинита, 2 - лиственитизированный серпентинит с битумами, 1 - серпентинизированный перидотит; в - обобщенная диаграмма по участку Основному: 1 - песчаник, 2 - аргиллизированный песчаник, 3 - выщелоченный оруденелый кварцит (рудное тело), 4 - окремненный лиственит с глинистыми минералами, 5 - аргиллизированный перидотит с магнезитом, 6 - серпентинизированный перидотит. По оси ординат - высочайшие количества окислов

и относится к дорудным изменениям, связанным с региональным метаморфизмом.

Диккитизация распространена локально. Это - ведущий тип гидротермальных изменений в месторождениях диккит-киноварной рудной формации (Звездочка, Холболах, Кытгамлайское, Ясненское, Пальянское). Она интенсивно проявлялась на протяжении всего рудного процесса, включая предрудную и частично послерудную стадии. Протяженность зон диккитизированных пород обычно измеряется согнями метров при ширине до первых десятков метров. В месторождении Пальянское диккитизация отмечается по всему рудному штокверку и вдоль Восточного взброса. Максимальная насыщенность пород диккитом отмечается в контурах рудных тел или в их периферических частях. В последнем случае центральные части рудных тел интенсивно окварцованы, что и наблюдается в месторождениях Загадочное, Кыра-Суугун, Кытгамлайское. Вне контуров рудных тел диккитизация почти не проявляется.

В ряде месторождений (Звездочка, Холболах, Ясненское) диккит - практически главный жильный минерал. Он тесно ассоциирует с кварцем, серицитом, сидеритом, железистым доломитом, анкеритом, а из рудных - преимущественно с киноварью. Повсеместно диккит представлен хорошо диагностируемыми мономинеральными агрегатами, содержащими примесь других глинистых минералов (каолинита с серицитом) лишь в верхних частях зоны окисления. Диккит развивается по цементу, в промежутках зерен кварца и обломков пород. Чаще всего он образует гнезда и линзообразные выделения в пустотах и кавернах, выполняет трещины и микроотложения в породе. В брекчиях диккит - основная составная часть цемента. В рудных телах, располагающихся в пачке глинистых пород или участках их гонкого переслаивания с песчаниками (Пальянское, Звездочка и др.), диккит образует обычно системы ветвящихся контрастных прожилков максимальной мощностью до 2-3 см. При диккитизации в небольших количествах привносились вода, FeO, а иногда также киноварь, в

значительной степени (участками полностью) выносились щелочи, CaO , MgO , Fe_2O_3 .

Характер изменения пород при диккитизации в месторождении Звездочка отражен на диаграмме (рис. 45).

Аргиллизация по вулканитам среднего и кислого состава проявилась в образовании глинистых минералов из группы каолинита, возможно и монтмориллонита, в результате изменения средних и основных плагиоклазов и, реже, развивалась по цементу. В пределах рудных полей она почти всегда накладывается на пропилитизацию и тесно связана с предрудным и внутрирудным окварцеванием и серицитизацией. Глинистые минералы развиваются также по лиственитам и карбонатным породам в приповерхностной зоне их окисления. Однако пока не ясно, связаны ли они с рудным процессом или являются вторичными околорудными изменениями.

Серицитизация широко распространена в месторождениях, залегающих в кислых и умеренно кислых вулканитах и в меньшей степени — в герригенных породах и по эффузивам среднего и основного состава. Генетически существенно серицитизированные породы связаны с формированием вторичных кварцитов и образуют следующую за монокварцитами подзону. Чаше всего серицит или гидрослюда встречается в смеси с мелкочешуйчатым каолинитом и кварцем. В рудной залежи месторождения Пламенное встречаются жилы, прожилки и гнезда одновременно выделившегося скрыто-чешуйчатого гидромусковита в смеси с каолинитом и тонкоигольчатым ангимонитом.

Серицитизированные (и гидрослюдизированные) вторичные кварциты, часто с адуляром и каолинитом — наиболее распространенные метасоматиты в рудных телах, залегающих в кислых эффузивах. На месторождении Пламенное они образуют вдоль разрывов серию кулисообразно притягивающихся зон протяженностью до первых сотен метров. Зоны рассечены многочисленными нарушениями, к которым приурочены дробленные блоки в различной степени окварцованных и серицитизированных пород. Мелкие трещины обычно выполнены прожилками (1–3 см) низкотемпературного кварца и халцедона. Между блоками существенно окварцованных или серицитизированных пород устанавливается такая зависимость: висячем боку нарушения породы интенсивно окварцованы, дальше в сторону окварцевание уменьшается, но увеличивается серицитизация; с последней в большей мере связаны каолинизация и адуляризация.

Киноварные руды и наиболее значительные ореолы рассеяния ртути приурочены преимущественно к кварц-гидрослюдистым метасоматитам. Они большей частью локализируются в кварцитах с промежуточной степенью окварцевания и серицитизации, но почти всегда вблизи зон интенсивного окварцевания. Киноварь замещает полевые шпаты и основную массу пород, развивается по ветвящимся трещинам. В существенно окварцованных породах киноварь более тяготеет к зальбандам кварцевых прожилков или вместе с серицитом и каолинитом выполняет промежутки между зернами кварца. Встречающийся совместно с киноварью антимонит обычно связан с кварцем или гидромусковитом, а пирит-марказит одинаково широко распространен как в интенсивно, так и в слабоокварцованных и серицитизированных породах. В сильно окварцованных разностях кремнезема привносится 5–15%, в 1,5–3 раза увеличивается количество воды, частично глинозема, почти полностью выносятся Na_2O , MgO , MnO и CaO . В серицитизированных породах иногда привносится K_2O в количестве до 5%.

На диаграмме (см. рис. 42) отражен ход гидротермального и рудного процессов при образовании зон вторичных кварцитов кварц-гидрослюдисто-каолининовой фации. Видна тесная взаимосвязь между окварцеванием, аргиллизацией (серицитизация и каолинизация) и рудообразованием.

Серицитизация в терригенных породах самостоятельного значения не имеет. Обычно она сопряжена с окварцеванием, реже — с диккитизацией и выражается в осветлении пород, приобретающих серовато-белесый цвет. Под микроскопом диагностируются тонко- и микрочешуйчатые агрегаты серицита, выполня-

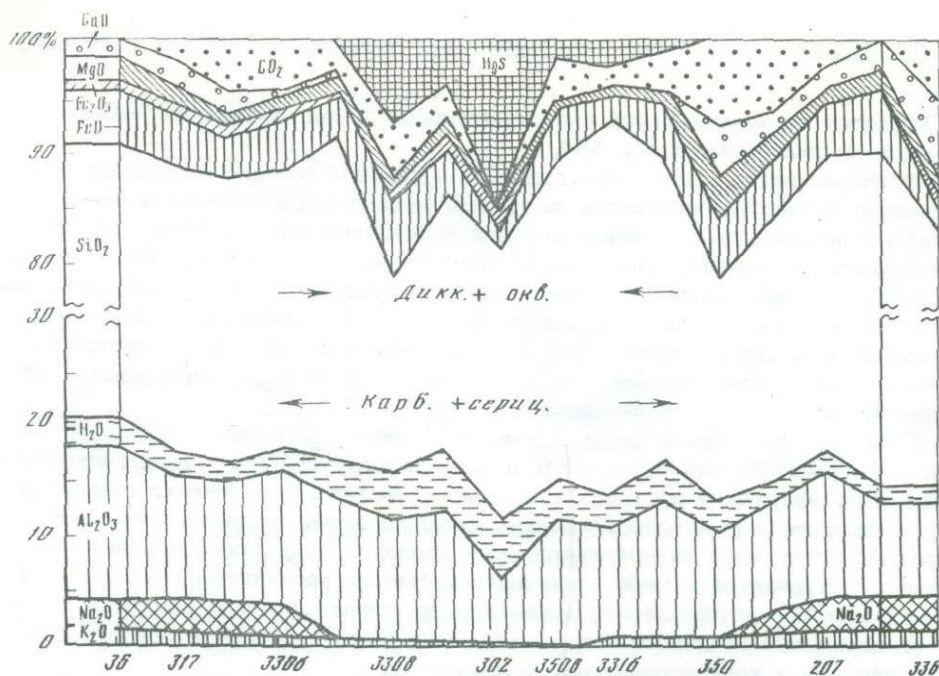


Рис. 45. Соотношение гидротермального (диккитизация, окварцевание) и рудного процессов в песчаниках и алевролитах месторождения Звездочка (по В. И. Копытину)

36, 317, 207, 336 – неизменные или слабокарбонатизированные и аргиллизированные песчаники и алевролиты, 330б, 350 – интенсивно карбонатизированные песчаники и алевролиты; 330в, 302, 350в, 331б – интенсивно диккитизированные, окварцованные песчаники с кинварным оруденением. По оси ординат – весовые количества окислов; Дикк. + окв. – диккитизация + окварцевание, Карб. + сериц. – карбонитизация + серицитизация

лющие промежутки между зернами кварца или развивающиеся по полевым шпатам и глинистым минералам. Химический анализ таких пород показывает, что содержание калия и натрия в них остается примерно на уровне содержаний в исходных породах, т.е. указанные компоненты перераспределялись в результате разложения глинистых продуктов и полевых шпатов. Обычно серицитизацией затронуты породы периферических частей рудных зон. Непосредственно в рудах количество серицита уменьшается.

Пропилитизация отмечается в месторождениях, где вмещающие породы – вулканиты среднего или основного состава. В кислых эффузивах она составляет внешнюю подзону зоны вторичных кварцитов. Однако везде на пропилитизацию накладываются более поздние гидротермальные изменения – окварцевание, серицитизация, каолинизация, что позволяет рассматривать пропилитизацию как начальную дорудную стадию гидротермального изменения вмещающих пород. Повсеместная приуроченность пропилитизированных пород к субвулканическим телам и вулканическим толщам вдоль зон разрывных нарушений указывает на региональный характер развития этого вида изменений.

Кроме обычных для исходной породы породообразующих минералов, в пропилитах присутствуют в значительных количествах хлорит, альбит, карбонаты, серицит, эпидот, сфен. Привнос углекислоты, серы и железа при пропилитизации способствовал образованию значительных количеств пирита, марказита и железосодержащих карбонатов. Пропилитизация сопровождается выносом щелочей, гидратацией и переходом закисного железа в окисное. Карбонаты, хлориты, эпидот чаще всего развиваются по плагиоклазам и темноцветным минералам, иногда с полным их замещением. В пустотах и по трещинам наблюдаются

мелкоагрегатный кварц и серицит. Вкрапленность киновари отмечается лишь в участках, подверженных более позднему окварцеванию и аргиллизации.

Хлоритизация как околорудный процесс в ртутных месторождениях Северо-Востока СССР самостоятельного значения не имеет. В эффузивных породах и их пирокластах мелкочешуйчатый хлорит встречается совместно с прожилковыми минералами — альбитом, эпидотом, карбонатами обычно в непосредственной близости от рудных тел (Омрелькайское месторождение) или развивается во внешней пропиловитовой подзоне вторичных кварцитов (Пламенное, Пыкарваамское). В терригенных породах этот вид метасоматических изменений характерен для участков, прилегающих непосредственно к рудным телам, в которых чешуйки хлорита находятся в тесной ассоциации с серицитом. Очень редко хлорит, помимо метасоматического замещения осадочных пород, образует маломощные (менее 1 мм) прожилки. В карбонатных породах и лиственитах хлорит практически отсутствует.

Карбонатизация. В карбонатных и терригенных толщах карбонатизация — характерное околорудное изменение. Карбонатизированные породы служат рудовмещающей средой главным образом для ртутных месторождений киноварно-кальцитовой и киноварно-доломитовой рудных формаций, а в терригенных — для кварц-карбонат-киноварной и, в меньшей степени, для кварц-диккит-киноварной формации. В месторождениях, вмещающие породы которых — эффузивы и пирокласты среднего и основного состава, а также гипербазиты, гидротермальная карбонатизация связана с пропиловитизацией и лиственитизацией. Чаще всего она выражается в образовании кварц-кальцитовых, кальцитовых, реже — доломитовых жил и прожилков мощностью от миллиметров до первых десятков сантиметров. Карбонатизация не проявлена в месторождениях, залегающих в кислых эффузивах и их туфах.

В большинстве месторождений, залегающих в терригенных толщах (Палянское, Одотгорское, Ляпганайское), из карбонатов широко развиты железистый доломит, анкерит, кальцит, реже — сидерит. Сидеритизация в более или менее значительных масштабах проявляется в месторождениях Палянское в пределах самого рудного штокверка и вне его. Сидерит наблюдается в виде сложно ветвящихся и небольших (до нескольких сантиметров) гнезд, ассоциирует с кварцем, железистым доломитом и кальцитом. Источником железа при образовании сидерита явились, по-видимому, вмещающие породы, так как в наиболее осветленных их разностях содержание железа уменьшается и его закисная форма переходит в окисную. Углекислота привносилась рудогенерирующими растворами, в составе которых, судя по газово-жидким включениям в кристаллах кальцита, отложившегося несколько позже сидерита, углекислота играла ведущую роль. Остальные карбонатные минералы наблюдаются в форме различных, обычно маломощных и коротких прожилков. Метасоматические карбонаты здесь редки. Карбонатизация сопровождается как рудные, так и безрудные трещины чаще всего в зонах окварцевания.

В других месторождениях (Звездочка, Холболох, Загадочное) карбонатизация как самостоятельный околорудный процесс имеет подчиненное значение, хотя во вмещающих породах карбонаты содержатся в довольно существенных количествах, а иногда они — составная часть цемента и обломков. В прожилках карбонат встречается значительно реже, нередко совместно с кварцем. В главной своей массе карбонатизация протекала в дорудную стадию в виде интенсивной пропитки цемента и трещин пород углекислыми растворами, содержащими в своем составе окисное железо. Роль карбонатизации в рудном процессе пока еще не достаточно ясна.

Химический состав руд и изучение их под микроскопом показывают, что непосредственно в рудных телах происходят интенсивное разложение и растворение первичных карбонатов и вынос составляющих их компонентов (MgO , CaO , CO_2) в соседние зоны. Карбонаты в рудах встречаются в виде совершенно чистых, но сильно корродированных зерен и ветвящихся прожилков и представлены главным образом железистым доломитом, анкеритом и сидеритом, которые по отношению к кварцу и диккиту ранних генераций отчетливо идиоморфны и

часто замещают их. Более широко распространенный в измененных породах кальцит обычно дорудный или пострудный.

В карбонатных толщах (месторождения Гал-Хая, Северное, Сэбик, Урульгунское и др.) при окопорудных изменениях обычные минералы — новообразованные кальцит и доломит, интенсивное развитие которых можно рассматривать как самостоятельные гидротермальные изменения. Железистые карбонаты здесь встречаются редко.

Кальцитизация развивается преимущественно в известняках. До полной перекристаллизации и осветления (мраморизации) она характерна для массивных, а также для слоистых известняков месторождений (Сэбик, Северное, Гал-Хая), где кальцит выделяется главным образом в виде гнезд, прожилков и зон прожилкования. Метасоматические известняки замещаются кальцитом сначала вдоль системы крутопадающих нарушений, а затем уже процесс распространяется в стороны от них в породу. При этом порода иногда настолько перекристаллизовывается, что трудно устанавливается первоначальная ее текстура. Однако более обычны системы сложно пересекающихся кальцитовых прожилков (до 0,5–2 см), количество которых на 1 пог. м может достигать первых десятков. При кальцитизации происходит интенсивный привнос из рудовмещающих толщ CaO и CO_2 , составляющих иногда 40–50% объема породы; MgO обычно выносятся. С кальцитом чаще всего ассоциирует киноварь. Кальцит встречается в лиственитах, в которых он выделяется на более поздних стадиях гидротермального процесса преимущественно в виде самостоятельных прожилков максимальной мощностью 3–5 см.

Доломитизация как самостоятельный гидротермальный процесс проявляется в средне- и толстослоистых доломитизированных известняках (Гал-Хая, Северное) и в меньшей степени — в лиственитах (Матачингайское, Тамватнейское). По данным М.А. Галкина (1968), доломитизация известняков прослеживается в виде ореолов шириной 400–500 м вдоль основных тектонических нарушений. Степень доломитизации различная, наиболее интенсивна она в ядерных частях складок. Переходы доломитизированных пород в неизмененные известняки большей частью постепенные, но в крутопадающих зонах в результате избирательной перекристаллизации тонкослоистых известняков иногда образуются ленточные доломиты с резкими границами. Мощность их — до 5–10 м.

Доломитизация предшествовала рудному процессу и по времени близко связана с интенсивными тектоническими подвижками в завершающие фазы складкообразования. На дорудный характер доломитизации указывает также смещение блоков доломитизированных пород предрудными и внутрирудными нарушениями. При доломитизации происходит интенсивный привнос MgO (до 18–20%; в исходных известняках ее не более 3%), что, вероятно, связано с привносом MgO из более глубоко залегающих карбонатных толщ.

На рис. 46 показан характер изменения рудовмещающих доломитов на ртутных месторождениях Гал-Хая, Северное, Сэбик (Федорчук, 1969). Из рисунка видно, что гидротермальное изменение доломитов приводит к выщелачиванию их магнезиальной составляющей при значительном привносе кремнезема.

В лиственитах Матачингайского месторождения самостоятельные кварц-доломитовые жилы и прожилки (мощностью до 30 см) образовались на поздних стадиях гидротермального процесса непосредственно перед рудоотложением.

Лиственизация широко распространена в Матачингайском и Тамватнейском месторождениях, а также в месторождениях Калифорнии и Британской Колумбии, где развивается по гипербазитам и приурочена преимущественно к тектоническим контактам ультрабазитовых интрузивов с вмещающими терригенными и терригенно-эффузивными гоншами. Лиственизации предшествует процесс массовой серпентинизации гипербазитов. Лиственициты по сравнению с вмещающими породами, в частности с серпентинитами, отличаются повышенной хрупкостью, благодаря чему в них образуются многочисленные гончайшие грешины, зоны брекчирования — хорошие рудоокализаторы. Серпентиниты, наоборот, весьма пластичны и при повторных подвижках создают своеобразные

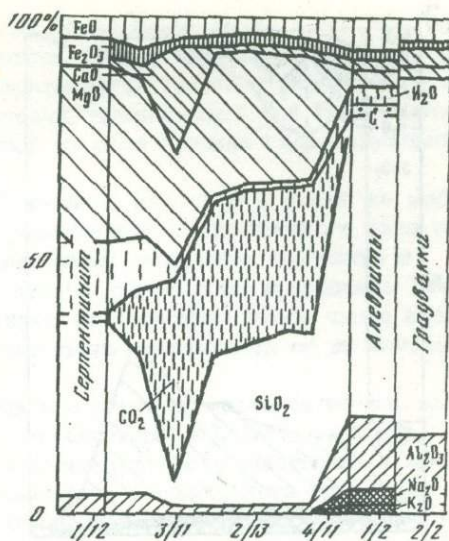
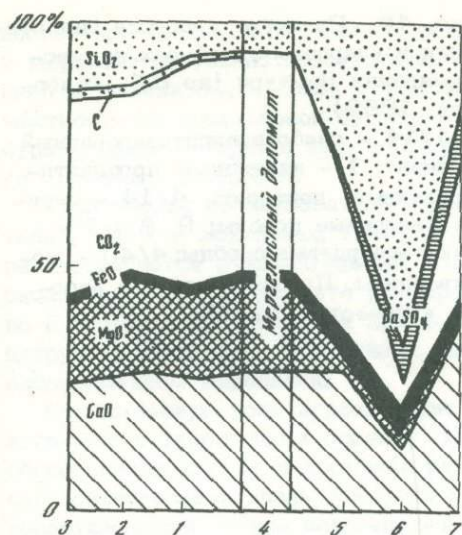


Рис. 46. Изменение рудовмещающих доломитов на ртутных месторождениях Луго-Сакинджинского узла (по материалам М.А. Галкина, 1968)

4 - неизменный мергелистый доломит; 1-3 - перекристаллизованный, битуминизированный и частично окварцованный доломит; 5-7 - интенсивно окварцованный и местами баритизированный доломит. По оси ординат - весовые количества окислов

Рис. 47. Характер процесса лиственитизации пород в зоне контакта серпентинизированных гипербазитов, алевролитов и граувакк францисканской серии в районе месторождения Нью-Альмаден (по Bailey, Everhart, 1964)

1/12 - исходный серпентинит; 1/2 и 2/2 - неизменные алевролиты и граувакки; 3/11, 2/13 и 4/11 - листвениты и лиственитоподобные образования. По оси ординат - весовые количества окислов

зоны расщелачивания (глинки трения), играющие роль дополнительного (локального) экрана для рудоносных растворов.

Процесс лиственитизации дорудный, так как в лиственитах отмечается более поздний кварц с киноварным оруденением. Из серпентинитов в зоны лиственитизации привносится в основном MgO , а из вмещающих терригенных пород - CaO и кремнезем. Щелочи и глинозем, как правило, выносятся. Из растворов поступают CO_2 и H_2O .

Характер гидротермального изменения при лиственитизации пород в Тамватнейском месторождении отражен на диаграммах рис. 44, а в месторождении Нью-Альмаден (Калифорния) - на диаграмме рис. 47. Лиственитизация начинается с замещения серпентина тонкозернистым агрегатом магнезита, брейнерита, а позже - и доломита. Кварц в виде халцедона появляется в заключительные стадии метасоматоза совместно с пиритом и марказитом. Ртутное оруденение всегда наложено на листвениты.

Опалитизация - специфический вид гидротермального изменения в эффузивах кислого и среднего состава, характерный для вулканогенных ртутных месторождений США (Опалит, Салфер-Банк) и Камчатки (Чемпура). В этих месторождениях процессы опалитизации связаны с формацией вторичных кварцитов, в понимании Н.И. Наковника (1954). Их возникновение обусловлено воздействием на вмещающие эффузивы достаточно высокотемпературных газовой-жидких эманаций, связанных, вероятно, с глубинными вулканическими очагами. Кварциты с ртутью развиты в Среднем Хребте Камчатки, где образуют протяженные зоны (Власов, Василевский, 1964).

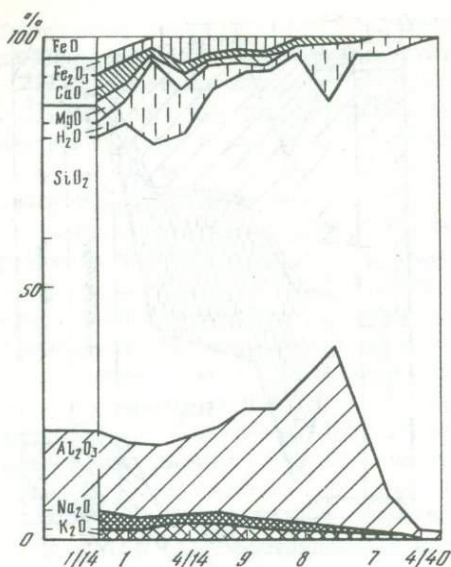


Рис. 48. Развитие процесса опалитизации в кварцевых порфирах на месторождении Чempyра (по В.П. Федорчуку, 1969)

1/14 – слабопропилитизированный порфирит; 1 – интенсивно пропилитизированный порфирит; 4/14 – серицит-кварцевые породы; 9, 8 и 7 – диктит-кварцевые породы; 4/40 – монокварциты. По оси ординат – весовые количества окислов

На месторождении Чempyра опалитизация кислых эффузивов привела к образованию плотных легких пород белесых или синевато-серого цвета с характерным раковистым изломом и матовым блеском. По составу это почти чистый опал, в котором отмечаются редкие агрегаты зерен барита и глинистых минералов. Зоны опалитизации обычно приурочены к центральным частям зон гидротермальных изменений.

Воздействие рудогенерирующих растворов на вмещающие породы приводит обычно к интенсивной их аргиллизации и в результате этого – к выносу щелочей (зона пропилитизации) и последующему их переотложению (зона серицитизации). Высвобождающееся при этом железо отлагается в виде гематита, реже – пирита. На завершающихся стадиях процесса формируются зоны диктитизации и, наконец, опалитизации (Федорчук, 1969). Развитие опалитизации на рудном месторождении Чempyра показано на рис. 48.

Опалитизация как самостоятельный процесс особенно характерна для молодых приповерхностных вулканических образований вплоть до современных. Масовые выделения опала наблюдаются на рудном месторождении Салфер-Банк (Калифорния), в формировании которого принимают участие воды современных термальных источников, отлагающих киноварь, мегациннабарит, пирит, марказит, антимонит, кальцит, серу, алунит и другие сульфаты, кварц, опал, каолинит, гидрослюда, цеолиты.

Аналогичные источники обнаружены в районе Чempyринского месторождения (источники Апапельской группы) и на вулкане Менделеева, где среди поля адуляризованных и серицитизированных дацитов располагаются тела монокварцитов с сохранившейся текстурой опалитов. В одном из ключей в гейзерите были обнаружены мелкие кристаллики и пленки киновари (Щеглов, 1962; Озерова, Добровольская, 1969). Выделения опала отмечены также в месторождениях, залегающих в более древних вулканических толщах (Бабкин, 1969).

Пиритизация – своеобразный гидротермальный процесс, характерный для многих рудных месторождений. Чаше всего она проявляется в эффузивах, карбонатных породах, лиственитах и несколько слабее – в терригенных толщах. Значительная часть пирита образована также при региональном метаморфизме и пропилитизации пород. Пирит встречается как в самих рудных телах, так и далеко за их пределами и в большинстве случаев не связан непосредственно с отложением киновари.

Пирит (и марказит) в эффузивах и туфах обычно связан с зонами окварцевания, где образует различной интенсивности мелкую вкрапленность, отдельные прожилки, гнезда или систему ветвящихся прожилков на площади, превышающей зоны окварцевания. По мере приближения к рудным телам интенсив-

ность пиритизации, как правило, повышается. В аншлифах видно, что пирит и марказит постоянно присутствуют совместно. В зоне окисления пирит замещается лимонитом, в связи с чем зоны пиритизации отчетливо фиксируются на местности по характерной буровато-коричневой, ярко-красной или красновато-бурой окраске. Пирит в эффузивах выделялся на всех стадиях гидротермального и рудного процессов.

Пиритизация по карбонатным породам проявлена примерно в таких же масштабах, что и в эффузивах. В рудных месторождениях лиственитового типа пирит встречается в значительных количествах лишь участками. Прожилки и скопления пирита-марказита размерами в первые сантиметры приурочены обычно к лиственитам вдоль зон дробления. Пирит (и марказит) здесь часто ассоциирует с киноварью, что, однако, не может свидетельствовать об их близком одновременном выделении.

Существенную роль играет пирит иногда и в рудных месторождениях, залегающих в терригенных породах (Пальянское, Олоторское). Вкрапленность, обособленные гнезда и прожилки пирита встречаются преимущественно в зонах брекчирования вдоль основных рудопродвояющих каналов, хотя не всегда обнаруживается тесная парагенетическая связь его с киноварью. В месторождениях Западно-Верхоянской рудоносной зоны пиритизация проявилась в небольших масштабах. Редкая вкрапленность и просечки пирита отмечаются как в рудах, так и в измененных и неизмененных породах, причем особое избирательное отложение пирита при этом не наблюдается. Во всех случаях пирит отлагался раньше киновари. Незначительное развитие пирита здесь можно объяснить недостатком серы, основная часть которой была связана с рудью.

Ниже рассмотрены некоторые специфические гидротермальные изменения, непосредственно сопряженные с рудным процессом или связанные с вторичными изменениями в зоне гипергенеза.

Битуминизация. Жидкие, вязкие и твердые битумы довольно широко распространены в рудных месторождениях лиственитового типа. В тех или иных количествах органические соединения присутствуют практически во всех разновидностях осадочных и туфогенных пород. Во-первых, битумы имеют почти исключительно эпигенетическое гидротермальное происхождение и тесно связаны с рудным процессом; во-вторых, чаще они — сингенетичные образования (углефицированные остатки растений, углистые вещества), которые под воздействием гидротермального метаморфизма иногда изменяются до графита, шунгита и антраксолита (Звездочка).

Обычно в терригенных и карбонатных породах органическое вещество отгоняется к периферическим частям зон гидротермальных изменений. Органаты встречены в ряде месторождений Северо-Востока, Британской Колумбии и Калифорнии. При этом наблюдается достаточно широкий спектр нефтепроявлений (от нефти и малът до антраксолитов). По своей консистенции это жидкие, вязкие и твердые выделения. Жидкие битумы (нефть) представляют собой светло-коричневую с зеленым оттенком жидкость с запахом нефти. Вязкие битумы обладают резким запахом нефти и имеют темно-бурый до черного цвет. Большинство жидких, и вязких битумов локализуется в пустотах жильного халцедоновидного кварца в месторождениях лиственитового типа (Тамватней, Нью-Идрия, Нью-Альмаден, Бралорн Такла).

С целью выяснения источника нефтепроявлений в пределах Тамватнейского месторождения был проведен анализ насыщения органическим веществом осадочных пород, развитых в районе. По данным В.В. Иванова и Я.Г. Москвина (1964), содержание хлороформных битумов в песчаниках достигает 0,08% при среднем содержании 0,005%. В аргиллитах и алевролитах среднее количество тех же битумоидов выше — до 0,007%. Органического углерода в песчаниках в среднем 0,53–0,70%, в алевролитах и аргиллитах 0,60%. В песчаниках заметно преобладают маслянистые битумоиды, в алевро-пелитовых породах — осмоленные. Судя по элементарному составу битумоидов из валовых проб (для песчаников С 68,80%, Н 10,35%, О+N+S 20,73%), характерные битумоиды скорее всего остаточные, т.е. потерявшие некоторую часть

углеводородов. Об этом свидетельствуют низкое содержание углерода и повышенное количество гетероэлементов. Это наряду с преобладанием в песчаниках битумоидов маслянистого типа (легких) может указывать на протекание в определенное время процессов передвижения углеводородов в толще осадочных пород, что, согласно существующим в настоящее время представлениям (Неручев, 1969), позволяет относить эту толщу к разряду нефтепроизводящих.

Углеводороды, давшие начало жидким нефтепроявлениям в зонах лиственизации Тамватнейского массива, были, по-видимому, экстрагированы гидротермальными растворами из нефтематеринских отложений тамватнейской свиты. В зоне лиственизации отчетливо выделяются разновозрастные продукты, свидетельствующие о нескольких этапах гидротермальной деятельности, следовавших через определенное время один за другим. Мальта связана только с трещинами (иногда переходящими в раздувы и полости), выполненными халцедоном и секущими под разными углами тело лиственитов.

Низкая степень метаморфизма нефтепроявлений Тамватнейского месторождения свидетельствует о связи нефтепроявлений с самыми поздними низкотемпературными гидротермальными потоками, пронизывающими зону тектонического контакта интрузии гипербазитов и осадочных отложений.

Битумы средней степени метаморфизма имеют вид смолистого вещества с матовым блеском, отличаются твердой консистенцией. Такие твердые битумы встречены на ряде месторождений (Первенец, Мамет, Тамватней, Пламенное и др.).

В рудной зоне рудопроявления Мамет (Пенжинская губа) вдоль тектонического контакта гипербазитов с осадочными породами палеогена развиты апосерпентинитовые листвениты кварц-карбонатного состава. В осевой части тела лиственитов развита киноварная минерализация. Листвениты здесь в рудную стадию претерпели кварцевый метасоматоз с образованием монокварцевых пород. Для руд характерна брекчиевая текстура. В кварцевом цементе брекчии, кроме рудных минералов, широко развиты твердые битумы. Они отлагались из гидротермальных растворов совместно с кварцем и киноварью. Установлены три генерации битумов.

Битумы первой генерации фиксировались в кварцевых прожилках, цементирующих обломки кварцевых лиственитов, в виде тонкодисперсной эмульсионной вкрапленности и мельчайших (доли миллиметра) округлых выделений. В это время совместно с битумами отлагалась и киноварь первой генерации. Битумы второй генерации, также совместно с киноварью, отлагались в многочисленных микрожеодах, широко развитых в кварцевом прожилковом цементе рудной брекчии. Мелкие (доли миллиметра) кристаллики киновари первыми нарастали на щетки кварца. Затем битумы целиком или частично выполняли оставшийся объем жеод. Нередко в таких пустотах наблюдаются мелкие (доли миллиметра — до 1–2 мм) шарики битумов. Чаще их выделения имеют овальные очертания прихотливой формы. Там, где битумы целиком заполняют полости жеод, они обволакивают головки микрошесток кварца и кристаллов киновари, и на поверхности битумов остаются их отпечатки. Битумы третьей генерации развиты вдоль волосовидных трещин, секущих все предыдущие образования. Эта генерация битума не имела связи с киноварью и отлагалась чаще всего вдоль "сухих" (без кварца) трещин. По-видимому, она знаменует собой завершающую, наиболее низкотемпературную стадию гидротермального процесса.

Внешне все указанные битумы не отличаются друг от друга. Они хрупки, имеют черный или темно-коричневый цвет, матовый блеск, раковистый излом; удельный вес их 1,00–1,08. Плавятся при температуре около 100°C, не вспучиваясь; приобретая жидкую консистенцию, при остывании быстро твердеют.

Групповой состав битумов характеризуется большим количеством асфальтенов (масла 28,97, смолы бензолные 6,54, смолы спирто-бензолные 13,08, асфальтены 51,40%). По групповому составу эти битумы должны быть отнесены к классу асфальтов, для которых характерно содержание масел в пределах 25–40% и повышенное количество асфальтенов. Однако поскольку связь

битума с гидротермами не вызывает сомнений и принадлежность его к ряду нафтоидов очевидна, такое содержание асфальтенов необычно. Как указывают В.А. Успенский, О.А. Радченко и Е.А. Глебовская (1964), для нафтоидных разностей битумов характерно крайне пониженное количество асфальтенов (10% и менее), а в элементарном составе — низкое содержание водорода. Высокая степень окисления нефтепроявления вполне закономерна и объясняется, с одной стороны, его принадлежностью к ряду нафтоидов, а с другой — длительностью пребывания в зоне гипергенеза.

По В.А. Успенскому с соавторами, нафтоиды — это битумы-возгоны, продукты мобилизации экстрагирования углеводородов постмагматическими гидротермами из достаточно богатых органическими веществами толщ.

Породы мела и палеогена на Маметчинском полуострове отличаются повышенным фоном битуминозности, колеблющимся в средних пределах от 0,019 до 0,06% ХБА. При этом наиболее высоко содержание битумов в отложениях олигоцена (в среднем 0,06% ХБА). В меловых толщах ХБА содержится до 0,019–0,023%. По составу эти битумы относятся к средним (СБА) и масляным (МБА). Развитые в рудопроявлении Мамет битумы могли быть, по-видимому, мобилизованы гидротермами из отложений и мела, и палеогена.

Твердые битумы (антраксолиты) широко распространены в ртутных месторождениях Северо-Востока СССР. Они найдены на месторождениях Матачингай и Пламенное (Чукотка), Звездочка (Якутия), Урультунское (Кольма).

На Урультунском месторождении антраксолит выполняет пустоты в виде черных блестящих угленодобных скоплений (до 1 см) в карбонатной массе. Антраксолит Матачингайского месторождения отлагался в кварц-карбонатных жилах в виде тонкодисперсного вещества темно-серого цвета. Жильный минералогенез закончился отложением кварца, который выполняет пустоты, образованные поверхностями кокард, и сопровождается мелкими выделениями (от долей миллиметра до 1 мм) черного блестящего угленодобного вещества. Такое же вещество встречено в карбонатной массе в виде выделений (0,05–1,5–2,0 см) шаровидной, изометричной и неправильной формы.

Отмечаются, кроме того, более молодые жильные образования в виде тонких (около 2 мм) карбонатных прожилков, насыщенных пылевидным органическим веществом темно-серого цвета. Жилы по отношению к телам лиственитов — секущие, а следовательно, и более молодые.

Проведенные исследования твердых нафтоидов показали, что они по совокупности свойств с полным основанием могут быть отнесены к классу антраксолитов (Руководство ..., 1966). Они не растворимы в хлороформе, петролейном эфире, соляной кислоте, щелочи. При нагревании в кварцевой трубке и тигле не претерпевают видимых изменений. Неэлектропроводны, твердость их 3,0–3,5 (по шкале Мооса). Элементарный состав (в %): углерода 85,94, водорода 4,29, гетероэлементов (O+N+S) 5,47, золы 4,30.

Вызывает некоторое сомнение низкое содержание углерода. Содержание его в антраксолитах обычно превышает 90%, пониженное же количество этого элемента свойственно главным образом высокосернистым антраксолитам (кискейтам). Весьма возможно, что в данном анализе большая часть из 5,47%, приходящаяся на гетероэлементы, а также часть золы (4,30%) относятся к сере, но выделить ее не удалось. По всем остальным показателям данные нафтоиды соответствуют низшим антраксолитам, которые, согласно В.А. Успенскому с соавторами (1964), являются продуктом высокого метаморфизма и весьма характерны для геологических условий, существующих в районах типа Матачингайского месторождения.

Следует отметить, что нефтепроявления в рассмотренных месторождениях несомненно парагенетически связаны с ртутью и представляют собой продукты гидротермальных возгонов и экстракций из толщ нормально осадочных пород.

Возможно, что Тамватнейское месторождение с жидкими битумами — более молодое по сравнению с Матачингайским, для которого характерны твердые (метаморфизованные) битумы. В жильных месторождениях ртути Корякского

нагорья (Ляпганай, Нептун и др.) антраксолитоподобные образования установлены И.Н. Титовым (Федорчук, 1969).

Жидкие и вязкие битумы играют более активную роль в формировании ртутных месторождений. Они часто встречаются в пустотах рудных и безрудных прожилков халцедоновидного кварца, в кварцевом цементе рудных брекчий, в микрожеодах и кварцевых прожилках преимущественно в месторождениях листовитового типа.

Битумы, парагенетически связанные с ртутью, — несомненно продукты гидротермальных возгонов и экстракций из нижних горизонтов толщ нормально осадочных пород (Бабкин и др., 1972). Выделяясь близкосодейственно с главными жильными и рудными минералами, битумы образуют ореолы распространения значительно шире площади рудных залежей.

Алунификация как самостоятельный тип гидротермальных изменений известна в редкометалльных с ртутью месторождениях; в ртутном месторождении Чеппура (Камчатка) алунификация окаймляет центральное монокварцевое ядро и приурочена ко второй подзоне вторичных кварцитов. Алунификация развивается обычно по кислым, умеренно кислым и среднего состава эффузивам и образуется в ряде месторождений (Утесное, Сопка Рудная) совместно с каолинитом характерные каолинит-алунитовые надрудные шляпы мощностью до 100 м. Алунифицирующие породы, помимо кристаллического метасоматического или жильного алунита, содержат мелкозернистый кварц, чешуйчатый каолинит, апатит, циркон, рутил, пирит, серицит, а в Утеснинском месторождении — также тонкораспыленную киноварь.

Адуляризация широко развита в околожильных зонах золото-серебряных месторождений, в виде редких гнездообразных выделений (до 1 мм) и вкрапленности отмечается в рудных телах месторождения Пламенное. В некоторых месторождениях адуляр развивается главным образом метасоматически по породе, образует прожилки и зоны прожилкования, которые объединяются в протяженные (до 1 км и более) метасоматические зоны адуляризованных пород. В таких зонах адуляр встречается совместно с кварцем и серицитом и образует несколько генераций. В рудовмещающих серицитовых вторичных кварцитах месторождения Пламенное адуляр выделился позже серицита и гидротермального кварца.

В зоне гипергенеза вмещающие породы в ряде месторождений подвергались интенсивному изменению в результате разложения и окисления первичных продуктов гидротермального метаморфизма. Так, в месторождении Пламенное широко развиты рыхлые каолиноподобные скопления, состоящие из смеси глинистых, слюдяных и вторичных рудных минералов, образующихся при разложении пирита, антимонита и киновари. Вторичное происхождение имеют лимонит, различные сульфаты железа, сурьмяные охры, самородная ртуть и оксихлориды ртути. Весь комплекс гипергенных рудных минералов вместе с вторичными глинистыми, слюдяными образованиями и сульфатами железа образует на месторождении своеобразную кору выветривания мощностью до 5–8 м, но вторичные изменения отмечаются по всей глубине зоны окисления (до 50–80 м, а по зонам дробления и глубже).

В качестве примеров изменений в зоне гипергенеза рассмотрим более широко представленные лимонитизацию и сульфатизацию.

Лимонитизация — процесс, тесно связанный с вторичной аргиллизацией. Распространена повсеместно, но в значительных масштабах проявлена в породах алюмосиликатного состава. В месторождении Пламенное лимонит развивается по пириту настолько интенсивно, что пропитывает рыхлый кварц-каолинитоподобный материал делювия с характерным ярко-красным окрашиванием. Участки лимонитизации четко выделяются в виде полос и изометричных площадей размерами до первых квадратных километров. Пропитка лимонитом вмещающего материала на глубину не превышает 1–1,5 м от поверхности, ниже располагается зона (до 5–8 м) осветленных каолиноподобных рыхлых образований.

В месторождениях Верхне-Дулгалахской зоны (Холболах и др.) лимонитизация проявилась особенно заметно в участках "межслоевого" дробления и в

контурах рудных тел. В связи с незначительным распространением сульфидов железа в этих месторождениях лимонит представляет собой продукт разложения железосодержащих карбонатов. Интенсивная пропитка лимонитом многочисленных трещин и цемента в песчаниках настолько причудлива, что порода часто приобретает пятнистую (от светло-серой до буро-черной) окраску и псевдобрекчиевое сложение. Обычно трещины и пустоты выполняются буро-черным кристаллическим лимонитом в виде прожилков мощностью 0,5–1 см, в стороны от которых порода густо пропитана бурыми гидроокислами железа. В составе таких "брекчий" окисного железа содержится до 15%. Лимонитизация отмечена по всей глубине пробуренных скважин (50 м).

Основная часть лимонита образовалась, вероятно, за счет железа, привнесенного термальными источниками из глубоких горизонтов, меньшая часть – в результате разложения железистых карбонатов на месте и незначительная часть – при окислении пирита и других сульфидов железа.

Сульфатизация как гидротермальный процесс имеет самостоятельное значение в месторождениях, локализовавшихся в эффузивах кислого и умеренно кислого состава (Пламенное, Опалит, Кордеро). Процесс выражается в развитии ярозита, железо- и алюминийсодержащих сульфатов (фиброферрита, мелантерита, галотрихита, сидеротила, алуногена и др.), алунита, гипса, ангидрита, реже – барита, образующихся при разрушении первичных сульфидов, карбонатов и алюмосиликатов в зоне окисления пород благодаря специфическим климатическим условиям района (вечная мерзлота, аридный климат).

На месторождении Пламенное сульфатсодержащие минералы (фиброферрит, мелантерит, галотрихит, сидеротил, ярозит, реже – гипс) развиты в верхней окисленной зоне месторождения преимущественно в чехле рыхлых пород. По зонам нарушений сульфатизация отмечается до глубины 50 м. На одном из ртутьсодержащих рудопроявлений Охотско-Чукотского пояса (Еремин, 1974) близ современной поверхности развита мощная (10–30 м) надрудная шляпа из мономинеральных выделений алунита, ниже постепенно сменяющегося каолинитом и ангидритом с ртутным оруденением. Алунит, ярозит, гипс, барит, фиброферрит, мелантерит развиты также в зоне окисления месторождения Опалит (США).

Интересно отметить, что в ртутных месторождениях, где происходила интенсивная сульфатизация пород, кроме киновари, довольно широко развиты самородная ртуть, оксихлориды ртути (терлингуант, эглестонит, каломель), а в месторождении Кордеро (США) – кордероит, образующий промышленные залежи над опалитовой покрывкой. Все это дает основание считать интенсивную сульфатизацию в ртутнорудных районах важным поисковым признаком.

СООТНОШЕНИЕ ОКОЛУРУДНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ И ОРУДЕНЕНИЯ

Пока еще мы располагаем малым количеством фактического материала, чтобы говорить о генетическом родстве ртутного оруденения с определенными типами метасоматических пород. Чаще всего тесные пространственные связи ртутных руд с измененными породами определяются общностью структурных факторов, т.е. такие связи – парагенетические. Тем не менее можно утверждать, что в более растянутом по времени и значительном по масштабам гидротермальном процессе основная часть рудной минерализации генетически связана с эволюцией тех растворов, которые вызывали гидротермальные преобразования вмещающей среды. Как правило, такие преобразования происходят вдоль крупных зон разломов или протяженных вулкано-тектонических структур – производных глубинных процессов Земли.

В настоящее время многие советские и зарубежные исследователи считают, что рудоотложение протекает на фоне одновременного регионального гидротермального метаморфизма, генерирующие очаги которого имеют глубинный характер. Этот вывод применим прежде всего к вулканическим районам, в которых вулканизм, гидротермальная деятельность и оруденение иногда пара-

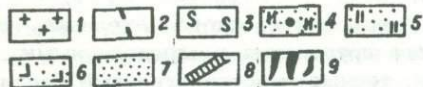
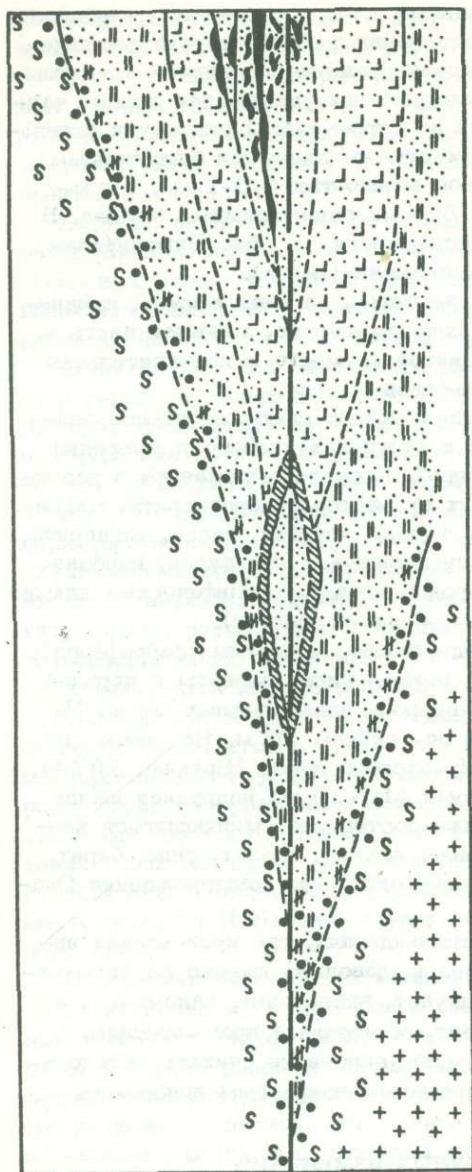


Рис. 49. Поперечный вертикальный разрез через одну из рудоносных зон ртутного месторождения Чемпура (по Г.М. Власову и М.М. Василевскому, 1964)

1 - неизмененные кварцевые диоритовые порфириды; 2 - рудоконтролирующие нарушения; 3 - зоны гидротермального изменения (3 - пропилитизации, 4 - пиритизации с бейделитизированной гидрослюдой, 5 - серицитизации с окварцеванием, 6 - диккитизации и каолинизации с кварцем, 7 - окварцевания - монокварцитовое "ядро"); 8 - жильный кварц; 9 - киноварь

генетически связаны (Аверьев, 1966). По мнению Р.А. Еремина, В.И. Найбо-родина и А.А. Сидорова (1967), в вулканических толщах Охотско-Чукотского пояса редкометальное оруденение сопряжено со следующими разновидностями измененных пород: 1) среднетемпературными пропилитами и гидротермальными кварцитами гипабиссальных фаций и 2) низкотемпературными пропилитами, гидротермальными кварцитами и аргиллизитами субвулканических и приповерхностных фаций.

Рудные тела в ртутных месторождениях (по тому фактическому материалу, которым мы располагаем) сложены обычно кварц-серицитовыми, кварц-гидрослюдисто-глинистыми вторичными кварцитами и аргиллизитами - в вулканитах, интенсивно диккитизированными, окварцованными и брекчированными листвени-тами - в карбонатных толщах.

Соотношения этих гидротермальных изменений с рудами отражены в табл. 3. В общей зоне гидротермальных изменений названные метасоматиты занимают центральные ее части и контролируются разрывными нарушениями. Та-

кие метасоматиты обычно типичны для стадии кислотного выщелачивания, которая начинается региональной пропилитизацией и заканчивается формированием существенно кварцевых, кварц-слюдистых, кварц-диккитовых (или каолининовых) и кварц-карбонатных фаций.

В завершающие фазы кислотного выщелачивания происходит рудоотложение, во время которого окolorудный метаморфизм имеет избирательный характер - образуются прожилки и гнездообразные выделения гидромусковита, иллита, каолинита, адуляра, диккита, сидерита, доломита, халцедона.

Наличие тонкорассеянной, иногда до эмульсионной вкрапленности и микровключений киновари и антимонита в гидромусковите и каолините месторождения Пламенное, колломорфной киновари в прожилках диккита на месторожде-

нии Звездочка, тонкорассеянной киновари в халцедоновидном кварце в Тамватнейском и кальците в Гал-Хайском месторождениях указывает до некоторой степени на их близкоодновременное выделение.

Вывод о том, что рудогенез в месторождениях Северо-Востока СССР протекал в завершающие фазы гидротермального процесса и существенным образом связан с кварцевым метасоматозом, подтверждается также развитием гидротермальных кварцитов, аргиллизитов, опалитов в районах молодой и современной вулканической деятельности (Камчатка, Калифорния), где связь ртутного оруденения с такими породами более отчетливая. Тесная связь ртутного оруденения с монокварцитами (опалитами) наблюдается на месторождении Чемпура (рис. 49).

VI

ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

При металлогенических построениях и рудноформационном анализе, помимо выявления закономерностей размещения ртутных месторождений и изучения вещественного состава руд и измененных пород, детально описанных в предыдущих разделах работы, особое значение приобретает рассмотрение условий образования месторождений: геологоструктурных, физико-химических и других, а также проблемных вопросов — связь ртутного оруденения с магматизмом, с оруденением другого формационного состава, возраст и источник ртути. Однако здесь необходимо отметить, что, несмотря на длительную историю изучения геологии и генезиса ртутных месторождений, мы еще очень далеки от полного и всестороннего понимания этих вопросов, несмотря на их исключительную научную и практическую важность.

В изучении генезиса ртутных месторождений большое значение имеют исследования А.А. Саукова, В.И. Смирнова, В.А. Кузнецова, В.Э. Пояркова, В.П. Федорчука, П.В. Бабкина, Н.А. Озеровой, З.В. Сидоренко, В.И. Бергера, К. Краускопфа, Э. Бейли, Д. Уайта и многих других. Почти однозначно установлено, что практически все ртутные месторождения имеют гидротермальный генезис и относятся к классу низкотемпературных гидротермальных, в меньшей степени — газовой-гидротермальных проявлений. В. Линдгрэн, Ч. Парк и Р. Мак-Дормид считают ртутные месторождения эпитермальными, а В.И. Смирнов и В.П. Федорчук выделяют среди них гидротермально-вулканогенные и телетермальные генетические группы. По мнению В.Т. Сургай, В.М. Попова и других, некоторые ртутные месторождения — собственно осадочные образования. З.В. Сидоренко также предполагает, что часть месторождений Лево-Сакинджинского узла эпигенетически преобразована и регенерирована гидротермальными растворами из первично-осадочных.

Прежде чем перейти к анализу основных генетических проблем ртутного оруденения (связь с магматизмом, возраст и источники рудного вещества), рассмотрим влияние геологоструктурных и физико-химических условий при формировании ртутных месторождений.

ГЕОЛОГОСТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

РОЛЬ ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ

Выше отмечалась роль крупных региональных разломов в размещении ртутного оруденения. Большинство их ориентировано обычно в направлении главной складчатости. Подобная генеральная ориентировка блоков и разделяющих их разломов нередко в миниатюре повторяется в рудных полях и месторождениях.

В пределах региональных зон разрывных нарушений выделяются районы с высокой степенью насыщенности ртутной минерализацией, которые рассматриваются как рудные узлы или рудные поля, в понимании В.М. Крейтера (1956).

Рудные узлы с месторождениями и рудопроявлениями ртути расположены в определенных геолого-тектонических условиях. Часто они приурочены к местам пересечения продольных, т.е. согласных ориентировке основных тектонических элементов, разломов, обычно контролирующих ртутоносные зоны, поперечными разрывами. Особенно благоприятны для рудоотложения участки сопряжения краевых зон вулканогенных поясов с мощными разломами складчатых областей, проникающими в основание полей вулканитов. Во многих случаях рудные узлы встречаются в районах затухания или разветвления крупных систем разрывных нарушений.

Несмотря на то, что образование рудных узлов и их место предопределяются в первую очередь пересечением или сопряжением крупных разноориентированных и различных по своей природе структур, они отличаются друг от друга строением, типами месторождений, геохимическими чертами и т.д.

Рудные узлы в пределах жестких массивов. Ртутное оруденение в этих районах обычно размещается в краевых частях массивов и лишь иногда проникает по крупным разломам (зонам активизации) во внутренние части структур. На положение месторождений большое влияние оказывают структуры экранирования в тесном сочетании с крутопадающими нарушениями. Экранирующую роль здесь выполняют крупные пологопадающие зоны надвигов (тектонические экраны), а также определенные по составу пласты или толщи пород (литологические экраны). Зоны надвигов нередко ориентированы под острым углом или поперек к рудоконтролирующим структурам (разломам), отделяющим жесткие массивы от складчатых областей. В местах их сопряжения и формируются рудные узлы. Часто надвиги являются тектоническими контактами двух литологически разнородных и разновозрастных толщ. Представители этого типа рудных узлов – Верхне-Тасканский, Лево-Сакинджинский на Северо-Востоке СССР и ряд узлов вокруг Юконского массива на Аляске.

Структуры экранирования, определяющие положение отдельных месторождений внутри рудных узлов, образуются и при переслаивании различных по составу пород, особенно известняков, доломитизированных известняков, доломитов, мергелей, алевролитов и глинистых сланцев. При этом рудо локализуящими бывают пласты известняков и их доломитизированные разности, а экранирующую роль выполняют горизонты глинистых пород – алевролитов, глинистых сланцев, мергелей. Отдельные месторождения тяготеют к зонам крутопадающих нарушений, к местам пересечения ими приядерных и осевых частей пликативных структур. Последние чаще всего представлены куполовидными складками, реже – линейными. Вследствие неоднократного переслаивания различных по составу пород возможен многоярусный тип оруденения. Как известно, подобные месторождения В.П. Федорчук (1964) относит к ваньшаньскому типу, широко проявленному в Средней Азии и Китае.

Рудные узлы в складчатых системах. Условия нахождения месторождений ртути в складчатых системах самые разнообразные. Геологические особенности рудных узлов мало зависят от возраста складчатых систем. Существенные различия между ними выражаются лишь в их геохимической специализации: в кайнозойской системе в отличие от мезозойской комплекс металлов, сопутствующих ртути, разнообразнее. Рудные узлы в складчатых областях чаще всего развиваются вдоль крупных зон разломов, обычно в местах их пересечения поперечными нарушениями, иногда на участках разворота главных складчатых и разрывных структур. В зонах разломов месторождения группируются вдоль одного нарушения или серии нарушений, входящих в их систему. При этом все они как бы нанизаны на нарушения, оперяющие под углом, чаще острым, главную тектоническую зону.

Иногда нарушения, к которым приурочены месторождения, имеют согласное простирание с направлением основных разломов и, очевидно, сопрягаются с ними на глубине. В данной ситуации ртутное оруденение образует не узловые скопления, а отдельные кулисообразно расположенные и протяженные полосы или рудные кулисы вдоль главной рудоконтролирующей зоны разломов. Такие примеры кулисообразного распределения проявлений ртути широко известны

в центральной части Корякского нагорья и в районах Калифорнии. Иногда месторождения ртути концентрируются в районах изгиба основных направлений складчатости. Так, Палянский рудный узел на Чукотке и рудные узлы бассейна р. Кускоквим на Аляске находятся на участках изменения главного северо-восточного простирания структур мезозойд на субмеридиональное и северо-западное.

Рудные узлы в вулканических поясах. И здесь ртутное оруденение контролируется разрывными нарушениями. Рудные узлы находятся также в местах пересечения продольных и поперечных разломов. Однако главная роль принадлежит различного рода вулканоструктурам. На примерах месторождений Пламенное и Матачингайское Северо-Востока СССР и ряда месторождений Запада США видно, что месторождения тяготеют к краям крупных вулканотектонических впадин и прогибов (размеры в поперечнике до 10–20 км). Часто ртутные проявления находятся и во внутренних их частях, в местах небольших осложняющих поднятий или блоков, ограниченных разрывными нарушениями.

В пределах вулканических поясов имеются и положительные вулканоструктуры, контролирующее размещение ртутных месторождений. К ним относятся куполовидные поднятия, формирование которых тесно связано с субвулканическими телами и малыми интрузиями среднего, чаще – кислого состава. Интрузивы обычно занимают приадачные участки поднятий. Вулканоструктуры нередко располагаются цепочкой вдоль зон крупных разломов. К этому типу рудных узлов относятся Чимчемемельский, Чемпуринский на Камчатке, район Опалит в США. В рудных узлах вулканических поясов очень часто ртутная минерализация тесно связана с эпитермальным золото-серебряным оруденением, с которым находится в самых различных количественных соотношениях.

Рудные узлы в *гипербазитовых поясах* группируются вокруг различных по размерам гипербазитовых массивов. Главная роль в локализации проявлений ртутной минерализации принадлежит их тектоническим контактам. В большинстве случаев массивы представляют собой протрузии, выведенные на дневную поверхность в результате неоднократных тектонических подвижек. Внедрение массивов гипербазитов в холодном состоянии вдоль зон глубинных разломов обусловило их сложное блоковое строение. Иногда вдоль тектонических ограничений отдельных блоков внутри массивов, особенно сохранивших над собой покровы вмещающих пород, также развиваются проявления ртути. В районе Тамватнейского рудного узла в Корякском нагорье проявления ртути сосредоточены в зоне контакта гипербазитового массива и во вмещающих его терригенных отложениях. Проникновение ртутного оруденения во внутренние части массива гипербазитов наблюдается в районе Матачингайского рудного узла (Чукотка) и в калифорнийских месторождениях (Нью-Альмаден, Нью-Идрия).

РОЛЬ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД В ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ

Важность изучения физико-механических свойств горных пород при рассмотрении условий формирования рудоконтролирующих структур и локализации оруденения отмечали многие исследователи (Смирнов, 1954; Крейтер, 1956; Розанов, 1961; Никифоров, 1969 и др.). Среди различных физико-механических свойств пород пористость играет существенную роль. С целью изучения пористости из различных ртутных месторождений было отобрано около 250 проб.

Результаты измерения пористости Палянского месторождения приведены в табл. 4.

Возможно, что залегающие в Западном блоке покровы андезито-базальтов с эффективной пористостью 1,14% были распространены далее к востоку и экрановали оруденение.

Вмещающие штокерковую залежь горизонты флишоидного переслаивания алевритов и сланцев практически не отличаются по своей пористости (3,16–3,31%), даже процессы оруденения не изменяют ее (пористость оруденелых

Таблица 4

Эффективная пористость пород и руд месторождения Палянское

Горизонт	Порода (разрез)	Число проб	Пористость эффективная	
			пределы	средняя
Надрудный	Флишоидное переслаивание алевролитов и песчаников	4	2,09-3,75	3,16
	То же, с оруденением	2	2,62-4,28	3,30
Основной рудовмещающий	Равномерное переслаивание алевролитов. и песчаников	3	2,95-3,44	3,16
	Рудная брекчия этих пород	4	2,64-5,44	4,14
Надрудный	Алевролиты	3	2,91-3,64	3,31
	Углисто-глинистые сланцы	3	2,96-3,77	3,30
Рудная топча	Песчаники	7	1,79-3,78	2,60
	Песчаники оруденелые	3	3,92-7,33	5,18
Подстилающий	Переслаивание алевролитов и песчаников	2		3,07

прослоев песчаника из этого горизонта 3,30). Основная масса оруденения здесь приурочена к брекчиям, эффективная пористость которых 4,14%. Для рудной залежи в зоне взброса экранирующими являются углисто-глинистые сланцы, средняя эффективная пористость их 3,30% (рудовмещающих милонитов зоны взброса 4,34% и оруденелых песчаниковых брекчий 4,82%). Наименьшей пористостью обладают неизмененные песчаники (2,60%). Сильно раздробленные, полубрекчированные и оруденелые песчаники имеют наибольшую пористость (5,18%).

Таким образом, результаты измерения пористости пород и руд месторождения Палянское, а также его структура свидетельствуют о наличии нескольких различных экранирующих горизонтов, которые в сочетании с разрывными нарушениями создавали ловушки, благоприятные для разгрузки гидротерм и образования рудных столбов.

Для пород месторождения Пламенное выполнено более 100 определений эффективной пористости и объемного веса (табл. 5).

Из этих данных видно, что эффективная пористость подстилающих крупнопорфировых липаритов почти равна пористости экранирующих мелкопорфировых и флюидалных липаритов, рудовмещающих туфов и туфолов - в 2-2,5 раза больше.

Метасоматическое изменение пород резко меняет их пористость. При одногипных гидротермальных изменениях пористость крупнопорфировых липаритов, туфов и туфолов значительно увеличивается, в то время как мелкопорфировых и флюидалных липаритов резко уменьшается (при окварцевании или каолинитизации) или немного повышается (при серицитизации). Отношение пористости

Таблица 5

Объемный вес и эффективная пористость пород месторождения Пламенное

Порода	Число проб	Объемный вес	Эффективная пористость	Горизонт
Неизменные мелкопорфировые липариты	4	2,45	2,73	Экранирующий
Слабоизменные мелкопорфировые липариты	3	2,47	4,35	"
Сильноизменные мелкопорфировые липариты	6	2,48	-	"
Неизменные туфолавы и туфы липаритов	9	2,43	5,68	Рудовмещающий
Слабоизменные туфолавы и туфы липаритов	7	2,42	11,7	"
Богатые руды с адуляром	7	2,58	8,12	"
Руды с каолинитом	13	2,56	4,35	"
Неизменные крупнопорфировые липариты	9	2,45	3,25	Подстилающий
Слабоизменные крупнопорфировые липариты	8	2,47	5,10	"

экранирующих монакварцитов, развитых по мелкопорфировым липаритам, к пористости оруденелых туфов и крупнопорфировых липаритов колеблется в пределах 1 : 3-3,5 : 2-2,5. По-видимому, для месторождения Пламенное это - оптимальное условие при рудоотложении.

Наложение рудной минерализации приводит в общем к незначительному увеличению объемного веса, о чем можно судить по разнице между объемным весом монакварцитов с бедным оруденением и богатых руд с адуляром (2,55 и 2,58). В то же время эффективная пористость пород при рудном процессе несколько снижается (11,7 и 8,12%), а при наличии в рудах каолинита уменьшается еще больше.

На Тамватнейском месторождении общая пористость серпентинитового перидотита 3,24%, эффективная 2,68%; в результате дальнейшей серпентинизации порода становится более пористой (5,17 и 3,91%, соответственно).

В Средней Азии и на Алтае (Чаган-Узун, Чонкой) на некоторых ртутных месторождениях лиственитового гипа наблюдалась серпентинизация основных эффузивов, сменяющаяся при дальнейшем развитии процесса лиственитизацией. Эффективная пористость основных эффузивов 0,6-1,9%, серпентинитов, образовавшихся по эффузивам, 0,8-2,1%, лиственитов - от 1,2 до 4,9%. Увеличение пористости при серпентинизации отмечается достаточно определенно, ее разные абсолютные значения определяются различием исходных пород (перидотиты -

в первом случае, эффузивы - во втором). Снижение эффективной пористости при лиственитизации отмечается для месторождения Чонкой (с 6,3 до 4,83-5,34%), причем оптимальные значения эффективной пористости, особенно благоприятные для локализации ртутного оруденения на этом месторождении, равны 2,5-3% (Никифоров, 1969).

На Матачингайском месторождении лиственитового типа (Чукотка) листвениты имеют самую меньшую пористость - общая 2,64%, эффективная 0,85%, а серпентинизированные породы - соответственно 5,14 и 4,56%. Отсутствие тектонических подвижек в предрудную стадию не привело к дроблению или брекчированию лиственитов, что могло бы повысить их проницаемость. Поэтому наиболее богатые руды встречены не в самих лиственитах, а в их краевых частях или в серпентинизированных породах.

На месторождениях Якутии (Звездочка, Холболох), относящихся к типу линейных зон дробления и расположенных преимущественно в песчаниковых породах, наиболее яркая черта в поведении пористости - ее увеличение от периферии к центральной части рудоносной зоны (табл. 6). Увеличение порис-

Таблица 6

Пористость вмещающих пород и руд месторождения Звездочка

Порода	Число проб	Объемный вес	Пористость			
			общая		эффективная	
			пределы	средняя	пределы	средняя
Неизменные кварц-слюдистые песчаники	3	2,63	2,51-2,52	2,51	0,96-1,41	1,18
Слабоизмененные карбонат-кварц-слюдистые песчаники	6	2,56	1,04-1,90	1,49	0,94-1,75	1,28
Карбонатизированные песчаники						
на поверхности	10	2,69	1,36-2,58	1,96	0,80-1,92	1,30
на глубине 10-20 м	4	2,61	2,06-2,84	2,57	1,20-2,28	1,67
Диккитизированные и окварцованные песчаники						
на поверхности	5	2,61	3,11-5,02	4,09	1,99-4,38	3,25
на глубине 10-20 м	7	2,53	4,72-6,77	5,38	4,43-6,31	5,02
Песчаники с диккитом и киноварью						
на поверхности	2	2,41	5,61-6,30	5,95	5,14-5,89	5,51
на глубине	4	2,53	4,30-6,27	5,84	4,11-6,22	5,41
Те же породы, измененные, иногда с киноварью	3	2,62	2,24-4,36	3,18	2,01-4,09	2,86
Неизменные или слабоизмененные алевролиты и алевропесчаники	4	2,63	2,02-2,80	2,77	0,37-1,48	1,03

тости вызвано процессами гидротермальной переработки пород: диккитизация и окварцевание увеличивают пористость исходных пород в 2-3 раза, а наложение рудной минерализации — еще более. Последнее, судя по преобладанию брекчиевых текстур руд, связано с интенсивной тектонической переработкой измененных пород, особенно если процессы окварцевания были широко и интенсивно развиты, как на месторождении Холболах.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Наряду с общегеологическими факторами в расшифровке генезиса ртутного оруденения важное место занимают физико-химические условия формирования месторождений, рассмотренные ниже.

ФОРМЫ ПЕРЕНОСА И ОТЛОЖЕНИЕ РТУТИ

Вопрос о формах и механизме переноса ртути в гидротермальных растворах наиболее сложен в изучении генезиса месторождений и пока еще окончательно не решен.

Первые сведения о формах переноса ртути были получены экспериментальным путем. Исследования ряда авторов (Christy, 1879; Кнох, 1906; Сауков, 1946; Dickson, Tunell, 1958, 1959; Dickson, 1964 и др.) однозначно показали, что ртуть в виде сложного комплексного сульфидного иона переносится щелочными растворами. Эти данные долгое время служили основой для объяснения генезиса ртутных месторождений.

Ряд авторов (Barns a.o., 1967) на основании экспериментального измерения растворимости киновари в водных сульфидных растворах при разных температурах, давлениях, концентрациях и pH убедительно доказали, что перенос ртути в виде сульфидных и бисульфидных комплексов возможен в наиболее благоприятных геологических условиях, при нейтральной или щелочной pH в диапазоне температур 100-200°C; давление при этом не играет никакой роли. Отложение киновари происходит при перенасыщении раствора киноварью, что достигается понижением температуры (только для бисульфидов) или pH, окислением и разбавлением. Комплексы ртути с NH_4Cl в бисульфидных растворах мало вероятны, по крайней мере до температуры 200°C.

К.В. Краускофф (1951), рассматривая все возможные растворы, способные переносить ртуть при температуре выше 250 и давлении более 30 атм и отлагать киноварь при соответствующих физических и химических изменениях, пришел к выводу, что перенос ртути может быть осуществлен в виде: а) комплексного сульфидного иона в истинных слабощелочных растворах, б) летучего хлорида, в) паров ртути и г) в метастабильных условиях в коллоидных или перенасыщенных растворах.

Выводам Краускоффа близки представления А.Н. Моисеева (Moiseyev, 1968). Этот автор на основе данных геологического и геохимического изучения группы рудопроявлений Уилбер-Спрингс, имеющих результаты термодинамических вычислений и других характеристик убедительно показал, что существенные количества ртути этого района связаны с термальными водами источников, которые могли переносить ртуть: 1) при температуре ниже 100°C в виде сульфидного комплекса близнейтральными и щелочными растворами; 2) при температуре свыше 250°C — в виде хлоридного комплекса кислыми растворами при низком содержании сероводорода; 3) при других температурах (100-250°C) — в виде коллоидов, газовой фазы и даже в адсорбционном состоянии. Осаждение киновари происходило в основном двумя путями: а) из истинных растворов в результате падения температуры, изменения pH, разбавления, изменения концентрации растворов и б) из перенасыщенных или коллоидных растворов при их коагуляции.

Ж.А. Томпсон (1954), изучавший перенос и отложение ртутных руд на месторождении Терлингуа, указывает, что рудообразующий раствор был жидким или представлял собой смесь жидкости и пара, содержащую серу, хлор, железо, аммиак, ртуть. Отложение происходило на глубине более 300 м при давлении около 300 атм и температуре порядка 200°C; pH раствора более 6, т.е. близкая к нейтральной. На самых глубоких горизонтах месторождения ртуть переносилась в виде пара и летучего хлорида совместно с серой и сероводородом. На меньших глубинах большая часть газа конденсировалась в ртутьсодержащий близкий к нейтральному раствор преимущественно натрий-хлоридного состава. Смещение и разбавление раствора метеорными водами привели к перенасыщению и, возможно, к образованию коллоидных растворов, из которых и осадилась основная масса киновари. Самородная ртуть, часть киновари и, по-видимому, некоторые хлориды ртути — продукты газо-паровой смеси, сопровождавшей гидротермальный раствор. Главными факторами, которые обусловили осаждение киновари из растворов на месторождении, были: понижение температуры и давления, выпаривание и конденсация, разбавление, реакция с боковыми породами, перенасыщение растворов.

На перенос ртути кислыми или близонейтральными растворами, содержащими мало сульфидов, указывали многие геологи (Уайт, 1959; Henderson, 1969; Айдиньян, Озерова, 1968; 1969; Смирнов и др., 1972 и др.). Д.Э. Уайт считает кислые и умеренно кислые воды термальных источников наиболее вероятными рудоносными флюидами, из которых осаждались главные массы киновари в большинстве ртутноносных районов Калифорнии и Невады. Н.Х. Айдиньян и Н.А. Озерова на основе данных, полученных при изучении изотопного состава серы сульфатов и сульфидов в районе современных ртутьнесущих Апапельских источников на Камчатке и вулкана Менделеева на о. Кунашир, пришли к выводу о возможности миграции ртути не только в виде щелочного сульфидного комплекса, но и в виде других форм: сульфатной, хлоридной, карбонатной, газовой-ртутной и так далее, связанными с отделением ртути при диагенезе-эпигенезе морских осадков и дальнейшем участии ее в гидротермальном процессе.

Некоторые исследователи (Pollock, 1944; Смирнов, 1945) предполагают также коллоидную форму переноса ртути. Поллок утверждает, что сульфид ртути в конечные стадии переноса находился в растворе в коллоидном состоянии и осаждался из коллоидных растворов. Он приводит экспериментальные данные, показывающие, что коллоидные растворы сульфида ртути, образовавшиеся при быстром разбавлении или нейтрализации щелочного сульфидного раствора, могли быть стабильными по крайней мере до 100°C и в присутствии электролитов. Ртутные руды, состоящие из киновари, микроскопические кристаллики которой вкраплены в опал и халцедон, Поллок рассматривает как одно из доказательств переноса ртути в коллоидном состоянии. Кремнезем при этом играл роль защитного коллоида.

В.П. Федорчук (1969) допускает, что начало формирования некоторых сурьмяно-ртутных месторождений, происходило при участии газовой фазы или перегретых газово-жидких эманаций при температурах 300–700°C. По его мнению, такой генезис имеют отдельные участки вулканогенных месторождений, содержащих высокие аномальные концентрации самородной ртути (например, Итомука в Японии, Пламенное на Чукотке).

В результате исследований последних лет установлена возможность переноса ртути и в иных формах. Так, А.Л. Павлов (1968) считает, что ртуть может мигрировать в кислых растворах при положительных значениях окислительного потенциала в виде простых катионов (галогениды ртути) или комплексных соединений типа HgCl_4^{2-} . Д.Э. Уайт (1970) указывает на способность ртути к образованию комплексных соединений с аммиаком. Частая связь месторождений ртути с проявлением газообразных, жидких и твердых углеводородов позволяет предполагать образование и перенос определенного количества ртути в виде металлоорганических комплексов. По данным ряда американских исследователей, частично рудоносными растворами были нефтяные и погребен-

ные рассолы Калифорнии, активизированные очагами вулканической деятельности. Этому выводу не противоречит и мнение А.А. Саукова (1966), который полагает, что в качестве рудотранспортирующих могут выступать глубинные подземные воды в осадочных толщах, подвергшиеся нагреву до температуры 200°С и выше.

По Д.С. Коржинскому (1953, 1957), основные носители рудного вещества — глубинные сквозьмагматические растворы (флюиды), кислотность в которых во времени и по мере передвижения в высокие горизонты земной коры менялась от щелочной до кислотной, нейтральной и снова щелочной.

Нам представляется, что все рассмотренные формы переноса и отложения ртути имелись при эндогенном ртутном рудогенезе. Однако на каждом конкретном месторождении механизм переноса и отложения ртути был сугубо индивидуальным. На одних месторождениях транспортировка рудного вещества осуществлялась преимущественно в истинных гидротермальных растворах в виде сульфидных комплексов (месторождения с крупнокристаллическим выполнением киновари), в других заметную роль играли газово-жидкие растворы, эманации, различные паро-газовые смеси и коллоиды (преимущественно в месторождениях с метасоматическим замещением). Обычно вторая группа агентов переноса более характерна для начальных (в вулканогенных месторождениях, по-видимому, и конечных) стадий формирования месторождений, протекавших при относительно высоких температурах.

Преимущественно низкие температуры и небольшие глубины рудообразования, отмечающиеся в большинстве месторождений, все же позволяют предполагать, что жидкая фаза растворов преобладала в зоне отложения киновари. На Палянском, частично — Пламенном и на многих месторождениях лиственитового и опалитового типов гидротермальные растворы на завершающей стадии рудообразования, очевидно, были коллоидными. Колломорфные руды на месторождении Палянское встречаются довольно часто, а на Пламенном, Чемпуринском, группы Опалит, Тамватнейском, Нью-Идрия и других присутствует халседоновидный кварц с тонкорассеянной киноварью. Коллоидные растворы могли образоваться при быстром разбавлении или нейтрализации ювенильного раствора метеорными водами вблизи зоны рудоотложения. В этих месторождениях, особенно на ранних и завершающих стадиях формирования, некоторая часть руд, вероятно, образовалась в результате воздействия на вмещающие породы ртутьсодержащих водных паров, находящихся в надкритическом состоянии.

В значительных объемах газово-жидкие эманации могли возникнуть при резком усилении фумарольной деятельности или в случае вскипания горячего флюида при встрече его с более холодными метеорными водами. Площадное "пропаривание" вмещающей среды газово-жидкими эманациями подтверждается наличием скрыто- и тонкокристаллических (до кремневидных) руд с многочисленными микропустотами, возможно газово-взрывного происхождения. В таких рудах обычно пылевидная киноварь и антимонит густо пропитывают породу. На возможность формирования части руд Пламенного месторождения из парово-газовой смеси впервые указал В.П. Федорчук (1964).

Формы переноса ртути гидротермальными растворами в месторождениях были различными. Так, для Пламенного месторождения и ему подобных (Опалит, Кордеро, Чемпура) наиболее вероятные агенты переноса — комплексные сульфидные ионы в истинных слабощелочных — нейтральных растворах, комплексы летучего хлорида, пары воды или паро-водяная смесь с небольшим количеством других летучих компонентов, в частности ртути. Отложение пирита-марказита на протяжении всех стадий гидротермального процесса свидетельствует о постоянном притоке серы и, следовательно, основном переносе ртути в виде комплексных сульфидных ионов.

Преобладающий мономинеральный состав руд указывает на образование их из малокомпонентных "отсепарированных" растворов, содержащих лишь минимум рудообразующих элементов: в основном ртуть, иногда сурьму, железо, мышьяк, примеси золота и серебра.

Более сложно и длительно происходило формирование месторождений листовитового типа и залегающих в карбонатных толщах в зонах вулканической деятельности. Можно предполагать, что основная масса киновари осадилась в ранние стадии рудогенеза из щелочных или близких к нейтральным низкотемпературных растворов, в которых ртуть находилась в виде комплексных ионов. Позднее, в период вулканической активизации, произошел значительный разогрев гидротермальной системы. Нагретые растворы, встречаясь с холодными метеорными водами, окислялись, бурно вскипали, образуя паро-водяную или паро-газовую смесь. Наличие в некоторых месторождениях хлоридов, теллуридов ртути, самородной ртути, флюорита, "пенистых" жил свидетельствует об участии в переносе рудного вещества газовой фазы. На завершающих стадиях рудообразования, особенно вблизи поверхности, температуры были невысокие, усилилась деятельность термальных источников, что способствовало образованию коллоидов, органических соединений, а в ряде районов — и нефтепроявлений.

Как видно из сказанного, на перенос и осаждение киновари влияют главным образом падение температуры, изменение кислотности — щелочности, концентрации растворов, наличие коллоидов и органического вещества, поэтому данным факторам ниже уделяется должное внимание.

КИСЛОТНОСТЬ—ЩЕЛОЧНОСТЬ РАСТВОРОВ

Качественно кислотность—щелочность растворов (рН) можно определить по составу подстилающих, рудовмещающих и экранирующих пород, околорудных метасоматитов и жильных минералов. Циркулируя через вмещающие толщи, гидротермальные растворы вступают с ними во взаимодействие и изменяют свою рН, как правило, приближая ее к нейтральной или близкой к нейтральной в случае контрастных кислотных характеристик боковых пород и проходящих через них растворов. Так, например, алюмосиликатная среда обычно понижает рН щелочных растворов и мало влияет на кислотность — щелочность существенно кислых флюидов; карбонатные толщи, наоборот, нейтрализуют любую кислоту и практически не изменяют рН в щелочных растворах.

Особенно резко изменяется рН в присутствии таких реагентов—окислителей, как железо, углекислота, хлориды, кислород и др. Если принять во внимание также часто наблюдаемое близповерхностное рудоотложение, при котором интенсивно проявляется окисляющее действие метеорных вод и кислорода воздуха, то общей тенденцией рудообразующего процесса можно считать раскисление гидротермальных растворов на определенных стадиях их эволюции, что и подтверждается практически во всех месторождениях образованием зон кислотного выщелачивания (окварцевания, каолинизации, алунитизации, опалитизации и т.д.). Интенсивное осаждение продуктов кислотного метасоматоза, вероятно, нередко приводило к понижению кислотности растворов и их перенасыщенности (особенно в условиях экранирования) вследствие перехода в раствор оснований и щелочей. В этом случае новые порции глубинных рудообразующих растворов могут иметь щелочную реакцию и отлагать рудное вещество.

Таким образом, в процессе формирования месторождений кислотность—щелочность гидротермальных рудообразующих растворов претерпевала, по-видимому, неоднократные колебания. Пульсирующий характер изменения кислотности—щелочности растворов при гидротермальном метасоматозе и рудогенезе обоснован термодинамическими и экспериментальными исследованиями И.П. Щербаня (1968).

Несколько иную трактовку режима кислотности постмагматических растворов приводит Д.С. Коржинский (1957). Как уже указывалось выше, он считает, что кислотность—щелочность раствора в процессе гидротермальной деятельности изменяется от ранней щелочной (послемагматогенной) через кислотную (кислотное выщелачивание) до поздней щелочной (осаждение) стадии и завершается стадией остаточных нейтральных растворов.

Стадийность минералообразования, основанную на теории кислотности—щелочности, В.А. Жариков (1967) объясняет тем, что анионы (кислотные ком-

поненты) перемещаются быстрее катионов (основания), в результате чего возникает опережающая волна кислотных компонентов, которая увеличивается, достигает своего максимума и постепенно уменьшается. Рудоотложение происходит при нейтральном состоянии растворов – от стадии выщелачивания до стадии осаждения.

Изменение кислотности-щелочности растворов в процессе рудообразования можно проследить, анализируя вещественный состав и последовательность выделения минеральных комплексов ртутных месторождений, залегающих в различных толщах: терригенных, карбонатных, вулканогенных, в ультрабазитах и т.д.

На месторождениях вулканогенной группы (Пламенное, Чемпура, Опалит) в дорудный этап общее окремнение и окварцевание пород происходили в слабкокислой среде при общем усилении кислотности растворов. Нарастание волны опережающей кислотности способствовало интенсивному выщелачиванию пород. К концу дорудного и началу рудного этапа кислотность раствора достигла максимума, в это время образовались монокварцевые зоны с почти полным выносом щелочей и слабых оснований. Последующее снижение кислотности благоприятствовало осаждению гидрослюды, каолинита и диккита. Выпадение киновари и антимонита происходило, по-видимому, уже в нейтральной или слабощелочной среде.

На Палянском месторождении в начале дорудного этапа гидротермальные растворы были щелочными и из них отлагались карбонаты. Усиление кислотности сопровождалось обильным прокарцеванием пород, что привело к образованию прожилков кварца, халцедона и опала с рудной минерализацией (возможно, галенита, сфалерита (?), пирротина, халькопирита, пирита). Этот процесс продолжался и в начале рудного этапа. Некоторое снижение кислотности способствует образованию диккита. Перенос и отложение киновари происходили, судя по парагенезису минералов, сначала преимущественно из слабкокислых или нейтральных растворов одновременно с осаждением основной массы диккита, реже – барита, позже – из слабощелочных растворов совместно с анкеритом, кальцитом и железистым доломитом. Кислотность-щелочность гидротермальных растворов в процессе рудообразования значительно колебалась, что подтверждается парагенезисом и тесным сростанием таких минералов, как кварц, железистый доломит, кальцит и диккит. Наблюдающееся некоторое различие в химизме гидротермальных растворов для Пламенного и Палянского месторождений можно объяснить различием состава вмещающих пород.

На месторождениях, расположенных в терригенных толщах (Звездочка, Олюторское, Ляпганай, Ред Дэвл), судя по зональному распространению минеральных комплексов, характер рудоносных растворов менялся в пространстве и во времени. Так, если учесть, что доломит и кальцит – одни из самых ранних минералов и занимают нижние горизонты рудных тел, то можно предположить, что в начальный момент рудоносные растворы, очевидно, были щелочными или слабощелочными; рН суспензий этих доломитов варьирует в пределах 7,8–9,6. Экспериментальные работы, проведенные А.И. Тугариновым, В.Б. Наумовым и Чжань-Ень (1963) по карбонатным растворам, определяют поля устойчивости сидерита при рН до 8,2 и доломита – до 11,7. Температурные интервалы устойчивости этих минералов не превышают, соответственно, 300 и 550⁰С. Учитывая, что олюторский доломит – железистый и образовался при температурах порядка 150–200⁰С, условия отложения его будут характеризоваться рН от 8,2 до 11,7.

Далее рудоносные растворы, вероятно, постепенно переходили в слабкокислые, о чем свидетельствует преимущественное выделение диккита, рН суспензии которого 6,4–6,9. Главная масса киновари выделилась, вероятно, из нейтральных, возможно слабкокислых растворов одновременно с отложением кварца и диккита. Поскольку вместе с киноварью ассоциирует железистый доломит, предположительно можно говорить, что растворы, из которых отлагались доломит и киноварь, были нейтральными или слабощелочными. Присутствие в месторождениях прожилков позднего кристаллического безрудного кальцита свидетельствует об отложении его в стадию остаточных нейтральных растворов (по Д.С. Коржинскому, 1957).

Условия выпадения киновари из слабокислых до нейтральных растворов отмечал В.Т. Сургай (1954) для месторождений ртути Средней Азии.

На некоторых месторождениях Камчатки, Британской Колумбии и Калифорнии рудоотложение связано с деятельностью термальных источников кислого состава. Имеются косвенные признаки, указывающие на подобные условия формирования рудных залежей в пределах Тамватнейского рудного узла. Здесь вдоль северной тектонической зоны контакта массива гипербазитов действуют сероводородные источники, отлагающие травертины, характерные для районов современного вулканизма (Камчатка, Калифорния). Рудные залежи представлены кремневидной массой, состоящей из опала, тонко-мелкозернистого кварца и халцедона, похожей на опалиты горячих источников Калифорнии. Зональность в рудных телах участка Основного Тамватнейского месторождения, выражающаяся сменой на глубину киноварных руд сульфидами железа, напоминает зональность, установленную на Камчатке в кальдере Узон А.Л. Павловым и Г.А. Карповым (1972). Ими обнаружено, что растворы горячих источников на низких горизонтах отлагают сульфидные руды (пирит, марказит), выше — реальгар, еще выше с ростом кислотности — киноварь.

Таким образом, геологические условия локализации руд в Тамватнейском районе не исключают возможности участия в их образовании термальных источников — отголосков недавней вулканической деятельности.

Данные по замеру рН суспензий киновари из некоторых месторождений Северо-Востока СССР показывают значения, близкие к 7,0 (Пламенное, Паянское 7,0, Олюторское, Матачингайское 6,6 — 6,8; Сэбик — 7,2, Северное 7,6); рН антимонита Пламенного месторождения 6,6—7,4. Значения рН суспензий жильных минералов рудных зон колеблются в пределах: каолинит и кварц 6,6—6,8, дикцит 6,4—7,7, гидромусковит 6,8—7,0, сидерит 6,2—6,4, доломит 7,6—7,8, кальцит 7,6—8,0, брейнерит 7,6. Эти данные также косвенно подтверждают наш тезис о том, что гидротермальные растворы, формировавшие ртутные месторождения Северо-Востока СССР, имели слабокислый, нейтральный и слабощелочной состав.

ТЕМПЕРАТУРА И КОНЦЕНТРАЦИЯ РАСТВОРОВ ПРИ РУДООБРАЗОВАНИИ

Исследованиями температурных условий формирования продуктивных ассоциаций ртутных месторождений установлено, что рудоносные растворы имеют относительно низкую температуру. Температура гомогенизации и декрепитации непосредственно в киновари из ряда месторождений Северного Кавказа (Труфанов, 1968), Алтае-Саянской области (Васильев, Оболенский, 1968; Хайретдинов, Моторина, 1968) ни в одном замере не была выше 250°С. По экспериментальным данным, при высоких температурах киноварь переходит в метациннабарит — кубическую модификацию киновари. Одни геологи (Allen а.о., 1912) оценивают температуру перехода в 386°С, другие (Treadwell, Schaufelberger, 1946) — в 400°С. Инверсионная точка может быть значительно ниже, если перекристаллизация осуществляется в кислой среде или в присутствии таких примесей, как дисульфид железа и сульфид цинка (по Dickson, Tunell, 1958, до 240°С). Тот факт, что почти во всех ртутных месторождениях встречается не метациннабарит, а киноварь, устойчивая при низких температурах, несомненно свидетельствует об относительно слабо прогретых рудоформирующих средах.

В.П. Федорчук (1969) считает, что ртутно-сурьмяные месторождения могут формироваться при температуре от 0 до 500—600°С. Отложение киновари в современных термальных источниках (Апальель, Сальфер-Банк, Уилбер-Спрингс, Амеди и др.) происходит при температурах от 40 до 100°С. Отмечается также увеличение температуры в источниках с глубиной (в Сальфер-Банк на глубине 140 м температура достигает почти 300°С).

В результате изучения методами гомогенизации и декрепитационного анализа газово-жидких включений в кварце, кальците, киновари и антимоните,

проводившимся для ряда месторождений Северо-Востока СССР, были получены дополнительные данные о температурах формирования ртутно-сурьмяных руд.

Во всех изученных образцах выделяются три группы газовой-жидких включений: первичные, мнимовторичные и вторичные. Первичные включения, как правило, согласуются с кристаллическими направлениями в отдельных зернах, подчеркивая зоны их роста. В некоторых зернах первичные включения расходятся веерообразно пучками от корневой части кристалла вверх и в стороны по направлению роста минерала. Облик первичных включений в кварце закономерно изменяется от внешних зон кристаллов к внутренним, становясь все более простым и идиоморфным. Во внешней зоне форма включений часто неправильная, иногда с резкими апофизами и усложненным рельефом поверхности; кроме того, включения значительно уплощены. Во внутренних зонах включения обычно объемны и отражают форму минерала-хозяина.

Мнимовторичные включения обычно сгруппированы в короткие цепочки, расположенные по залеченным трещинам, не выходящим за пределы минерала. Морфология включений разнообразна, однако включения правильных очертаний доминируют над остальными. Вторичные включения приурочены к хорошо выраженным трещинам, секущим минерал или агрегат минералов в различных направлениях. Форма включений чаще неправильная, хотя иногда встречаются включения, являющиеся негативным отображением минерала-хозяина.

Отчетливо выделяется еще одна группа включений, характеризующаяся различным наполнением и соответственно различными температурами гомогенизации. Эта группа, вероятно, фиксирует минералоотложение в момент вскипания растворов, при резком падении давления в системе.

По агрегатному состоянию все включения — газовой-жидкие или существенно жидкие с достаточно высоким наполнением, не менее 70%. Размеры их обычно 0,003–0,01 мм, редко больше (до 0,04–0,05 мм). Отсутствие во включениях кристаллической фазы свидетельствует о сравнительно низкой концентрации растворов, принимавших участие в минералообразовании.

В результате изучения гидротермально измененных липаритов месторождения Пламенное установлено, что в новообразованиях дорудного кварца, развитых по трещинам порфировых выделений, присутствует большое количество газовой-жидких включений с температурой гомогенизации 150–120°C.

Начало отложения продуктивного кварца приходится на интервалы температуры 250–210°C, конец — на 130–120°C. Оптимальные условия кварцеобразования на месторождении, судя по гомогенизации наиболее часто встречающейся группы мнимовторичных включений, — температура 170–150°C. Осаждение из растворов киновари происходило при более высоких температурах, что видно по результатам декрепитационного анализа киновари (200–180°C). Вероятно, температуры декрепитации киновари близки температурам рудоотложения, поскольку диссоциация киновари при значительном нагреве (свыше 237°C) существенно сдвигает интервал декрепитации влево. Антимонит, часто встречающийся на месторождении вместе с киноварью и отложившийся из растворов несколько ранее ее, декрепитирует при 180–160°C.

Разогрев растворов при формировании продуктивных ассоциаций, по-видимому, связан с более быстрой циркуляцией их в зонах интенсивного дробления и брекчирования и вскипанием в результате смешения с холодными метеорными водами. Кроме того, повышение температуры минералообразующих растворов осуществлялось, возможно, и в результате взаимодействия их с вмещающими породами, при котором процесс преобразования ряда минералов происходит с экзотермическим эффектом (Эллис, 1965). Повышало температуру и наличие газовой фазы в растворах, связанной с усилением вулканической деятельности.

Сходные температурные условия формирования характерны для минеральных ассоциаций месторождений Палянское. Температура гомогенизации первичных газовой-жидких включений в кварце дорудной ассоциации 174–150°C, вторичных газовой-жидких включений 130°C. К началу проявления рудной стадии произошел разогрев гидротермальных растворов не менее чем до 100°C. Обра-

зование кварца рудной ассоциации в верхних частях месторождения осуществлялось при температуре 235–180°С, а на глубине 100 м от поверхности – при 255–230°С. Киноварь из этих же растворов (по результатам декрепитационного анализа) осаждалась при 220–180°С.

Согласно экспериментальным данным, самородный мышьяк из гидротермальных растворов выпадает при температурах ниже 200°С в присутствии сильных восстановителей (Сергеева, Ходаковский, 1969). Таким образом, минералотермические данные соответствуют экспериментальным. С глубиной температура рудообразующих растворов увеличивается, что может служить критерием наличия прямой вертикальной температурной зональности оруденения в этом месторождении.

Формирование месторождений Корякско-Камчатской складчатой области проходило при относительно низких температурах. Изучение первичных включений в кальците дорудной стадии Олюторского месторождения позволило сделать вывод, что он выпадал из низкоконцентрированных растворов в интервале 130–120°С. Продуктивный комплекс этого месторождения, судя по мельчайшим включениям в кварце, сформирован из более охлажденных растворов, при температуре 90–80°С. Температуры образования кварца установлены по кривым для визуального определения температур по соотношению жидкой и газовой фаз включений (Ермаков, 1950).

Сходными температурными условиями образования характеризуется и другое проявление ртути – Дружное, расположенное в этом же регионе. Процесс минералообразования здесь начинался с отложения безрудных кальцитовых жил и прожилков из растворов с температурой 170–135°С, а рудоносный кварц, содержащий существенно жидкие включения, формировался при более низких температурах – ниже 90–80°С.

В месторождении Гал-Хая кальцит выделился при температурах 190–150°С, в Северном – при 150–120°С, в Сэбик – при 120–110°С. Относительно высокие температуры гидротерм на Галхайском месторождении сохранились на протяжении всего процесса формирования кальцитовых жил и прожилков: для группы вторичных включений в изученном кальците получены довольно устойчивые значения температур, достигающие 200°С. Рудоотложение на всех месторождениях этой группы протекало при более высоких температурах. Декрепитационным анализом киновари из месторождений Северное и Сэбик установлен интервал температур 220–200°С. Полученные температуры были, очевидно, оптимальными для отложения киновари из растворов. Однако присутствие в этих месторождениях, а также на Урультунском твердых битумов (антракосолита), флюорита может свидетельствовать, что на определенных стадиях формирования руд температуры были значительно выше, не менее 250–300°С.

Таким образом, проведенные термоминералометрические исследования показали, что формирование основных масс ртутного оруденения происходило из гидротермальных растворов относительно низких концентраций при температурах 255–80° и, возможно, ниже. Полностью укладываются в этот интервал и температуры, установленные по методу декрепитации. Полученные декрепитограммы свидетельствуют об относительно стабильных температурных условиях отложения киновари на всех изученных месторождениях в интервале 220–180°С. Киноварь в месторождениях, приуроченных к карбонатным толщам, отлагалась из гидротерм температурой 300–200°С. В Охотско-Чукотском вулканогенном поясе этот процесс происходил в несколько большем интервале (от 300–400 до 180°С).

Не исключено, что поступающие к месту разгрузки гидротермальные растворы имели более низкую температуру и ее повышение происходило при взаимодействии с вмещающими породами. В это время перекристаллизация ряда породообразующих минералов приводила к разогреву растворов.

Немногочисленные наблюдения температур минералообразования с глубиной дают основание предполагать существование на месторождениях ртути Северо-Востока СССР вертикальной температурной зональности. Естественно, эта зо-

нальность нуждается в дальнейшем изучении, поскольку открывает большие перспективы в научном и практическом отношении.

Большинство ртутных месторождений монометалльны, основной носитель ртути в рудах — киноварь. Простота минерального состава руд ртутных месторождений может свидетельствовать об их образовании из малокомпонентных "отсепарированных" растворов, содержащих ограниченное число элементов. Основные элементы — ртуть, сера, иногда сурьма; элементы-примеси — железо, цинк, свинец, мышьяк, серебро и некоторые другие.

Анализ распределения минералов в рудах и измененных породах позволяет считать, что основная масса минералов сформировалась в результате перераспределения химических элементов вмещающих и подстилающих пород. В процессе формирования рудных тел происходит заимствование из вмещающих пород тех или иных химических элементов. В терригенных породах это алюминий, кремний, кальций, магний, железо, калий, в карбонатных — кальций, магний, углекислота, железо, в эффузивных — алюминий, кремний, магний, железо. Из серпентинитов и листвениитов заимствуются железо, магний, кальций, никель, кобальт, хром, титан.

Изучая вещественный состав большого числа ртутно-сурьмяных месторождений, В.П. Федорчук (1964) также пришел к выводу об ограниченном количестве привнесенных элементов и зависимости минерального состава руд от состава вмещающих пород. Ссылаясь на анализы жидкой фазы газово-жидких включений из кристаллов кварца, он делает предположение о довольно низкой степени концентрации ртутоносных растворов. На низкую концентрацию ртути в современных гидротермах указывают Н.Х. Айдиньян и Н.А. Озерова (1968), допускающие возможность выпадения ртути из гидротерм при концентрации порядка 10^{-5} г/л.

Д.Э. Уайт (1970), анализируя данные изучения природных термальных вод Калифорнии, Новой Зеландии и других районов, наиболее тесно связанных с месторождениями ртути и ныне действующих, также указывает на низкую концентрацию ртути в них.

РОЛЬ КОЛЛОИДОВ В РУДООБРАЗОВАНИИ

Как уже отмечалось выше, основная масса ртутных руд отлагалась из истинных растворов относительно низкой концентрации. Однако детальное изучение руд некоторых месторождений привело к выводу, что в гидротермальном процессе участвовали и коллоидные растворы. В противоположность выводам Поллока (Pollock, 1944) мы считаем, что коллоидные растворы появлялись в приповерхностных условиях в ходе эволюции истинных растворов в процессе рудообразования. В.Э. Поярков (1955) отмечал, что поскольку коллоидные растворы малоподвижны, наблюдающиеся иногда метакolloидные образования, очевидно, сформировались на месте. Существенную роль коллоидов, как переходного состояния рудоносных растворов в формировании не только низкотемпературных, но и средне- и высокотемпературных месторождений, подчеркивал и О.Д. Левицкий (1953). О метакolloидных образованиях киновари в рудах Терлигхайского месторождения сообщается в работе В.И. Сотникова (1962). Он пишет, что в рудах месторождения широко развиты метакolloидные образования различных минералов, что свидетельствует о значительной роли коллоидов при выпадении вещества из растворов. Образование коллоидных растворов происходило на месте отложения минералов.

В месторождениях Северо-Востока СССР (Ляпганайское, Нептун, Паляньское) наряду с обычными "нормальными" брекчиями встречаются брекчии с четко выраженной полосчатостью. Полосы расположены поперек простираения рудного тела и чаще всего дугобразно изогнуты в одну сторону. Аналогичные ритмически-полосчатые образования, по данным А.Г. Бетехтина с соавторами (1958), встречаются в различных типах рудных месторождений. Наблюдались и другого рода колломорфные структуры жильного материала. Так, в отдельных рудных телах месторождения Красная Горка (Корякское нагорье) наряду с обычными

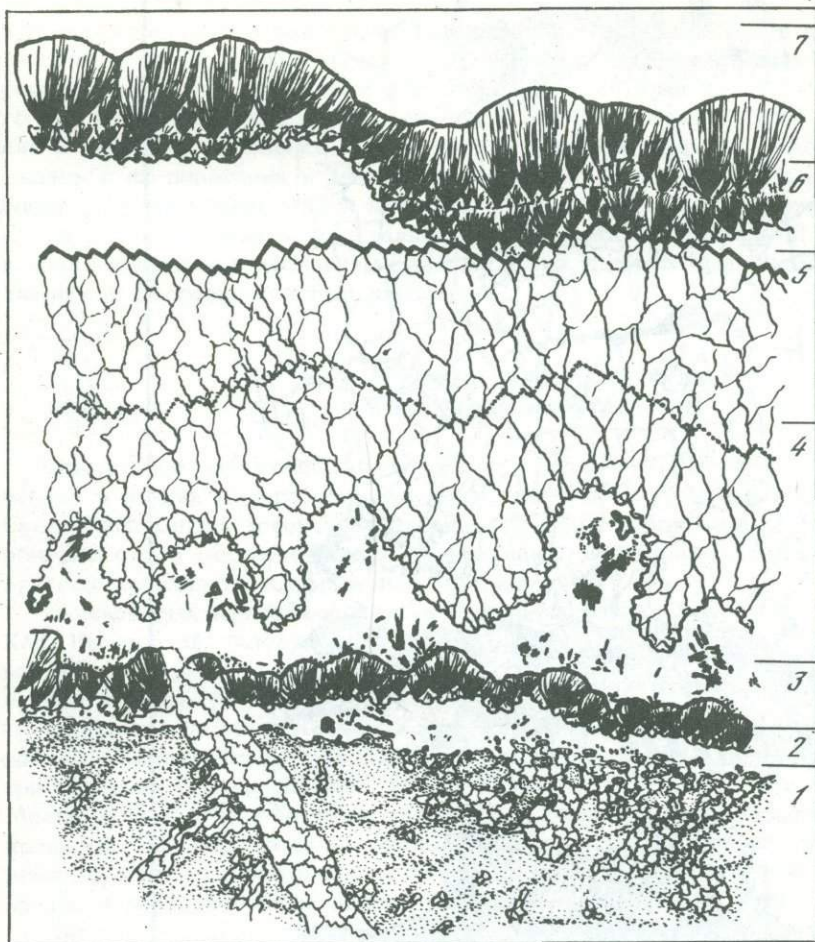


Рис. 50. Характерная для выделений из коллоидных растворов в открытых полостях каплеобразная форма поверхности образований аморфного кремнезема (слои 1-3 и 5), слой 4 - кристаллический кварц, слои 2 и 6 - халцедон, черные включения - киноварь. Деталь строения рудного прожилка, участок Мелкий, увел. 45. (По Д.Н. Федотову)

кварцевыми прожилками с киноварью встречаются своеобразные натечные формы кварца, при кристаллизации которого образовался халцедоновидный кварц с примесью киновари. Иногда видны плоские кристаллы киновари, нарастающие на поверхность образований кварца. В шлифах, изготовленных из таких натечных образований, наблюдается криптокристаллический кварц с небольшой примесью диккита, переходящий к поверхности натеков в зернистый агрегат. В месторождении Палянское в штокверке часть киноварных руд образует оторочки вокруг обломков брекчий или выделяется в виде колломорфно-полосчатых образований, что также свидетельствует об участии коллоидов в рудном процессе.

Особенно широко развиты колломорфные образования в Тамватнейском месторождении, где в дорудных жилах кварц-доломит-магнетитового состава стадия коллоидных растворов прошли магнетит и кварц. При формировании жил первым отлагался магнетит в виде тонкозернистых криптокристаллических масс, в которых разбросаны мелкие (до 0,5-0,6 мм) шарики оолитов или их скопления. В последнем случае оолиты достигают значительных размеров (до 3-4 см) и имеют четко проявленное концентрически зональное строение. По своему виду эти образования напоминают гороховый камень (Бетехтин и др., 1958).

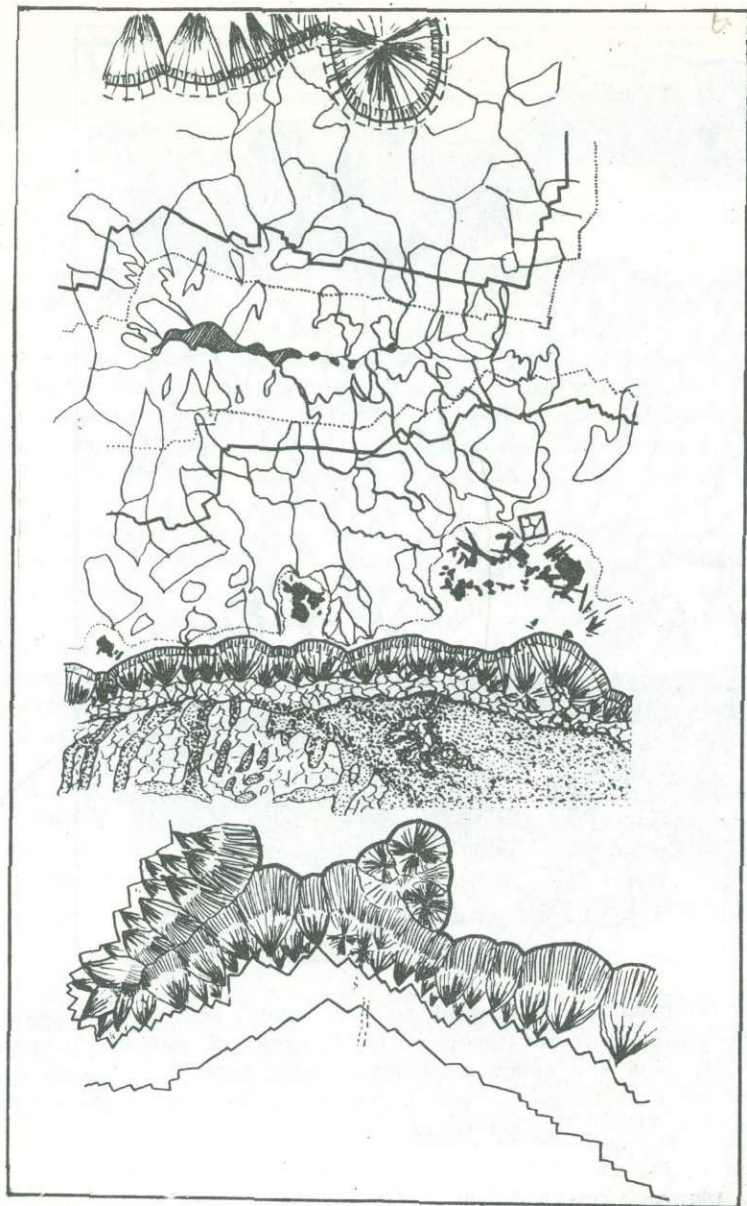


Рис. 51. Раскristаллизация геля кремнезема в халцедон (сферические образования)

Крап - листвениты, светлое в них - кварц, метасоматически развивающийся по карбонатам; сверху - зернистый кварц, в пустотках - выделения битумов (косая штриховка); черные включения - киноварь (она часто служит зародышем халцедона). Месторождение Тамватней, участок Мелкий. Детали строения рудного прожилка, увел. 55. (По Д.Н. Федотову)

Кроме описанных жил, ксломорфные формы выделения характерны для до-рудных прожилков арагонита, пересеченных кварц-киноварными прожилками, и для кремнезема. На участке Мелком в ходе формирования рудных кварц-киноварных прожилков происходила неоднократная смена отложений материала из коллоидных и истинных растворов, что видно на рис. 50 и 51.

Киноварь (ее основная масса) выделялась вместе с кремнеземом.

На участке Основном Тамватнейского месторождения подавляющая масса киновари и жильных минералов выделилась из истинных растворов. Однако

и здесь установлены факты участия коллоидов в формировании рудных тел. Так, на восточном фланге участка прожилки халцедон-киноварного состава формировались из коллоидных растворов. Здесь в отличие от участка Мелкого при раскристаллизации геля возникло большое число центров кристаллизации и халцедон выделился в виде многочисленных сфероидов. Киноварь отжималась к их периферии и раскристаллизовалась в интерстициях. В западном блоке участка рудная масса начинала формироваться из истинных растворов с выделения марказита, кристаллического кварца и киновари. И лишь иногда в конце появлялись коллоидные растворы, из которых выделялся халцедон с дисперсно рассеянной в нем киноварью.

РОЛЬ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В РУДООБРАЗОВАНИИ

Совместное нахождение органических соединений, самородной ртути, киновари и других минералов установлено для многих ртутных месторождений Советского Союза (особенно Закарпатья) и ряда зарубежных стран (наиболее обильны они в месторождениях Калифорнии). Наблюдается также тесная связь ртутных проявлений с нефтяными (Калифорния).

В некоторых месторождениях и рудопроявлениях Северо-Востока СССР (Гал-Хая, Кыттамлай, Матачингай, Дружное, Нептун, Тамватней, Мамет и др.) обнаружены твердые, а в месторождении Тамватнейском, кроме того, жидкие и вязкие битумы.

Поведение битумов в рудном гидротермальном процессе изучалось в основном на Тамватнейском месторождении. Дополнительные данные были получены при изучении рудопроявлений Мамет, Первенец и Урультунское. На участке Мелком (Тамватней) битумы отлагались в конце рудного гидротермального процесса. При формировании рудных прожилков, выполняющих трещины в лиственитах, битумы отлагались от стенок трещин к их внутренним частям. В ходе процесса периодически менялись условия отложения.

Битумы локализируются в массе кремнезема и выполняют пустоты (см. рис. 51). Иногда на стенках пустот образуются мелкие кристаллики киновари. Установлено несколько генераций халцедона, в поздних выделениях которых резко снижается содержание киновари, иногда до полного ее исчезновения. Синхронно с затуханием рудоотложения количество фиксированных битумов увеличивается вплоть до образования "монобитумных" выделений в прожилках халцедона. По-видимому, на участке Мелком мы наблюдаем верхнюю и наиболее низкотемпературную часть рудной зоны в ее вертикальном разрезе.

На участке Основном встречены как вязкие, так и твердые битумы. В зоне надвига непосредственно в рудных телах единичные находки твердых битумов были найдены в западном блоке. Чаще битумы устанавливаются за пределами рудных тел. По-видимому, они отгонялись в стороны от более прогретых участков и там фиксировались. Наибольшее количество твердых битумов найдено в выщелоченных окварцованных лиственитах. Здесь в ходе гидротермального процесса вмещающие породы были полностью окварцованы. Цементом рудной брекчия служит халцедон, в котором, кроме битумов, находятся сульфиды железа (марказит) и, реже, киноварь. В настоящее время марказит окислен и почти полностью выщелочен. Киноварь встречается спорадически в виде единичных мелких кристаллических выделений и, как на участке Мелком, ее отсутствие согласуется с повышенным содержанием битумов, которые фиксируются главным образом в пустотах кварцевого цемента. Твердая консистенция битумов объясняется, вероятно, результатом изменения их в ходе гипергенеза.

В рудопроявлении Первенец (западнее Тамватнейского месторождения) в киноварных рудах также развиты твердые битумы. Характер их выделений такой же, как на участке Основном. Они выполняют пустоты в кварцевом цементе и нередко выделяются в виде мелких (до 1-2 мм) шариков или более крупных овальных обособлений.

В рудопроявлении Мамет в рудную стадию листвениты претерпели кварцевый метасоматоз с образованием монокварцевых пород с характерной брекчиевой структурой. В кварцевом цементе брекчии, кроме рудных минералов, широко развиты твердые битумы трех генераций (Бабкин и др., 1971, 1972).

Твердые битумы (антракосолит) широко развиты в месторождениях Гал-Хая, Урультунское, залегающих в карбонатных толщах. Битумы образуют неправильной или округлой формы выделения в пустотах доломитизированных известняков; размеры выделений до 1-2 см. Битумы встречаются и самостоятельно, и совместно с киноварью и полиметаллами.

Тесная связь ртутного оруденения с твердыми и жидкими битумами, иногда с нефтью, устанавливается в ртутных месторождениях и некоторых нефтеносных районах Калифорнии.

Э. Бейли (Bailey, 1959) описал своеобразные пенистые жилы (froth veins) из некоторых ртутных рудников Калифорнии. Своеобразие этих жил заключается в том, что они состоят из плотно сросшихся сферолитов халцедоновидного кварца или опала, включающих нефть, иногда с газовым пузырьком. Часто сферолиты заполнены твердым углеводородом типа куртизита, карбонатом, опалом или же бывают пустыми. Размер отдельных сферолитов не превышает 1 мм в поперечнике.

Пенистые жилы, состоящие из опала, широко распространены, например, в ртутном руднике Аббот. Они сформировались позже, чем большинство киновареносных руд, и содержат небольшое количество киновари и пирита. В месторождении Нью-Альмаден пенистые жилы сложены преимущественно кварцем (опал находится в подчинении), размеры округлых пустот в них - до 5 мм. Они заполнены нефтью с большим, чем в месторождении Аббот, удельным весом или же твердыми битумами. Нефть, извлеченная из пустот, постепенно нагревалась до образования первого дистиллята, который был получен при 149°C. Предполагается, что это максимально возможная температура образования жил.

Э. Бейли на основании приведенных выше данных считает, что при формировании киноварьсодержащих жил было две несмешивающиеся жидкости - нефть и кремнеземистый флюид. На поверхности обособляющихся капелек нефти кристаллизовался кремнезем в виде кварца или опала, а также другие минералы, в том числе киноварь. Следовательно, ртуть переносилась в несмешивающемся кремнеземисто-нефтяном флюиде.

Как уже указывалось выше, самородная ртуть (возможно, и другие минералы ртути) присутствует в нефти, природных газах и рассолах нефтеносного поля Цимрик, расположенного в пределах округа Керн в Калифорнии. Анализы сырой нефти показывают, что она содержит значительные количества ртути, по крайней мере намного выше, чем в любых других природных жидкостях. Состав нефтяных вод района весьма схож с составом вод минеральных источников Уилбер-Спрингс. Из приведенных материалов можно сделать вывод о тесной генетической связи ртутного оруденения с определенными нефтепроявлениями.

Интересно отметить, что во всех рассмотренных районах ртутных месторождений (Палянское, Ляпганай, Гал-Хая, Урультун, Тамватней, Нью-Альмаден) ртутное оруденение локализуется в приадачных частях антиклинальных складок, особенно в местах их куполовидных поднятий. Аналогичное положение занимают нефтяные и газовые проявления. Можно высказать предположение, что для формирования ртутных месторождений большое значение имеет палеогидрогеологическая обстановка. Действительно, напорные артезианские воды, играющие важную роль в формировании нефтяных залежей, "отгоняют" нефть и битумы из пониженных участков синклиналий структур в ядра антиклинальных сооружений, особенно в куполовидные поднятия. В этом случае создаются участки, насыщенные битумами, вернее - пласты пород, пропитанные водами с той или иной концентрацией битумов. Если такой участок может служить объектом экспансии для гидротермальных растворов, несущих ртуть, то можно ожидать, что в нем, скорее всего, эта ртуть выпадает из раствора

в форме киновари. Известно (Сауков, 1946), что битумы – активные осадители ртути. Следовательно, наличие битумов в куполовидных складках является весьма благоприятным фактором для отложения ртути и формирования ртутных месторождений. На возможность локализации ртутных проявлений вокруг нефтеносных бассейнов первым обратил внимание В.Э. Полярков (1967). По Северо-Востоку СССР сведения о совместном нахождении нефтеносных и ртутных проявлений приводят Е.П. Ким, Я.Г. Москвин и В.А. Титов (1968).

Таким образом, в результате изучения поведения битумов в гидротермальном рудном процессе можно сделать следующие выводы: 1) при формировании некоторых месторождений ртути в гидротермальных растворах битумы и рудные компоненты циркулировали совместно; 2) киноварь и битумы отлагались на фоне постепенного затухания выпадения из растворов киновари и возрастания количества фиксированных битумов, что, вероятно, связано с отложением последних в самых верхних, наиболее низкотемпературных частях рудных зон; 3) наши наблюдения над последовательностью кристаллизации убеждают в том, что в ходе гидротермального процесса битумы отжимались и консервировались в пустотах позже киновари, в противоположность взглядам Э. Бейля, по мнению которого кристаллизация кремнезема из кремнеземистого флюида происходила вокруг обособившихся капелек нефти.

СВЯЗЬ ОРУДЕНЕНИЯ С МАГМАТИЗМОМ

В геологической литературе пока нет твердого мнения о связи ртутного оруденения с магматизмом. По мере накопления фактического материала меняются и взгляды исследователей на эту сложную, но очень важную проблему. Существующие представления о взаимоотношении ртутного оруденения и магматизма можно изложить таким образом: 1) связь между ртутным оруденением и магматизмом не установлена (или она отсутствует); 2) имеется парагенетическая связь; 3) имеется определенная генетическая связь.

В.И. Смирнов и Л.М. Рыженко (1958) пишут, что поскольку "... ртутные месторождения формируются на последних этапах поздней стадии развития подвижных зон земной коры, в послейнгузивное время, они не бывают связаны с какими-либо определенными интрузиями и относятся к послейнгузивным образованиям" (стр. 296). А.А. Сауков (1966) также считает, что "... ртутные месторождения могут быть связаны как с кислыми, так и с основными магмами, если они вообще с ними связаны" (стр. 457).

В.Э. Полярков (1967) отмечает, что ртуть – один из элементов дегазации мантии, в понимании А.П. Виноградова (1961), и может иметь в некоторых районах парагенетическую связь с гипербазитами и траппами. В.Т. Сургай (1954) и В.П. Федорчук (1964) в некоторых районах Средней Азии намечают парагенетическую связь ртутного оруденения со щелочными породами, особенно с дайковыми их комплексами. Ф.Н. Шахов (1966), развивающий оригинальные представления о зарождении и формировании магматических тел внутри коры примерно на том месте, где их вскрыла эрозия, полагает, что месторождения ртутно-мышьяковой формации могут быть генетически связаны с магмами как основного, так и кислого состава.

На генетическую связь эндогенного оруденения, в том числе и ртутного, с внутрикоровым магматизмом указывают Ф.И. Вольфсон и Л.И. Лукин (1966). В зависимости от глубины отделения гидротермальных растворов от магматического очага они устанавливают порядок осаждения металлов в направлении уменьшения глубины: 1) олово, вольфрам, молибден (с грейзенами); 2) железо, вольфрам, медь, молибден, свинец, цинк (в скарнах); 3) свинец, цинк, золото, серебро, олово, медь (среднетемпературные); 4) сурьма, золото, свинец, цинк, медь, ртуть (низкотемпературные). Если в одном месте находятся высокотемпературные и низкотемпературные месторождения, то такое наложение авторы объясняют опусканием (или поднятием) магматического очага относительно земной поверхности в процессе формирования оруденения.

В.А. Кузнецов и А.А. Оболенский (1970), рассматривая вопрос о связи ртутного оруденения с магматизмом, пришли к выводу, что оруденение имеет преимущественную связь с производными глубинной подкоровой базальтоидной магмы. При этом указывается не на прямую, а на отдаленную парагенетическую связь.

По вопросам связи ртутного оруденения с магматизмом в северном отрезке Тихоокеанского обрамления имеются следующие высказывания.

В.М. Мерзляков (1971) связывает ртутную минерализацию Урультунского месторождения с верхнеюрскими субвулканическими телами липаритов. В.Т. Матвеевко и Е.Т. Шаталов (1958), а также В.А. Титов (1967) считают, что месторождение Пламенное относится к сольфатарно-фумарольному типу и генетически связано с формированием липаритовой толщи. И.М. Сперанская (1967) связывает ртутную и оловянную минерализацию в Охотско-Чукотском поясе с липарит-гранитовой формацией позднемелового возраста. И.Я. Некрасов (1960), рассмотревший магматизм и вопросы металлогении северо-западной части Яно-Колымской складчатой области, пришел к выводу о тесной парагенетической связи разнообразного и по возрасту, и по составу магматизма и ртутного оруденения. Так, киноварно-баритовая минерализация присуща верхнеюрским эффузивам и связанным с ними субвулканическим образованиям. А.А. Оболенский и Р.В. Оболенская (1968), М.А. Галкин (1968) на основе современных физико-химических представлений о природе и источниках рудообразующих растворов и геологоструктурного анализа размещения ртутных месторождений Якутии и Чукотки пришли к выводу об отдаленной парагенетической связи ртутного оруденения с дайками субщелочных базальтоидных пород.

М.И. Идиксон и В.И. Бергер (1972) отмечают, что концентрации золота, олова, ртути, вольфрама и сурьмы в восточноазиатском звене Тихоокеанского пояса (без Корякии и Камчатки) ассоциируют главным образом с гранитоидными магмами и их дериватами, возникшими в позднегеосинклинальную и раннеорогенную стадии развития складчатых систем мезозой или в процессе тектоно-магматической постконсолидационной активизации. Ртутное оруденение (а также свинцовое) о. Сахалина связывается с миоценовым вулканизмом и субвулканическими телами основного состава.

Тесную пространственную связь ртутного оруденения и андезито-базальтовых интрузий Тернейского района Приморья подчеркивает В.И. Чайников (1961). Ю.Б. Сазанов (1967) отмечает своеобразный "антагонизм" в пространственном размещении ртутных рудопроявлений и мезозойских гранитоидов Приамурья. Вместе с тем автор полагает, что совмещение полей эффузивов мезозойского возраста и ртутного оруденения, вероятно, связано общностью магмо- и рудоподводящих глубинных каналов.

С жерловыми фациями липаритового комплекса (эффузивы, туфы и пемзы липаритового и дацитового состава, гранитоиды субвулканической фации и более глубинных фаций) о. Кунашир связаны серные и алунитовые вторичные кварциты с признаками ртути, золота, олова и других металлов. Продукты современных вулканических образований (покровы андезито-базальтов, субвулканические габбро и габбро-диориты) – самородная сера, алунит, гипс, колчедан, киноварь (Дуничев, 1967).

Вопросу связи оруденения с магматизмом много внимания уделяли и зарубежные исследователи: К.Д. Хьюлин, Д.Э. Уайт, Э. Бейли, А. Моисеев и многие другие.

К.Д. Хьюлин (Hulin, 1929) считает ртутное оруденение Берегового хребта Калифорнии производным верхнеплиоценового и плейстоценового базальтового магматизма. Д.Э. Уайт (1959, 1970) на основе тщательно проведенных исследований физико-химических условий формирования ртутных месторождений и термальных источников в областях недавнего и современного вулканизма в Западных штатах Америки пришел к выводу, что подавляющее большинство месторождений не имеет генетической связи с определенными магматическими (или вулканическими) очагами. По его мнению, ртутное оруде-

нение — продукт взаимодействия глубинных магматических и метаморфических процессов с гидротермальными растворами как ювенильного, так и метеорного происхождения. Роль магматического очага заключается в прогреве вмещающей среды и высвобождении заключенных в ней воды и металлов — основных компонентов рудообразующего флюида. Однако автор не отрицает также вероятности непосредственного поступления части воды и ртути в сферу рудоотложения из магматического очага, но доля такой магматогенной воды и рудного вещества, как указывает Д.Э. Уайт, невелика. Подобных взглядов придерживается А.Н. Моисеев (Moiseyev, 1971).

Можно привести еще много примеров связи ртутного оруденения с магматизмом, но и этих достаточно, чтобы понять, насколько сложна и дискуссионна затронутая проблема. Обычно ртутные месторождения как наиболее подвижные гидротермальные образования значительно удалены от магматических очагов и формируются на завершающих стадиях развития подвижных зон земной коры или в период тектоно-магматической активизации ранее консолидированных жестких структур. Поэтому трудно установить синхронность или близкую одновременность ртутного оруденения и магматических пород. Легче устанавливаются связи ртутной минерализации с другими видами эндогенного оруденения, формирующимися с тем или иным комплексом магматических пород. По этому вопросу имеются следующие данные.

Ртуть нередко является характерным элементом мезотермальных и оловорудных месторождений Яно-Колымской складчатой системы, обнаруживающих генетическую связь с гранитоидными интрузиями. В частности, в ряде рудопроявлений химическими анализами ртуть определена в заметных количествах. Обнаруживается ртуть и в мезотермальных проявлениях Чукотской складчатой системы: в россыпях и коренных проявлениях, что также свидетельствует о тесном геохимическом родстве ртути и других металлов. Поскольку имеются доказательства (Шило, Сидоров, 1967) парагенетической связи золотого мезотермального оруденения с орогенными гранитоидами или дайками кислого и среднего состава, можно говорить и о такой же связи ртутной минерализации с теми же комплексами пород. Необходимо лишь добавить, что существенные концентрации ртути (ее месторождения) часто располагаются по периферии зон с оловянным оруденением.

Связь ртутного оруденения с оловорудными проявлениями, образование которых в районах Чукотки и Колымы происходило позже формирования золоторудных месторождений мезотермального типа, устанавливается косвенно. Так, в оловянном месторождении Валькумей химическими анализами ртуть обнаружена в различных рудах в следующих количествах (в %): касситерит-кварц-турмалиновая порода 0,0005, кварц с касситеритом 0,003, касситерит в измененном граните 0,002, касситерит с кальцитом и арсенопиритом 0,03, в Телекайском месторождении: в касситерите 0,03, в хлорит-касситеритовой руде 0,02, в вольфрамите Иультинского месторождения 0,001.

Таким образом, высказанные выше соображения могут, на наш взгляд, подтверждать наличие плутоногенной ветви ртутного оруденения, которая могла обособиться в средние и конечные стадии проявления магматизма гранитоидного ряда.

На пространственную и генетическую связь ртутного оруденения Чукотки с месторождениями олова, а также полиметаллов и частично молибдена указывал В.К. Чайковский (1961). Позднее к аналогичным выводам пришли П.В. Бабкин, Е.П. Ким и А.П. Куклин (1968).

Месторождения Пламенное, Гыкарваамское, Омрелькайское и Чимчемебельское, залегающие в вулканогенных образованиях, имеют тесные геологоструктурные и геохимические связи с полисульфидными проявлениями Охотско-Чукотского пояса. Для последних предполагается генетическое родство с субвулканическими телами и малыми интрузиями (Шило, Сидоров, 1967).

У месторождений ртути Корякского нагорья каких-либо определенных связей с магматическими образованиями нет. Здесь встречаются в ограниченных количествах интрузивные комплексы пород от ультраосновных до кислых и ши-

Роко распространены эффузивы от кислого до основного состава. На этой территории не всегда удается проследить, хотя бы косвенно, связи ртутного оруденения с магматическими образованиями. Чаще наблюдается пространственное совмещение ртутных проявлений и массивов ультраосновных и основных пород с эффузивами среднего и основного состава, что также может указывать на вулканогенное происхождение некоторых месторождений (Тамватнейское, Ламутское, Ачайваямское).

На Камчатке намечается связь ртутной минерализации с вулканоплутоническими комплексами разнообразных по составу пород, но чаще всего — со средними и кислыми. На о. Сахалин ртутная минерализация на отдельных участках тесно связана с эпитермальными свинцовыми рудопроявлениями, которые В.А. Кузнецов (1964) предположительно увязывает с субвулканическими телами основного состава и эффузивами. Ю.Б. Сазановым (1967) описаны рудопроявления ртути в Комсомольском и Сихотэ-Алинском районах Приамурья вблизи оловянных месторождений (в ртутных проявлениях отмечаются касситерит и турмалин, а в оловянных — ртуть до 0,01%), тесно связанных с формированием гранитоидных плутонов. Эти примеры свидетельствуют также о родстве ртутной минерализации с оловянной, полиметаллической, а благодаря последним — и с некоторыми комплексами магматических пород.

О едином гидротермальном процессе, начало которого характеризуется образованием таких минералов, как молибденит, касситерит, вольфрамит и другие, а конец — отложением сульфидов ртути, сурьмы и мышьяка, писал еще А.А. Сауков (1946).

Геологоструктурная позиция ртутоносных площадей и месторождений, характер околорудных изменений и взаимоотношения ртутного оруденения с другими видами эндогенной минерализации позволяют пока более уверенно проводить парагенетическую (иногда и генетическую) связь ртутного оруденения с постмагматическим гидротермальным процессом. Интрузивный, эффузивный магматизм и гидротермальные метасоматиты обычно пространственно и структурно совмещены, связаны между собой последовательностью развития, а иногда и зональностью в распределении некоторых рудогенных и петрогенных элементов.

Тесную связь магматической, гидротермальной деятельности и оруденения можно наблюдать в районе месторождения Пламенное, что подтверждается следующими фактами: 1) региональный гидротермальный метаморфизм особенно интенсивно проявлен вокруг Центрального диоритового штока и Олептытынского массива, а в зоне Олептытынского разлома — в участках развития субвулканических тел и даек; 2) околорудный метасоматоз затрагивает те же площади, но проявляется локально вокруг интрузивов и в связанных с ними зонах нарушений высоких порядков; 3) отмечается пространственная зональность в распределении рудной минерализации — пирита, антимонита и киновари по отношению к Центральному диоритовому штоку; 4) установлена близость по времени образования оруденения, метасоматитов и интрузивных пород. Наиболее близкие к рудоотложению гидротермальные метасоматиты здесь — вторичные кварциты серицитовой и каолинитовой фаций, тесно связанные с формированием интрузивного купола. На рис. 52 схематично показаны взаимоотношения продуктов магматической и гидротермальной деятельности и оруденения.

Из приведенных выше соображений можно сделать следующие основные выводы.

1. Ртутьсодержащие плутоногенные месторождения обычно имеют отдаленную парагенетическую связь с конкретными магматическими телами благодаря тесной ассоциации их с золото- и оловорудными проявлениями мезотермального типа. Косвенным доказательством связи ртутных проявлений и крупных гранитоидных интрузивов является, как это ни парадоксально, их пространственная разобщенность, своеобразный антагонизм. В самом деле, если бы мы ограничились только высказыванием о посторогенном формировании ртутных месторождений, то должны были бы встречать их в гранитоидных масси-

вах, поскольку большинство их образовалось в средние и заключительные стадии орогенного развития геосинклинальных областей и к моменту проникновения гидротерм по разломам в посторогенную стадию эти массивы представляли собой (в физико-химическом отношении) обычную алмосиликатную среду, как, например, песчаники или сланцы. Однако такого положения месторождений ртути не наблюдается как в мезозоидах, так и в кайнозоидах Северо-Востока СССР и других районов. А это указывает на близкое по времени формирование гранитоидных массивов и части ртутного оруденения, но в разных местах их локализации.

2. Вулканогенные месторождения ртути более определенно увязываются с теми или иными вулканоплутоническими комплексами и сопровождающими их проявлениями гидротермальной деятельности. Эта связь подтверждается тесными ассоциациями с субвулканическими месторождениями, в рудах которых ртуть обнаруживается не только в форме изоморфной примеси в различных минералах, но и в виде киновари (рудопоявления Камчатки, Приморья, Японии, США, современные термальные источники Северной Америки, Камчатки, Курильских островов). Масштаб подобных месторождений обычно невелик, хотя могут формироваться и существенные концентрации ртути в благоприятных условиях.

3. Телемагматогенные месторождения ртути обнаруживают структурную (иногда и временную) связь с дайковыми и малыми телами основного состава, с офиолитовыми поясами и массивами ультраосновных пород, с полями эффузивов.

4. Телетермальные месторождения не имеют никакой связи с магматическими образованиями.

ЭПОХИ РУДООБРАЗОВАНИЯ И ВОЗРАСТ РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Выше неоднократно указывалось, что ртутные месторождения севера Тихоокеанского обрамления располагаются в различных по возрасту и характеру развития складчатых областях, в жестких массивах дорифейской и палеозойской консолидаций, в Охотско-Чукотском, Сихотэ-Алинском, Калифорнийском и других вулканогенных поясах. Обычно ртутная минерализация приурочивается к периферическим частям глубинных длительно развивавшихся тектонических зон, завершающих свое полное развитие на последних этапах соответствующего тектоно-металлогенического цикла. Например, тектонические зоны, ограничивающие с юго-запада Алазейско-Олойскую эвгеосинклиналь, развивались от среднего палеозоя до мела включительно.

Еще более долгоживущими являются разломы, разделяющие Омолонский массив и Алазейско-Олойскую эвгеосинклиналь, разломы вдоль зоны сочленения Верхояно-Чукотской мезозойской и Анадырско-Камчатской кайнозойской складчатых областей, заложенных в среднем девоне и активно подновлявшихся вплоть до мела включительно (Николаевский, 1964). Долгоживущими оказались разломы Камчатки, Сахалина, Северной Америки, к которым приурочиваются разновозрастные интрузивные и эффузивные образования, молодые четвертичные вулканы, районы сейсмической активности. На таких участках, расположенных, как правило, в высококонтрастных геотектонических зонах, и в настоящее время происходит формирование тектонических структур и образование ртутной минерализации.

В.И. Смирнов и Л.М. Рыженко (1968) полагают, что ртутные месторождения формируются в заключительные стадии развития подвижных зон земной коры при превращении их в платформенные области. В геосинклинальный и складчатый этапы месторождения практически не образуются. На основе этой концепции в Тихоокеанском обрамлении довольно четко можно выделить чегыре цикла тектоно-магматической деятельности, завершающие развитие подвижных складчатых систем: палеозойский, меловой, третичный и четвертичный. С

каждым из них и связано формирование основных эпох ртутного рудогенеза. При этом наблюдается смещение активности рудного процесса от более древних эпох к молодым, в направлении от континента к океану.

Палеозойский ртутный рудогенез проявился в структурах Восточного Забайкалья, в зонах обрамления Сибирской платформы, по-видимому, и в палеозойских поднятиях (Сетге-Дабанское, Тасхяхтахское, Омудевское, Куульское и др.) Колымы и Чукотки. Наличие в карбонатных голщах этих структур метасоматитов джаспероидного типа с рассеянной киноварной минерализацией подтверждает возможность выделения такой эпохи.

Меловая и третичная эпохи рудогенеза проявились наиболее полно. Месторождения этого возраста широко представлены на Северо-Востоке СССР, Дальнем Востоке и значительной площади Северной Америки. Они известны также в областях тектонической активизации древних жестких структур, где несомненно накладываются на палеозойский этап оруденения. Возможно, что часть меловых и третичных ртутных месторождений образовалась в результате регенерации палеозойских проявлений, но большая их часть связана с завершающими этапами тектоно-магматической деятельности в мезо-кайнозойских складчатых областях.

В четвертичное время рудообразование происходило в областях недавнего и современного вулканизма (Камчатка, Калифорния, о. Сахалин). Формирование большинства ртутных месторождений связано с деятельностью термальных источников.

По мнению некоторых исследователей (Билибин, 1955; Сургай, 1954 и др.), ртутные месторождения могут образовываться также в периоды геосинклинального накопления и складкообразования, однако убедительных доказательств этой точки зрения в отношении ртутного оруденения в пределах рассматриваемой части Тихоокеанского кольца не имеется. Случаи синхронного ртутного накопления и осадкообразования известны в современных озерных осадках Новой Зеландии.

Прямых данных, которые могли бы однозначно указывать на возраст ртутной минерализации, пока еще нет. Для большинства ртутных месторождений достаточно уверенно датируется лишь нижняя граница эпохи рудообразования, определяющаяся возрастом рудовмещающих пород. Очень редки случаи установления верхней возрастной границы оруденения. Как правило, ртутная минерализация — самая молодая среди других видов эндогенного оруденения и наложена на гидротермальные изменения. Поэтому для каждой ртутной провинции, рудной зоны и месторождения абсолютный возраст оруденения условен, не однозначен. Он определяется главным образом на основе общегеологических соображений — по принципу выделения для каждой провинции главной продуктивной фазы тектоно-магматической деятельности, в период которой формировались основные массы эндогенных проявлений региона. По этому вопросу имеются такие данные.

Ртутное оруденение рассматриваемой планетарной структуры более молодое, чем в других ртутных провинциях мира. Эта территория относится к альпийским провинциям. Возраст ртутного оруденения Северо-Востока СССР определяется преимущественно на основании его взаимоотношений с изверженными породами.

В мезозойской Верхояно-Чукотской складчатой области ртутная минерализация обнаружена во всех породах, в том числе и в дайках базальтоидов позднего мела.

Ртутные месторождения в Охотско-Чукотском поясе размещаются практически во всех вулканитах (как интрузивных, гак и эффузивных) за исключением условно выделяемых палеогеновых базальтов. Ртутная минерализация известна в кварцевых жилах и других гидротермальных породах, секущих ранне-меловые гранитоидные плутоны орогенного класса, и везде она — самая молодая среди эндогенного оруденения. Таким образом, возраст оруденения в Верхояно-Чукотской области и Охотско-Чукотском поясе можно считать позднемеловым — раннепалеогеновым, хотя верхняя граница оруденения остается

открытой. Такой же возраст для ртутьсодержащих проявлений Охотско-Чукотского пояса устанавливается методами абсолютной геохронологии: 68-74 млн. лет.

Формирование ртутных месторождений в каждом конкретном районе могло происходить и заканчиваться и до раннего палеогена. Поэтому время образования каждого месторождения в пределах района следует связывать с деятельностью конкретной магматической и вулканогидротермальной системы. В случае многократного проявления вулканизма в районе отложение ртути несомненно происходило в течение всего цикла вулканической и гидротермальной деятельности, но месторождение могло образоваться (точнее сохраниться), по-видимому, лишь в период самой поздней активизации вулканизма и гидротермального процесса. Ртутные скопления, образовавшиеся на ранних этапах вулканизма, вероятно вновь вовлекались в гидротермальную систему и рассеивались.

Предварительно можно сделать вывод, что большинство ртутных месторождений во внешней зоне Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и в складчатых мезозойских структурах были сформированы до палеогена, вероятнее всего - в сенон-датское время, когда магматическая активность на этой территории стала заметно ослабевать. Смещение в сеноне - дате вулканизма из внешней зоны пояса во внутреннюю способствовало, вероятно, усилению гидротермальной деятельности и рудоотложения во внешней зоне, тогда как во внутренней зоне благодаря игнимбриговому типу вулканизма происходило рассеяние ртути. Отсутствие значительных ртутных проявлений в сенон-датских и палеогеновых вулканитах Охотско-Чукотского пояса подтверждает такую точку зрения. Во внутренней зоне пояса, где интенсивная вулканическая деятельность продолжалась с апта до палеогена включительно, условия для формирования ртутных месторождений были, естественно, менее благоприятными. Более поздний (послепалеогеновый) рудогенез на территории Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, по-видимому, не проявился или проявился слабо.

Возраст ртутного оруденения восточной части Корякского нагорья изучали И.Н.Титов и Т.В.Тарасенко (1968). Нижняя возрастная граница для Найвал-Ванетатской и Энычайвеемской зон устанавливается как нижнемиоценовая по результатам определения абсолютного возраста ($25-26 \pm 4$ млн.лет) даек диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров, в которых находится ртутное оруденение. Плиоценовый или нижнечетвертичный возраст имеет месторождение Ачайваам, залегающее в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах плиоценового возраста.

На Камчатке киновар фиксируется в шлизовых пробах, взятых из четвертичных вулканогенных пород у подошвы вулканов Ича, Семьячинских, Кихпиньч, Гамчен, Зимина и др. Верхняя современная возрастная граница оруденения устанавливается в связи с обнаружением киновари в грифоне действующего Алапельского источника. Современное образование ртутной минерализации известно на действующем вулкане Менделеева (о.Кунашир; Озерова, Добровольская, 1969).

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что возраст основного ртутного оруденения при переходе от внешних к внутренним частям Тихоокеанского рудного пояса (в пределах территории Северо-Востока СССР) становится все более молодым: от верхов позднего мел-палеогена до четвертичного - современного¹.

Такая же возрастная закономерность отмечена и для ртутных месторождений Северо-Американского отрезка, где возрастной диапазон оруденения колеблется от конца мезозоя до современного.

¹ Возможность формирования палеозойских месторождений ртути пока еще только предполагается.

ИСТОЧНИКИ РТУТИ

Пожалуй, самой сложной и дискуссионной проблемой в генезисе эндогенных месторождений вообще и ртути, в частности, является проблема источников рудного вещества. В вопросе об источниках ртути и сопутствующих ей элементов нет единого мнения. Каждый исследователь, серьезно занимающийся изучением рудных эндогенных месторождений и вопросам их рудогенеза, в той или иной степени касается этой проблемы. Достаточно вспомнить уже не раз упоминавшихся в настоящей работе известных в нашей стране и за рубежом ученых металлогенистов и рудников (А.Г. Бетехтин, Ю.А. Билибин, Д.С. Коржинский, В.А. Кузнецов, В.Э. Поярков, А.А. Сауков, В.И. Смирнов, В.П. Федорчук, Ф.Н. Шахов и др.). Много внимания уделяли источникам рудного вещества, в частности ртути, зарубежные ученые (К.Ф. Краускопф, В. Линдгрэн, А.Н. Моисеев, К.Д. Хьюлин, Э. Уайт и др.).

Различные взгляды ученых на природу источника ртутного вещества можно объединить в три основных направления. Наиболее распространено мнение о глубинном подкоровом источнике ртути, связанном с базальтоидным щелочным магматизмом (В.А. Кузнецов, А.А. Оболенский, В.П. Федорчук, В.И. Смирнов), либо являющимся продуктом дегазации (А.П. Виноградов, В.Э. Поярков). По мнению В.А. Кузнецова и А.А. Оболенского (1970), мантийное происхождение ртути подтверждают следующие данные: 1) пространственная приуроченность и, возможно, парагенетическая связь ртутного оруденения с производными глубинного подкорового магматизма; 2) повышенная концентрация ртути в основных изверженных породах; 3) чрезвычайная устойчивость минерального состава ртутных руд в различных участках весьма протяженных поясов, не обнаруживающего зависимости от локальной геологической обстановки; 4) явный привнос ртути, о чем свидетельствуют мощные первичные ореолы рассеяния ртути и вместе с тем отсутствие фактов мобилизации ртути из вмещающих пород; 5) изотопный состав серы в сульфидах некоторых месторождений.

Однако, принимая главным источником ртути в рудах глубокие подкоровые очаги, авторы не исключают возможности некоторого участия в процессе рудообразования ртути, заимствованной из пород осадочной оболочке земной коры гидротермальными растворами.

Представители другого направления считают ртуть, как и большинство других халькофильных элементов, производной внутрикоровых процессов, обусловленных действием рудогенерирующего магматического очага (Ф.Н. Шахов, Л.Н. Овчинников, Ф.И. Вольфсон). По мнению Л.Н. Овчинникова (1964), важнейший, если не единственный определяющий фактор эндогенного рудообразования — такое изменение термодинамических условий, которое влечет за собой разогрев и расплавление масс вещества, содержащих рассеянные металлы. Для извлечения последних и образования месторождений необходимы строго определенные условия: 1) наличие экстрагентов—мобилизаторов и переносчиков рудного вещества; 2) возможность обработки ими больших объемов и перехода от широкого фронта рудообразования к локальной (трещиной) циркуляции растворов; 3) значительная длительность рудного процесса, соизмеримого с магматическими и тектоническими циклами. Источниками тепла и растворов Л.Н. Овчинников считает внутрикоровые магматические очаги, формирующиеся на глубинах 20–35 км.

Другая группа исследователей этого направления полагает, что некоторые ртутные месторождения могут иметь седиментационно—осадочное происхождение (Сургай, 1954; Токовенко, 1966). С целью выяснения поведения ртути в процессах осадкообразования изучался вопрос о накоплении ртути в различных осадках морских и океанических бассейнов (Озерова, Айдиньян, 1966; Озерова и др., 1969). Полученный авторами материал свидетельствует о том, что в определенных условиях (сероводородное заражение) ртуть соосаждается с тонкой фракцией (илы). В ходе диагенеза и эпигенеза происходит перераспределение ртути, и в этом усматривается возможный резерв ртути, который может переотлагаться и в некоторых случаях служить источником ртути в

гидротермальных растворах. Позже А.А. Сауков, Н.Х. Айдиньян, Н.А. Озерова (1972) отметили, что литифицированные породы в отличие от современных осадков уже не различаются заметным образом по содержанию ртути. Изучая поведение ртути в осадочном литогенезе на Русской платформе и в Восточно-Камчатском прогибе, Н.А. Озерова и Н.Х. Айдиньян (1966) пришли к выводу об отсутствии приуроченности ртути к песчаным и глинистым породам.

Благодаря экспериментальным исследованиям физико-химических процессов рудообразования и изучению ртутьотлагающих современных термальных источников появились высказывания о формировании ртутных месторождений исключительно из гидротерм, своеобразных сквозьмагматических флюидов, источник которых может быть как глубинным подкоровым, так и внутрикоровым магматическим или связанным с деятельностью глубоких подземных минерализованных вод и рассолов. Эта точка зрения нашла отражение в работах Д.С. Коржинского, В.В. Аверьева, Н.А. Озеровой, Н.Х. Айдиньян, С.И. Набоко и многих других. Весьма популярна она и у зарубежных ученых благодаря исследованиям Д.Э. Уайта, А. Моисеева, Ф. Диксона и др.

С.И. Набоко (1959, 1971) связывает метасоматоз пород и рудообразование в области недавней и современной вулканической деятельности с глубинным вулканизмом. По ее данным в вулканических эксталяциях Камчатки обнаружено 53 химических элемента, в том числе и ртуть; источником некоторых из этих элементов, в первую очередь ртути, сурьмы, свинца, является глубинная магма. Пегрогенные элементы — кремний, алюминий, кальций, магний, натрий, калий и рудные — молибден, медь, свинец и другие поступали, очевидно, из вмещающих пород.

И.И. Щеглов (1962) показал, что из Апательских термальных источников Камчатки в настоящее время выпадает киноварь, которая вместе с железными охрами отлагается на обломках окварцованных туфов в грифонах.

Киноварь известна во многих местах на Курильских островах. Она образуется сейчас в сольфатарных полях вулкана Менделеева (о. Кунашир), представляющего собой стратовулкан типа сомма-везувия с молодым экструзивным куполом кварц-оливиновых дацитов. Интенсивная гидросольфатарная деятельность в отдельных участках вулкана привела к образованию пористых опалитов, в которых киноварь присутствует совместно с мельниковитом и пиритом в виде равномерной мелкой вкрапленности (Аверьянов и др., 1967; Озерова, Добровольская, 1969). Сольфатарные поля других вулканов Курильских островов также несут ртутную минерализацию в виде киновари и метациннабарита. Кроме того, киноварь встречается в аллювии ручьев, текущих с вулканов (Неверов, Хведченя, 1966).

Отложение киновари из термальных источников особенно широко проявлено в Калифорнии и вулканических районах штата Невада, о чем уже неоднократно говорилось выше. Д.Э. Уайт, изучавший эти источники и связанные с ними ртутные проявления, пришел к заключению, что источниками ртути могут быть и магма, и гермометаморфизованные вмещающие породы, но относительная роль каждого источника изменяется от места к месту и, вероятно, не остается одинаковой в течение геологического времени. Уайт высказывает предположение о выносе ртути из осадочных пород, подвергшихся нагреванию при высоких температурах. В качестве транспортирующего флюида могли быть растворы позднемагматической стадии, воды, погребенные в ингерстициях зерен и освобождающиеся при уплотнении пород, метаморфогенные воды, возникшие в ходе перестройки гидроксилсодержащих минералов, а также метеорные воды, растворявшие разнообразные газы и затем, при повышенной температуре, реагировавшие с вмещающими породами.

А.Н. Моисеев (Moiseyev, 1971) на основе геологических, геохимических, термодинамических исследований, опираясь на теорию теплового переноса рудного вещества, рассчитал, что большая часть ртути, заключенной в рудных месторождениях США, могла мобилизоваться из осадочных пород в результате теплового прогрева их магмами.

В своих работах В.И. Смирнов, В.А. Кузнецов, Н.А. Озерова, В.П. Федорчук признают полигенный источник ртути. В.И. Смирнов (1969) выделяет три группы источников металлов в эндогенных рудных месторождениях: 1) ювенильную, связанную с подкоровой базальтовой магмой, 2) ассимиляционную, обусловленную взаимодействием с полигенной магмой земной коры, и 3) фильтрационную — продукт внемагматической циркуляции рудообразующих растворов. На ранней стадии геосинклинального развития преобладают подкоровые базальтоидные источники, на средней — коровые гранитные источники, а на поздней — металлы подкорового, корового и внемагматического происхождения, причем соотношение их для разных районов различно. В более поздней работе В.И. Смирнов с соавторами намечают ювенильно-магматическую, осадочную и осадочно-метаморфогенную группу источников (Смирнов и др., 1972). Главная масса месторождений имеет своим источником верхнюю мантию, давшую материал для формирования ювенильно-магматических растворов (флюидов).

Однако в связи с последним высказыванием возникает важный вопрос о количестве выносимого вещества из магматических очагов и, следовательно, о возможности формирования основной массы месторождений из таких растворов. Поскольку в тех термальных источниках, которые сейчас существуют, ювенильной воды обычно небольшое количество, естественно говорить, что выносимые этими источниками химические элементы обязаны главным образом деятельности метеорных и подземных вод.

Действительно, как показали исследования кислых термальных источников Исландии, выполненные Бартом, на долю воды ювенильного происхождения приходится не более 1% (Кигай, 1966). Несколько большую, но в общем незначительную (до 5%) долю отводит ювенильным водам Д.Э. Уайт (1959) для натрово-хлоридных термальных источников (например, источника Стимбот в Неваде). Как видно, доля химических элементов в гидротермальном процессе, приносимая ювенильными водами, невелика. Отсюда вытекает, что главный транспортер — метеорные и метаморфогенные воды, тогда связь с ювенильно-магматическими очагами и растворами получается не прямая генетическая, а косвенная или парагенетическая или, точнее, регенерационная. Действительно, определенный магматический очаг или их группа в этом случае должны выступать как генератор, приводящий в действие механизм движения вод, поступающих с поверхности или из других глубин Земли, которые обогащаются химическими элементами и затем выносят к местам рудоотложения.

Доминирующая роль ювенильно-магматического происхождения рудных месторождений слабо подтверждается геохимическими исследованиями. А.А. Сауков, Н.Х. Айдиньян, Н.А. Озерова (1972) и А.Н. Моисеев (Moiseyev, 1971) показали, что содержания ртути в типично глубинных производных магмы — ультраосновных, основных и Генеетически с ними связанных породах в различных геотектонических структурах (древние кристаллические щиты, зоны активизации платформ и срединных массивов, подвижные складчатые и вулканогенные пояса, океанические рифтовые зоны, кимберлитовые трубки) довольно низкие и в среднем близки к кларковым. Все это может указывать, вероятно, на низкие содержания ртути и в веществе верхней мантии. Возможно, что в процессе глубинной дифференциации происходит перемещение и перераспределение ртути, благодаря чему в лавах основного состава некоторых районов (Курилы, Камчатка, Калифорния) наблюдается привнос ртути на порядок-два выше кларкового. Заражение ртутью в целом характерно для вулканических районов, но это, очевидно, опять связано с интенсивным прогревом внутрикоровых масс вдоль ослабленных тектонических зон теплом мантийных очагов.

Наши наблюдения по некоторым районам Северо-Востока СССР дают основание считать, что в одних месторождениях источником рудного вещества могла быть магма внутрикоровых глубин, в других — подкоровые очаги. По-видимому, многие некрушные месторождения вулканогенного типа. (Пламенное,

Пыкарваамское, Чимчемемельское, Чемпура на Камчатке и др.) имеют своим источником внутрикоровый магматический очаг, который в свою очередь мог образоваться под воздействием глубинного сквозьмагматического флюида, в понимании Д.С. Коржинского (1953, 1957). С другой стороны, месторождения типа Тамватнейского, Нью-Идрия, Нью-Альмаден и других, размещение которых контролируется разрывными глубинными структурами, образованы рудообразующими флюидами подкоровых магматических очагов. В зонах глубинных разломов, сопровождаемых разновозрастным и контрастным магмагизмом, первоначальная концентрация ртути несомненно происходила в мантийных глубинах, откуда она затем поступала в коровые слои, где дегазировалась и смешивалась с растворами корового происхождения. Главная роль мантийного очага все же, по-видимому, заключается в высвобождении огромного количества тепла, способствующего разогреву внутрикоровых пород и высвобождению из них ртути.

VII

ОСНОВНЫЕ ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ РУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Поисковые критерии применительно к условиям Северо-Востока СССР освещались в работах П.В. Бабкина и Е.П. Кима (1964), П.В. Бабкина, Е.П. Кима и В.И. Копыгина (1967), И.Н. Титова и Т.В. Тарасенко (1968), а для Дальнего Востока – З.В. Сидоренко (1968). В общем они соответствуют методам поисков рудных месторождений, применявшимся разными исследователями в других районах страны (Сауков, 1946, 1966; Поярков, 1955, 1967; Федорчук, 1964; 1969), хотя и имеют специфические особенности.

Эти поисковые критерии базировались главным образом на геологоструктурных и мегаллогенических особенностях района; они включали стратиграфические, литологические, магматические, структурные, минералогические и прочие признаки регионального и локального характера. При оценке общих перспектив оруденения решающая роль отводится региональным структурным и металлогеническим факторам. В локализации рудных тел важное значение приобретают уже литологические и минералогические признаки, но и здесь определяющими в размещении рудного оруденения считаются разрывные или пликативные нарушения. В зависимости от определенного комплекса минералов выделяется минеральный тип месторождений и оцениваются его перспективы. Форма кристаллов минералов позволяет судить о глубине формирования рудных тел и их эрозийном срезе. Немаловажная роль отводится составу вмещающих пород. Например, П.В. Бабкин (1969) считает наиболее благоприятными для рудоотложения песчаники, в меньшей степени – эффузивы и туфы, а также карбонатные породы.

Наиболее надежными поисковыми критериями являются прямые признаки – присутствие киновари и руги и сопутствующих им элементов в шлихах и породах. По количественному соотношению и размерам зерен киновари в шлихах можно судить о близости коренного источника и его параметрах. В этом случае за основу оценки перспектив района принимается высказывание В.Э. Пояркова (1955) о том, что присутствие киновари в шлихе в количествах более 10–20 знаков с размерами зерен не менее 0,5 мм, как правило, свидетельствует о конкретном, локальном рудопроявлении, но не о рассеянной минерализации. Однако этот вывод на Северо-Востоке СССР полностью подтвердился лишь для районов развития терригенных толщ. В условиях локализации рудной минерализации в эффузивах размеры зерен киновари не имеют особого значения, так как в рудах, залегающих в этих породах, величина зерна киновари – обычно соевые или десятые доли миллиметра, и эти зерна вместе с породой могут уноситься на расстояние до 10 км от коренного источника.

Дополнительный анализ геологоструктурной позиции рудоносных зон и месторождений, изучение околорудно измененных пород и их физических свойств, оценка глубины формирования и вертикального размаха оруденения позволяют расширить и конкретизировать представление о прежних структурных, стратиграфических и литологических поисковых критериях и выдвинуть другие, геоморфологические и геохимические. Значение прямых поисковых признаков (наличие руды, рудных минералов, шлиховых ореолов рассеяния киновари) особых объяснений не требует. Их роль при поисках и оценке ясна и конкретна, к тому же о них много сказано в литературе.

Ниже рассматриваются некоторые косвенные поисковые признаки.

Тектонические признаки в зависимости от масштаба поисков разделены на региональные, определяющие положение рудоносных зон и рудных узлов, и локальные, влияющие на распределение рудного вещества в пределах рудных полей и месторождений. К региональным критериям относятся крупные, иногда глубинные разломы, контролирующие размещение магматических образований, вулканотектонических структур и распределение в них рудного оруденения.

Рудоносные зоны располагаются вдоль региональных разломов, обычно продольных по отношению к направлению главных структур основных геотектонических элементов. Весьма важны в этом отношении шовные разломы, проходящие по периферии вулканогенных поясов (особенно в зоне сочленения их со складчатými структурами) и по обрамлению жестких массивов, а также разломы внутри складчатых систем, разделяющие различные структурно-фациальные зоны и ограничивающие районы пологих дислокаций. Заслуживают внимания также поперечные и диагональные разрывы, связанные с формированием вулканогенных поясов. В сочетании с продольными разломами эти нарушения нередко играют основную роль в размещении отдельных рудоносных подзон и рудных узлов. Как более поздние разрывы, они способствовали вскрытию продольных разрывных систем и проникновению вдоль них гидротермальных растворов.

Особую роль разрывных нарушений в локализации месторождений полезных ископаемых отмечали В.Т. Матвеевко и Е.Т. Шагалов (1958), которые считают, что магмоподводящие разломы Охотско-Чукотского пояса в меловое время не проникали за пределы сиалической коры и лишь более молодые новейшие глубинные разломы достигали "субстрата" и служили путями подъема рудных растворов к участкам локализации месторождений. В узлах пересечения продольных разломов с поперечными и диагональными нарушениями обычно располагаются рудные узлы и месторождения. В них важную роль играют разрывы высоких порядков, особенно в участках развития благоприятных литологических горизонтов пород.

В Охотско-Чукотском вулканогенном поясе и вулканогенных поясах Западных штатов Америки, Камчатки места пересечения разломов чаще всего являются центрами вулканических извержений, вокруг которых формируются различного типа вулканоструктуры. Многие рудные месторождения приурочены к краевым частям таких вулканоструктур (Пламенное, Паляинское, района Опалит). Некоторые месторождения размещены в горстообразных поднятиях (Тамватнейское, Нью-Альмаден, Матачингайское), вулканических и интрузивных куполах (Паляинское, Чемпура, Нью-Идрия), наложенных орогенных впадинах и грабенообразных просядках (Терлингва).

Линейные складчатые структуры представляют интерес лишь в сочетании с разрывными нарушениями. Наиболее благоприятны для локализации рудного оруденения приадажные части антиклинальных складок в терригенных породах. В ядрах складок располагается большинство месторождений мезозойской (районы Центральной Якутии, Чаунской губы, Аляски) и кайнозойской (Корякское нагорье, Калифорния) складчатых областей.

При оценке рудоносности площади необходимо учитывать оперяющую сеть нарушений, которые чаще всего представляют собой приоткрытые трещины региональных разломов и вулканоструктур и нередко являются рудо локализующими. Оперяющие нарушения имеют протяженность от нескольких сотен метров до нескольких километров. С ними часто пространственно совмещены малые интрузии, субвулканические тела и дайки среднего и основного состава и рудное оруденение. Важны для поисков месторождений ртути участки стыка разломов и места их затухания (Ред-Дэвл).

Таким образом, тектоническое районирование позволяет выявить благоприятные для рудного оруденения тектонически ослабленные зоны и вулканоструктуры, в пределах которых методика поисков рудных тел подчинена уже локальным структурным факторам.

Магматические признаки. В Охотско-Чукотском и других вулканогенных поясах рудное оруденение тесно связано с процессами вулканизма

через гидротермальную деятельность. Наиболее четко оруденение и метасоматизм проявлены в продуктах "кислого" вулканизма. Последний, по представлению Е.Ф. Малеева (1967) и В.В. Аверьева (1966), отличается длительностью и интенсивностью развития (по отношению к кратковременному андезит-базальтовому вулканизму), способен вызвать мощный геологический поток и вслечь в гидротермальную систему большие объемы горных масс. Однако отдавая "кислому" вулканизму предпочтение при поисках, следует указать, что этот тип вулканизма может иметь поисковое значение только в случае, когда вулканическая форма его проявления (потоки, покровы) тесно сочетается с интрузивной (субвулканические и экструзивные тела). Обширные поля сложно стратифицированных и многократно чередующихся покровов игнимбритов с незначительным распространением в них субвулканических и экструзивных образований оказались менее перспективными для ртутного оруденения.

Благоприятны для поисков месторождений районы совместного размещения взаимосвязанных между собой продуктов "кислого" вулканизма, субвулканических тел, малых интрузий и даек основного состава. Такой контрастный набор изверженных пород в районе указывает на большую глубину заложения и длительность развития разломов, к которым эти породы приурочены, и позволяет рассматривать многие нарушения в качестве вероятных рудоконтролирующих структур. Примеры этого - рудоносные подзоны Пламенная и Пыкарваамская, ртутные районы Чемпура и Опалит. Такие месторождения ртути - типично вулканогенной рудной формации. Они образовались на глубинах до 500 м от поверхности, слабо эродированы и тесно связаны с зонами измененных пород (вторичные кварциты серицитово-каолининовой фации, опалиты), развившимися по *диаритам, туфам и субвулканическим телам кислого, умеренно кислого до среднего состава.* Парагенетическая связь продуктов вулканизма, гидротермального метаморфизма и ртутного оруденения здесь устанавливается довольно четко. Обычно эти проявления приурочены к вулканокупольным структурам и имеют зональное строение, что схематично отражено на рис. 52.

В терригенных и карбонатных толщах магматические признаки выделяются менее отчетливо. Ртутные проявления в пределах массивов гранитоидов орогенного класса, размещенных в этих толщах, полностью уступают место оловянным и золотым (золото-кварцевая формация) месторождениям. Однако в районах развития посторогенного дайкового базальтоидного или габброидного магматизма ртутные рудопроявления встречаются довольно часто (Лево-Сакын-джинский ртутный узел в Якутии, Кускоквимский район на Аляске), что может указывать на их пространственную (вероятно, и парагенетическую) связь. В области кайнозойской складчатости ртутное оруденение пространственно нередко приурочено к интрузивным комплексам и эффузивам от основного до кислого состава и телам гипербазитов, сопровождающим зоны глубинных разломов. Но здесь также не удается проследить, хотя бы косвенно, связь ртутного оруденения с *магматическими образованиями.* Все это дает основание говорить об отсутствии непосредственной связи ртутного оруденения с магматизмом как в пределах Корякского нагорья, так и в других районах Тихоокеанского рудного пояса. На Камчатке иногда намечается связь ртутной минерализации с вулканоплутоническими ассоциациями разнообразных по составу пород, но чаще со средними и кислыми их разновидностями.

Из приведенных в предыдущей главе высказываний о связи ртутного оруденения с магматическими породами можно сделать следующие выводы: 1) отсутствие пространственных связей ртутного оруденения с близкими по возрасту гранитоидами орогенного класса можно объяснить наличием вокруг массивов полей повышенного температурного градиента и связанной с этим "отгонкой" ртути в области слабого прогресса; однако возможность существования парагенетической связи с магматическими образованиями этого типа нельзя полностью отрицать, в чем нас убеждает присутствие ртути в рудах золотых и оловянных месторождений, ассоциирующих с некоторыми плутонами; 2) месторождения ртути в вулканических полях более определенно увязывается с вулканоплутоническими комплексами; эта связь надежно прослеживается через

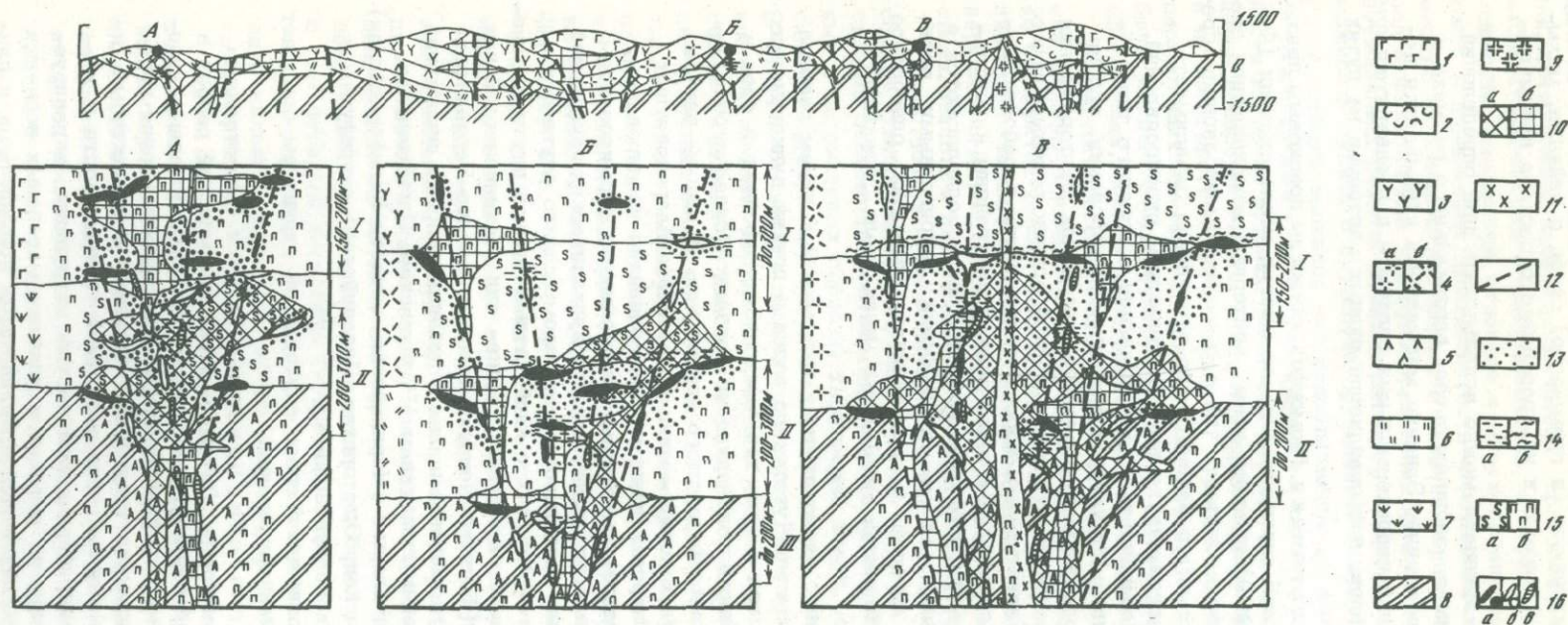


Рис. 52. Схема вертикальной зональности и взаимоотношений магматизма и оруденения в районах месторождений ртути Омрелькайское (А), Пыкарваамское (Б) и Пламенное (В). (По В.И. Копытину)

Верхний мел: 1 - преимущественно андезиты и андезито-базальты; 2 - преимущественно витрофирры, витролипарты и игнимбриты (на разрезе); *нижний мел:* 3 - андезиты, дациты и туфы вороньинской свиты; 4 - липарты (а) и игнимбриты (б) пыкарваамской свиты; 5 - андезиты и дациты каленьмуваамской свиты; 6 - липарты и туфы алькаквуньской свиты; 7 - нерасчлененные эффузивы и туфы кислого и умеренно кислого состава; 8 - верхнетриасовые и нижнемеловые терригенные и туфо-терригенные отложения; *магматические образования:* 9 - гранитоиды чукотского комплекса (на разрезе); 10 - субвулканические тела и экструзии кислого (а) и основного (б) состава; 11 - позднемеловые малые интрузии и дайки сложного состава; 12 - разрывные нарушения; 13 - зоны кварц-серицитовых метасоматитов; 14 - зоны монокварцитов (а) и гидротермальных аргиллизитов (б); 15 - зоны осветленных (а) и процилитизированных (б) пород; 16 - рудные тела: ртутные (а), сурьмяные (б), ореолы золотой минерализации (в). Римские цифры - возможные этажи оптимального ртутного оруденения. Геологический разрез сделан через Пегтымельский вулканогроби

субвулканические, чаще всего комплексные золото-серебряные с ртутью месторождения; 3) телетермальные и особенно телемагмагенные месторождения обнаруживают лишь пространственную (и временную) связь с дайками, малыми интрузиями и массивами основного и ультраосновного состава преимущественно щелочного ряда.

Локальные магматические признаки можно использовать при определении возраста оруденения, величины эрозионного среза, вертикального размаха и глубины формирования месторождений. Влияние магматизма сказывается нередко в подготовке рудонесущих гидротермальных систем — в предварительном прогреве рудоподводящих каналов, дифференциации рудных растворов на путях их циркуляции.

Геоморфологические признаки. Геоморфологическим поисковым признакам ранее уделялось очень мало внимания. Однако многие исследователи (Федорчук, 1964; Никифоров, 1969) придают этим критериям немаловажное значение. Н.А. Никифоров, например, считает, что в современном эрозионном срезе большинства рудоносных структур района видна отчетливая зависимость между степенью эродированности структуры и количеством рудопроявлений, имеющих выход на дневную поверхность. Месторождения согласного типа обнаруживаются преимущественно в структурах полного экранирования, эрозия которых не пошла глубже продуктивного горизонта, тогда как месторождения секущего типа известны и на участках более глубокой эрозии рудовмещающих и подстилающих толщ. Такая зависимость хорошо наблюдается в районе Пламенного месторождения, где согласные рудные залежи приурочены к контактовой поверхности крупно- и мелкопорфировых липаритов и предполагаются в подошве эффузивов на границе их со складчатыми терригенными образованиями. В липаритовых толщах и экструзивах, имеющих однородное строение и значительные мощности, возможны лишь тела трещинного типа.

Приуроченность подавляющего числа ртутных проявлений к низам разреза вулканогенных образований Охотско-Чукотского пояса и других вулканических районов позволяет сделать вывод о том, что чем глубже эрозионный срез в вулканических полях, и чем ближе к поверхности находится складчатое основание, тем район благоприятнее для ртутного оруденения. В данном случае нижние горизонты вулканогенных полей — один из наиболее благоприятных ртутоносных этажей. Также перспективны участки развития изолированных вулканических структур в пределах мезозойд, связанные с формированием Охотско-Чукотского пояса. Верхние толщи мощных вулканических накоплений вдали от магматических очагов вряд ли окажутся промышленно ртутоносными.

В собственно складчатых терригенных и карбонатных толщах ртутная минерализация чаще всего приурочена к границе средне- или верхнепалеозойских образований с мезозойскими (Таскано-Полосуенская и Западно-Верхоянская ртутоносные зоны), к межформационным зонам в районах пологих дислокаций (Брюнгадинская зона), наложенным впадинам (Раучуанская, Погынденская, Кускоквимская зоны), антиклинальным (Чиринаяская, отчасти Калифорнийская) и синклиналим (Энчайвеумская, Олжоторская, Невадийская) структурам в районах проявления субаэрального вулканизма.

Величина современного эрозионного среза ртутоносной структуры помогает рассчитать вертикальный размах оруденения.

Стратиграфо-литологические признаки играют существенную роль в качестве локальных поисковых. Литолого-стратиграфический разрез в каждой конкретной ртутоносной структуре позволяет выделить основные рудонесущие толщи, а в пределах их — и благоприятные для рудоотложения горизонты. Ртутно-сурьмяные проявления чаще всего тяготеют к контактовым поверхностям мощных вулканических покровов различной проницаемости и трещиноватости, к апикальным и периферическим частям интрузивов, экранируемых пологозалегающими эффузивами, а также к пластам массивных песчаных или карбонатных пород, перекрытых менее проницаемыми кремнистыми и глинистыми образованиями.

Большое значение с точки зрения оценки возможных коллекторских, подводящих и экранирующих особенностей пород играет изучение их физических свойств и соотношение мощностей по разрезу. Благоприятно для рудоотложения, когда вмещающие породы имеют сравнительно небольшую мощность, но высокую пористость и трещиноватость, а перекрывающие толщи — большие мощности, однородное строение и малую проницаемость. Значительная мощность и повышенная трещиноватость подстилающих толщ обеспечивают равномерную циркуляцию растворов, а наличие перекрывающих слабопроницаемых пород — необходимый для рудообразования фильтрационный эффект. Выявление в ртутносных районах таких стратиграфо-литологических особенностей дает возможность судить о ярусности оруденения. Возрастное соотношение пород в разрезах особого значения для рудоотложения не имеет.

Минерально — геохимические признаки. Многие из них можно отнести к группе прямых поисковых признаков. При поисках ртутных месторождений в первую очередь должны учитываться минеральный состав пород и руд и их парагенетические ассоциации, а также тип и интенсивность проявления окологорудных изменений. При геохимическом анализе особое внимание должно быть уделено сопутствующим ртутному оруденению элементам-примесям (сурьма, мышьяк, золото, серебро, медь, полиметаллы и др.).

Результаты исследования первичных и вторичных ореолов рассеяния ртути или элементов-индикаторов в различных породах можно использовать при оценке перспектив района как с поверхности, так и на глубину. Кроме того, изучение минеральных и геохимических ассоциаций позволяет выделить возможный минеральный тип месторождения, определить глубину его формирования и эрозионного среза, отнести к той или иной рудной формации и оценить масштабы месторождения.

Существенную роль в качестве поискового признака играет минеральный состав рудопроявлений ртути. Комплекс жильных минералов в значительной степени зависит от состава вмещающих пород. Для рудопроявлений, расположенных в терригенных породах, характерны кварц, железистый доломит (редко — сидерит) и диксит. Основная масса киновари связана с кварцем и дикситом. В отличие от широко распространенного белого крупнокристаллического (типа альпийских жил) дорудного кварца и кварца зон окремнения рудный кварц — серый ("грязный"), тонко- и мелкозернистый, нередко халцедоновидный. Диксит в рудных зонах развивается по трещинам или в виде белой массы пропитывает породу, образуя четко выраженную зону метасоматически измененных пород, ширина которой достигает нескольких метров. Аналогичным образом, но в меньших размерах формируются зоны доломитизации. Последние отчетливо выделяются благодаря яркому ржаво-бурому цвету из-за окисления железистого доломита. Рудные минералы, сопровождающие ртутное оруденение в ртутносных зонах (антимонит, реальгар, аурипигмент), обычно распространены нешироко и практически их находка совпадает с находкой самой киновари.

В рудопроявлениях, залегающих в эффузивах и туфах, главные минералы — кварц, халцедон, опал, гидрослюда, каолинит, пирит. Окисление пирита приводит к появлению желтоватых, ярко-красных или буро-красных полос, четко выделяющихся на белесом или сероватом фоне эффузивных пород. Такого рода зоны видны за десятки километров. Особенно эффектно они выглядят сверху, с самолета или вертолета (например, Пламенное месторождение).

Рудопроявления, находящиеся в карбонатных толщах, характеризуются триадой жильных минералов: кварц, кальцит, доломит, иногда к ним присоединяется флюорит.

Почти для всех месторождений и рудопроявлений (особенно залегающих в терригенных породах) характерна определенная последовательность образования минеральных комплексов, заключающаяся в том, что они выделяются преимущественно в три ассоциации: доломитовую, кварцевую и дикситовую. Главная масса киновари связана со второй и третьей ассоциациями. В связи с отмеченной последовательностью минералообразования намечается смена состава рудных тел как по вертикали, так и по горизонтали. Доломитовая зона занимает обычно самые нижние горизонты, выше располагается кварцевая и затем

диктитовая зоны. Иногда такая смена минеральных комплексов наблюдается и в горизонтальной плоскости. В этом случае можно предсказывать вероятные участки с максимальными концентрациями ртути.

Большую помощь при поисках и оценке ртутных месторождений могут оказать наблюдения над обликом кристаллов минералов. В частности, для ртутного оруденения характерна сложная форма кристаллов пирита — пентагондодекаэдрическая или кубоктаэдрическая. Кристаллы киновари в верхних частях рудных тел имеют чаще всего ромбоэдрическую или таблитчатую форму, а в более глубоких — столбчатую или переходную от ромбоэдрической к столбчатой.

Наиболее важный поисковый признак — безусловно наличие киновари в шлихах. Киноварь, как известно, мало транспортабельна из-за своей хрупкости и обнаруживается не далее 6–8 км от коренного источника. Иногда этот путь сокращается до 1,5–2 км. В условиях Северо-Востока СССР киноварь в шлихах устанавливается на расстоянии 3–5, редко 7 км от коренного источника. В то же время в обломках эффузивов интервал переноса киновари достигает 15 км от известных коренных источников.

Многие геологи (Поярков, 1955; Смирнов, 1947 и др.) считают, что шлиховые пробы с содержанием не менее первых десятков знаков киновари и размерами ее зерен 0,5–1 мм указывают на близость коренного источника и вероятную интенсивность рудного процесса.

Шлиховой метод дает положительные результаты и при копушении склонов; тогда удается оконтурить площади развития рудных тел. В отдельных случаях шлиховой метод, как показали исследования в Средней Азии и поисковые работы на Чукотке, заменяет металлометрическую съемку.

Металлометрическое опробование коренных пород также дает хорошие результаты и в отдельных случаях (в эффузивных породах) может конкурировать с шлиховым методом. Помимо опробования коренных пород, можно (и нужно) иногда анализировать пириты. Нередко в них обнаруживаются элементы-примеси (спутники ртути) — сурьма, мышьяк и другие на удалении в 300–400 м от рудных тел.

Наличие гидротермально измененных пород — один из ведущих критериев при поисках ртутных месторождений, особенно "закрытого" типа. При их изучении в первую очередь необходимо наметить схему последовательности образования измененных пород, выявить взаимоотношения между различными видами изменения с ртутным оруденением, а также связи метасоматитов с тектоникой и вулканизмом, геохимические особенности руд и т.д.

Изучение гидротермально измененных пород показало, что подавляющее большинство ртутных проявлений вулканогенных поясов тесно связано с зонами монокварцитов, опалитов, вторичных кварцитов каолинитовой (гидротермальные аргиллизиты) и серицитовой фаций. В условиях повышенной ртутной концентрации такие породы могут считаться перспективными для обнаружения месторождений ртути. В месторождениях Пламенное, Чемпура, группы Опалит зоны таких пород имеют с ртутным оруденением тесную связь, что позволяет выделить их в группу надежных локальных поисковых критериев.

В зависимости от типа гидротермально измененных пород можно судить о глубине и интенсивности рудного процесса. Наибольшей глубинностью и перспективностью отличаются монометалльные ртутные месторождения лиственитового типа, которые обычно связаны с массивами гиперфазитов в зонах глубинных разломов. Наличие ртутной минерализации в лиственитах на один-два порядка выше кларкового уже может свидетельствовать об общности контроля рудообразующего процесса и лиственитизации, хотя оба эти процесса обычно оторваны друг от друга по времени образования.

Данные химического и спектрального анализов показывают, что почти все комплексы гидротермально измененных пород изученных ртутных месторождений содержат повышенные количества ртути. Однако при количественной оценке геохимических ореолов следует учитывать также геологоструктурную позицию района и физико-механические особенности пород. При этом даже незначительные концентрации ртути в благоприятной геологической обстановке (наличие экранирующих горизонтов, структурных и литологических "ловушек" и т.д.) должны быть оценены положительно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный в работе обширный фактический материал дает основание считать, что северная часть Тихоокеанского обрамления — один из наиболее выразительных трансрегиональных поясов ртутного оруденения на нашей планете. Здесь выделены и охарактеризованы крупные ртутносные провинции: Северо-Восток СССР, советский Дальний Восток, Сахалин, Япония, Аляска, Британская Колумбия, Запад США.

Изучение ртутной минерализации на Северо-Востоке СССР и специфические черты ее проявления в различных тектоно-магматических зонах позволили выделить на этой территории три более или менее самостоятельные ртутносные провинции, пространственно совмещенные со структурами мезозойской Колымо-Чукотской преимущественно многоэпиклиналиной и кайнозойской Корякско-Камчатской существенно эвгеосинклиналиной складчатых областей и Охотско-Чукотским вулканогенным поясом. Связь ртутного оруденения с Алазейско-Олойской системой пока представляется недостаточно ясной, но отдельные находки киновари в структурах этой системы (Кульпольнейское месторождение в Южно-Анюйском прогибе и рудопоявления в Алазейской зоне) дают основание считать ее также перспективной в отношении ртутного оруденения.

Мезозойская Колымо-Чукотская провинция, в сущности, представляет собой тектоно-магматический комплекс планетарного масштаба, где ярко проявлены специфические черты ртутной минерализации — интенсивность оруденения, разнообразие минеральных и морфоструктурных типов рудных тел. Однако в области мезозойд, включающей массивы дорифейской и палеозойской консолидации, интенсивность ртутного оруденения заметно убывает сразу же при переходе к этим массивам, хотя до сих пор нет уверенности в том, что обеднение ртутной минерализации в пределах массивов — их металлогеническая особенность, а не признак слабой изученности.

По совершенно другому плану построена Корякско-Камчатская область, включающая Анадырско-Корякскую и Олюторско-Камчатскую системы. Она развивалась в иных хронологических рамках, чем мезозойды Северо-Востока СССР, и по своему геосинклиальному типу напоминает классическую область альпид, хотя и отличается от них рядом присущих ей особенностей. Основные ее системы складчатости: простираются в северо-восточном направлении и в отличие от мезозойских структур подчеркивают специфический тихоокеанский план. В этой области развиты зоны региональных надвигов, совпадающих с генеральным направлением складчатости; нередко они служат рудоконтролирующими для ртутного оруденения. Кислый интрузивный магматизм здесь проявлен слабо, но наряду с этим широко распространены массивы ультраосновных пород и пояса офиолитов. В регионе широко развит листовенитовый тип месторождений.

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс с его сложным строением, изменяющимся во времени и пространстве магматизмом, широко развитыми вулканоструктурами, как было показано выше, представляет собой четкую индивидуализированную ртутную провинцию. Здесь ртутная минерализация проявляется вдоль разломов, секущих пояс как в продольном к основному направлению структур, так и в поперечном направлении. В последнем случае рудоконтро-

лирующие структуры нередко выходят за пределы вулканических полей пояса, пересекая его мезозойское основание, в терригенных отложениях которого также известны ртутные проявления. Но наиболее существенная особенность этой провинции – приуроченность оруденения к различным вулканоструктурам, субвулканическим телам, экструзиям, мощным лавовым куполам, в которых локализуются пластовые и линзовидные залежи с богатым содержанием киновари.

Анализ фактического материала о характере регионального распределения ртутного оруденения в пределах севера Тихоокеанского обрамления в целом показывает, что как в единых, так и в разных геологических зонах и структурах ртутная минерализация тесно связана с ослабленными участками земной коры, которые очень четко выделяются в виде протяженных ртутоносных металлогенических зон, иногда включающих узлы повышенной минерализации. За пределами этих зон или узлов оруденение обычно быстро убывает и исчезает.

Ртутоносные зоны достигают длины сотен и тысяч километров. В контроле ртутоносных зон обычно велика роль длительно живущих глубинных разломов, расположенных по границам жестких массивов, складчатых областей и структур вулканогенного пояса.

Ртутоносные зоны, узлы и находящиеся в них месторождения размещаются в различных по составу и возрасту изверженных, осадочных и метаморфических породах, слагающих разнородные и разновозрастные складчатые области, приплатформенные зоны активизации и жесткие массивы, вулканогенные пояса. Они известны в областях докембрийской (краевые части Сибирской платформы, плато Колорадо), палеозойской (Монголо–Охотская область, некоторые районы Японии, Северо–Востока СССР, Британской Колумбии), мезозойской (преимущественно складчатые системы Северо–Востока СССР, Сихотэ–Алиня, Аляски, Бриганской Колумбии) и кайнозойской (Корякское нагорье, Камчатка, Сахалин, значительная площадь Западных штатов Америки) складчатостей. Многочисленные месторождения связаны с мезозойскими и кайнозойскими вулканогенными поясами, представляющими собой самостоятельные своеобразные геоструктуры (Охотско–Чукотский, Сихотэ–Алинский, Центральнo–Камчатский вулканические пояса, вулканическое Колумбийское плато). В каждой из этих геоструктур ртутное оруденение локализуется практически во всех слагающих ртутоносную площадь геологических образованиях, однако значительные концентрации ртути приурочиваются все же к районам поздней тектоно–магматической активизации.

При характеристике ртутного оруденения Тихоокеанского обрамления сопоставляются различные ртутоносные зоны, месторождения и в целом провинции между собой, устанавливаются геологические и минерало–геохимические аналоги среди них. В частности, многие рудные зоны и месторождения Северо–Востока СССР, Камчатки и Сахалина имеют своих геологоструктурных и минералогических аналогов на Северо–Американском континенте. Отмечается, что ртутные проявления в сходных по геологическому развитию складчатых системах и структурно–формационных зонах образуют единые или близкие по вещественному составу рудные формации, минеральные и структурно–морфологические типы месторождений. Такие подобия в значительной степени объясняются сходством состава рудовмещающих толщ, их структурными особенностями и связью с магматическими образованиями. Однако общий региональный литолого–стратиграфический и магматический контроль в размещении ртутного оруденения не наблюдается, что лишний раз подчеркивает исключительное своеобразие эндогенного ртутного рудообразования.

Геологоструктурные аналоги ртутных месторождений Верхояно–Чукотской складчатой области, в частности, такие как Палянское, Звездочка, Урультунское, Гал–Хая и другие, встречаются в Британской Колумбии (Пинчи, Бралорн Такла), на Аляске (Ред Дэвл), в советском Приморье. Месторождения ртути, подобные найденным в Охотско–Чукотском вулканогенном поясе, имеют много общего в строении и составе с ртутными месторождениями, встреченными в вулканических районах Приморья, Камчатки, Японии, США. Комплексные с

ртутью проявления Охотско-Чукотского вулканогенного пояса напоминают некоторые ртутьсодержащие объекты Японии, Калифорнии. Месторождения Корякского нагорья, прежде всего лиственитового типа, близки ртутным месторождениям Калифорнии, Британской Колумбии, Аляски, Сахалина.

Общий признак ртутных месторождений рассматриваемой территории — тесная связь их с зонами гидротермально измененных пород, масштабы, интенсивность, состав и тип изменений которых зависят от состава вмещающей среды и геологоструктурных особенностей рудоподводящих и рудо локализирующих систем.

На обоих континентах ртутные месторождения особенно широко развиты в вулканогенных поясах. При этом важную роль играют строение структур основания пояса и проявление орогенного гранитоидного магматизма. Наиболее интересные месторождения располагаются в вулканитах, основанием которых служат геосинклинальные формации с редуцированным гранитоидным магматизмом (месторождения Невады, Охотско-Чукотского пояса, Камчатки).

Существуют и различия в размещении и строении ртутных месторождений как азиатского и американского сегментов Тихоокеанского пояса в целом, так и различных его провинций. На американском континенте ртутные месторождения размещаются преимущественно в эвгеосинклинальном поясе Кордильер (Береговые хребты, Большая Долина Калифорнии, Британская Колумбия), реже встречаются в переходной зоне (Центрально-Аляскинский блок) и лишь единичные месторождения известны в миогеосинклинальных системах. В азиатском отрезке большинство месторождений ртути обнаружено в типично эвгеосинклинальных (Корякское нагорье, Камчатка, о. Сахалин, Дальний Восток) и в миогеосинклинальных (Яно-Колымская и Чукотская складчатые системы, Западная ртутьносная зона на о. Сахалин, некоторые районы Монголо-Охотской складчатой области) системах.

Ртутные месторождения азиатского сегмента, особенно Северо-Востока СССР, характеризуются более сложными формационными и структурно-морфологическими типами. Здесь выявлены ртутные, сурьмяно-ртутные, сурьмяно-мышьяково-ртутные, ртутно-полиметаллические (часто с сурьмой), ртутно-сурьмяно-вольфрамовые, мышьяково-ртутные, блеклорудно-ртутные и различные ртутьсодержащие оловянные, медно-молибденовые рудные формации, а в американском сегменте известны преимущественно ртутные и сурьмяно-ртутные месторождения. Но на американском континенте шире развиты ртутные месторождения опалитового типа и связанные с современными термальными источниками и нефтяными водами. Известны там также редкие месторождения ртутно-селенидного типа и своеобразные месторождения ртуть-оксихлоридной группы, залегающие в монзонитах, риолитах, их туфах и озерных осадках или же в подстилающих эффузивы зонах карстового выполнения в известняках.

В американских месторождениях лиственитового типа наблюдается более четкая пространственная и парагенетическая связь ртутного оруденения с проявлениями субаэрального вулканизма, подчеркиваемая выносом и отложением значительных количеств ртути современными термальными источниками (Салфер-Банк, Уильбер Спрингс и др.). В существенно вулканических породах, как на Северо-Востоке СССР, наиболее значительные месторождения ртути, как правило, приурочены к участкам наибольшего эрозионного среза вулканитов, вблизи выходов складчатого основания вулканических структур, выполненных контрастными сериями магматических пород.

Наблюдаются существенные различия и в возрасте ртутного оруденения. На азиатском материке оно имеет более длительную эволюцию. В Монголо-Охотской области, в районах Становика и Джугджур ртутная минерализация начала проявляться в палеозое, о чем свидетельствуют находки галки и зерен киновари в палеозойских отложениях хр. Хараулах. В области мезозойского ртутного рудогенез протекал от начала до конца мела, в Охотско-Чукотском и Восточно-Сихотэ-Алинском вулканогенных поясах — в течение мела, раннего палеогена и до неогена включительно, в Корякском нагорье — в палеоген-неогеновое вре-

мя и от неогена до четвертичного периода — на Камчатке, Курильских островах и о. Сахалине. Возраст ртутного оруденения омолаживается в направлении от материка к Тихому океану, что подчеркивает и миграцию геосинклиналей и тектоно-магматических процессов в этом же направлении. На американском континенте формирование ртутных месторождений началось в более позднее время — в эоцен-олигоцене на Аляске и в Британской Колумбии и продолжалось до четвертичного (и современного) периода в Западных штатах Америки. Здесь также наблюдается омоложение оруденения в направлении от континента к Тихому океану.

Сравнительный анализ ртутоносности азиатского и американского континентов позволил расширить представления по классификации ртутных месторождений и вопросам их генезиса. Ртутные месторождения подразделены на следующие генетические группы: телетермальные (и переходные к телемагматогенным), телемагматогенные (и переходные к вулканогенным), вулканогенные и условно плутогенные.

Первая группа объединяет низкотемпературные гидротермальные месторождения, расположенные в миогеосинклинальных (ртутные, полиметаллически-ртутные, часто с сурьмой), переходных (сурьяно-ртутные с мышьяком) и существенно эвгеосинклинальных (мышьяково-сурьяно-ртутные) складчатых системах различного возраста, в которых проявления орогенного интрузивного магматизма и субэврального вулканизма либо отсутствуют либо имеют ограниченное развитие.

В переходных к телемагматогенным месторождениям устанавливается более определенная структурно-пространственная связь с породами спилит-диабазовой формации, дайками габброидов, диоритовых порфиритов, трахибазальтов и мелкими штоками гранитоидов.

Для телетермальных и переходных к ним месторождений характерны устойчивые связи киноварной минерализации с полиметаллами или сурьмой в миогеосинклинальных зонах, с мышьяковистыми и сурьяными проявлениями — в эвгеосинклинальных и орогенных впадинах. Месторождения формировались на заключительном этапе развития подвижных складчатых систем, вероятно в спокойных термодинамических условиях, на глубинах в первые тысячи метров.

Телемагматогенные и переходные к вулканогенным месторождения располагаются в зонах с миогеосинклинальным (Чукотка), эвгеосинклинальным (Корякское нагорье, Камчатка, Британская Колумбия, Калифорния) и переходным (некоторые месторождения Аляски, Западных штатов Америки, Сахалина, Дальнего Востока) типами развития складчатых областей, а также в обрамлении активизированных платформ (Колорадское плато, юг и юго-запад Сибирской платформы). Пространственно и во времени месторождения этой группы тесно связаны с проявлениями субэврального вулканизма и орогенного интрузивного магматизма, которые во многих случаях выделяются в самостоятельные вулканогенные зоны, дайковые пояса, реже образуют изолированные вулканические поля. Ртутоносные площади чаще всего приурочены к тектонически мобильным долгоживущим пограничным зонам, разделяющим разнородные геоструктурные области по системе разломов, трассируются комплексом магматических пород от умеренно кислого до ультраосновного состава.

Вулканогенные месторождения формируются в близповерхностных условиях и имеют тесные пространственно-временные связи с поздней и посторогенными вулканическими покровами, субвулканическими телами и малыми интрузиями, в которых они залегают. Для месторождений характерны небольшой (сотни метров) вертикальный размах оруденения, значительный разброс температур рудообразования, низкие давления и непостоянство физико-химических (и термодинамических) параметров рудогенерирующей гидротермальной системы, приуроченность к заключительным фазам вулканизма и гидротермальной деятельности в районе. При многофазном полифациальном вулканизме значительная роль в размещении оруденения принадлежит процессам неоднократного перераспределения высокоподвижных металлов (ртути, сурьмы и мышьяка), мигрирующих вместе с лавами, газово-паровыми эксгаляциями и термальными водами.

В минералого-геохимическом плане месторождения вулканогенной группы по сравнению с телетермальными и телемагматогенными характеризуются довольно высокой степенью насыщения различными металлами. В них, кроме главных ртутных и сурьмяных минералов, в тесной ассоциации находятся другие металлы эндогенного оруденения: мышьяк, золото, серебро, медь, свинец, цинк, марганец, вольфрам, молибден, селен и др. Выделяются специфические обычно синхронные оруденению метасоматиты — опалиты, алунит-каолинитовые и кварц-гидрослюдистые аргиллизиты, а также вулканогенно-осадочного генезиса ртуть-несущие туфо-кремнистые, часто-углефицированные озерные отложения, травертины, осадки вод современных источников.

Плутоногенная группа ртутных проявлений выделена условно. На заключительных этапах развития мезо-кайнозойских складчатых областей и зон тектоно-магматической активизации в областях древней консолидации и жестких структур вдоль зон глубинных разломов формируются плутоногенные эпитеермальные месторождения антимонит-ферберит-киноварной, золото-антимонитовой, золото-редкометалльной с ртутью рудных формаций, образующих единый рудноформационный ряд. Оруденение чаще всего локализуется в метаморфических породах (кварцитах, кристаллических сланцах) и обычно наложено на более древнюю оловянно-вольфрамовую или полиметаллическую минерализацию. Такие месторождения известны в некоторых районах Западных штатов Америки и Юго-Восточной Японии.

Среди эндогенных месторождений выделены собственно ртутные, с одной стороны, и ртутьсодержащие — с другой. К собственно ртутным месторождениям отнесены месторождения всех генетических групп, представленных рудными формациями: ртутной, сурьмяно-ртутной, мышьяково-сурьмяно-ртутной, иногда с золотом и медью, полиметаллически-ртутной с сурьмой, медисто-ртутной. Ртутьсодержащие месторождения объединяют месторождения вулканогенной и плутоногенной групп с золото-серебряной с ртутью и предварительно-выделяемых оловянно-сульфидно-ртутной и ртутно-сурьмяно-вольфрамовой рудными формациями.

В работе высказываются соображения о генезисе ртутного оруденения. Ртуть часто является характерным элементом низкотемпературных золото-серебряных и оловянных месторождений, что указывает на общие особенности геохимической миграции золота, ртути, серебра и олова. Эта связь особенно четко прослеживается в вулканогенном ряду рудных формаций.

Однако известная независимость распределения ртутного оруденения по отношению к другим типам эндогенной минерализации в общих и частных геологических структурах позволяет придавать ртути самостоятельное значение и считать ее своеобразным металлогеническим элементом среди других ведущих металлов Тихоокеанского рудного пояса. По-видимому, вследствие этого не наблюдаются генетические связи ртутного оруденения с отдельными магматическими телами или сериями, как бы они ни были специализированы. Лишь тектоно-магматические комплексы в целом, развитие которых обуславливается коровыми и подкоровыми процессами, способствуют дифференциации рудного вещества.

Преимущественная приуроченность ртутной минерализации в вулканогенных поясах к продуктам "кислого" вулканизма — производным внутрикоровых процессов позволяет сделать вывод о внутрикоровом происхождении по крайней мере части рудного вещества. Общая же обстановка развития ртутной минерализации и ее коррелятивные связи в целом с заключительным этапом тектоно-магматической эволюции рассматриваемых сегментов земной коры свидетельствуют о том, что главная масса ртути привнесена из подкоровых мантийных очагов.

Изучение минерального состава руд, околорудно измененных пород, термометрические исследования показывают, что минеральные ассоциации в ртутных месторождениях формировались из гидротермальных растворов относительно низких концентраций в интервале температур от 250 до 80°C, возможно ниже. Минералообразующий процесс был многостадийным и протекал в пульси-

рующем режиме. Основная масса руд отлагалась из истинных растворов, хотя имеется достаточно оснований говорить об участии в рудообразовании коллоидов. Наконец, присутствие в месторождениях ртути вместе с кинварью битумов и антраксолитов несомненно указывает на участие органического вещества в минералообразующем процессе. Возможно, углерод принимал участие и в миграции ртути, и в осаждении ее из растворов.

Отмеченные в работе особенности ртутного оруденения севера Тихоокеанского обрамления дают основание считать Северо-Восток СССР интересным ртутоносным регионом, при дальнейшем изучении которого должны быть освещены следующие вопросы:

- локализация и условия формирования ртутного оруденения непосредственно в месторождениях;

- изучение связи ртутного оруденения с магматизмом и проявлениями других видов эндогенной минерализации - золотом, серебром, полиметаллами, оловом;

- разработка классификации ртутных месторождений на рудноформационной основе с целью выделения надежных поисковых критериев и оценки перспектив как районов, так и отдельных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

- Аверьев В.В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. - Сб. "Современный вулканизм". М., "Наука", 1966.
- Аверьянов И.П., Чернов А.А., Шпегаленко М.А. Полезные ископаемые Курильских островов, связанные с проявлениями активного вулканизма. - Сб. "Проблемы металлогении Советского Дальнего Востока". М., "Наука", 1967.
- Айдиньян Н.Х., Озерова Н.А. Некоторые вопросы геохимии ртути. - В кн.: "Вопросы металлогении ртути". М., "Наука", 1968.
- Айдиньян Н.Х., Озерова Н.А. Некоторые новые данные по геохимии ртути. - В кн.: "Проблемы геологии минеральных месторождений и минералогии", т. 1. М., "Наука", 1969.
- Александров А.А., Богданов Н.А., Бялобжеский С.Г., Марков М.С., Тильман С.М., Хаин В.Е., Чехов А.Д. Новые данные по тектонике Корякского нагорья. - "Геотектоника", 1975, № 5.
- Бабкин П.В., Ртутное оруденение Северо-Востока СССР, М., "Наука", 1969.
- Бабкин П.В. Рудоносные провинции Северо-Востока СССР. Новосибирск, "Наука", 1975.
- Бабкин П.В., Драбкин И.Е. Ртутное оруденение вулканогенных образований Северо-Востока. - В кн.: "Рудоносность вулканических формаций". М., "Наука", 1965.
- Бабкин П.В., Ким Е.П. Поисковые признаки ртутного оруденения Северо-Востока СССР. - Бюлл. "Колыма", 1964, № 1.
- Бабкин П.В., Ким Е.П., Копытин В.И. Ртутное оруденение Северо-Востока и Камчатки. - Сб. "Проблемы науки на Северо-Востоке СССР", СВКНИИ, вып. 30. Магадан, 1967.
- Бабкин П.В., Ким Е.П., Куклин А.П. Особенности размещения металлогенических зон Чукотки. - "Сов. геология", 1968, № 5.
- Бабкин П.В., Клубов Б.А., Сыромятников А.Л., Федотов Д.Н. Находки битумов в рудопроявлениях ртути на Чукотке. - ДАН СССР, т. 196, № 2, 1971.
- Бабкин П.В., Клубов Б.А., Федотов Д.Н. Битумы в рудопроявлении ртути района Пенжинской губы. - Бюлл. "Колыма". Магадан, 1972, № 10.
- Бабкин П.В., Копытин В.И. Геологические и минералогические особенности месторождения ртути на Чукотке. - "Сов. геология", 1961, № 8.
- Бабкин П.В., Копытин В.И. К вопросу о ртутно-сурьмяном поясе Чукотки. - Бюлл. "Колыма", № 9, 1962.
- Бабкин П.В., Копытин В.И. Проблемы геологии и систематики ртутных месторождений Северо-Востока СССР. - "Сб. Новые данные по геологии Северо-Востока СССР". Магадан, 1973.
- Бабкин П.В., Сидоров А.А. Рудные формации Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. - ДАН СССР, т. 183, № 4, 1968.
- Белый В.Ф. Структурное районирование Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и некоторые вопросы теоретической палеовулканологии. - Сб. "Геологические исследования на Северо-Востоке СССР", Магадан, 1975.
- Белый В.Ф., Мигович И.М. Неоген-четвертичные вулканические образования Восточной Чукотки и нижнего течения р. Пенжины. - Сб. "Петрология неоген-четвертичных базальтоидов северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса". М., "Недра", 1971.
- Белый В.Ф., Николаевский А.А., Тильман С.М., Шило Н.А. Тектоническая карта Северо-Востока СССР. Масштаб 1 : 2 500 000. М., 1966.
- Бергер В.И. Факторы контроля ртутного и сурьмяного оруденения вулканических поясов. - "Материалы к совещ. по основам научного прогноза месторожд. рудных и нерудных полезн. ископ". Л., 1971.
- Бергер В.И., Ицксон М.И. Основные черты металлогении северо-восточной части Тихоокеанского пояса (Северо-Западные Кордильеры и Аляска). - "Сов. геология", 1972, № 1.

- Бетехтин А.Г. Минералогия. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н. Текстуры и структуры руд. М., Геолтехиздат, 1958.
- Билибин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Васильев В.И., Оболенский А.А. Температурные условия образования руд ртутной рудной формации. - Тезисы докл. III Всес. совещ. по минералогии, термометрии и геохимии глубинных минералообр. растворов. М., 1968.
- Виноградов А.П. О происхождении вещества земной коры. Совещание 1. - "Геохимия", 1961, № 1.
- Власов Г.М., Василевский М.М. Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М., "Недра", 1964.
- Вольфсон Ф.И., Лукин Л.И. Некоторые вопросы региональной зональности гидротермального оруденения. - Сб. "Вопросы генезиса и закономерности размещ. эндогенных месторож." М., "Наука", 1966.
- Галкин М.А. Минеральные ассоциации на ртутных месторождениях Северо-Восточной Якутии. - ДАН СССР, т. 169, № 2, 1966.
- Галкин М.А. Структурно-минералогические и генетические особенности ртутных месторождений Северо-Восточной Якутии. - Сб. "Вопросы металлогении ртутных". М., "Наука", 1968.
- Геология СССР, т. XIX, 1966; т. XXX, ч. 1 и 2, 1970; т. XXXI, 1964; т. XXXII, ч. 1, 1969; т. XXXIII, 1970. М., "Недра".
- Геология и минеральные ресурсы Японии. 2-е изд. М., ИЛ, 1961.
- Груздев В.С., Степанов В.И., Шумкова Н.Г., Черенцова Н.М., Юдин Р.Н., Брызгалов И.А. Галхаит $HgAs_2S_2$ - новый минерал из мышьяково-сурьмяно-ртутных месторождений СССР. - ДАН СССР, т. 295, № 5, 1972.
- Груздев В.С., Юдин Р.Н. Особенности минералогии руд мышьяково-сурьмяно-ртутного месторождения Гал-Хая (Якутия). Тезисы докл. 5-й научной отчетной конф. геол. ф-та МГУ. М., 1970.
- Диксон Ф., Танелл Дж. Ртутные и сурьмяные месторождения западного побережья США, связанные с термальными минеральными источниками. - Серия "Наука о земле". Рудные месторождения США, т. 2, М., "Мир", 1973.
- Дуничев В.М. Новые данные о положении Курильской дуги в общей структуре северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. - Сб. "Тектоника Восточной Сибири и Дальнего Востока СССР". Новосибирск, 1967.
- Егизазаров Б.Х., Дундо О.П., Аникеева Л.И., Русаков И.М., Дегтяренко Ю.П. Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. - Труды НИИГА, т. 148. Л., "Недра", 1965.
- Еремин Р.А. Гидротермальный метаморфизм и оруденение Арманской вулканоструктуры. М., "Наука", 1974.
- Еремин Р.А., Найбородин В.И., Сидоров А.А. Гидротермальный метаморфизм в золоторудных полях Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. - Сб. "Проблемы науки на Северо-Востоке СССР". Магадан, 1967.
- Ермаков Н.П. Исследования минералообразующих растворов. Изд-во Харьк. гос. ун-та, 1950.
- Жариков В.А. Кислотно-основные характеристики минералов. - "Геология рудных месторождений", 1967, № 5.
- Иванов В.В., Москвин Я.Г. Характер распределения битумоидов в мезозойских и кайнозойских отложениях юго-западного участка обрамления Анадырской впадины. - "Нефтегазовая геология и геофизика", 1964, № 10.
- Ициксон М.И., Бергер В.И. Металлогенический анализ Восточно-Азиатского и Аляска-Канадского звеньев севера Тихоокеанского пояса. - "Сов. геология", 1972, № 5.
- Кигаи И.Н. Лифудзинское оловорудное месторождение и некоторые вопросы гидротермального минералообразования М., "Наука", 1966.
- Ким Е.П., Москвин Я.Г., Титов В.А. О соотношении проявлений ртутной минерализации и нефтегазоносности на территории Анадырско-Корякского региона. - ДАН СССР, т. 179, № 5, 1968.
- Кинг Ф. Тектоника Северной Америки. Объяснительная записка к тектонической карте. М., "Мир", 1972.
- Константинов Р.М. Изучение эндогенных рудных месторождений различных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях. - Сб. "Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенич. исслед. рудных районов". М., "Недра", 1965.
- Копытин В.И. К вопросу о поисках новых рудных тел в районе Пламенного месторождения ртути. - Бюл. "Кольма", 1972, № 7.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. - В кн.: "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. - Изд-во АН СССР, 1953.

- Коржинский Д.С. Режим кислотности послемагматических растворов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 12.
- Кормилицин В.С. Рудные формации и процессы рудообразования. Л., "Недра", 1973.
- Коростелев П.Р. Геохимические связи формирования оловянной и ртутной минерализации. — Сб. "Вопросы металлогении ртути". М., "Наука", 1968.
- Красный Л.И. Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., "Недра", 1966.
- Краускопф К. Возможная роль летучих соединений металлов в генезисе руд. — В кн.: "Проблемы эндогенных месторождений", вып. 3. М., "Мир", 1966.
- Крейтер В.М. Структуры рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Кузнецов В.А. Ртутные формации Сибири и Дальнего Востока и некоторые закономерности их размещения. — В кн.: "Закономерности размещения месторожд. полезных ископ.", т. VII, М., "Наука", 1964.
- Кузнецов В.А. Генетические группы и формации эндогенных рудных месторождений и их значение для металлогенетического анализа. — В кн.: "Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока". М., "Наука", 1966.
- Кузнецов В.А. Основные проблемы металлогении ртути. — В кн.: "Вопросы металлогении ртути". М., "Наука", 1968.
- Кузнецов В.А. Ртутные провинции СССР. — "Геология рудных месторождений", 1970, № 1.
- Кузнецов В.А., Оболенский А.А. Вопросы генезиса ртутных месторождений и проблемы источников рудного вещества. — "Геология и геофизика", 1970, № 4.
- 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.
- Левицкий О.Д. К вопросу о значении коллоидных растворов при рудоотложении. — В кн.: "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождений". Изд-во АН СССР, 1953.
- Линн Р.К. Рудный район Нью-Идрия. Серия "Наука о Земле". Рудные месторождения США, т. 2. М., "Мир", 1973.
- Мазурич Г.К., Мерзляков Н.И. Рудопроявления ртути в Тигильской ртутноносной зоне на Западе Камчатки. Материалы по геологии и полезным ископаемым Корякского нагорья. Камчатский отдел Географ. об-ва при АН СССР. Петропавловск-Камчатский, 1959.
- Малеев Е.Ф. Типы ртутных месторождений и связь их с вулканизмом. — ДАН СССР, т. 176, № 3, 1967.
- Матвеев В.Т. Очерк эндогенной металлогении Северо-Востока СССР. — Труды ВНИИ-1, вып. 64. Магадан, 1960.
- Матвеев В.Т., Шаталов Е.П. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР. — В кн.: "Закономерности размещ. месторожд. полезн. ископ.", т. I. Изд-во АН СССР, 1958.
- Мерзляков В.М. Стратиграфия и тектоника Омудевского поднятия. — Труды СВКНИИ, вып. 19. М., "Наука", 1971.
- Мерзляков В.И., Терехов М.И., Бялlobжеский С.Г. О срединных массивах Северо-Востока СССР. — "Геотектоника", 1974, № 5.
- Милов А.П., Котляр И.Н. Главные типы вулканоплутонических ассоциаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — Сб. "Геологич. исслед. на Северо-Востоке СССР", Магадан, 1975.
- Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К., Гусев Г.С., Лутц Б.Г., Петров А.Ф., Сластенко Ю.Л. Тектоника Якутии. Новосибирск, "Наука", 1975.
- Набоко С.И. Вулканические эксгалации и продукты их реакций. Труды лабораторий вулканологии, вып. 16. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Набоко С.И. Роль вулканизма в метасоматизме пород и рудообразовании. — Сб. "Вулканизм и глубины Земли". М., "Наука", 1971.
- Наковник Н.И. Вторичные кварциты. — Сб. "Измененные окolorудные породы и их поисковое значение". Госгеолтехиздат, 1954.
- Неверов Ю.Л., Хведченя О.А. О рудной минерализации четвертичного возраста на Курильских островах. — "Геология рудных месторождений", 1966, № 1.
- Некрасов И.Я. Магматизм и вопросы металлогении северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. — Сб. "Закономерности размещ. месторожд. полезн. ископ.". М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Неручев С.Г. Нефтепроизводящие свиты и миграция нефти. Л., "Недра", 1969.
- Никифоров Н.А. Ртутно-сурьмяное оруденение Южного Тянь-Шаня. Фрунзе, "Илим", 1969.
- Николаевский А.А. Глубинные разломы Северо-Востока СССР и их металлогенетическая характеристика. — В кн.: "Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР", Магадан, 1964.
- Оболенский А.А., Оболенская Р.В. Связь ртутных месторождений с маг-

- матизмом и природа рудообразующих растворов. — Сб. "Вопросы металлогении ртути". М., "Наука", 1968.
- Овчинников Л.Н. Механизм и термодинамические условия магматогенного рудообразования. — "Геология рудных месторождений", т. IX. "Наука", 1964.
- Озерова Н.А., Айдиньян Н.Х. Распределение ртути в осадочных породах. — "Литология и полезные ископаемые", 1966, № 3.
- Озерова Н.А., Добровольская М.Г. Об образовании ртутной минерализации на вулкане Менделеева. — ДАН СССР, т. 187, № 3, 1969.
- Озерова Н.А., Заварицкий П.В., Лагутина И.П. К вопросу о диагенетической миграции ртути. — "Литология и полезные ископаемые", 1969, № 4.
- Озерцова В.А., Крайнов В.Г. К вопросу о тектоническом строении левобережья среднего течения Малого Анжы и его верховьев. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 16, 1963.
- Онихимовский В.В. О перспективах выявления ртутных месторождений на территории Дальневосточного геологического управления. — "Сов. геология", 1960, № 9.
- Павлов А.Л. Физико-химическая обстановка миграции и отложения ртути и сопутствующих элементов при низких температурах. — В кн.: "Вопросы металлогении ртути". М., "Наука", 1968.
- Павлов А.Л., Карпов Г.А. Физико-химические особенности современного рудообразования в кальдере Узон (Камчатка). — ДАН СССР, т. 206, № 3, 1972.
- Поярков В.Э. Ртуть и сурьма. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Поярков В.Э. О поисках, разведке и оценке ртутных месторождений. Алма-Ата, ОНТИ, 1967.
- Пушаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. — Труды ГИН, вып. 234. М., "Наука", 1972.
- Радкевич Е.А. Металлогения Востока СССР. — В кн.: "Проблемы металлогении Советского Дальнего Востока". М., "Наука", 1967.
- Рождественский В.С. О рудопроявлениях ртути в Восточно-Сахалинских горах. — Труды Сахалинск. компл. н.-и. ин-та, вып. 15, 1963.
- Рождественский В.С. Ртутное оруденение о-ва Сахалин. — Сб. "Вопросы металлогении ртути". М., "Наука", 1968.
- Розанов Ю.А. Пористость горных пород и ее роль в локализации оруденения. — "Геология рудных месторождений", 1961, № 2.
- Руководство по анализу битумов и рассеянного органического вещества горных пород. Под ред. В.А. Успенского. Л., "Наука", 1966.
- Рыбаков М.Б. Глубинные разломы и их связь с тектоникой Центральной Чукотки. — Бюлл. "Колыма", 1967, № 4.
- Сазанов Ю.Б. О структурных особенностях ртутно-сурьмяных месторождений Приамурья. — Труды Среднеаз. н.-и. ин-та геол. и мин. сырья, 1964, вып. 4.
- Сазанов Ю.Б. О пространственном и временном соотношении ртутного оруденения и мезозойского магматизма Приамурья. — Сб. "Магматические и метасоматические комплексы Дальнего Востока СССР". Хабаровск, 1967.
- Сауков А.А. Геохимия ртути. — Труды ИГЕМ АН СССР. Миц.-геохим. серия, вып. 78, № 17, 1946.
- Сауков А.А. Геохимия. М., "Наука", 1966.
- Сауков А.А., Айдиньян Н.Х., Озерова Н.А. Очерки геохимии ртути. М., "Наука", 1972.
- Сергеева Э.И., Ходаковский И.Л. Физико-химические условия образования самородного мышьяка в гидротермальных месторождениях. — "Геохимия", 1969, № 7.
- Сидоренко З.В. Сурьмяно-ртутные металлогенетические зоны юга Дальнего Востока. — Сб. "Вопросы металлогении ртути", М., "Наука", 1968.
- Сидоренко З.В., Бергер В.И., Петровский С.Н. О сурьмяно-ртутных рудных зонах Приморья. — ДАН СССР, т. 164, № 5, 1965.
- Сидоренко З.В., Бергер В.И., Попович Н.И. О возрасте ртутной минерализации Сихотэ-Алиня. — Сб. "Вопросы металлогении ртути". М., "Наука", 1968.
- Смирнов В.И. О стадиях и формах рудообразующих минералов в сурьмяно-ртутных месторождениях Средней Азии. — Зап. Всес. Мин. об-ва, ч. 74, вып. 3, 1945.
- Смирнов В.И. Геология ртутных месторождений Средней Азии. Госгеолтехиздат, 1947.
- Смирнов В.И. Геологические основы поисков и разведки рудных месторождений. Изд-во МГУ, 1954.
- Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. Изд. 2-е. М., "Недра", 1969.
- Смирнов В.И., Кузнецов В.А., Озерова Н.А., Федорчук В.П. Новое в геохимии ртути. — "Геология рудных месторождений", 1972, т. XIV, № 4.
- Смирнов В.И., Рыженко Л.М. Некоторые особенности образования и разме-

- щения полезных ископаемых". Изд-во АН СССР, 1958.
- Сотников В.И. О метакolloидных образованиях киновари в рудах Терлигхайского ртутного месторождения Тувы и возможном состоянии ртутьсодержащих гидротермальных растворов. - "Геология и геофизика", 1962, № 4.
- Сперанская И.М. Вопросы геологического изучения и картирования рудоносных вулканических и вулканоглуонических формаций. - Сб. "Рудоносность вулканоогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока". Магадан, 1967.
- Сургай В.Т. Генетические особенности некоторых низкотемпературных месторождений. - Труды Ин-та геол. Киргиз. фил. АН СССР, вып. 5, 1954.
- Сыромятников А.Л. Структурная многоярусность рудных столбов на Палянском ртутном месторождении (Чукотка). - Материалы симпозиума, Новосибирск, "Наука", 1972.
- Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1 : 5 000 000. Ред. Л.Я. Яшин. М., 1966.
- Тильман С.М. Сравнительная тектоника мезозойд севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск, "Наука", 1973.
- Тильман С.М., Белый В.Ф., Николаевский А.А., Шило Н.А. Тектоника Северо-Востока. - Труды СВКНИИ, вып. 33. Магадан, 1969.
- Титов В.А. Общие черты геологического строения и полезные ископаемые Корякского нагорья. Задачи дальнейших исследовательских работ. Сырьевые ресурсы Камчатской области. АН СССР, СОПС, 1961.
- Титов В.А. Основные черты ртутного оруденения Северо-Востока СССР. - Сб. "Проблемы металлогении Советского Дальнего Востока". М., "Наука", 1967.
- Титов И.Н., Тарасенко Т.В. Закономерности размещения и типы ртутных проявлений Корякского нагорья и Камчатки. - Сб. "Вопросы металлогении ртuti". М., "Наука", 1968.
- Токовенко В.С. Возможный механизм вторичной сегрегации ртuti в Никитовских куполах. - Сб. "Полезные ископаемые Украины". Киев "Наукова думка", 1966.
- Труфанов В.Н. К термодинамике постмагматических процессов минералообразования на Северном Кавказе. - Тезисы докл. III Всес. совещ. по минералогии, термометрии и геохимии глубинных минералообр. растворов. М., 1968.
- Тугаринов А.И., Наумов В.Б., Чжань-Ень. Экспериментальное воспроизведение щелочно-карбонатного метасоматизма. - "Геохимия", 1963, № 6.
- Уайт Д.Э. Термальные источники и эпitherмальные рудные месторождения. - Сб. "Проблемы рудных месторождений". М., ИЛ, 1959.
- Уайт Д.Э. Месторождения ртuti и цветных металлов, связанных с термальными минеральными источниками. - В кн.: "Геохимия гидротермальных рудных месторождений". Серия "Наука о Земле". М., "Мир", 1970.
- Успенский В.А., Радченко О.А., Глебовская Е.А. Основы генетической классификации битумов. Л., "Недра", 1964.
- Федорчук В.П. Методика поисков и разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруденения. М., "Недра", 1964.
- Федорчук В.П. Геология ртутного рудника Ред-Дэвл. Аляска. ОНТИ ВИЭМС, вып. 54 (4). М., 1965.
- Федорчук В.П. Околорудные изменения ртутно-сурьмяных месторождений. М., "Недра", 1969.
- Фиск Э.Л. Месторождение Кордеро в рудном районе Опелайт. - Серия "Наука о Земле". Рудные месторождения США, т. 2. М., "Мир", 1973.
- Хайретдинов И.В., Моторина И.В. Температурные условия некоторых ртутных месторождений. - Тезисы докл. 3-го Всес. совещ. по минералогии, термометрии и геохимии глубин, минералообр. растворов. М., 1968.
- Хаусен Д.М., Кеер П.Ф. Месторождение тонкодисперсного золота Карлин, штат Невада. Серия "Наука о Земле". Рудные месторождения США, т. 2. М., "Мир", 1973.
- Чайковский В.К. Связь эндогенного оруденения с магматизмом в процессе развития геосинклиналей. - "Сов. геология", 1961, № 3.
- Чайников В.И. Ассоциация касситерит-сульфидного и ртутного оруденения с основными изверженными породами в Тернейском районе (Приморье). - "Геология рудных месторождений", 1961, № 2.
- Чиков Б.М. Глубинные разломы Корякского нагорья. - "Геотектоника, 1967, № 6.
- Шахов Ф.Н. Магма и руда. - "Геология и геофизика", 1966, № 10.
- Шило Н.А., Бабкин П.В., Белый В.Ф., Мерзляков В.М., Сидоров А.А., Терехов М.И. Новая схема тектонической и металлогенической зональности Северо-Востока СССР". - ДАН СССР, т. 223, № 4, 1975.
- Шило Н.А., Мерзляков В.М. Эвгеосинклинальные зоны центральной части мезозойд Северо-Востока СССР. - ДАН СССР, т. 204, № 5, 1972.
- Шило Н.А., Мерзляков В.М., Терехов М.И., Тильман С.М. Алазейско-

- Олюйская эвгеосинклиальная система — новый элемент мезозоид Северо-Востока СССР. — ДАН СССР, т. 210, № 5, 1973.
- Шило Н.А., Сидоров А.А. Проблемы геологии эндогенных месторождений золота Северо-Востока. — Проблемы науки на Северо-Востоке СССР, Магадан, 1967.
- Шеглов А.Д. О некоторых особенностях формирования ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений Забайкалья. — Зап. Всес. Мин. об-ва, серия 2, ч. 88, вып. 1, 1959.
- Шеглов И.И. О современном отложении киновари в источнике Апапель. — ДАН СССР, т. 145, № 6, 1962.
- Шепотьев Ю.М. Особенности минерализации Оганчинского рудного поля (Камчатка). — Труды ЦНИПРИ, вып. 96, ч. 1, 1971.
- Щербань И.П. Термодинамические и экспериментальные исследования некоторых процессов околорудных изменений на ртутных месторождениях. — Сб. "Вопросы металлогении ртути". М., "Наука", 1968.
- Эллис А.Дж. Геохимия гидротерм вулканических районов. — Сб. "Проблемы геохимии". М., "Наука", 1965.
- Allen E.T., Crenshaw I.L., Merwin H.E. The sulphides of zinc, cadmium and mercury, their crystalline forms and genetic conditions. — Amer. J. Sci., v. 34, N 202, 1912.
- Armstrong J.E. Tectonics and mercury deposits in British Columbia. — In: Tectonic History and Mineral Deposits of the Western Cordillera, v. 8. Montreal, 1966.
- Bailey E.H. Troth veins formed by immiscible hydrothermal fluids in mercury deposits, California. — Bull. Geol. Soc. America, v. 70, N 6, 1959.
- Bailey E.H., Everhart D.L. Geology and quicksilver deposits of the New Almaden district, Santa Clara County, California. — U.S. Geol. Surv. Profess. Paper, 360, 1964.
- Barns H.L., Romberger S.B., Stemp-rock M. Ore solution chemistry. Solubility of HgS in sulfide solutions. — Econ. Geol., v. 62, N 7, 1967.
- Campbell R.B. Tectonics of the South Central Cordillera of British Columbia. — In: Tectonic History and Mineral Deposits of the Western Cordillera, v. 8. Montreal, 1966.
- Christy S.B. Genesis of cinnabar deposits. — Amer. J. Sci., 1879, N 17.
- Davidson D.F. Selenium in some epithermal deposits of antimony, mercury, silver and gold to similar deposits of gold and mercury. — U.S. Geol. Bull., 1112-A, 1960.
- Dickson F.W. Solubility of cinnabar in Na₂S solutions at 50–250° and 1–1800 bars, with geologic applications. — Econ. Geol., N 4, 1964.
- Dickson F.W., Tunell G. Equilibria of red HgS (cinnabar) and black HgS (metacinnabar) and their saturated solutions in the system HgS–Na₂S–H₂O and HgS–Na₂S–Na₂O–H₂O from 25°C to 75°C at atmosphere pressure. — Amer. J. Sci., v. 256, N 9, 1958.
- Dickson F.W., Tunell G. The stability relations of cinnabar and metacinnabar. — Amer. Mineralogist, v. 44, N 5–6, 1959.
- Fisk E.L. Cinnabar at Cordero. — Mining Engng., 13, N 11, 1961.
- Ford E.E., Berendsen P., Storey L.O. Corderite first natural occurrence of Hg₃S₂Cl₂ from the Cordero Mercury Deposit, Humboldt County, Nevada. — Amer. Mineralogist, v. 59, 1974.
- Henderson F.B. Hydrothermal alteration and ore deposition in serpentinite — Tape mercury deposits. — Econ. Geol., v. 64, N 5, 1969.
- Hulin C.D. Metallization from basic magmas. — Univ. Calif. Bull., Dept. Geol., v. 18, 1929.
- Knorr J. Zur Kenntnis der Ionenbildung des Schwefels und der Komplexionen des Quicksilbers. — Z. Electrochem. und angew. Phys., Chem., Bd. 12, N 28, 1906.
- Krauskopf K.B. Physical chemistry of quicksilver transportation in vein fluids. — Econ. Geol., v. 46, N 5, 1951.
- Mackevet E.M., Berg H.C. Geology of the Red Devil quicksilver mine, Alaska. — Geol. Surv. Bull., 1963, N 1142-L.
- Moiseyev A.N. The Wilbur Springs Quicksilver district (California), example of a study of hydrothermal processes by combining field geology and geochemistry. — Econ. Geol., v. 63, N 2, 1968.
- Moiseyev A.N. A non-magmatic source for mercury ore deposits? — Econ. Geol., v. 66, 1971.
- Pollock I.P. Colloidal deposition of cinnabar. — Amer. Inst. Mining and Metallurg. Eng. Techn. Publ., 1735, 1944.
- Thompson G.A. Transportation and deposition of quicksilver ores in the Terlingua district, Texas. — Econ. Geol., v. 49, N 2, 1954.
- Treadwell W.D., Schaufelberger F. Zur Kenntnis der Löslichkeit des Quecksilbersulfids. — Helv. chem. acta, Bd. 29, 1946.
- White D.E., Roberson G.E. Sulphur Bank, California a major hot-spring quicksilver deposit. — In: Petrologic studies. A vol. honor. A.F. Buddington. Washington, Geol. Soc. America, 1962.
- White D.E., Schoen R. Hydrothermal alteration in GS-4 drill holes, Mein Terrace; Steamboat Springs, Nevada. — Econ. Geol., 1965.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
I	
КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЕВЕРНОГО СЕГМЕНТА ТИХООКЕАНСКОГО ОБРАВЛЕНИЯ	5
II	
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ	7
Северо-Азиатский сегмент	-
Северо-Восток СССР	-
Верхояно-Чукотская провинция	15
Охотско-Чукотская провинция	29
Корякско-Камчатская провинция	38
Дальний Восток	50
Монголо-Охотская провинция	-
Сихотэ-Алинская провинция	54
о. Сахалин	58
Япония	62
Северо-Американский сегмент	65
Аляска	68
Британская Колумбия	72
Западные штаты Америки	75
III	
КЛАССИФИКАЦИЯ РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	87
Предлагаемая классификация ртутных месторождений	89
Структурно-морфологические типы рудных тел	103
IV	
МЕСТОРОЖДЕНИЯ РТУТИ	107
Эндогенные месторождения	-
Телетермальные	-
Телетермальные, переходные к телемагматогенным	111
Телемагматогенные эпитеермальные	114
Телемагматогенные, переходные к вулканогенным	118
Вулканогенные	135
Эндогенные ртутьсодержащие месторождения	148
V	
МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ОКОЛУРУДНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ	155
Общие сведения о минеральном составе, текстурах и структурах руд и характере распределения минералов	-
Стадийность и зональность отложения руд, вертикальный размах оруденения	161

Околорудные изменения	163
Общие сведения, влияние состава вмещающих пород на характер околорудных изменений	-
Характеристика околорудно измененных пород	167
Соотношение околорудных изменений и оруденения	183

VI

ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	186
Геологоструктурные условия формирования месторождений	-
Роль геолого-тектонических факторов в локализации оруденения	-
Роль физико-механических свойств горных пород в локализации ору- денения	188
Физико-химические условия формирования месторождений	192
Формы переноса и отложение ртути	-
Кислотность - щелочность растворов	195
Температура и концентрация растворов при рудообразовании	197
Роль коллоидов в рудообразовании	200
Роль органического вещества в рудообразовании	203
Связь оруденения с магматизмом	205
Эпохи рудообразования и возраст ртутного оруденения	209
Источники ртути	212

VII

ОСНОВНЫЕ ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ	216
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	223
ЛИТЕРАТУРА	229

**Николай Алексеевич Шило, Петр Васильевич Бабкин,
Виктор Иванович Копытин**

МЕТАЛЛОГЕНИЯ РТУТИ СЕВЕРНОГО СЕГМЕНТА ТИХООКЕАНСКОГО РУДНОГО ПОЯСА

*Утверждено к печати Северо-Восточным комплексом научно-исследовательским
институтом Дальневосточного Научного центра АН СССР*

Редактор *А.И. Жилина*. Художественный редактор *Н.Н. Власик*
Технический редактор *Н.М. Бурова*

ИБ № 6547

Подписано к печати 26.12.77, Т - 18685, Усл.печ. л. 20,7. Уч.-изд.л. 22,8
Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1. Тираж 550 экз. Тип. зак. 794
Цена 2р.30к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94^а
1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 р. 30 к.

2290