

МЕТАЛЛОГЕНИЯ РТУТИ

Редакторы:

академик *В. И. Смирнов*

академик *В. А. Кузнецов*

доктор геол.-минерал.

наук *В. П. Федорчук*



Москва «Недра» 1976

Металлогения ртути. Под редакцией В. И. Смирнова, В. А. Кузнецова, В. П. Федорчука. Авт.: П. В. Бабкин, Ю. Е. Баранов, В. И. Васильев и др. М., «Недра», 1976. 255 с.

Монография состоит из двух частей. В первой части рассматриваются условия образования и закономерности размещения ртутных месторождений и характеризуются: генетические группы, рудные формации и минеральные типы; структурные и промышленные типы ртутных месторождений. Рассматриваются вопросы генезиса ртутных месторождений, включающие: геохимию ртути и проблему источника рудного вещества; минералогию ртутных месторождений; связь ртутных месторождений с магматизмом; физико-химические условия образования; околорудные изменения; первичные ореолы рассеяния ртути. Характеризуются закономерности размещения ртутных месторождений. При этом основное внимание уделено связи с этапами тектонического развития, на основе чего выделяются эпохи ртутного оруденения, а также стратиграфо-литологическому и структурному контролю оруденения; в заключение выделяются типы ртутных провинций.

Вторая часть монографии посвящена ртутным провинциям мира. Выделены глобальные ртутные пояса — Средиземноморский, Центрально-Азиатский и Тихоокеанский. Даны определения таких металлогенических единиц, как ртутные провинции, зоны, области и т. д. Для металлогенических провинций указывается их тектоническая позиция, преобладающий генетический тип ртутного оруденения, приводятся описания типичных месторождений, а также дается общая оценка перспектив данной провинции.

Табл. 4, ил. 45, список лит. — 290 назв.

Авторы: П. В. Бабкин, Ю. Е. Баранов, В. И. Васильев,
Н. Г. Дежидова, С. И. Кирикилица, В. А. Кузнецов,
Н. А. Никифоров, А. А. Оболенский, Н. А. Озерова,
В. И. Смирнов, Г. А. Терехова, В. П. Федорчук

Ртуть относится к числу металлов, используемых человеком с глубокой древности. К настоящему времени имеется большой опыт разработки ртутных руд и изучения их состава и условий залегания в ряде районов мира. Ртутные руды образуются близ земной поверхности, их отложение иногда можно наблюдать непосредственно в природных условиях, особенно в областях современного вулканизма и деятельности термальных источников. Все это способствовало изучению геологии ртутных месторождений, выяснению некоторых вопросов их генезиса и оказало положительное влияние на развитие теории гидротермального рудообразования вообще.

Вопросы геологии и генезиса месторождений ртутных руд освещены в многочисленных работах, наиболее значительными из которых являются труды Г. Беккера (Becker, 1888), К. Росса (Ross, 1933, 1942 и др.), К. Шуэтта (Schuette, 1931), Д. Уайта (D. White, 1955 г. и др.), Э. Бейли (Bailey, 1942; Bailey, Everhart, 1964 и др.), И. Млакара (Mlakar, 1967, 1969), Ч. Парка и Р. МакДормида (1966 г.), а также А. А. Саукова (1932 г. и др.), В. И. Смирнова (1947 и др.), В. Э. Пояркова (1937 и др.), Е. Е. Захарова, Н. И. Королева (1940), В. А. Кузнецова (1934 г. и др.), Н. А. Никифорова (1969 и др.), И. Л. Никольского (1959 и др.), В. П. Федорчука (1964 и др.) и многих других.

Вопросы геохимии ртути в настоящее время разработаны достаточно полно. Наиболее значительным вкладом в изучение геохимии ртути явились труды А. А. Саукова и его сотрудников Н. Х. Айдиньян и Н. А. Озеровой (Сауков, 1946 и др.; Сауков, Айдиньян, Озерова, 1972). Определенный интерес представляют работы В. Т. Сургая (1955, 1971 и др.).

Результаты исследований геологического строения и генезиса ртутных месторождений, а также изучения геохимии ртути дали возможность обратиться к вопросам металлогении ртути и выполнить некоторые исследования, направленные на выяснение закономерностей образования и размещения ртутного оруденения во времени и в пространстве — в структурах земной коры.

Металлогения как особое направление в учении о рудных месторождениях наибольшее развитие получила в Советском Союзе. Вопросы металлогении ртути наиболее широко разработаны также советскими геологами.

Кроме работ Г. Беккера и К. Шуэтта, которые могут рассматриваться как исследования металлогенического направления, заслуживает внимания монография «Ртутный потенциал США» (Mercury potential..., 1965), представляющая собой полную географо-экономическую сводку о месторождениях и рудопроявлениях ртути, выявленных в США. Интересны в разрезе региональной металлогении ртути публикации Э. Бейли, в одной из которых (Bailey, Clark, Smith, 1973) намечены некоторые региональные закономерности размещения ртутных месторождений, вытекающие из концепций новой глобальной тектоники, и сделана попытка связать размещение многих ртутных поясов мира с положением послекюрских зон Беньофа — с позиций тектоники плит

они могут рассматриваться как зоны поглощения океанической коры, поддвигавшейся под континентальные плиты.

Из других работ зарубежных исследователей следует отметить монографию Хуан Бо-циня (1952), отражающую характер связи ртутных месторождений Китая с определенными тектоническими зонами, а также работу А. Циссарца (1958) по металлогении Югославии, в которой большое внимание уделено вопросу возраста металлогенических эпох. Данные металлогенического плана по многим важнейшим ртутным провинциям мира (Испания, Италия, Северная Африка, Южная Америка и др.) за небольшими исключениями (Mc Allister e. a., 1950) вообще отсутствуют. Это частично восполняется монографией Г. А. Твалчрелидзе (1972) по металлогении Средиземноморского рудного пояса, в которой освещены некоторые вопросы металлогении ртути ряда рудных провинций, входящих в пределы этого пояса.

Первые обобщения по металлогении ртути в СССР были сделаны для Средней Азии. Основы металлогении ртути Среднеазиатской рудной провинции были заложены в конце 20-х годов работами А. Е. Ферсмана и Д. И. Щербакова, которые, с учетом данных В. Н. Вебера (1915), наметили Южно-Ферганский ртутно-сурьмяный пояс, контролирующийся системой субширотных разломов и включающий несколько десятков ртутных месторождений и рудопроявлений. В последующих работах А. А. Саукова, А. В. Королева, В. Э. Поляркова, Н. М. Синицына, В. И. Смирнова, В. Т. Сургая, В. П. Федорчука, Н. А. Никифорова и других исследователей понятие о Южно-Ферганском ртутном поясе получило дальнейшее обоснование и развитие, а установленные здесь закономерности размещения ртутного оруденения распространены на некоторые ртутнорудные пояса Средней Азии: Зеравшано-Гиссарский, Северо-Ферганский и др.

Первое монографическое описание Среднеазиатской ртутнорудной провинции было дано в работе В. И. Смирнова (1947). Выявленные на примере этой провинции особенности металлогении ртути, как было позднее установлено, имеют более широкое значение. Итоги последующих исследований по металлогении ртути в Среднеазиатской провинции отражены во многих работах, в частности в монографиях В. П. Федорчука (1964) и Н. А. Никифорова (1969), а также в докладах, сделанных на V Всесоюзном металлогеническом совещании (г. Фрунзе, 1968 г.), посвященном проблемам металлогении Тянь-Шаня.

Вслед за Среднеазиатской провинцией ртутнорудные зоны и пояса были выявлены в Западной Сибири, первоначально в Горном Алтае (В. А. Кузнецов, 1934 г., 1938; Сауков, 1938), а затем в системе Кузнецко-Алтайских региональных разломов, испытавших мезозойские подновления и контролирующих ртутное оруденение в пределах Кузнецкого Алатау, Салаира и Горного Алтая (В. А. Кузнецов, 1939 г.). Тогда же было четко сформулировано понятие о Западно-Сибирской ртутной провинции. Позднее она получила название Алтае-Саянской и была дана ее полная характеристика (Кузнецов, 1943, 1958).

В последующие годы были выявлены, изучены и описаны ртутные провинции, ртутные пояса и зоны Донбасса (Никольский, 1959), Северо-Востока СССР (Бабкин, 1969 и др.), Якутии (Галкин, 1969 и др.), Кавказа (Демидова, 1964; Черницын и др., 1971; Церцвадзе, 1972; А. В. Нетреба, 1969 г. и др.), Закарпатья (В. Н. Зайцева, 1970 г. и др.).

К настоящему времени накопились обширные материалы по металлогении отдельных ртутных провинций и областей мира и особенно территории СССР. Появилась возможность анализа и обобщения этих материалов в целях разработки и уточнения закономерностей образования и размещения ртутных

месторождений в геологических структурах. Реализации этой возможности способствовали следующие важные обстоятельства.

Основы металлогении ртути и важнейшие особенности образования и размещения ртутных месторождений в глобальном плане были намечены еще в 1958 г. в известной работе В. И. Смирнова и Л. М. Рыженко. Позднее появились работы, в которых также обсуждались общие вопросы металлогении ртути. Проблемам металлогении ртути был посвящен симпозиум, созданный в 1966 г. Научным советом по проблемам рудообразования и металлогении Сибири Сибирского отделения АН СССР (Вопросы металлогении ртути, 1968). Общие проблемы металлогении ртути освещены также в материалах V Всесоюзного металлогенического совещания (Закономерности размещения полезных ископаемых, 1970; Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня, 1971).

В 1970 г. В. А. Кузнецовым были выделены ртутные провинции СССР и сделана первая попытка типизации этих провинций, причем выделены четыре главных типа провинций. В этой работе впервые было обосновано существование особого трансконтинентального ртутного пояса, позднее получившего наименование Центрально-Азиатского и более полную характеристику (Кузнецов, 1973, 1974).

В предлагаемой работе сведены обширные опубликованные материалы, которые дополнены новыми данными, полученными авторами в результате ознакомления с различными ртутными провинциями и месторождениями ртути в СССР и за рубежом. При этом авторы встретились со значительными трудностями, преодоление которых было облегчено благодаря привлечению специалистов по геологии ртутных месторождений, в течение многих лет изучавших ртутное оруденение соответствующих ртутных провинций, а также специалистов по геохимии ртути и минералогии ртутных руд.

В работе использованы в основном понятия и термины, которые широко применяются в литературе и рекомендуются в известном «Обзоре геологических понятий и терминов в применении к металлогении» под редакцией Е. Т. Шаталова (1963 г.).

Выделяются **глобальные ртутные рудные пояса**, отвечающие по масштабу планетарным металлогеническим поясам. Это наиболее крупные структуры — Тихоокеанский и Средиземноморский ртутные пояса. В пределах Тихоокеанского пояса обособлены две ветви — Восточно-Азиатская и Западно-Американская. Выделяется также намеченный В. А. Кузнецовым трансконтинентальный Центрально-Азиатский ртутный пояс, соответствующий областям мезозойской активизации одноименного палеозойского складчатого пояса.

В пределах глобальных и трансконтинентальных поясов намечаются **ртутные провинции и ртутные области**. Это части глобальных ртутных поясов, характеризующиеся специфическими особенностями геологического строения и повышенной рудоносностью, в том числе наличием значительных по масштабу ртутных месторождений. Ртутные провинции могут быть различными по площади. Предложено выделять несколько типов ртутных провинций:

а) камчатский тип — провинции преимущественно кайнозойского оруденения, ассоциирующего с кайнозойским и современным вулканизмом андезитобазальтового ряда;

б) верхоянский тип — провинции преимущественно мезозойского ртутного оруденения, не обнаруживающего связи с синхронным вулканизмом, развивающегося на поздних стадиях формирования мезозойских складчатых областей;

в) алтае-саянский тип — провинции с ртутным оруденением, обусловленным процессами мезозойской тектоно-магматической активизации палеозойских (герцинских, каледонских, байкальских) складчатых областей;

г) тип провинций, связанных с активизацией древних платформ.

Территории с проявлениями ртутного оруденения меньшего масштаба, но перспективные, выделяются в качестве ртутных областей.

В пределах ртутных провинций и областей обособляются **ртутнорудные районы** — части соответствующих рудных провинций, заслуживающие особого внимания. Так, например, на юге Сибири в пределах Алтае-Саянской провинции оконтуривается ряд перспективных ртутнорудных районов — Горно-Алтайский, Тувинский, Салаирский и др.

Наконец, внутри ртутных провинций выделяются **ртутные пояса и ртутные (ртутнорудные) зоны**. В качестве региональных ртутных поясов рассматриваются сравнительно крупные, линейно-вытянутые структуры, состоящие обычно из систем региональных разломов, прослеживающиеся на сотни, а иногда и первые тысячи километров в длину, при ширине в десятки километров. Они отвечают зонам глубинных разломов, характеризующихся длительным развитием и глубоким заложением и, по-видимому, достигающих мантии Земли. Примером может служить Южно-Ферганский ртутный пояс в Среднеазиатской ртутной провинции. Отдельные части этого пояса, состоящие из региональных разломов, нередко кулисно или эшелонно расположенных относительно друг друга, выделяются и описываются в качестве ртутных зон. Это линейные структуры, достигающие иногда десятков или первых сотен километров в длину и нескольких километров в поперечнике. Другим примером может служить Кузнецко-Алтайский ртутный пояс в Алтае-Саянской рудной провинции, прослеженный на территории СССР на протяжении около 1000 км и состоящий из ряда ртутнорудных зон — Кузнецкой, Салаирской и Курайской. В ряде металлогенических провинций и областей выделяются ртутные или ртутоносные зоны как возможные элементы потенциального, хотя еще недостаточно изученного ртутного пояса. Так, на юге Среднеазиатской провинции известна Копетдагская ртутная зона; подобные и еще слабо исследованные ртутные зоны выделяются в труднодоступных металлогенических областях, таких, как Енисейский кряж, Приполярный Урал, Таймыр и некоторых других.

Наконец, в пределах ртутнорудных районов выделяются **рудные узлы, рудные кулисы, рудные поля, месторождения и рудопроявления**. Последние иногда располагаются и вне уже известных рудных районов и рудных провинций. В этих случаях даже незначительное рудопроявление может представлять интерес для металлогенического анализа.

Работа представляет собой коллективную монографию, составленную по единому плану. Авторы надеются, что она будет способствовать разработке основ научно обоснованного прогнозирования ртутного оруденения и открытию новых месторождений.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Г Л А В А I

СИСТЕМАТИКА РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. Генетические группы, рудные формации и минеральные типы ртутных месторождений

Трудами многочисленных исследователей, среди которых можно назвать С. Кристи, Г. Беккера, И. Нокса, Р. Дрейера, Э. Бейли, Д. Уайта, А. А. Саукова, В. И. Смирнова, В. Э. Пояркова, Е. Е. Захарова, В. П. Федорчука, Н. А. Никифорова, В. А. Кузнецова, П. В. Бабкина и др., установлено, что практически все ртутные месторождения мира имеют гидротермальный генезис и принадлежат к одному генетическому типу низкотемпературных гидротермальных месторождений. Месторождения ртути осадочного типа не установлены, если не считать киновареносных россыпей, обычно незначительных по масштабу. По-видимому, можно допустить возможность концентрации ртути в процессе осадочного, особенно вулканогенно-осадочного литогенеза, однако примеры месторождений подобного типа пока неизвестны. Точно так же неизвестны метаморфогенные ртутные месторождения.

Во многих схемах систематики рудных месторождений все ртутные месторождения относятся к группе эпитермальных месторождений (В. Линдгрэн, 1937 г.; Ч. Парк, Р. Мак-Дормид, 1966 г.).

В классификации П. Ниггли (1933 г.) месторождения ртути и сурьмы отнесены к группе вулканических, или близповерхностных, месторождений. И. Г. Магакьян (1955 г.) выделил две группы ртутных месторождений: а) сформированных на небольших глубинах, связанных с умеренно кислыми гранитоидными очагами, не вскрытыми на поверхности, и б) образованных на малых глубинах в приповерхностных условиях в связи с вулканической деятельностью и горячими минеральными источниками. В. И. Смирнов (1965, 1967 гг.) относит ртутные месторождения к группам телетермальных и вулканогенных гидротермальных месторождений.

Современное состояние вопроса позволяет сделать вывод о том, что по геологическим условиям, в том числе по отношению к проявлениям магматизма и по степени глубинности рудообразования, могут быть выделены (табл. 1, рис. 1) три генетические группы ртутных месторождений (Кузнецов, 1972).

Вулканогенная гидротермальная группа месторождений, образованных в приповерхностных условиях в областях синхронного или предшествовавшего вулканизма. Представителями этой группы являются известные месторождения Стимбоот-Спрингс и Сульфур-Бенк в США, ртутные рудопроявления Новой

Генетические группы	Рудные формации и субформации	Минеральные типы	Характерные минеральные ассоциации	Структурно-морфологические типы
Эпитермальная и телетермальная	Ртутная (ртутная, сурьмяно-ртутная, мышьяково-ртутная)	Кварц-флюорит-киноварный (джаспероидный)	Киноварь, антимонит, кварц, флюорит, карбонаты	Надвиговые субпластовые, гнездовые
		Магнезиально-карбонатно-киноварный (лиственитовый)	Киноварь, антимонит, пирит, миллерит, герсдорфит, реальгар, кварц, доломит, анкерит, кальцит, диккит, альбит	Месторождения в зонах разломов, рудные залежи линзовидной формы, характерны рудные столбы
		Карбонатно-киноварный	Киноварь, антимонит, пирит, блеклые руды, реальгар, кальцит, доломит, кварц	Поднадвиговые субпластовые и гнездовые и жильные м-ния. Рудные тела — пластовые, гнезда, столбы, жилы
		Кварц-киноварный Барит-киноварный	Киноварь, антимонит, пирит, марказит, блеклые руды, иногда сфалерит, сауковит, онофрит, серицит, кварц, диккит Киноварь, блеклые руды, пирит, марказит, халькопирит, галенит, кварц, барит, диккит	Поднадвиговые гнездовые, жильные. Пластовые тела, штокверки, жилы, гнезда Гнездовые, жильные, штокверковые
Вулкано-генная	Ртутная опалитовая (мышьяково-сурьмяно-ртутная)	Опалито-киноварный Травертиновый Кварц-диккит-киноварный		

Зеландии, ряд месторождений Мексики, Перу, Чили, Японии, некоторые месторождения Камчатки (Чемпуриновское, Алнейское и др.), рудопроявления в фумарольном поле вулкана Менделеева на о. Кунашир и в горячих источниках кальдеры Узон и ключа Апапель на Камчатке. К этой же группе относятся месторождения Закарпатской области и некоторые месторождения Кавказа, а также одно из крупнейших в мире ртутных месторождений Монте-Амиата в Италии.

Эпитермальная, или плутоногенно-гидротермальная, группа месторождений, формировавшихся в условиях небольших глубин вне областей синхронного вулканизма, обнаруживающих связь с крупными разломами и проявлениями глубинного магматизма в виде дайковых комплексов основного состава. К этой группе относятся месторождения Алтае-Саянской рудной провинции, часть месторождений Средней Азии (Чонкойское, Сымапское и др.), месторождения Верхояно-Колымской провинции, Никитовское и другие месторождения Донецкой провинции. В эту же группу, по-видимому, входят известное месторождение Альмаден в Испании и ряд месторождений США (в том числе Нью-Альмаден, Нью-Идрия и многие другие).

Телетермальная группа месторождений, не обнаруживающих связи ни с проявлениями магматизма, ни с глубинными разломами. В эту группу могут

НЫЕ ФОРМАЦИИ

Вмещающие породы	Гидротермальные изменения вмещающих пород	Связь с магматизмом	Примеры месторождений
<p>Известняки, глинистые сланцы</p> <p>Серпентиниты, листвени-ты, порфириды, туфы, известняки, песчаники</p> <p>Известняки доломитизиро-ванные, окварцованные, гли-нистые сланцы, песчаники</p> <p>Песчаники, метаморфиче-ские сланцы, гранитоиды, вулканиты и другие алюмо-силикатные породы</p> <p>Эффузивные породы глав-ным образом среднего и кис-лого состава, туфы</p>	<p>Окварцевание, аргиллизация</p> <p>Лиственизация, окварцевание, карбонатизация, аргиллизация</p> <p>Доломитизация, окварцевание, кальцитизация, аргиллизация</p> <p>Окварцевание, карбонатизация, аргиллизация</p> <p>Окварцевание, аргиллизация, баритизация</p>	<p>Отдаленная параге-нетическая с произ-водными глубинных подкоровых основ-ных магм в зонах глубинных разломов и самостоятельными малыми интрузиями субщелочных базальтоидов</p>	<p>Хайдарканское, Средняя Азия</p> <p>Чаган-Узунское, Горный Алтай;</p> <p>Чонкойское, Средняя Азия;</p> <p>Тамватнейское, Северо-Восток СССР</p> <p>Нью-Альмаден, США</p> <p>Акташское, Горный Ал-тай;</p> <p>Сымачское, Средняя Азия;</p> <p>Ваньшань, Китай;</p> <p>Идрич, Югославия</p> <p>Никитовское, Донбасс;</p> <p>Альмаден, Испания;</p> <p>Перевальное, Северо-За-падный Кавказ</p> <p>Терлигхайское, Тува;</p> <p>Орлиногорское, Салаир</p>
		<p>Парагенетическая связь с вулканами, производными главным образом андезито-базальто-вой формации</p>	<p>Чемпуринское, Камчатка;</p> <p>Опалит, США</p> <p>Узон, Апатль, Камчатка</p> <p>Боркут, Закарпатская об-ласть; Монте-Амьата, Ита-лия</p>

быть включены некоторые месторождения Кавказа, Средней Азии, Юго-Восто-чного Китая.

Как известно, руды ртутных месторождений отличаются довольно простым и устойчивым минеральным составом. Главным рудным минералом является киноварь, наиболее характерными сопутствующими минералами — антимонит, реальгар, аурипигмент. Вместе с тем детальные минералого-геохимические исследования позволяют выявить некоторые различия в составе и относитель-ном количестве второстепенных минералов и элементов-примесей и особенно в комплексе нерудных минералов, слагающих как руды, так и тела гидротер-мально измененных вмещающих пород. Эти различия дают возможность раз-делить проявления ртутного оруденения на рудные формации и классифициро-вать ртутные месторождения на основе выделения ртутных формаций и мине-ральных типов.

Выделение рудных формаций, субформаций и минеральных типов в данное время широко используется в классификациях месторождений различного состава — оловянных, молибденовых, золоторудных и др. В качестве рудных формаций (вслед за С. С. Смирновым, 1937 г.), обычно выделяются группы или природные ассоциации рудных месторождений близкого минерального состава, принадлежащих к одному генетическому типу и образующихся в сходных

геологических условиях. Учитываются структурные условия, литологический состав вмещающих пород, характер околорудных изменений, отношение орудения к проявлениям магматизма. Однако в основу систематики кладутся прежде всего признаки, связанные с особенностями строения самих месторождений, и в первую очередь вещественный состав руд.

Существует ряд схем систематики ртутных месторождений на формационной основе, разработанных для отдельных рудных провинций, имеющих региональный характер (Кузнецов, 1964; Кузнецов, Оболенский, Васильев, 1966;

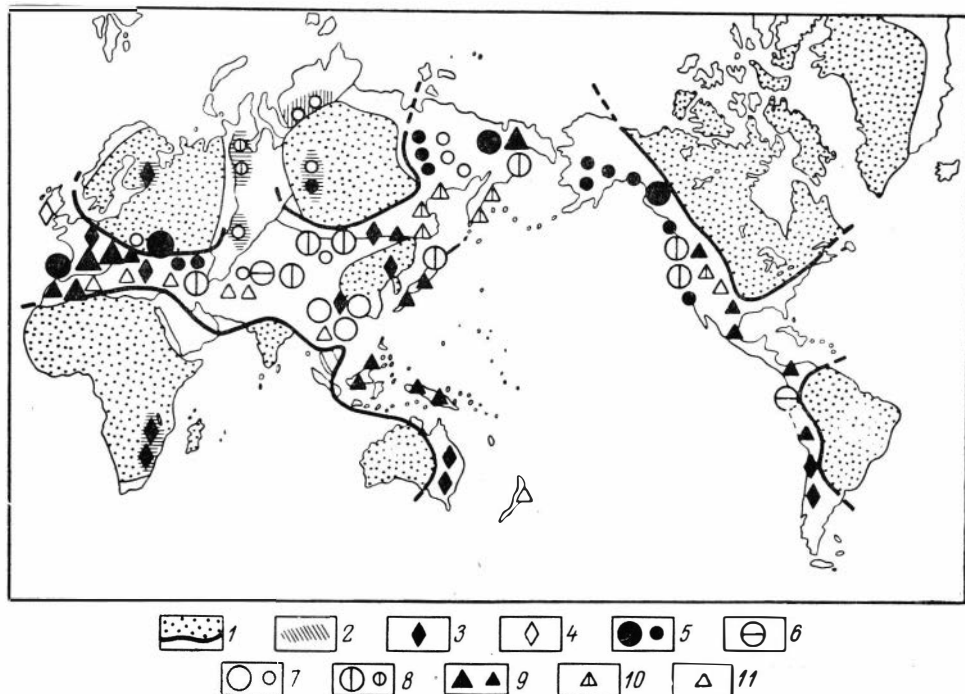


Рис. 1. Схема размещения основных ртутнорудных районов мира.

1 — контуры глобальных ртутнорудных поясов: Средиземноморского, Центрально-Азиатского и Тихоокеанского; 2 — «внезональные» месторождения ртути в пределах платформ; 3—11 — районы развития ртутных месторождений основных генетических и промышленных типов: 3 — кварц-хлорит-серцитового; 4 — кварц-карбонатного; 5 — кварц-диккитового (здесь и далее ведущие и второстепенные); 6 — джаспероидного; 7 — карбонатного; 8 — листовитового; 9 — карбонатно-полиаргиллитового; 10 — алунито-опалитового; 11 — травертинового

Бабкин, 1968; Сидоренко, 1968 и др.). Более общий характер имеет схема систематики ртутных месторождений СССР (Кузнецов, 1972). С незначительными поправками она используется в данной работе.

Месторождения ртути разделяются на: 1) собственно ртутные и 2) комплексные ртутьсодержащие, в которых ртуть является не главным компонентом, а только примесью в рудах. Практическое значение имеют главным образом месторождения первой группы.

Ртутные месторождения есть основания разделять на две рудные формации: 1) ртутную, в которую входят месторождения эпitherмальной и телетермальной генетических групп, и 2) ртутную опалитовую, включающую группу вулканогенных месторождений.

Для ртутной формации характерный главный рудный минерал — киноварь; второстепенные — антимонит, реальгар, аурипигмент; нерудные — карбонаты, кварц, флюорит, барит. Околорудные гидротермальные изменения — окремнение, аргиллизация, доломитизация, баритизация.

Ртутная опалитовая формация отличается более сложным минеральным составом руд. Кроме обычных — киновари, антимонита, реальгара, аурипигмента, метациннабарита — здесь, нередко сульфосоли серебра, серебристое золото, сфалерит, халькопирит. В числе нерудных характерны опал, алунит, каолинит, гипс, сера, барит, галлуазит, цеолиты, твердые углеводороды типа антраксолита. Околорудные изменения вмещающих пород — опалитизация, аргиллизация, алунитизация, адуляризация.

По особенностям минерального состава руд и относительно повышенному содержанию в рудах сурьмы и мышьяка обе формации могут быть разделены на субформации: собственно ртутную, сурьяно-ртутную и мышьяково-ртутную.

Кроме того, по особенностям состава руд, главным образом по составу нерудных минералов, выделяются минеральные типы месторождений и руд.

В составе ртутной формации выделяются следующие минеральные типы.

Кварц-флюорит-киноварный (джаспероидный) тип. Представителями этого типа являются Хайдарканское, Чаувайское и ряд других месторождений Среднеазиатской рудной провинции. Для них характерно предрудное окремнение вмещающих пород, главным образом известняков с образованием так называемых джаспероидов. Характерно присутствие в рудах значительного количества флюорита. Рудными телами являются субпластовые залежи джаспероидных брекчий, формирующихся в сводовых частях антиклиналей под экраном глинистых сланцев, а также секущие тела в трещинных зонах. Главные рудные минералы — киноварь и антимонит, второстепенные — пирит, арсенопирит, блеклые руды, гетчелит, леингстонит, галенит, сфалерит, реальгар, аурипигмент.

Магнезиально-карбонатно-киноварный (лиственитовый) тип. Типовые месторождения — Чаган-Узунское в Горном Алтае, Чазадырское в Туве, Чонкойское в Средней Азии, Тамвагнейское в Корякско-Камчатской провинции, Нью-Альмаден в Калифорнии (США). Рудами месторождений этого типа являются минерализованные апосерпентинитовые листвениты, основные эффузивные породы, песчаники, известняки. Гидротермальные изменения — лиственитизация, доломитизация, окварцевание, аргиллизация. В составе руд наряду с обычными рудными минералами — киноварью, антимонитом и реальгаром — встречаются миллерит, герсдорфит, полидимит, линнеит, а из нерудных — доломит, анкерит, брейнерит, кварц. Форма рудных тел — линзовидные залежи в зонах региональных разломов, нередко под экранами. Характерны большая протяженность рудных тел по простиранию и падению, наличие рудных столбов. Месторождения этого типа размещаются вдоль зон глубинных разломов и связанных с последними серпентинитовых поясов.

Карбонатно-киноварный тип. Представителями этого типа являются Акташское месторождение в Горном Алтае, Сымапское месторождение в Средней Азии, месторождения типа Ваньшань в Китае, Идрия в Югославии, Гуитцуко в Мексике. Месторождения локализуются в карбонатных толщах. Рудные минералы — обычные для ртутной формации, нерудные представлены кальцитом, доломитом, кварцем. Характерны поднадвиговые субпластовые месторождения, нередко весьма значительные.

Кварц-диккит-киноварный тип. Месторождения этого типа формируются в породах алюмосиликатного состава — песчаниках и глинистых сланцах, характерных для терригенных геосинклиналей или краевых прогибов. Минеральный состав руд отличается резким преобладанием киновари при весьма незначительном участии антимонита и других рудных минералов. Среди нерудных минералов наиболее характерны кварц и особенно диккит. Околорудные изменения — аргиллизация, окварцевание. К этому типу относятся известное Никитовское месторождение в Донецкой провинции, Перевальное, Сахалинское и другие месторождения Северо-Западного Кавказа, Западно-Палянское месторождение на Чукотке и, по-видимому, известное месторождение Альмаден в Испании.

Барит-киноварный тип. В этот тип выделяются месторождения, в составе руд которых присутствует в значительных количествах барит, а околорудные изменения вмещающих пород, обычно вулканитов основного и среднего состава, выражаются не только в окварцевании и аргиллизации, но и в баритизации. Типичные представители — месторождения Терлигхайское в Туве и Орлиногорское в Салаирском кряже (Алтае-Саянская рудная провинция).

В составе опалитовой ртутной формации выделяются минеральные типы: 1) опалито-киноварный (месторождения Опалит, США; Чемпуринское, Камчатка); 2) травертиновый (Узон и Апапель, Камчатка); 3) кварцдиккит-киноварный (месторождения Вышковского района в Закарпатской области).

Комплексные ртутьсодержащие месторождения, в которых ртуть является второстепенным компонентом, относятся к следующим рудным формациям: а) сурьмяной (антимонитовой, кварц-флюорит-антимонитовой) формации (месторождение Кадамджай); б) мышьяковой (реальгар-аурипигментовой) формации (месторождения Лухуми, Дари-Даг на Кавказе и др.).

Ртутная, опалитовая ртутная, сурьмяная и мышьяковая (реальгар-аурипигментовая) формации нередко ассоциируют, обнаруживая парагенетические связи, и образуют мышьяково-сурьяно-ртутный рудный комплекс, который может рассматриваться как генетический ряд рудных формаций.

Ртутьсодержащие руды известны в месторождениях, принадлежащих к другим рудным формациям: ртутно-сурьяно-вольфрамовой, золото-серебряной, свинцово-цинковой и барит-полиметаллической, сульфидно-касситеритовой. Практическое значение их в отношении ртути невелико.

2. Структурные типы ртутных месторождений

Структурные особенности ртутных месторождений рассмотрены в ряде работ. А. В. Королев (1947) предложил морфогенетическую классификацию рудных тел ртутных месторождений Средней Азии, подразделив их на три группы: согласные, секущие и структуры контактов. В. И. Смирнов (1947) при описании ртутных месторождений Средней Азии наметил две структурно-морфологические группы: 1) межформационные пластовые и 2) трещинные гнездовые месторождения. Рассматривая геолого-структурные особенности ртутных месторождений мира, В. И. Смирнов и Л. М. Рыженко (1958) выделили: а) пластовые структуры, б) зоны надвигов и линейные зоны дробления, в) одиночные тектонические трещины и г) локальные структуры разного происхождения.

Вопросам геолого-структурной систематики посвящен ряд работ В. П. Федорчука (1961—1964 гг.), в которых предлагается разделение ртутно-сурьянных

месторождений на следующие три главные структурно-морфологические группы: жильные, пластовые, контактовые.

В предлагаемой ниже структурной систематике ртутных месторождений за основу взята классификация В. И. Смирнова и Л. М. Рыженко (1958), дополненная новыми данными, полученными за последние годы при изучении ртутных месторождений.

Пластовые и пластообразные структуры. Особенностью рудоносности пластообразных структур является приуроченность главной массы оруденения к определенным благоприятным для рудоотложения горизонтам пород. Это пачки песчаников среди сланцев, прослой доломитов среди известняков, иногда пачки грубослоистых и массивных известняков среди слоистых их разновидностей.

По структурной обстановке и особенностям тектонических деформаций намечаются три главные позиции оруденения: в шарнирах антиклинальных складок, секущихся разломами; на крыльях складок, осложненных разрывными нарушениями; на пересечениях благоприятных для оруденения пластов с рудоконтролирующими разломами.

1. В первой позиции образуются значительные по масштабам ртутные месторождения, приуроченные преимущественно к терригенно-карбонатным и карбонатным комплексам. В локализации ртутного оруденения велика роль фактора дробления и расслоения пород в осевой части антиклинали. На большинстве месторождений отчетливо проявлено экранирование рудовмещающего горизонта перекрывающими сланцами или другими менее проницаемыми породами. Обычно это монометалльные ртутные и отчасти комплексные ртутно-сурьмяные месторождения. Ведущими морфогенетическими типами залежей минерализованных пород и рудных тел являются пластообразные и линзообразные. На некоторых месторождениях этого типа значительную роль играют жильнообразные рудные тела. К рассматриваемому типу относятся Хайдаркан и другие месторождения Средней Азии, Хуанкавелика в Перу, Марипоза и Чизос в США, Ваньшань в Китае и др.

2. Ртутные месторождения на крыльях складок, осложненных разломами, распространены значительно реже предыдущих и по масштабу они, как правило, невелики. По минеральному составу месторождения чаще всего киноварные и реже комплексные антимонит-киноварные. Рудовмещающие породы — известняки и доломиты, нередко перекрываемые сланцами. Преобладающее моноклиналиное залегание пород обусловило слабую роль экранирования при рудообразовании. Ведущий структурный фактор рудолокализации — дробление вдоль плоскостей разломов и отчасти расслоение пород. Наиболее распространенными морфологическими типами тел гидротермально измененных рудовмещающих пород и рудных тел являются линзы и жилы. В отдельных месторождениях на пересечении двух и более разломов возникали тела столбообразной формы. К этому типу могут быть отнесены месторождения Чаувайское, Охна, Ташбулак в Средней Азии и др.

3. Ртутные месторождения, сформировавшиеся на пересечении благоприятных для оруденения пластов с рудоносными разломами. В таких позициях наибольший интерес представляет пересечение рудоносным разломом относительно хрупкого пласта, сопровождаемое не только широким развитием тектонических деформаций — дробления и расслоения, но и нередко экранированием рудоносных растворов сланцами, перекрывающими относительно хрупкие породы. Состав рудных тел обычно монометалльный, представлен киноварными рудами. По морфологии среди рудных тел преобладают пласто- и линзообразные тела, реже жилы и гнезда. Месторождения значительны по масштабу и с богатыми

рудами. К этому типу могут быть отнесены Альмаден (Испания), Никитовское и Пламенное (СССР) и др. Близка к нему и рудоконтролирующая структура месторождения Монте-Амиата (Италия), где главное оруденение приурочено к брекчированным разностям грубослоистых известняков в местах пересечения их разломами.

Зоны надвигов и линейные зоны дробления вдоль разломов. Структурные позиции надвиговых структур и разрывных нарушений типа взбросов и сбросов и сдвигов характеризуются развитием тектонических деформаций, связанных с разломами. В этой позиции встречаются разные по масштабам ртутные рудопроявления и месторождения. Вмещающие породы представлены терригенными, терригенно-вулканогенными и терригенно-карбонатными образованиями.

По особенностям геолого-структурной обстановки в данной группе могут быть намечены такие позиции, определяющие структурный тип месторождения: лежащий бок надвига, непосредственно под надвиговой поверхностью (плоскостью); висячий бок надвига и зона дробления вдоль плоскости разрыва; участки дробления и системы трещин, развитые в благоприятных позициях в зоне разлома (сбросы и сбросо-сдвиги); отдельные трещины.

4. В лежащем боку под плоскостью надвига брекчирование и минерализация развиваются преимущественно по трещинам оперения. В размещении рудных тел заметна экранирующая роль глинок трения. Рудные тела представлены линзообразными, столбообразными, реже жильными формами (Верхнеубинское и Тибское месторождения на Северном Кавказе, Кюнчоч в Средней Азии, Турица в Закарпатье и др.).

5. Структурная позиция в висячем боку надвига характерна для ртутных месторождений, залегающих среди терригенных, терригенно-вулканогенных и терригенно-карбонатных пород. Особенно благоприятны случаи, когда плоскость надвига пересекает горизонты относительно хрупких пород. Ведущими процессами, способствующими локализации рудных тел, являются дробление и расслоение пород, обусловленные подвижками по надвигу. Преобладают рудные тела линзообразной, реже столбо- и жилообразной формы (Идрица в Югославии; Сымапское, Ахейское и др. в СССР).

6. Структурная позиция ртутного оруденения в зонах дробления и трещиноватости, развитых в разломах типа сбросов и сбросо-сдвигов, характеризуется большим числом мелких и средних объектов. Они известны во всех типах пород: терригенных, терригенно-вулканогенных, карбонатных и интрузивных. Ведущим рудоконтролирующим фактором служит дробление пород в местах сближений, пересечений или искривлений рудоносных разломов. По составу преобладают монометалльные месторождения, а по форме — жильные и гнездообразные тела (Сарыташ, Карасу, Ташбулак в Средней Азии и др.).

7. Ртутные рудные тела и мелкие месторождения в отдельных жилах или минерализованных тектонических трещинах преимущественно развиты в терригенных, терригенно-вулканогенных и вулканогенных комплексах. По составу это монометалльные киноварные руды с кальцитом, анкеритом и реже кварцем. Ведущим фактором локализации оруденения является повторное приоткрывание трещин и связанное с ним дробление боковых пород. Рудные тела представляют собой участки жил, обогащенные киноварью (Коттербах в Венгрии; Верхнеубинское, Куршурли, Шунк в СССР).

Сложные структуры. В эту группу входят месторождения, условия локализации которых определяются сочетанием разнотипных структур. Выделяются месторождения: в разломах глубокого заложения, сопровождаемых телами ультраосновных и основных пород; в разломах и трещинах, секущих штоки

и дайки и их контакты; в вулканических каналах и связанных с ними разломах; в структурах обрушения и проседания пород.

8. Зоны дробления и дислокаций в разломах, сопровождаемых телами ультраосновных пород, проявляются обычно вдоль контактов этих пород с терригенными и вулканогенно-терригенными толщами. Ртутное оруденение представлено преимущественно киноварью и связанными с ней карбонатно-магниевыми минеральными ассоциациями. Ведущими структурами в локализации рудных тел являются зоны дробления и расслоения пород в благоприятной позиции, обычно в местах искривления плоскости рудоконтролирующего разлома или сопряжения его с более мелкими разрывами. По морфологии среди рудных тел преобладают линзовидные формы, реже жилы и гнезда (Нью-Альмаден в США; Чаган-Узунское и Чонкойское в СССР и др.).

9. Структурная позиция в разломах и трещинах, секущих интрузивные штоки и дайки, характерна для многих районов. В такой позиции известны мелкие и средние по масштабам месторождения, представленные монометалльными киноварными рудами. Таковы, в частности, Ред-Девил на Аляске и Макрателла на Кавказе. Это небольшие рудные жилы или гнезда в дайках среди терригенных и терригенно-вулканогенных пород.

10. Структурная позиция в разрывных нарушениях, связанных с вулканическими каналами, характерна для ряда ртутных рудопроявлений и месторождений в областях развития современных термальных источников (Чемпуринское, Сульфур-Бенк и др.). Месторождение Сульфур-Бенк является достаточно крупным объектом рассматриваемого структурного типа (Д. Уайт, С. Робертсон, 1962 г.). К зоне рудоносного разлома здесь приурочены современные термальные источники с сопутствующим им гидротермальным изменением пород и отложением киновари.

11. Карстовые полости и связанные с ними структуры обрушения служат характерной позицией для таких месторождений, как Терлингва в США, где, как отмечают Р. Йетс и Г. Томсон (Yates, Thompson, 1959), рудная брекчия, содержащая гнезда киновари, выполняет карстовую воронку в известняках мелового возраста.

Главные ртутные объекты формировались только в четырех из перечисленных выше 11 позиций: 1) в местах пересечения благоприятных для оруденения литологических горизонтов рудоконтролирующими разломами (Альмаден, Монте-Амиата, Никитовское); 2) в шарнирах антиклинальных складок, осложненных рудоконтролирующими разломами (Хайдаркан, Ваньшань); 3) в зонах надвигов (Идрия, Рас Эль-Ма, Кончоч, Акташское и др.); 4) в зонах дробления и дислокаций вдоль разломов, сопровождаемых телами ультраосновных и основных интрузий (Нью-Альмаден, Чонкойское, Чаган-Узунское и др.).

3. Промышленные типы ртутных месторождений

Многообразие существующих классификационных схем ртутных месторождений обуславливается в первую очередь различным их назначением. Так, на стадии детальной эксплуатационной разведки главная задача заключается в геометризации промышленных рудных тел, подлежащих выемке. Этому требованию наиболее полно удовлетворяют классификации, основывающиеся на таком ведущем признаке, как морфология рудных тел. В соответствии с этим критерием В. М. Крейтер (1960, 1961 гг.) выделяет два промышленных типа ртутных руд: 1) пластообразные тела и крупные неправильных очертаний залежи и 2) трещинные жилы, мелкие гнезда и брекчированные зоны.

В последние годы наблюдается стремление к выделению типов месторождений, в названиях которых были бы синтезированы представления об основных оценочных их критериях как с чисто генетических, так и с геолого-экономических (промышленных) позиций. Эта тенденция особенно четко наметилась применительно к месторождениям спорного генезиса, на происхождение которых пока нет единой точки зрения. В классификации В. И. Смирнова (1969) к такого рода промышленно-генетическим типам относятся месторождения пяти групп: пегматитовой, карбонатитовой, скарновой, альбитито-грейзеновой и колчеданной.

В отношении ртутных месторождений наметилась такая же тенденция: стремление к выделению типов, объединяемых общностью состава рудовмещающих гидротермально измененных пород, что обусловлено сходными условиями формирования (однотипность разрезов и близость физико-химических параметров рудогенерирующих растворов и др.). Так, например, под термином «опалитовый тип» понимается строго определенный комплекс оценочных признаков — от представлений о генезисе (во многом спорных) и тектоно-металлогенетической позиции до формы и вероятных масштабов отдельных месторождений. Такими же емкими являются и другие, также давно укоренившиеся применительно к ряду промышленных ртутных месторождений понятия — джаспероидный, листовитовый и другие типы.

Видимо, за определенными группами ртутных месторождений целесообразно закрепить исторически складывающиеся названия, придав им промышленное звучание. Это даст возможность использовать обобщенные особенности месторождений (с присущими им усредненными параметрами) каждого из выделенных промышленно-генетических типов для прогнозирования и оценки вновь выявленных месторождений на всех стадиях их изучения и разведки (табл. 2).

По масштабам добычи и составу руд эксплуатировавшиеся месторождения могут быть разделены на три неравнозначные группы: 1) небольшие — до средних, обычно с комплексными многокомпонентными рудами, 2) средние и крупные — до уникальных, чаще всего монометалльные, 3) небольшие ртутьсодержащие, из которых ртуть добывается попутно.

Плутогенные месторождения. Месторождения кварц-хлорит-серцитового типа обычно представлены системами субпараллельных крутопадающих жил, контролирующихся разрывными нарушениями сбросо-сдвигового характера. Вмещающие породы — чаще всего метаморфизованные сланцы. Жилы небольшие — до первых сотен метров по простиранию и столько же по падению, при мощности до 1—2 м. Отличаются четко выраженной вертикальной зональностью. Ртутные минералы — киноварь и ртутьсодержащие блеклые руды (до шватцита включительно) — концентрируются на верхних горизонтах жил, в интервале 0—150 м, редко до 200—300 м. Месторождения большей частью комплексные или же ртутьсодержащие. Это — кварц-киноварные золотосодержащие жилы Южной Африки, Урала и Забайкалья, шеелит-антимонитовые с золотом и шватцитом жильные месторождения Южного Китая (Воси, Сиань и др.), ртутно-вольфрам-мышьяковые (в виде арсенопирита) месторождения Турции, системы ртутно-медно-полиметаллических жил Рудных гор и Северной Африки (Бир-Бени-Салах и др.), ртутно-золото-серебряные сложно ветвящиеся жильные образования Румынии и Мексики, медно-ртутные месторождения Чили, ртутно-баритовые жилы Северной Африки и др.

Месторождения кварц-карбонатного типа отли-

чаются от предыдущих средой рудолокализации: последняя представлена мощными толщами пород карбонатного состава, что предопределяет характер их околорудного изменения (карбонатизация, осветление, перекристаллизация, дебитуминизация и локально — окварцевание, баритизация, флюоритизация) и особенности морфологии рудных тел. Месторождения этого типа менее выдержаны на глубину и отличаются менее четкой зональностью по вертикали. Форма рудных тел — субсогласные и секущие метасоматические залежи, иногда штокверки; линейные жилы с резкими зальбандами встречаются редко. Выделяются небольшие собственно ртутные (киноварные) жильные тела (Карпаты), средние по размерам ртутьсодержащие (в виде блеклых руд) полисульфидные (свинцово-цинковые с серебром) штокверки (Тепар в Средней Азии и др.) и крупные внутриформационные залежи ртутьсодержащих медных руд (Гордрам в Ирландии, некоторые месторождения Чили и др.).

Телетермальные месторождения. Месторождения кварц-диккитового типа, одного из наиболее перспективных, характерны только для тектонических зон, основу разреза которых составляют породы терригенного комплекса. Ведущим типоморфным жильным минералом месторождений этого типа является диккит, тесно ассоциирующий с кварцем, реже с пиритом и карбонатами. Количественные соотношения главных минералов — диккита и кварца — могут колебаться в значительных пределах. В одних случаях диккит слагает основную часть жильной массы, являясь одновременно и ведущим компонентом зон околорудного изменения (Сахалинское на Кавказе), в других главной нерудной составляющей будет кварц (Альмаден, Никитовское). Тем не менее присутствие диккита обязательно: в отличие от других глинистых минералов (гидрослюда, монотермит, накрит, каолинит, монтмориллонит и др.), будучи наиболее стабильным, диккит является надежным индикатором глубинности условий образования и свидетельствует о значительном (более 1200 м) вертикальном размахе рудоотложения. Признаков вертикальной зональности при этом обычно не наблюдается — ни по минералогическим ассоциациям (кроме главного рудного минерала — киновари, чаще всего кристаллической, в рудах иногда присутствуют антимонит и арсенопирит), ни по набору элементов-примесей (мышьяк, медь, цинк).

Месторождения кварц-диккитового типа формируются обычно в спокойных тектонических условиях, тяготея, как правило, к зонам активизации платформ (Донбасс, Испания), а также к периферическим частям жестких массивов (Западно-Верхоянская зона Якутии) и геосинклинальных зон (Северный Кавказ, Чукотка, Корякское нагорье, Аляска), отличающимся развитием сравнительно пологих складчатых структур, практически лишенных интрузивных образований.

По многообразию структурно-морфологических форм месторождения кварц-диккитового типа заметно выделяются на фоне других групп. Как и для остальных трех типов телетермальных месторождений, для них характерно структурно-морфологическое несоответствие рудных тел и вмещающих их горизонтов (зон, блоков) гидротермально измененных пород. По форме последних месторождения описываемого типа могут быть подразделены на четыре группы: 1) согласно-пластообразные; 2) штокверко- или столбообразные; 3) жильно-секущие; 4) контактово-столбообразные (рис. 2).

Месторождения джаспероидного типа формируются в условиях завершенной складчатости в пределах геосинклинальных областей (Тянь-Шань, Центральная Америка) и зон активизации платформ (Южный Китай), не обнаруживая пространственной связи с проявлениями магматизма.

ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ ЭНДОГЕННЫХ РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Генетические типы	Промышленные типы	Рудовмещающие породы	Структурные типы рудолокализирующих залежей гидротермально измененных пород и заключенных в них рудных тел	Примеры месторождений
I. Плутоногенные	1. Кварц-хлорит-серицитовый	Метаморфизованные сланцы	Секущие, существенно кварцевые жилы	Баруп-Шивинское, Забайкалье; Восток, КНР; Гюмюшлер и Дудас, Турция
	2. Кварц-карбонатный	Породы терригенно-эффузивного или карбонатного комплексов	Секущие, преимущественно карбонатные жилы, контактовые и сложные меж- и внутриформационные залежи	Ильдиганское, Забайкалье; Тагит, Северная Африка; Терап, Средняя Азия; Гортдрам, Ирландия; Джебель-Аджа, Тунис
II. Теллуремальные	3. Кварц-дикитовый	<p>Выдержанные горизонты песчаников в мощных толщах терригенных пород</p> <p>Толщи сложно переслаивающихся терригенных пород</p> <p>То же, но с преобладанием сланцев</p> <p>То же, но с силами основных пород и системами секущих даек диабазового порфирида</p>	<p>Сложные пласто- и плачеобразные залежи кварцитов в песчаниках, тяготеющие к сводовым частям куполовидных складок, осложненных разломами</p> <p>Штокверкообразные и трубчатые тела кварц-дикитовых брекчий, связанные с зонами массового дробления на перегибах крыльев складок и вдоль пересечения разломов</p> <p>Секущие, слабоминерализованные зоны дробления (линейные) в песчаниках и сланцах</p> <p>Линзы и столбы в местах пересечения силлов и даек разломами</p>	<p>Никитовское, Донбасс; Альмаден, Испания</p> <p>Западно-Палаяское, Чукотка</p> <p>Звездочка, Якутия; Оут-Хилл и Мансанита, США</p> <p>Авадхарское, Абхазия; Ред-Девил, Аляска</p>
	4. Джаспероидный	Зона контакта известняков и перекрывающих их сланцев	Сложные седловидные межформационные залежи джаспероидов, локализующиеся в сводовых частях куполовидных складок, осложненных разломами; контролируются структурами экранирования	Хайдаркан и Чаувайское, Средняя Азия; Хуанкавелика, Перу
	5. Карбонатный	Доломиты, обычно мергелистые слоистые	<p>1. Внутриформационные залежи полосчатых осветленных доломитов, приуроченные к местам изгиба моноклиналей; контролируются структурами внутриформационного расслоения</p> <p>2. Секущие карбонатные жилы и сложные зоны дробления</p>	<p>Адыракоу и Карасу, Средняя Азия;</p> <p>Льво-Сакинджинское, Якутия; Еленовское, Приазовье; Ваньшань, КНР</p> <p>Сымапское, Средняя Азия; Цзяоли, КНР</p>

	6. Листвени- товый	Известняки Осложненные разломами зоны контактов серпентинизированных гипербазитов с прорываемыми ими толщами терригенных пород	Гнезда, сложные зоны дробления вдоль разломов, штокверки в ядрах сжатых антиклиналей Крутопадающие столбы, линзообразные и плащеобразные залежи листвени- тов, реже секущие кварц-карбонатные жилы	Бирксу, Средняя Азия Чонкойское, Средняя Азия; Агятагское, Закавказье; Чаган-Узунское, Горный Алтай; Нью-Альмаден, Нью-Идрия, Ноксвилл, США
III. Вулканигенные	7. Карбонатно- полиаргилли- товый	Сложно чередующиеся пакки карбонатных и терригенных пород, залегающие в виде тектонических чешуй Мергелистые доломиты Кислые эффузивы, туфы и терри- генные стромболии, прорванные некками субвулканов Терригенно-эффузивные толщи Глинистые породы, прорванные штоками гипабиссальных пород кислого и среднего состава	Сложные плаще- и линзообразные залежи богатых руд в аргиллизированных породах под глинистым экраном, усиленным пологими чешуйчатыми надвигами Рудные столбы и внутрiformационные залежи в «пропаренных» доломитах (полос- чатых мраморах) Межформационные залежи аргиллизирован- ных пород в эффузивах и сложные мине- рализованные зоны дробления Системы сложно ветвящихся жил и зон дробления в аргиллизированных породах Контактные плаще- и линзообразные за- лежи, штокверки и жилы, связанные с апи- кальными частями штоков и некков субвул- канических пород (под глинистым экраном)	Идрия, Югославия; Рас Эль-Ма, Северная Африка Алтыаул, Средняя Азия; Даньчжай, КНР Пламенное, Чукотка; Монтс-Альиата, Италия Ланское, Приамурье; Итомука, Япония Боркут и Большой Шаян, За- карпатье
	8. Алунит- опалитовый	Эффузивно-терригенные толщи, прорванные некками кислых суб- вулканических пород Кислые эффузивы с туфами и глинистыми сланцами	Грибообразные залежи опалитов вблизи некков, а также в местах пересечения разло- мов Сложно ветвящиеся жилы и гнезда в поло- гих залежах диаспор-каолинит-алунитовых пород	Чемпуринское, Камчатка; Опалит, США Гушсай и Аксагата, Средняя Азия
	9. Травертино- вый	Эффузивно-терригенные толщи и глинистые осадки Карбонатные породы, раскарсто- ванные	1. Пологие грибообразные залежи каолини- зированных пород, формирующиеся вблизи зеркала грунтовых вод у выходов термаль- ных источников 2. Секущие жильные и трубчатые тела опа- литов, связанные с выводными каналами термальных источников Воронкообразные, штокообразные и труб- чатые, а также жильные тела карбонатных травертинов, ассоциирующие со структурами карстового растворения (вдоль разломов)	Апатель, Камчатка; Сульфур-Бенк и Сульфур- Спрингс, США Паскуча, Средняя Азия; Чжешуйцзин, КНР Терлингва, США; Арчман, Копетдаг

Главной отличительной особенностью месторождений этого типа является ведущая роль структур экранирования: основная масса ртутного оруденения тяготеет к более или менее выдержанным горизонтам джаспероидов, формирующихся метасоматическим путем в сводовых частях куполовидных складок в зоне контакта известняков и перекрывающих их (экранирующих) сланцев (рис. 3).

Мощность и морфология джаспероидных залежей определяются характером разреза и степенью интенсивности процесса рудообразования; наиболее оптимальным является случай трехчленного разреза: сланцы — известняки —

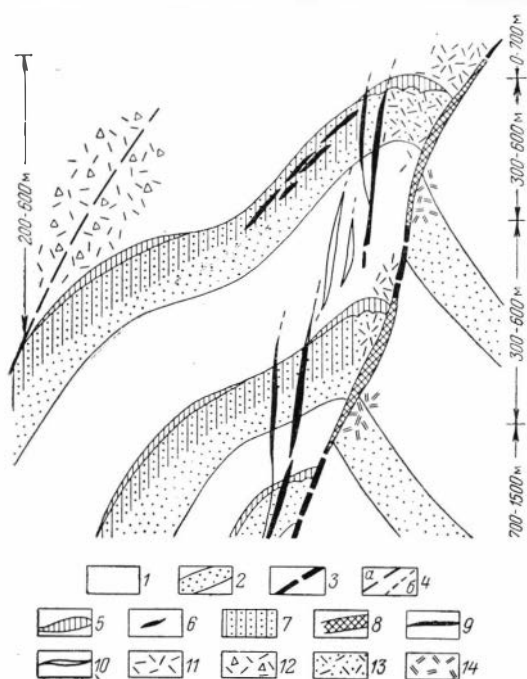


Рис. 2. Обобщенный разрез, характеризующий геолого-структурную позицию ртутных месторождений кварц-диккитового типа, локализирующихся в мощных толщах терригенных пород в связи с горизонтами песчаников.

1 — сланцы; 2 — песчаники; 3 — рудоподводящий разлом; 4 — рудораспределяющие (а) и рудолокализирующие (б) нарушения; 5 — многорудные согласные залежи экранирования в сводовых частях куполовидных брахискладок и на перегибах крыла антиклинали; 6 — согласные внутриформационные линзообразные залежи в песчаниках на крыле антиклинали; 7 — зоны рассеянной минерализации в висечем боку горизонтов песчаников — в месте перегиба крыла антиклинали; 8 — минерализованные тела сланцево-песчанниковых брекчий, развивающихся вдоль зон рудоподводящих разломов, осложняющих крыло рудолокализирующей антиклинали; 9 — богатые секущие жилы, выполняющие приоткрытые трещины, оперяющие в песчаниках сводовой части антиклинали зону основного разлома; 10 — аналогичные, но менее богатые жилы в сланцах; 11 — штокверкообразные тела в трещиноватых сланцах апикальной части сжатой антиклинали; 12 — крупные штокверки, связанные с блоками брекчированных сланцев над перегибом крыла антиклинали, осложненном разломами; 13 — штокверкообразные тела в ядерных частях сжатых антиклиналей; 14 — зоны рассеянной минерализации в лежачем боку рудоподводящего разлома

сланцы, при условии, что средний член разреза — толща карбонатных пород — достаточно выдержан и значителен по мощности (не менее 300—500 м). Косвенным критерием интенсивности процесса может служить количество кремнезема, заимствуемого рудогенерирующими растворами из нижележащих сланцевых толщ и идущего затем на образование джаспероидных залежей. Общая масса перемещенного таким образом кремнезема достигает иногда многих десятков миллионов тонн (Хайдаркан).

Морфологически тела рудомещающих джаспероидов представляют собой мощные (до 40 м) пластообразные залежи сливных кварцитовидных пород (Главное поле Хайдаркана), седло- и плащеобразные залежи в сводовых частях многогорбых складок (Восточный участок Хайдаркана), прерывистые горизонты неравномерно окварцованных массивных известняков на крыльях антиклинальных структур (Чаувайское), сложно ветвящиеся залежи в неравномерно окварцованных (вдоль разломов) известняках (Северо-Восточный и Южно-Плавииковогогорский участки Хайдаркана), штокверкообразные тела кварц-известняково-кальцитовых брекчий в ядерных частях сжатых антиклинальных складок (Промежуточное поле) и др.

Кроме монометалльных ртутных выделяются комплексные ртутно-сурьмяные месторождения, подразделяющиеся на две резко различные подгруппы: в одной комплексность обуславливается наложением киноварной минерализации на более раннюю антимонитовую (Северо-Плавиковогогорский участок),

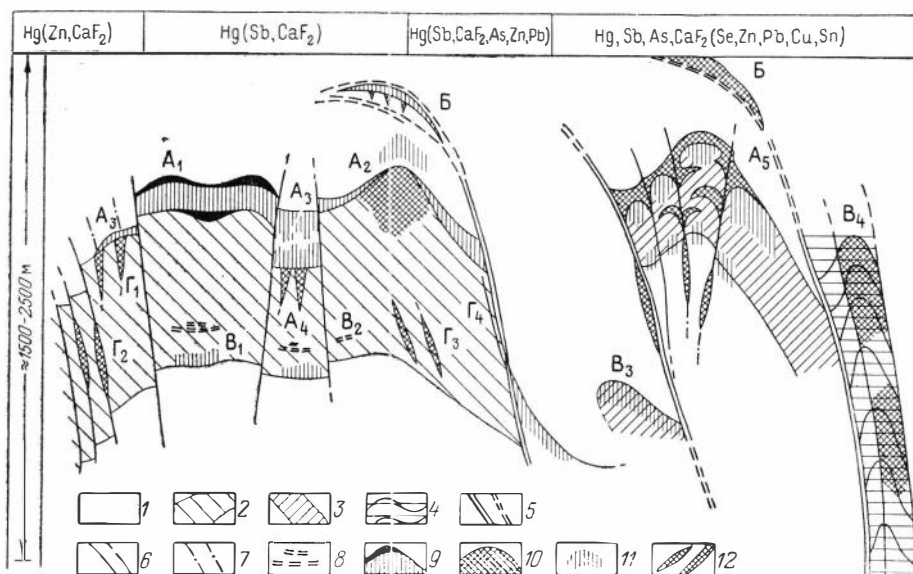


Рис. 3. Обобщенный поперечный разрез через осложненную взбросо-надвигами многогорбую антиклиналь, в пределах которой локализируются комплексные ртутно-сурьмяные месторождения джаспероидного типа.

1—4 — вмещающие породы: 1 — терригенные комплексы перекрывающих и подстилающих толщ, 2 — основная рудовмещающая толща чисто карбонатных пород, 3 — то же, но с пропластками сланцев, песчаников и конгломератов, 4 — то же, с преимущественным развитием роговиков; 5—8 — тектонические нарушения: 5 — крупные взбросо-надвиги, 6 — крупные сбросы, 7 — малоамплитудные трещины скола, 8 — зоны внутриформационного расщепления в слоистых доломитах; 9—12 — характер распределения оруденения: 9 — субогласные залежи ртутных руд в межформационных, главным образом под сланцевым экраном, горизонтах джаспероидов, 10 — штокверкообразные тела в дробленых известняках, приуроченные к ядерным частям сжатых антиклиналей, 11 — то же, но в других геолого-структурных позициях, 12 — секущие минерализованные зоны дробления. Типичные геолого-структурные позиции и ведущие структурно-морфологические типы рудных тел: А — вблизи сланцевого экрана: А₁ — в выдержанных горизонтах джаспероидов, формирующихся в сводовых частях пологих антиклиналей, А₂ — в блоках массового дробления и окварцевания известняков в ядрах сжатых антиклиналей, А₃ — в блоках брекчированных джаспероидов между системами сближенных разломов, А₄ — вдоль секущих зон дробления в слабоокварцованных известняках в местах изгиба крыла антиклинали, А₅ — в блоках массового дробления с локальным окварцеванием в сводовых частях антиклиналей, разбитых крутопадающими сбросами; В — в верхнем структурном ярусе, в тектонических линзах, образованных чешуйчатыми взбросо-надвигами; В — в нижнем структурном ярусе: В₁ и В₂ — вблизи лежащего бока рудовмещающей толщи карбонатных пород (В₁ — непосредственно у контакта с подстилающими сланцами в пологих чашеобразных прогибах, В₂ — в зонах внутриформационного расщепления, возникающих в местах перегиба горизонтов слоистых доломитов), В₃ — в глубинных подпадающих структурах, В₄ — в линейных зонах массового дробления, преимущественно в орго-нокварцованных сланцах; Г — вдоль секущих зон дробления: Г₁ — вблизи экранной поверхности (включая полости «подрудного» карста), Г₂ — в связи с системами крутопадающих сбросов, Г₃ — то же, но на весьма значительном (более 1 км) удалении от сланцевого экрана, Г₄ — вдоль зон крутопадающих взбросо-надвигов

а в другой — одновременным выделением из растворов как ртути, так и сурьмы, с образованием сложного сульфида этих металлов — ливингстонита (Гуитцуюк в Мексике).

Для описываемых месторождений наблюдается частое несоответствие структурно-морфологических типов рудовмещающих (джаспероиды, разнообразные брекчии) и непосредственно рудных тел. Тем не менее подавляющая масса промышленного оруденения (80—90%) тяготеет к зоне контакта изве-

стняков и перекрывающих их сланцев, не удаляясь от экранирующей поверхности более чем на 40—60 м. Исключение составляют лишь крупные штокверки в ядрах сжатых антиклиналей, нижние части которых могут отстоять от контакта на 80—120 м, и разобщенные гнезда, локализующиеся в подстилающих массивных известняках вдоль зон крутопадающих разрывов (максимальная удаленность от кровли — до 800—1000 м). В перекрывающих сланцах известны небольшие, но достаточно богатые штокверкообразные тела, связанные с блоками массового дробления в апикальных частях сжатых антиклиналей.

Месторождения карбонатного типа структурно и генетически иногда связаны с джаспероидными, листовенитовыми, карбонатно-полиаргиллитовыми и др. Однако к собственно карбонатному типу относятся только месторождения, локализующиеся в пределах мощных (не менее 1—2 тыс. м) толщ известняков и доломитов — вне связи с экранирующей поверхностью (перекрывающими сланцами). В структурном отношении они подразделяются на два подтипа: согласные и секущие.

Основную промышленную ценность представляют согласные месторождения, контролирующиеся многоярусными структурами внутриформационного расслоения, развивающимися обычно в местах небольших (от 2—3 до 10—20°) перегибов полого залегающих толщ слоистых доломитов, часто глинистых. Зоны расслоения представлены системами приоткрытых трещин, параллельных слоистости пород. Приоткрывание по каждой из трещин — от долей миллиметра до первых сантиметров, длина — от первых дециметров до нескольких десятков метров. По простиранию трещины кулисообразно смыкаются друг с другом, что создает единую систему циркуляции растворов в субгоризонтальном направлении. Удельное расслоение колеблется от долей (несколько миллиметров на 1 м мощности) до 10—20%, а удельная трещиноватость может изменяться от 2—3 до 100—200 и иногда более. Суммарная мощность зон расслоения варьирует от 1—2 м (всего лишь 2—3 согласных прожилка жильного доломита — Молипин, КНР) до многих десятков и даже первых сотен метров (Ваньшань).

Трещины расслоения заполняются обычно крупнокристаллическим жильным доломитом с подчиненным количеством кальцита, битумов и кварца, с которыми ассоциирует киноварь. Процесс прямого заполнения трещин жильным материалом сопровождается явлениями послынного осветления, развивающегося в результате метасоматоза, и послынной же перекристаллизации отдельных пачек доломита. В результате возникают специфические, характерные только для месторождений описываемого типа горизонты полосчатых (ленточных или «збровидных») доломитов — важнейший поисковый признак и ведущий оценочный критерий для ртутных месторождений карбонатного типа, контролирующихся структурами внутриформационного расслоения в доломитах.

При крутом (более 30°) залегании толщи рудовмещающих доломитов ведущую роль играют процессы не прямого заполнения зияющих трещин, а селективного послынного замещения (осветления и перекристаллизации) литологически наиболее благоприятных горизонтов, что приводит к образованию ленточных (а не полосчатых, как при пологом залегании) доломитов. Иным будет и структурно-текстурный облик руд: вместо крупновкрапленных руд, часто с идеально сформированными кристаллами киновари и сопутствующих ей минералов, здесь преобладают массивные «печеночные» разности. Киноварь в них часто ассоциирует с гнездами мелкокристаллического антимонита, реальгаром, а также с первичной самородной ртутью, что свидетельствует о более значительной температуре образования (Даньчжай).

Месторождения карбонатного типа наибольшим развитием пользуются в платформенных областях — в пределах зон, опоясывающих древние стабильные массивы: Цзяньнаньский и Тонкинский в Юго-Восточной Азии, Колымский на Северо-Востоке СССР, Приазовский на юге Украины и др. Среди геосинклинальных зон в этом отношении выделяется лишь Южный Тянь-Шань, где подобного типа месторождения выявлены в Алайском (Сымапское, Адыракоу), Туркестанском (Бирксу) хребтах и в отдельных районах Западного Узбекистана (Карасу, Алтыаул и др.).

Месторождения секущего подтипа по масштабам резко уступают согласным. Выделяются месторождения с жильными, гнездовыми и штокверкообразными телами. Обычно они относятся к категории небольших. Протяженность на глубину отдельно взятых тел и месторождений невелика — от первых десятков до первых сотен метров, однако в масштабах рудных полей и кулис вертикальный размах будет весьма значительным — не менее 2—3 тыс. м (Сымапское, Адыракоу — Кштутская группа). Это максимальная из зафиксированных цифра вертикального размаха рудоотложения для всех типов ртутных месторождений вообще.

Месторождения лиственитового типа, как и предыдущие, будучи телетермальными, имеют глубинный источник рудных компонентов и поэтому отличаются крайней простотой вещественного состава. Для них также характерна строго определенная тектоническая позиция: все они располагаются в непосредственной близости от крупных глубинных (краевых) разломов, разделяющих фациально различные зоны и маркирующихся выходами гипербазитов глубинного происхождения. Последние всегда серпентинизированы. Вмещающие породы — мощные толщи терригенных, иногда терригенно-эффузивных отложений, с подчиненным количеством пропластков пород другого состава.

Ртутное оруденение тяготеет к зонам лиственитизации, формирующимся вдоль разломов, осложняющих контакты серпентинитовых тел с вмещающими их сланцами. Процессы лиственитизации стимулируются глубинными растворами, обогащенными углекислотой. Кварц и карбонаты (преимущественно магнезиальные — магнезит, доломит, анкерит, а также железистые — сидерит, анкерит) и в меньшем количестве кальцит — основные составные части лиственитовых тел. Количественные соотношения кварца и карбонатов непосредственно в зонах лиственитизации изменяются в широких пределах — от 1 : 10 до 2 : 1. За пределами приконтактных зон лиственитизации отмечаются системы связанных с ними секущих тел, сложенных преимущественно карбонатами.

Морфологически тела лиственитов и сопровождающих их лиственитоподобных пород представляют собой обычно крутопадающие контактовые залежи с раздувами в местах перегиба локализирующей поверхности и большим количеством сложно ветвящихся апофиз, развивающихся вдоль плоскостей напластования вмещающих пород и систем оперяющих трещин. Ртутное оруденение локализуется в зонах трещиноватости и брекчирования, ассоциируя преимущественно с кварцевыми составляющими лиственитов. Киноварь — единственный рудный минерал — выделяется в виде сплошных скрытокристаллических масс и мельчайшей вкрапленности, пропитывающей лиственитоподобные породы; отмечаются и прожилки как в самих лиственитах, так и в зальбандах отходящих от них карбонатных жил. Последние отстоят иногда от рудоконтролирующих приконтактных нарушений на столь значительном расстоянии, что могут рассматриваться в ряде случаев (Шунк и Птоу в Южной Фергане) в виде структурно самостоятельных тел.

Промышленные рудные тела представлены главным образом крутопадающими столбами, которые при небольшом, в общем, сечении в плане прослеживаются на глубину многих сотен метров, а в отдельных случаях (Нью-Альмаден) 1000 и более метров. При этом вещественный их состав практически не меняется. Наиболее распространены месторождения этого типа в США, где они относятся к категории ведущих, так как на их долю приходится более $\frac{2}{3}$ всей добычи ртути. В СССР ртутные месторождения листовитового типа выявлены во многих областях развития серпентинизированных гипербазитов, маркирующих зоны глубинных разломов: в Южной (Чонкойское) и Северной Фергане, в Закавказье (Агятагское, Шорбулах), в Горном Алтае (Чаган-Узунское), в Восточном Казахстане (Чарская зона), на Южном и в Приполярном Урале, на о. Сахалин, на Чукотке (Тамватнейское) и др.

Вулканогенные месторождения. Месторождения карбонатно-полиаргиллитового типа занимают ведущее место в классе вулканогенных месторождений ртути, широко развитых как в областях современной (Камчатка, Юго-Восточная Азия, Северное Средиземноморье, Центральная и Южная Америка), так и недавней (Карпаты, Северная Африка, Закавказье, Северная Америка) вулканической деятельности. Главная их отличительная особенность — отсутствие четко выраженных в минеральном и структурно-морфологическом отношении зон предрудного изменения: последние представлены морфологически неопределенными зонами аргиллизированных и карбонатизированных пород, не образующих в противоположность теле-термальным месторождениям геологически оконтуриваемых рудовмещающих тел.

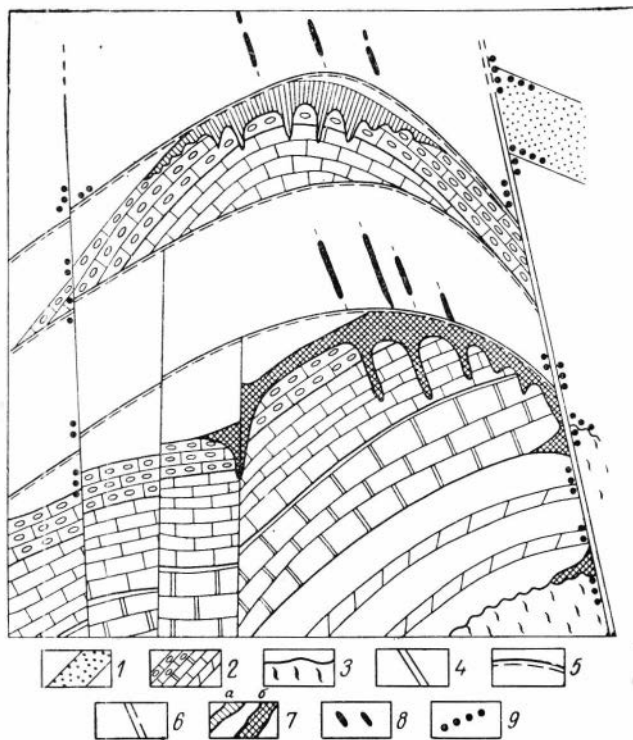
Ведущим и иногда единственным типом околорудного изменения является аргиллизация (месторождения Закарпатья), однако в случае присутствия в разрезе горизонтов карбонатных пород развиваются и процессы карбонатизации, в частности доломитизации (Идрия, Рас Эль-Ма). Промышленное оруденение, характеризующееся наличием сливных агрегатов киновари и метациннабарита, иногда с большим количеством самородной ртути, образует самостоятельные скопления, обычно вне структурной связи с зонами аргиллизации. Массивный характер руд — доказательство кратковременности рудного импульса и относительно высокой концентрации рудообразующих гидротерм.

Следующая отличительная черта месторождений описываемого типа — малая (сравнительно) глубина образования: от первых десятков до нескольких сотен метров. Верхние части рудных залежей формировались в пределах зоны циркуляции вадозных, обогащенных кислородом вод. Смешение их с глубинными ртутьсодержащими растворами, часто высокотемпературными, иногда даже перегретыми, обуславливало образование приповерхностных грибовидных плащеобразных залежей, сложенных в основном нестабильными как рудными (метациннабарит, марказит), так и жильными (монтмориллонит, галлуазит и др.) минералами. Существенную роль играют в них иногда барит и гипс.

Месторождения карбонатно-полиаргиллитового типа в геолого-структурном отношении подразделяются на несколько групп: 1) контролирующиеся надвиговыми структурами (рис. 4) (Идрия, Рас Эль-Ма), 2) связанные с вулканическими аппаратами (Монте-Амиата), 3) локализующиеся в экзоконтактных зонах субвулканических штоков и некков (Боркут, Большой Шаян), 4) приуроченные к разрывным нарушениям в молодых эффузивных образованиях (Ланское).

Рис. 4. Обобщенный разрез, отражающий принципиальные особенности строения вулканогенных ртутных месторождений карбонатно-полиаргиллитового типа.

1 — надрудные экранярующие глинистые породы с литологически благоприятными горизонтами (песчаники); 2 — рудовмещающая толща существенно карбонатных пород (известковистые конгломераты, известняки, доломиты, мергели, мергелистые сланцы); 3 — толща подстилающих метаморфических сланцев; 4 — долгоживущий краевой разлом глубокого заложения, разграничивающий фациально различные зоны с разрезами полного (слева) и сокращенного (справа) типа и играющий роль основной рудоконтролирующей структуры; 5 — поверхности пологих «чешуйчатых» надвигов, ограничивающие «пакеты» литологически благоприятных пород и усиливающие экранярующее влияние наднадвиговых сланцев; 6 — малоамплитудные сбросы (рудораспределяющие каналы); 7 — многоярусные межформационные (а) и поднадвиговые (б) субсогласные плащеобразные рудные залежи, контролирующиеся структурами экранирования; 8 — кварц-карбонат-баритовые жилы с ртутно-полиметаллическим орудением (индикаторы скрытых согласных залежей); 9 — спорадическая ртутная минерализация вдоль крупнопавших зон дробления и на границе раздела литологически различных толщ



Месторождения алунит-опалитового типа характерны для областей развития вулканической деятельности — преимущественно современной (Чемпуринское на Камчатке) или недавней (Опалит в США); однако они отмечаются иногда и в некоторых палеовулканических районах (Дальний Восток, Средняя Азия). Ведущим их признаком является проявление процессов опалитизации и реже алунитизации. Эти процессы развиваются в близповерхностных условиях в среде алюмосиликатного состава — чаще всего в кислых эффузивах и их туфах — в результате взаимодействия поствулканических ртутьсодержащих щелочно-сероводородных растворов с вадозными водами, обогащенными кислородом воздуха. В итоге такого взаимодействия формируются залежи, практически целиком сложные минеральными новообразованиями, иногда без каких-либо следов исходных пород.

Тела рудовмещающих гидротермально измененных пород в месторождениях опалит-алунитового типа подразделяются на три группы: 1) приповерхностные плаще- и трубообразные залежи опалитов, 2) секущие зоны интенсивно аргиллизированных пород и 3) крупные грибо- или кольцеобразные залежи алунитов (рис. 5).

Для месторождений собственно опалитового типа характерно двухъярусное строение: на верхнем ярусе располагаются субгоризонтальные залежи рудоносных опалитов, а на нижнем часто обнаруживаются скрытые рудные тела, связанные с зонами рудоподводящих разрывных нарушений. Локализуются они, как показывает опыт обработки месторождения Кордеро в США, в 80—120 м ниже лежащего бока опалитовых залежей; основную массу их слагают

стабильные минералы (вместо каолинита — дикцит, вместо метациннабарита — киноварь и т. д.), отлагавшиеся ниже приповерхностной зоны окисления.

Месторождения второй геолого-структурной группы, представленные секущими зонами в измененных породах эффузивно-терригенного комплекса, часто соответствуют, по-видимому, глубоко эродированным корневым системам месторождений собственно опалитового типа (Чемпуринское и др.).

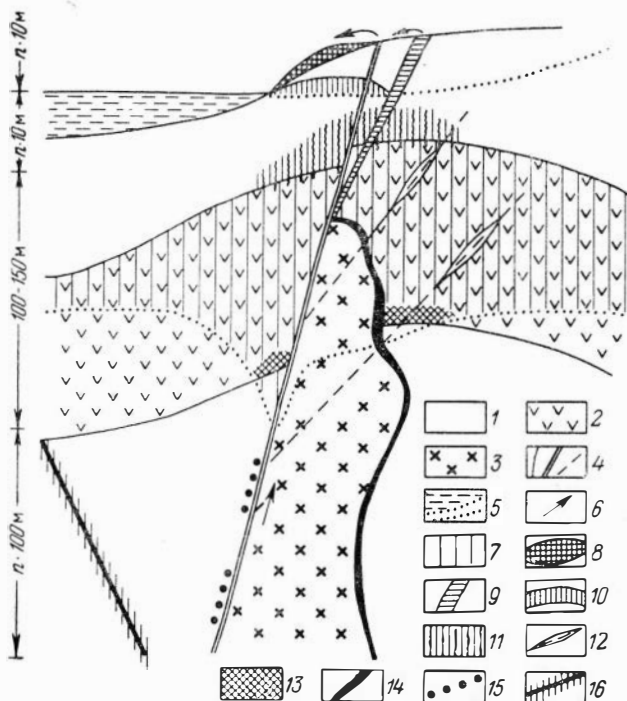


Рис. 5. Обобщенный разрез, характеризующий типоморфные особенности вулканогенных ртутных месторождений алунит-опалитового и травертинового типов.

1 — глинистые породы; 2 — эффузивы преимущественно кислого и среднего состава; 3 — вулканический некк; 4 — рудоподводящие и рудолокализирующие разрывные нарушения; 5 — уровень грунтовых вод (вверху) и нижняя граница зоны окисления; 6 — направление движения рудогенерирующих растворов и грунтовых вод; 7 — вторичные кварциты, образующиеся в основном за счет кислых эффузивов (с зонами опалитизации, алунитизации, аргиллизации и участками проявления лиаспоритизации, дьюмортъеритизации и др.); 8—16 — геолого-структурная позиция ртутнородных тел на примере отдельных месторождений опалито-алунитового типа: 8 — мелкая вкрапленность киновари и метациннабарита в наземных травертинах карбонатного (арагонитового) состава, 9 — киноварь в дегидратизированном опале, выполняющем зияющие трещины, 10 — залежь серно-киноварных руд, сформировавшаяся в зоне окисления в непосредственной близости от зеркала грунтовых вод, 11 — грибообразные залежи опалитовых руд, 12 — маломощные секущие зоны с киноварью в алунитизированных породах, 13 — согласные залежи в интенсивно аргиллизированных и опалитизированных эффузивах, 14 — контактовые залежи, 15 — зоны рас-

сеянной ртутной минерализации вблизи рудоподводящих каналов дикцитовые руды в нижнем «термодинамическом» ярусе — за пределами зоны окисления

В месторождениях третьей группы, представленных крупными залежами существенно алунитовых руд, ртуть играет роль попутного компонента (Гушсай и Аксагата в Приташкентском районе, рудопоявления в верховьях р. Кольмы на Северо-Востоке СССР и др.). Алунитовые залежи увязываются обычно с вулканическими структурами, тяготея к неккам гипабиссальных пород кислого и среднего состава, прорывающих толщу соответствующих им эффузивов и их туфов.

Месторождения травертинового типа установлены лишь в районах еще не завершённой вулканической деятельности, где они обычно связаны непосредственно с самоизливающимися термальными источниками. Ртутная минерализация в виде метациннабарита и киновари концентрируется в травертиновых образованиях кремнистого (гейзерит, опал, халцедон, кремь) и карбонатного (арагонит, кальцит) состава. По форме и условиям отложения это или поверхностные образования типа потоков и «шляп», или секущие тела, выполняющие зияющие трещины, а также карстовые полости (см. рис. 5).

Отложение ртути в приустьевых частях ныне действующих термальных источников наблюдается в областях как современной (Пуи-Пуи в Новой Зеландии, Апапель на Камчатке), так и недавней (Сульфур-Бенк и др. в Калифорнии) вулканической деятельности.

Значительную промышленную ценность представляют иногда месторождения, в которых разгрузка ртутьсодержащих термальных вод происходит в приповерхностном слое — в породах, подвергшихся интенсивному сернокислотному выщелачиванию. Примером может служить Сульфур-Бенк — месторождение, обладающее одновременно чертами как опалит-алунитового, так и травертинового типа. Киноварь и метациннабарит отлагались здесь и непосредственно на поверхности, однако основная масса их сосредоточена в грибообразной залежи нацело каолинизированных молодых базальтов и озерных отложений, приуроченной к зеркалу грунтовых вод.

Травертиновые месторождения секущего типа представлены двумя подгруппами: жильными телами кремнистых образований в породах алюмосиликатного состава и неправильной формы гнездами, залежами и столбами в известняках и доломитах. К травертиновому типу могут быть отнесены также отдельные рудные залежи месторождений, связанных с карстовыми структурами (Терлингва в США).

Вторичные месторождения киновари могут представлять самостоятельный интерес в случае, если это будут достаточно крупные остаточные россыпи, или если из аллювиально-пролювиальных россыпей добыча киновари производится попутно (например, с золотом).

Месторождения первого типа распространены в субтропиках, где в условиях карстового рельефа небольшие, но иногда весьма богатые скопления киновари устанавливаются в воронках, заполненных рыхлым глинистым материалом. Более крупные остаточные россыпи встречаются в «красных глинах», представляющих кору выветривания латеритного типа — конечный продукт эрозии рудовмещающих пород алюмосиликатного состава.

В аллювиально-пролювиальных россыпях киноварь может накапливаться лишь в том случае, если руды представлены плотными массивными разностями. Киноварь в них встречается в виде хорошо окатанных галек, концентрирующихся у плотика (Нью-Альмаден). На некоторых месторождениях практическое значение имеют развалы богатых ртутных руд, располагающиеся в непосредственной близости от рудных выходов (Пламенное).

Ртутьсодержащие месторождения выделяются в обособленную группу вследствие того, что в последние годы в ряде стран увеличилось количество ртути, добываемой попутно при переработке различных видов минерального сырья: от комплексных полисульфидных руд до стройматериалов и каустобиолитов. Извлечение ртути в этом случае диктуется и санитарно-гигиеническими требованиями, обуславливающими необходимость создания технологических схем переработки ртутьсодержащего сырья, при которых не происходило бы заражения окружающей среды ртутью (в том числе ее парами) и особенно соединениями, отличающимися высокой токсичностью (диметилртуть).

Ртутьсодержащие месторождения являются гетерогенными, поэтому их подразделение производится с учетом технологического типа минерального сырья, из которого возможно попутное извлечение ртути.

ГЕНЕЗИС РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. Некоторые вопросы геохимии ртути
и проблема источников рудного вещества

Ртуть благодаря существующим высокочувствительным методам ее определения может быть в настоящее время определена практически в любом природном объекте. Наличие ртути в различных геологических образованиях и широкое ее участие в гидротермальных процессах позволяют использовать этот элемент не только при рассмотрении собственно ртутного рудообразования, но и для решения многих общих вопросов рудогенеза, а также в качестве универсального элемента-индикатора при поисках месторождений различных типов.

Первое монографическое описание геохимии ртути приведено А. А. Сауковым (1946) в монографии, широко известной в СССР и за рубежом. Впоследствии появилось большое число работ, посвященных отдельным вопросам геохимии этого элемента. Наиболее полными литературными сводками являются «Mercury in the Environment» (1970), «Mercury in the natural Environment: a review of recent work» (Jonasson, 1970), «Mercury» (Grdenič, Tunell, 1970). Описание геохимии ртути, основанное на оригинальном материале о ее поведении в различных природных процессах, дано в книге «Очерки геохимии ртути» (Сауков и др., 1972).

Ниже приводятся основные сведения о геохимии ртути, ее рассеянии и концентрации применительно к основной задаче — выяснению роли различных природных процессов в качестве рудогенерирующих.

Предварительно укажем, что кларк ртути должен быть понижен по сравнению с оценками прошлых лет: А. А. Сауков (1946), впервые рассчитавший его, указывал величину $7,7 \cdot 10^{-6}\%$, по данным Дж. Грина (Green, 1959) он равен $6 \cdot 10^{-6}\%$, а по данным А. П. Виноградова (1962), $8,3 \cdot 10^{-6}\%$. На основании последних данных мы оцениваем его в $4,5 \cdot 10^{-6}\%$ (Сауков и др., 1972); эта цифра рассчитана с учетом базальтовых пород океанических впадин. Близкое значение $5 \cdot 10^{-6}\%$ приведено И. К. Джонассоном и Р. В. Бойлем (Jonasson, Boyle, 1971). Для континентальной коры Г. Маровский и К. Х. Ведеполь (Marowsky, Wedepohl, 1971) дают еще более низкую величину — $3 \cdot 10^{-6}\%$.

Процессы осадкообразования и литогенеза. Процессы современного осадкообразования освещаются на примере океанических и морских бассейнов.

Океанические осадки содержат в общем повышенные (среднее $3 \cdot 10^{-5}\%$) концентрации ртути по сравнению с кларком (Сауков и др., 1972). Наиболее детально в этом плане изучен Атлантический океан. Среднее содержание ртути в его донных отложениях может быть оценено, по нашим данным, в $3,8 \cdot 10^{-5}\%$ (по 60 пробам); близкое значение, равное $4,1 \cdot 10^{-5}\%$ (32 пробы), приводят С. Астон с коллегами (Aston e. a., 1972 г.). Особенно выделяются красные глины: среднее содержание ртути в них составляет $1 \cdot 10^{-4}\%$; повышенные концентрации отмечаются также в марганцевых конкрециях — до $2 \cdot 10^{-4}\%$.

Обогащение океанических осадков и марганцевых океанических конкреций малыми элементами некоторые исследователи связывают с подводной вулканической деятельностью. При этом, однако, следует учесть благоприятные факторы собственно осадочного литогенеза в океанических бассейнах. К ним относятся: малая скорость осадконакопления, громадные размеры океанов и соот-

ветственно хорошая сортировка материала. Благодаря этому тонкие глинистые частицы, проходя многокилометровую толщу воды, сорбировали значительные количества ртути. Сорбция в дальнейшем продолжалась в илу, возможно, с участием вулканогенных поступлений. Обогащению способствовал и малый объем осадков.

В некоторых участках океанов роль вулканических эманаций в накоплении ртути могла быть определяющей. В этом отношении заслуживают внимания данные Р. Харриса (Harris, 1968) о различии содержаний ртути в океанических марганцевых конкрециях в зависимости от интенсивности проявления вулканической деятельности в районе их образования. Нельзя исключить также газовый подток ртути из глубин Земли и возможную связь повышенных ее содержаний в осадках с зонами, характеризующимися высоким тепловым потоком. Такова, очевидно, природа повышенных концентраций ртути в осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия (Boström, Fischer, 1969).

Более интересны с точки зрения сопоставления с отложениями прошлых эпох данные по морской седиментации. Наиболее высокими содержаниями ртути отличаются осадки Черного моря: пределы содержаний $5 \cdot 10^{-5}$ — $1 \cdot 10^{-4}$ %, среднее $5,8 \cdot 10^{-5}$ % (рис. 6). Это значительно выше, чем в осадках Каспийского и Охотского морей, где содержания ртути находятся в пределах $1 \cdot 10^{-6}$ — $1 \cdot 10^{-5}$ %.

Причина повышенных содержаний ртути в осадках Черного моря заключается в значительном сероводородном заражении вод этого бассейна (количество H_2S у дна достигает $6 \text{ см}^3/\text{л}$), способствующем высаживанию ртути совместно с сульфидами железа.

В поверхностном слое осадков современных морей и океанов ртуть выявляет тесную связь с глинистой фракцией, где она сорбируется илистыми частицами и осаждается с сульфидами железа. Но уже при процессах раннего диагенеза, еще в рыхлом осадке, происходит ее перераспределение, отчетливо фиксируемое по колонкам донных отложений: связь ртути с глинистой фракцией утрачивается, а более поздние процессы диагенеза приводят к дальнейшему ее перемещению. Эти материалы, а также данные о концентрации ртути в диагенетических конкрециях гидроокислов марганца, сульфидов и барита однозначно свидетельствуют об участии ртути в диагенетической миграции вещества.

В литифицированных осадочных породах содержание ртути зависит от количества присутствующего в них вулканогенного материала. Для пород нормально-осадочного литогенеза оно в среднем близко к кларку ($3 \cdot 10^{-6}$ % на Русской платформе), для пород вулканогенно-осадочного литогенеза, где вулканический материал резко преобладает, содержание ртути заметно повышается (в 3 раза в Восточно-Камчатском прогибе по сравнению с Русской платформой). В обоих типах литогенеза не наблюдается приуроченности ртути

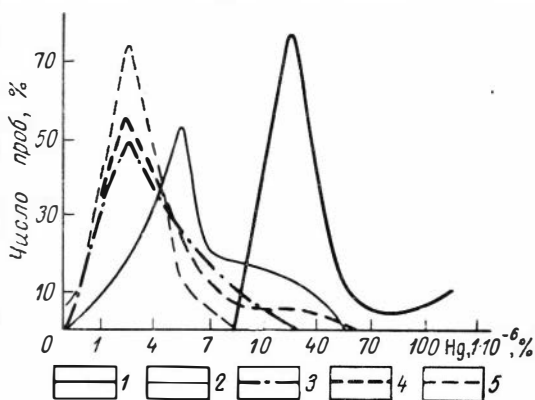


Рис. 6. Сводный график распределения ртути в отложениях современных морей, в осадочных и метаморфических породах.

1—2 — современные морские осадки (1 — Черное море, 2 — Каспийское море); 3 — осадочные породы Русской платформы; 4 — метаморфические породы района Курской магнитной аномалии и Кривого Рога; 5 — метаморфические породы Иртышской зоны смятия

к какому-либо одному из главных типов осадочных пород: песчанистым, глинистым или карбонатным. Это необходимо особо подчеркнуть, так как все построения сторонников осадочной или осадочно-метаморфогенной гипотез источника ртути в гидротермальных месторождениях обычно основывались на существовавшей ранее завышенной цифре кларка ртути в глинистых породах.

Следует отметить, что среди осадочных образований формируются породы, обогащенные ртутью. Это в первую очередь сульфидсодержащие отложения (медистые сланцы и песчаники). Особого внимания благодаря региональному распространению заслуживают сланцы мансфельдского типа. Содержание в них ртути может быть оценено в сотысячные — первые десятитысячные доли процента — по данным Штока, приведенным в монографии А. А. Саукова (1946); по работам Г. Маровского и К. Ведеполя (Marowsky, Wedepohl 1971); и материалам автора. Эти сланцы представляют собой образования открытого моря и по условиям отложения сопоставимы с осадками Черного моря. Несколько меньшие, хотя и повышенные, значения ртути отмечаются в медьсодержащих сланцах Польши, песчаниках и известняках Татарии. Не исключено, что эти образования при метаморфизме могут выделять заметные количества ртути.

К числу других пород — концентраторов ртути относятся некоторые гидроокисные марганцевые, железные и алюминиевые руды (Сауков и др., 1972). Для этих образований важное значение имеют содержание ртути в исходном материале, который подвергался окислению, и масштаб процесса выноса других элементов, что приводит к концентрации ртути в рудах соответствующего состава.

В отношении каустобиолитов известно следующее. Некоторые горючие сланцы (Прибалтика, Поволжье) характеризуются повышенными содержаниями ртути (среднее $n \cdot 10^{-5}\%$). В углях фоновые содержания ртути ниже и обычно составляют миллионные — первые сотысячные доли процента. При этом наблюдается четкая корреляция между содержанием ртути и количеством сульфидов железа, которые являются хорошими ее концентраторами (Ткач, 1966; Ruch e. a., 1971; Сауков и др., 1972). Содержания ртути в углях становятся более высокими, если они подвергаются воздействию гидротермальных растворов и газов, поскольку углистое вещество является прекрасным сорбентом ртути. В этом отношении показательна угленосная провинция Донбасса, где содержание ртути в углях в связи с ртутным рудообразованием возрастает до $n \cdot 10^{-4}$ — $n \cdot 10^{-3}$ и даже до $n \cdot 10^{-2}\%$.

Содержания ртути в нефтях вне связи с гидротермальным рудообразованием и активным тектогенезом также невысокие — в основном $n \cdot 10^{-6}$ и $n \times 10^{-5}\%$. И только в случае пространственного совмещения проявлений ртутной минерализации с нефтеносными полями (по глубинным разломам) отмечаются высокие содержания ртути в нефтях. Это особенно наглядно проявлено в Калифорнии, где содержание ртути в нефтях месторождения Цимрик достигает $2 \cdot 10^{-3}\%$ (Bailey e. a., 1961). В том случае, когда нефть ассоциирует с ртутными рудами (так называемые пенистые жилы в ртутных месторождениях Калифорнии), ее содержание достигает сотых долей процента (White e. a., 1970). Подток ртути из глубин Земли происходит и в настоящее время по зонам глубинных разломов при активизации этих структур. Таково, по-видимому, происхождение ртути ($1 \cdot 10^{-4}\%$) в нефтях Битковского месторождения в Предкарпатье (О ртути..., 1974).

Процессы метаморфизма. Ртуть является легколетучим элементом, поэтому естественно было бы ожидать, что при термальном метаморфизме осадочных

пород может происходить ее перераспределение и отгонка. Однако существующие данные по измененным породам с близкларковыми содержаниями ртути не показывают заметного ее выноса в процессе метаморфизма. Приведем некоторые примеры сначала для регионального, а затем и локального метаморфизма.

Породы зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций Эскола в КМА и Кривом Роге не различаются заметно по содержаниям ртути (Сауков и др., 1972). Геохимический фон для пород, образовавшихся по осадкам различного исходного состава — глинистым, песчанистым, карбонатным и кремнистым, соответственно равен (3,4; 3,3; 2,0 и 3,4) · 10⁻⁶% (см. рис. 6). Не установлено также четкой разницы для пород одного и того же исходного состава, но соответствующих по температуре разным ступеням метаморфизма. Так, для трех разновидностей сланцев, образовавшихся по глинистому субстрату — тальк-биотит-кварцевых, биотит-кварцевых и биотит-кварцевых с гранатом, — содержания ртути очень близки и соответственно равны (2,9; 3,8 и 3,5) · 10⁻⁶%.

Отсутствие заметного высвобождения ртути при метаморфизме осадочных пород до зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций показано также на примере Приполярного Урала и Памира (И. и В. Комовы, 1972 г.).

Что касается поведения ртути на более высоких ступенях регионального метаморфизма, то об этом можно судить по содержаниям ртути в архейских породах, рассматривая их как продукты ультраметаморфизма осадочных пород. Такого взгляда на архейские породы вслед за В. И. Вернадским придерживаются многие исследователи. В архейских породах КМА и Кривого Рога — плагиогранито-гнейсах, биотитовых гранито-гнейсах и катаклазированных гранитах — содержание ртути изменяется от 2 · 10⁻⁶ до 6 · 10⁻⁶% (в среднем 4 · 10⁻⁶%) и повышается до 1,3 · 10⁻⁵% в раздробленных кварцевых конгломератах с пиритом. Аналогичные содержания отмечаются в докембрийских породах Тульской, Липецкой и Горьковской областей. Близкие значения ртути установлены в гранитоидах Енисейского кряжа — гранито-гнейсах и гранитах, где средневзвешенное содержание составляет 3,9 · 10⁻⁶% (С. В. Головня, М. И. Волобуев, 1970 г.). Учитывая эти данные, можно считать, что на высоких ступенях регионального метаморфизма не происходит заметного высвобождения ртути из осадочных пород.

Отчетливое накопление ртути связано лишь с сульфидами. В мономинеральных пробах сульфидов содержание ртути составляет $n \cdot 10^{-5}$ %, повышаясь иногда до 2 · 10⁻⁴%.

Процессы локального динамотермального метаморфизма наиболее детально изучены для Иртышской зоны смятия на Алтае (С. В. Головня, Б. Ф. Зленко, 1969 г.). Здесь девонские песчано-глинистые породы превращены в зависимости от степени метаморфизма в филлиты, серицит-хлоритовые, серицит-хлорит-биотитовые сланцы, двуслюдяные сланцы с гранатом, ставролитовые, кианитовые кристаллические сланцы. Геохимический фон ртути в различных типах сланцев практически одинаков — (1,7—2,7) · 10⁻⁶%. Некоторое увеличение содержания ртути в мигматизированных силлиманитовых кристаллических сланцах (до 7,5 · 10⁻⁶%) предположительно связывается с действием щелочных метасоматизирующих растворов.

Резюмируя, еще раз подчеркнем следующее: процесс прогрессивного метаморфизма — как регионального, так и локального — для основных типов осадочных пород (песчанистых, глинистых и карбонатных) не приводит к заметному обеднению их ртутью. В то же время происходит перераспределение ртути и изменение прочности ее связи в породообразующих минералах. Если

в слабометаморфизованных породах ртуть удерживается, по-видимому, лишь абсорбционными связями, и основная ее часть возгоняется при сравнительно низких температурах, то из сильно измененных пород ее можно удалить лишь при более высоких температурах. Соответственно величина коэффициента, предложенного С. Йовановичем и Г. Ридом (Jovanovic, Reed, 1968), — отношение ртути, выделившейся до 450°C , к ее количеству, отогнанному при более высоких температурах, уменьшается с увеличением степени метаморфизма пород.

Особого внимания при изучении роли процессов метаморфизма заслуживают обогащенные ртутью природные образования: окисные марганцевые и железные руды, горючие сланцы, сульфидсодержащие осадочные породы, в первую очередь типа мансфельдских сланцев, и гидротермальные сульфидные руды. Во всех этих случаях важно не просто зафиксировать отгонку ртути, если она происходит, а оценить масштаб этого явления и возможность последующей концентрации металла.

Такое изучение было проведено автором (О ртути..., 1974) для колчеданных руд, поскольку эти образования являются хорошими концентраторами ртути, имеют региональное распространение и образуют ряды в разной степени метаморфизованных месторождений в пределах одной и той же провинции. Последнее следует особо подчеркнуть, так как только при таком рассмотрении можно абстрагироваться от металлогенических особенностей различных провинций, которые могут иметь существенное значение. Наиболее полный материал получен для Урала. Если расположить в ряд колчеданные месторождения этой провинции по степени увеличения метаморфизма, то ему будет соответствовать уменьшение содержания ртути в рудах. Для неметаморфизованных и слабометаморфизованных месторождений пренит-пумпеллиитовой фации (им. XIX партсъезда, Комсомольское, Сибайское, Гайское и Учалинское) содержание ртути составляет в основном $n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-2}\%$, для месторождений метаморфизованных в зеленосланцевой фации (им. III Интернационала, Чадарское и другие месторождения Среднего Урала) оно равно $n \cdot 10^{-4}\%$, а в наиболее высокотемпературных месторождениях эпидот-амфиболитовой фации (Маукское, Полевское и «50 лет Октября») оно понижается до $n \cdot 10^{-5}\%$.

Рассматривая данные по колчеданным месторождениям других металлогенических провинций, следует помнить, что сравнивать их по степени метаморфизма не совсем правомочно, поскольку они расположены в различных регионах. Однако интересно отметить, что слабометаморфизованные месторождения Кавказа и Румынии имеют содержания, соответствующие таковым для уральских месторождений той же степени метаморфизма. В то же время более высокотемпературные месторождения провинции Квебек в Канаде (зеленосланцевая фация, высокая степень) характеризуются соответственно более низкими содержаниями ртути, чем месторождения Среднего Урала той же фации метаморфизма, но низкой ступени: для месторождений провинции Квебек они равны в основном $n \cdot 10^{-6} - n \cdot 10^{-4}\%$ (Sears, 1971), а для месторождений Среднего Урала $n \cdot 10^{-4}\%$. Несколько отличается группа месторождений Северной Швеции (Болиден и др.). По степени метаморфизма они соответствуют фации зеленых сланцев низкой ступени и близки в этом отношении среднеуральским месторождениям, а по содержаниям ртути несколько превосходят их. Но в пределах самой группы месторождений также наблюдается достаточно четкая зависимость содержания ртути в рудах от степени метаморфизма (Grip, 1948).

Таким образом, можно считать установленным, что термальный метаморфизм приводит к уменьшению содержания ртути в колчеданных рудах, ее

отгонке, и в этом плане ртуть может рассматриваться как своеобразный индикатор метаморфизма колчеданных руд, конечно, в пределах одной металлогенической провинции. При этом заметное изменение содержания ртути начинается с зеленосланцевой фации метаморфизма и наиболее контрастно проявлено для месторождений эпидот-амфиболитовой фации. С этими данными хорошо согласуются результаты исследования по дифференциальному определению ртути при непрерывном нагревании проб (от 20 до 900° С). Известно, что максимальное количество ртути из руд колчеданных месторождений возгоняется в интервале 300—600° С (Фурсов, 1972), т. е. при температурах, соответствующих зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям метаморфизма.

Проведенные нами ориентировочные подсчеты количества ртути, выделившейся из колчеданных руд Среднего Урала при их метаморфизме до зеленосланцевой фации, показали, что общее количество ртути, выделившейся при метаморфизме колчеданных месторождений до зеленосланцевой фации, соответствует запасам крупного или даже весьма крупного месторождения — по классификации В. И. Смирнова и Л. М. Рыженко (1958). При расчетах были взяты оптимальные параметры и, в частности, первоначальное содержание ртути в неметаморфизованных колчеданных рудах принималось близким к таковому на месторождении им. XIX партсъезда — $1 \cdot 10^{-3}\%$, а в метаморфизованных рудах — $2 \cdot 10^{-4}\%$.

Интересна дальнейшая судьба этой ртути — рассеялась ли она или частично сконцентрировалась? В этой связи приведены материалы по ртутной минерализации Среднего и Южного Урала. Следует отметить три особенности коренного ртутного оруденения в этом районе:

а) масштабы проявленного здесь оруденения весьма незначительны,

б) оно расположено преимущественно в зеленосланцевой полосе, где находится подавляющая часть известных колчеданных месторождений,

в) все известные ртутные месторождения (Аятское, Елкинское, Глубоковское) и большинство рудопроявлений отчетливо тяготеют к Среднему Уралу, где колчеданные месторождения метаморфизованы до зеленосланцевой фации метаморфизма (рис. 7).

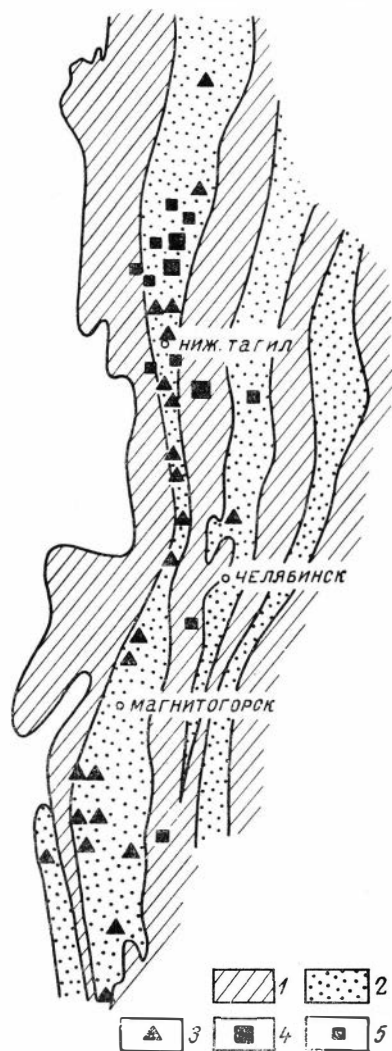


Рис. 7. Схема расположения колчеданных и ртутных месторождений в геосинклинальных вулканогенных поясах Урала.

1 — поднятия; 2 — прогибы; 3 — колчеданные месторождения; 4 — ртутные рудопроявления; 5 — коренные проявления ртутной минерализации

Учитывая герцинский возраст этого метаморфизма и герцинский же возраст ртутного оруденения на Урале, можно предположить, что отогнанная из колчеданов ртуть могла участвовать в ртутном рудообразовании. Для этого было бы достаточно даже десятой доли всей ртути, освобожденной при метаморфизме колчеданных руд. Что касается остальной, рассредоточенной части ртути, то она, рассеиваясь в породах, существенно не изменила абсолютного содержания в них ртути. По данным подсчетов при близкларковом содержании ртути в породах $n \cdot 10^{-6}\%$ добавка «метаморфогенной» — рассеянной ртути не может быть установлена достоверно.

Мы отнюдь не склонны считать всю ртуть, известную на Урале, метаморфогенной, но полученные материалы позволяют предполагать участие такой ртути в образовании ртутных месторождений и проявлений на Среднем Урале, весьма незначительных по масштабам.

Ювенильные процессы. Известны проявления ртутной и ртутьсодержащей минерализации, образующиеся в различных по составу месторождениях, которые формировались в непосредственной генетической связи с разными типами изверженных пород — ультраосновными, основными, средними, кислыми и их щелочными разновидностями. Эта минерализация может проявляться либо в форме собственных минералов, либо в виде повышенных концентраций в сульфидных минералах, которые отмечаются в любых типах гидротермальных, грейзеновых и даже скарновых месторождений. Кроме того, надо учитывать ртуть, заключенную в ореолах ее рассеяния, которые практически известны на всех типах постмагматических месторождений: сурьмяных, полиметаллических, колчеданных, касситеритовых, вольфрамовых, молибденовых, скарново-полиметаллических, скарново-редкометалльных и пегматитовых. Таким образом, ртуть постоянно сопровождает постмагматические месторождения, являющиеся производными различных по составу магм.

В связи с этим приведем данные по содержанию ртути в различных типах магматических пород (Сауков и др., 1972). В ультраосновных и генетически с ними связанных основных породах среднее содержание ртути близко к $3 \times 10^{-6}\%$; такой же порядок цифр отмечается в океанических базальтоидах, а также в трапповых базальтах.

В породах более кислого — андезитового ряда содержание ртути, в общем, несколько выше: для Курило-Камчатской вулканической дуги, изученной нами наиболее детально, оно около $6 \cdot 10^{-6}\%$, т. е. примерно в два раза больше, чем в океанических базальтоидах, и повышается до $1 \cdot 10^{-5}\%$ в андезито-дацитовых экструзиях, с которыми парагенетически связано современное ртутное рудообразование (вулкан Менделеева на Курильских островах, вулcano-тектоническая структура Узон на Камчатке).

В гранитоидах среднее содержание ртути находится примерно на том же уровне. Щелочные породы в общем не отличаются заметно по содержанию ртути от изверженных пород — кислых или основных, с которыми они генетически связаны.

Что касается дифференциатов одного и того же магматического очага, то они не различаются существенно по содержанию ртути. Это было установлено на примере андезито-базальтовых пород Курило-Камчатской вулканической зоны, ультраосновных и основных интрузий Балтийского щита, гранитоидов Гиссарского плутона в Таджикистане и т. д.

В ряде случаев отмечается повышенное содержание ртути ($n \cdot 10^{-4}\%$ и выше) в породах малых интрузий и дайковых комплексов среднего состава, особенно тех из них, которые расположены в пределах ртутных провинций. В некоторых

из них установлена ртутная минерализация. Вероятно, в этих случаях повышенные содержания ртути можно интерпретировать как следствие гидротермальной деятельности. Это относится, по-видимому, к лакколлитам района Пятигорска, малым интрузиям Донецкого бассейна, дайкам в пределах ртутных полей Южно-Ферганского пояса, Крымской ртутоносной провинции и т. п.

Особого внимания заслуживают дайки щелочных базальтоидов — производные подкорового магматизма, приуроченные к зонам глубинных разломов и наиболее близкие по возрасту к ртутному оруденению. С этими дайками некоторые исследователи (Кузнецов, Оболенский, 1970) парагенетически связывают ртутное оруденение. Содержание ртути в них изменяется от $n \cdot 10^{-6}$ до $n \cdot 10^{-4}\%$ и может достигать $1 \cdot 10^{-2}\%$ (например, Лево-Сакинджинский рудный узел в Якутии, Восточное Верхоянье и др.). Эти значения отвечают ореоловным, связанным с формированием рудной минерализации, либо с проникновением ртутьсодержащих эманаций по рудоконтролирующим разломам в период рудообразования. При этом разграничение содержаний ртути, связанной сингенетичному распределению в породах, от вторичной, обусловленной гидротермальным процессом, представляет сложную задачу, поскольку эти породы расположены в зонах рудоконтролирующих разломов, и постмагматические процессы в них безусловно имели место. По-видимому, эти дайки являются хорошими индикаторами активизации глубинных разломов, но уровни генерации магматических расплавов, реализовавшихся в виде даек, и ртути могут быть различными. Не исключено, что ртуть имеет более глубинное происхождение. В этой связи рассмотрим подробнее данные о содержаниях ртути в глубоких геосферах.

Наиболее глубинными среди известных нам геологических образований на Земле являются кимберлиты и заключенные в них ксенолиты перидотитов и эклогитов. Кимберлиты относятся к числу весьма интересных с геохимических и петрологических позиций типов магматических пород. Они представляют собой ультраосновные породы субвулканического облика, но отличаются от типичных ультрабазитов повышенным содержанием щелочных и некоторых редких элементов. Еще более интересны ксенолиты перидотитов и эклогитов. Они рассматриваются в качестве источника сведений о составе пород мантии (Кузнецов, 1964; Соболев, 1973; Соболев и др., 1964 и др.). Детальное изучение этих включений свидетельствует о чрезвычайной неоднородности и гетерогенности верхней мантии. В большинстве моделей предполагается перидотитовый состав мантии Земли. Собственно кимберлитовая магма рассматривается как результат переплавления той среды, которую характеризуют ксенолиты. Еще более глубокий материал, возможно, уже имеет состав каменных метеоритов. Кимберлиты и ксенолиты перидотитов и эклогитов отражают, таким образом, состав весьма дифференцированной мантии на глубинах от 120—180 до 300 км. Время дифференциации превышает 1 млрд. лет и по некоторым данным может достигать 2—2,5 млрд. лет (Соболев, 1973). Таким образом, при рассмотрении проблемы ювенильных источников для ртутных месторождений фанерозоя мы должны учитывать значительную неоднородность верхней мантии, уже существенно дегазированной.

Среднее содержание ртути для кимберлитов Сибирской платформы равно $1 \cdot 10^{-6}\%$ (О ртути..., 1974). Оно существенно не отличается от такового для районов Африки: в кимберлитах из трубок Гвинеи составляет $7 \cdot 10^{-7}\%$ и в туфах оливино-пикритовых базальтов из трубок Республики Мали равно $9 \times 10^{-7}\%$. Это свидетельствует о достаточно стабильном низком среднем содержании ртути в указанных образцовых породах. Сопоставление пород диатрем по

составу показало, что все они (собственно кимберлиты, ингилиты, оливинопикритовые базальты и эксплозивные карбонатиты) в общем близки по содержанию ртути. Не наблюдается различий и в возрастных группах пород: верхнепротерозойских, палеозойских и мезозойских.

Ксенолиты имеют несколько более повышенное среднее содержание ртути ($2,3 \cdot 10^{-6}\%$), которое значимо отличается от среднего содержания в кимберлитах, подсчитанного для тех же районов. При этом в безгранатовых перидотитах оно составляет $4,3 \cdot 10^{-6}\%$, в гранатовых их разностях $1,6 \cdot 10^{-6}\%$ и в эклогитах $2,2 \cdot 10^{-6}\%$. Более высокие содержания ртути (до $n \cdot 10^{-4}\%$) отмечены нами только в связи с наложенными гидротермальными процессами. Такова, видимо, природа повышения концентраций ртути в некоторых диатремах Южной Африки и Австралии, хотя исследователи (Ehmann, Lovering, 1967) полагают, что найденные значения характеризуют высокий уровень содержания ртути в мантии Земли. По данным В. Эманна и Д. Ловеринга, в одном образце кимберлита и двух ксенолитах из трубок Булфонтейн и Робертс Виктор содержится $(2-7,8) \cdot 10^{-5}\%$, а в двух образцах включений из трубки Делегат $(1,2-1,5) \cdot 10^{-4}\%$ ртути. Установленные нами в образцах включений тех же трубок Южной Африки низкие содержания ртути $(1-2) \cdot 10^{-6}\%$, аналогичные таковым для кимберлитовых трубок Сибири, свидетельствуют, по нашему мнению, о двух разных процессах, обуславливающих появление низких и повышенных концентраций ртути.

Приведенный материал по кимберлитам и ксенолитам глубинных пород свидетельствует о довольно низких содержаниях ртути в верхней мантии. Данные для других образований, для которых по ряду геологических и геохимических признаков в качестве источников предполагается подкоровое вещество, также свидетельствуют о низких содержаниях ртути в производных верхней мантии. Это относится к породам Мончегорского плутона (Балтийский щит), интрузива Садбери (Канадский щит), Норильского района (Сибирская платформа), породам офиолитовых поясов Кавказа и Урала, рифтовой зоны Срединно-Индоеокеанского хребта, базальтоидам Полинезии и др. (среднее $2-4 \cdot 10^{-6}\%$). Такой же порядок цифр дает З. Максимович (1973 г.) для ультраосновных пород Югославии (среднее $1,4 \cdot 10^{-6}\%$). В отдельных участках верхней мантии зафиксированы уникально низкие содержания ртути. Такой район описан на Кольском полуострове (Сальные Тундры), где в эклогитах и ассоциирующих с ними ультраосновных породах, для которых предполагается мантийное происхождение, среднее содержание ртути даже меньше $3 \cdot 10^{-7}\%$ (О ртути..., 1974).

Учитывая высокую летучесть ртутных паров для отделения ее в количестве, достаточном для образования промышленных концентраций, может быть, отнюдь не обязательно наличие ее повышенных содержаний в верхней мантии. Но, с другой стороны, нельзя исключать и того варианта, что более глубокие и менее дифференцированные части мантии Земли обогащены ртутью.

Если придерживаться распространенной точки зрения (А. Е. Ферман, 1953 г.; А. П. Виноградов, 1961 г. и др.), согласно которой химический состав метеоритов характеризует глубокие геосферы и земная кора образовалась в результате дифференциации первичного вещества Земли, тогда на основании данных о распределении ртути в метеоритах можно предполагать наличие низких содержаний ртути в ядре Земли и высоких ее концентраций для мантии в целом. Как известно, железные метеориты характеризуются наиболее низкими содержаниями ртути среди всех метеоритов и имеют значения ниже кларка, в то же время среднее содержание в каменных метеоритах составляет

$6,6 \cdot 10^{-4}\%$ (Ozerova e. a., 1973), в хондритах без углистых разностей $1,9 \times 10^{-4}\%$ — по данным Г. Рида (Reed, 1971; 66 метеоритов) и нашим данным (58 метеоритов). В каменных метеоритах в отличие от горных пород отмечается большой разброс цифр (рис. 8). Наиболее высокие значения ртути наблюдаются в углистых хондритах, где они достигают 0,05%.

Сопоставление этих сведений с данными о низких концентрациях ртути в глубинных породах Земли позволяет предполагать, что при высоком среднем содержании, характерном для мантии Земли в целом, верхние ее части в процессе дегазации обеднены ртутью. С повышенной нормой дегазации ртути из мантии Земли в нижнепротерозойское время Е. Камерон и И. Джонассон связывают появление значительных концентраций ртути в сланцах Канадского щита (Cameron, Jonasson, 1972). Частично ртуть, вероятно, диссипировалась в космическое пространство; не исключено, что впоследствии, в период фанерозоя, эманирование ртути происходило с более глубоких уровней.

Процессы дегазации ртути из глубин Земли отчетливо фиксируются в ряде пунктов земной коры. Кимберлитовые трубки являются проводниками глубинных эманацій, которые реализуются в повышенных содержаниях ртути (до $n \cdot 10^{-4}\%$); в одном случае отмечено даже образование киновари (трубка Ленинградская; по данным А. П. Бобриевича и др., 1964 г.).

На Гавайских островах содержание ртути в неизмененных лавах составляет первые миллионные доли процента, а в случае их гидротермального преобразования повышается до $2 \cdot 10^{-4}\%$ (Сауков и др., 1972). Очаги базальтоидных магм Гавайских островов, как полагает В. С. Соболев (1973), находятся в верхней мантии, соответственно и ртутьсодержащие эманации имеют мантийное происхождение. Современные извержения на Гавайских островах также сопровождаются выделением заметных количеств ртути с вулканическими газами (Eshleman e. a., 1971). Ртутьсодержащие эманации в вулканах Курило-Камчатской провинции описаны автором (Сауков и др., 1972). В этой связи также интересно указать на нахождение в вулканических стеклах этой провинции стекловатых глобуль, выполненных самородной ртутью и содержащих газовые включения (Ф. Ш. Кутьев, Э. Н. Эрлих, 1970 г.). А поскольку продукты извержения Курило-Камчатской гряды связаны с очагами в верхней мантии (Г. С. Горшков, 1967 г.; Е. К. Мархинин, 1967 г. и др.), можно полагать, что ртуть и в данном случае генерируется верхней мантией.

Такие процессы фиксируются и в других участках земной коры. Так, Л. В. Дмитриев, В. Л. Барсуков и Г. Б. Удинцев (1970 г.) установили повышенные содержания ртути в породах мантийного субстрата в рифтовой зоне Атлантического океана, в районе Азорских островов. Породы, представленные серпентинизированными гарцбургитами и лерцолитами, интенсивно изменены по зонам дробления. Содержания ртути в них составляют $9,2 \cdot 10^{-6}$ — $1,8 \cdot 10^{-4}\%$. Очевидно, с этим же процессом связано появление повышенных (по сравнению с характерными для океанических базальтов) содержаний ртути как в базальтах

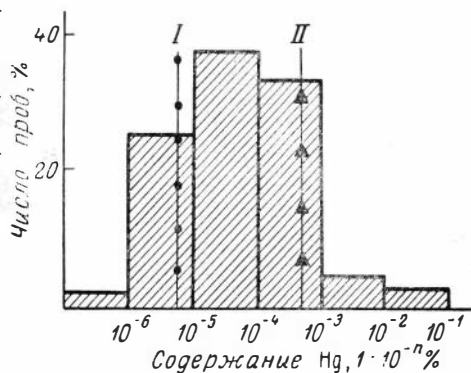


Рис. 8. Гистограмма содержаний ртути в каменных метеоритах. Среднее содержание ртути:

I — в земной коре, II — в каменных метеоритах

указанного района — $9,7 \cdot 10^{-6}$ — $2,4 \cdot 10^{-5}$ % (Сауков и др., 1972), так и в молодых — четвертичных и современных продуктах извержений Исландии. По результатам анализов лав Исландии отчетливо выделяются два обособленных семейства пород с содержаниями ртути соответственно $(2-5,5) \cdot 10^{-6}$ и $(1,3-7,2) \cdot 10^{-5}$ %. Повышенные содержания ртути хорошо коррелируются с предположением о потоке ювенильных эманаций, которые, по мнению В. А. Баскиной (1971 г.), участвуют в формировании кислых вулканических пород Исландии.

Вероятно, этому же процессу — дегазации мантии — обязаны высокие концентрации ртути в современных отложениях Тихого океана, южнее Калифорнии. Повышенные по сравнению с окружающим фоном содержания

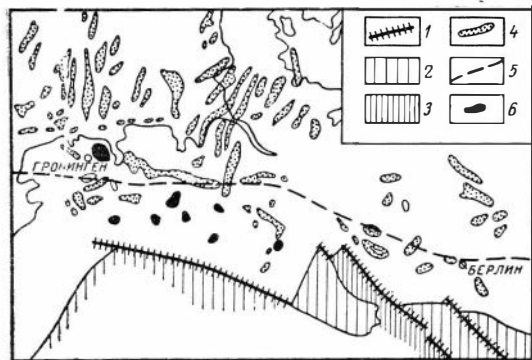


Рис. 9. Положение ртутьсодержащих газовых месторождений Нидерландов и ФРГ на тектонической схеме Североморской экзогональной впадины. Тектоническая схема по В. С. Журавлеву (1972)

1 — краевые швы Европейской платформы; 2 — платформенный чехол на варисцидском складчатом основании; 3 — варисциды Средней Европы; 4 — соляные штоки и соляные подушки; 5 — предполагаемая граница резкого погружения фундамента; 6 — газовые месторождения

газовых месторождениях, приуроченных к зонам глубинных разломов, также связана с этим процессом. Весьма интересны материалы по ртутоносности газовых месторождений Центральной Европы. В газах месторождений Нидерландов (Гронинген) и ФРГ установлены значительные содержания ртути — $n \cdot 10^{-5}$ — $4,5 \cdot 10^{-4}$ г/м³; еще более высокие концентрации, близкие к величинам насыщения, обнаружены в газах месторождения Зальцведель-Пекензен, ГДР (Achterberg, Zaanen, 1972; Morrison, 1972; Tunn, 1973; Dickenstein e. a., 1973).

Если рассмотреть тектоническую позицию ртутьсодержащих газовых месторождений Центральной Европы, то можно видеть, что они приурочены к краевой части платформы и расположены в пределах крупной тектонической структуры ступенчатого погружения варисцид (рис. 9). Показательны в этом отношении и другие геохимические материалы: высокие концентрации азота — до 75% (Goldbecher, Müller, 1973), повышенное содержание гелия — среднее 0,05% по месторождению Гронинген (Achterberg, Zaanen, 1972) и т. д. Геологические и геохимические данные позволяют считать, что ртуть эманировалась по региональным зонам разломов из глубин Земли совместно с азотом и гелием и поступала в газовую залежь, где сохранилась в газообразной форме. По-видимому, такое же происхождение имеет ртуть (до $7 \cdot 10^{-5}$ г/м³) в газовых

в окружающим фоном содержания ртути в осадках, высокий тепловой поток (Boström, Fischer, 1969) и распределение магнитных аномалий трассируют на дне океана зону глубинного разлома, к которому севернее приурочены ртутные месторождения Калифорнии и ртутоносное нефтяное поле Цимрик. Отражением этого процесса являются, по-видимому, также повышенные концентрации легкосорбируемой ртути в породах сейсмоактивных зон в районе городов Ташкента и Алма-Аты (В. З. Фурсов, 1971 г.) и заметные ее содержания в неогеновых породах предгорного прогиба в Гималаях, расположенного в зоне глубинного разлома (В. П. Федорчук, Г. А. Габриэльянц, 1966 г.).

Возможно, ртуть, фиксируемая в повышенных количествах в некоторых

месторождениях Ставропольского поднятия. Эта структура характеризуется повышенной сейсмичностью, новейшими тектоническими движениями разного знака, крупной положительной аномалией теплового потока и рассматривается многими исследователями как область, активизированная в альпийское время. Увеличение концентрации азота, углекислого газа и водорода в газах с глубиной залегания коллекторов позволило высказать предположение (В. Н. Колецов, 1972 г.) о подтоке глубинных газов по разломам фундамента.

На наш взгляд эти примеры достаточно убедительно иллюстрируют «ртутное дыхание» Земли.

Источники рудного вещества. Приведенный материал по миграции ртути в различных природных процессах наглядно свидетельствует, что источник ртути в гидротермальных растворах может быть полигенным в различных геологических условиях, но масштабы образующейся при этом ртутной или ртутьсодержащей минерализации различны. Известно накопление ртути в некоторых продуктах осадочного процесса, хотя собственно ртутная минерализация в них и не установлена. К числу наиболее перспективных в этом плане отложений относятся сульфидсодержащие породы, в первую очередь типа мансфельдских сланцев, некоторые окисные марганцевые руды, железные руды, горючие сланцы и т. д.

Процессы термального метаморфизма основных типов осадочных пород — песчаных, глинистых и карбонатных — приводят лишь к перераспределению ртути, а не к ее отгонке. В этом случае, когда исходными являлись обогащенные ртутью природные образования (в описанном выше случае — колчеданные руды), только $\frac{1}{10}$ ее часть реализовалась в виде ртутных месторождений, а остальная рассеялась. Масштабы образовавшегося при этом ртутного оруденения незначительны. Таким образом, осадконакопление и метаморфизм не могут рассматриваться в качестве главных процессов, поставляющих ртуть в гидротермальные месторождения.

Поэтому мы не можем согласиться с тем, что в формировании ртутных поясов, где сосредоточены основные промышленные концентрации этого металла, источники ртути не ювенильного происхождения — осадочного, осадочно-эпигенетического или метаморфогенного, как предполагают некоторые исследователи (Сургай, 1972; Попов, 1970; Никольский и др., 1970; Moiseyev, 1971; Mlakar, Drovnik, 1971; Saure, 1973 и др.).

Известные проявления ртутной и ртутьсодержащей минерализации, образующиеся в последние стадии рудного процесса в различных по составу постмагматических месторождениях, наряду с широко известным фактом наличия ртутных ореолов вокруг различных месторождений свидетельствуют о генетических связях ртути с самыми разнообразными типами магматических пород. Но все эти проявления по масштабам также несоизмеримы с теми концентрациями ртути, которые локализуются в пределах ртутных поясов.

По мнению некоторых исследователей, оруденение таких поясов имеет источником верхнюю мантию. Об этом свидетельствуют геологические, минералогические и геохимические данные. Общеизвестна приуроченность такого ртутного оруденения к зонам глубинных разломов, т. е. к структурам регионального масштаба, глубокого заложения и длительного развития, достигающим подкорковых мантийных глубин и иногда сопровождающимся поясами гипербазитовых пород. На примере ряда регионов показано (В. А. Кузнецов, 1971 г.), что ртутное оруденение таких поясов не имеет прямой генетической связи с рудными формациями предыдущих стадий развития и является наложенным на металлогенические зоны другого профиля. Для этого оруденения

характерна устойчивостью минерального состава в различных участках поясов, не обнаруживающего зависимости от локальной геологической обстановки (Кузнецов, Оболенский, 1970). Ртуть здесь генетически не связана с каким-либо определенным типом магматических пород. Она, очевидно, выделялась по зонам глубинных разломов в период их активизации как продукт дегазации глубоких частей Земли.

Таким образом, хотя происхождение ртути в гидротермальных растворах может быть различным, значение ювенильного источника, с которым связано формирование крупных рудных поясов, скорее всего преобладающее.

Сурьма и мышьяк, которые в переменных количествах постоянно встречаются в ртутных месторождениях, образуя устойчивую геохимическую ассоциацию, как и ртуть, эмануруют, по-видимому, из глубин Земли по зонам региональных разломов в виде легколетучих соединений. Другие рудные элементы, такие, как свинец, цинк, медь и др., могут быть выщелочены из вмещающих пород. Для свинца и цинка это предполагается на примере Никитовского рудного поля (Г. А. Булкин и О. Н. Лепилин, 1964 г.). Процессы заимствования свинца, цинка, молибдена и меди наблюдались и при формировании современной ртутно-колчеданной залежи вулкана Менделеева (Сауков и др., 1972). Для свинца это подтверждается данными изотопного анализа галенитов из ртутных и близких к ним по генезису полиметаллических месторождений Донбасса, Горного Алтая и Закарпатья (Б. С. Панов, 1970 г.; А. А. Оболенский и др., 1970 г.). Не исключено, однако, и более глубинное происхождение этих элементов в других месторождениях.

Однозначно решается вопрос об источниках никеля и кобальта. Они образуют сульфиды в ртутных месторождениях преимущественно лиственитового типа, где заимствуются из вмещающих ультраосновных пород. Это отчетливо наблюдается на ртутных месторождениях Алтае-Саянской области, Сахалина, Югославии и т. д. (Васильев, 1970; Васильев и др., 1969; Jadranin, Rakič, 1965). Столь же убедительно представление о выщелачивании железа из породообразующих минералов вмещающих пород и образовании за счет его пирита и марказита в гидротермальных рудах. Нами это наблюдалось при формировании ртутно-колчеданной залежи на вулкане Менделеева.

Петрогенные элементы (кальций, магний, кремний, алюминий, барий и др.), участвующие в рудообразовании и образующие жильные минералы, наиболее чутко реагируют на состав вмещающих пород. Кварц, каолинит и диккит образуются преимущественно в силикатных породах, карбонаты — в известняках и доломитах, а барит отлагается в том случае, если в разрезе есть вулканогенные толщи, которые обычно содержат повышенные концентрации бария (сотые и десятые доли процента).

Происхождение серы в ртутных месторождениях лет 10—15 назад рассматривалось как глубинное. Предполагалось, что ртуть и сера мигрируют совместно в виде щелочного сульфидного комплекса. Однако в настоящее время накопилось достаточно геологических и геохимических данных, позволяющих считать, что определяющую роль в формировании ртутных месторождений имела коровая сера. Как показывает изучение изотопного состава серы в рудах ртутных месторождений, особенности изотопного состава зависят главным образом от конкретной геологической обстановки. По-видимому, сера генерировалась во многих случаях в самостоятельных очагах и фракционирование ее изотопов определялось причинами, не связанными с процессом рудообразования.

Наиболее вероятным источником сульфидной серы являются осадочные сульфаты, восстановление которых за счет абиогенных и особенно биогенных процессов приводит к образованию значительных количеств сероводорода. По-видимому, этим обусловлен частый парагенезис сульфидов ртути и битумов (нефти, углеводородов и др.). Исходный изотопный состав серы осадочных сульфатов δS^{34} находится в пределах $+10 \div +20\text{‰}$, но в ходе эпигенетического восстановления может происходить ее утяжеление до $+30 \div +50\text{‰}$ (Виноградов, 1973). Изотопный состав сероводорода, который образуется при восстановлении сульфатов, может быть самым различным, в том числе и равным по значению сере метеоритного троилита ($\delta S^{34} = 0$).

Во всех случаях четким доказательством участия осадочных сульфатов в ртутном рудообразовании является изотопный состав сульфатных жильных минералов: барита, гипса, алунита. Он обычно соответствует составу серы сульфатов осадочных пород, разлитых в районах месторождений. Реже сульфаты образуются за счет окисления сульфидной серы, при этом изотопный состав серы в сульфатах такой же, как и в сульфидах. Подобные случаи возможны при формировании руд вблизи поверхности в пределах досягаемости кислородсодержащих вод. Наиболее часто сульфаты образуются в районах активного вулканизма, где существуют условия для глубокой циркуляции атмосферного кислорода.

При рассмотрении данных по изотопному составу серы установлена большая роль органического вещества в продуцировании сероводорода, участвующего в процессах рудообразования. Поэтому одной из важных предпосылок формирования крупных концентраций сульфидов ртути является наличие в районе пород, обогащенных органическим веществом, или нефтей. Последние и являются источником битумных веществ, ассоциирующих с ртутными рудами. Такое заимствование показано В. С. Балицким (1966 г.), А. И. Германовым и Л. А. Банниковой (1972 г.) для ртутных месторождений Северо-Западного Кавказа, П. В. Бабкиным и др. (1970 г.) для Северо-Востока СССР; оно также следует из материалов С. Д. Талиева (1968 г.) по Южной Фергане, Э. Бейли (Bailey, 1959) и Д. Уайта (1970) по Калифорнии и т. д.

Некоторые ртутные провинции характеризуются повышенными концентрациями селена и фтора, для которых они являются типоморфными элементами.

Повышенной селеноносностью, в частности, выделяется Южно-Ферганский пояс (Федорчук, 1964, и др.). Здесь вполне вероятно заимствование селена из вмещающих пород, характеризующихся повышенным содержанием этого элемента (В. Д. Сидельникова, И. В. Швей, 1970 г. и др.). Такой процесс предполагается и для ртутных месторождений Чукотки (О. В. Вершковская и др., 1972 г.). Для фтора подобных исследований не проводилось; на ртутных месторождениях с заметными его концентрациями в виде флюорита (например, южноферганские месторождения) можно предполагать его глубинное происхождение.

Резюмируя изложенное об источниках вещества ртутных месторождений, подчеркнем, что они включают как собственно ювенильные составляющие, в первую очередь ртуть, так в значительной степени и коровые — серу, битумы, петрогенные и другие элементы.

2. Минералогия ртутных месторождений

В минералого-геохимическом отношении ртутные месторождения можно подразделить на три группы.

1. Месторождения с рудами относительно простого состава (монометалльные) — ртутные. Ртуть в них является единственным или главным промышленно-ценным компонентом. Группа объединяет месторождения с существенно кинноварными рудами.

2. Месторождения с рудами сложного состава (двух- или трехметалльные) — сурьмяно-ртутные, мышьяково-ртутные, сурьмяно-мышьяково-ртутные или сурьмяно-медно-ртутные. Ртуть наряду с сурьмой, мышьяком или медью представляет главные рудные элементы. В эту группу входят месторождения с антимонит-киноварными, реальгар-аурипигмент-киноварными и смешанными рудами. Сюда же относятся месторождения, в рудах которых практически отсутствует антимонит, а основные рудные минералы представлены кинноварью и ртутьсодержащими сурьмянистыми блеклыми рудами (месторождения Чили; Рудняны в ЧССР; Орлиногорское, Кок-Саир, Джылкыдал и др. в СССР).

3. Месторождения комплексные (полиметалльные) — ртутьсодержащие. Ртуть в них обычно является второстепенным компонентом. Руды этих месторождений характеризуются наиболее сложным минеральным составом. Группа включает месторождения свинцово-цинковых со ртутью руд, золоторудные (с кинноварью или с кинноварью и теллуридами ртути) месторождения, кинноварь-антимонит-ферберитовые, кинноварь-антимонит-шеелитовые, сульфидно-касситеритовые с кинноварью и другие месторождения. Их минералогия в данной работе не рассматривается.

Если не считать литофильных элементов, то главными рудными компонентами месторождений первой и второй групп представляются ртуть, сурьма, мышьяк, реже железо и медь, образующие с серой простые и сложные первичные сульфиды и входящие в состав вторичных минералов зоны гипергенеза. Этими элементами определяется геохимическая специализация рудного процесса и характерный минеральный состав руд месторождений.

По комплексу минералов отмеченные месторождения практически не отличаются друг от друга. По существу разница заключается лишь в количественных соотношениях между минералами таких элементов, как сурьма, мышьяк и медь. Переходя из разряда второстепенных или редких, какими они являются в рудах собственно кинноварных месторождений, в число главных компонентов руд, эти минералы способствуют появлению месторождений, относимых ко второй группе. В некоторых случаях принадлежность месторождений к этой группе обуславливается развитием комплексных соединений ртути и сурьмы. Примером могут служить уникальные месторождения района Гуитцуюк (Мексика) с главным рудным минералом ливингстонитом.

Основными гипогенными рудными минералами рассматриваемых месторождений являются кинноварь, антимонит, реальгар, аурипигмент, пирит, редко ливингстонит, метацинпабарит, марказит. На отдельных объектах иногда в заметных количествах присутствуют сауковит, акташит, онофрит, тиманит. Ртутьсодержащие блеклые руды на одних месторождениях входят в число главных минералов, а на других относятся к второстепенным. Достаточно редки находки самородного мышьяка, гвадалкацарита, сульфоантимонидов меди и свинца, висмутовых минералов и многих других.

Появление в рудах ряда месторождений некоторых типичных, но в общем редких рудных минералов часто обязано местным условиям минералообразо-

вания. Так, присутствие простых и сложных сульфидов никеля и кобальта (миллерит, линнеит, полидимит, зигенит, ваэсит, герсдорфит и др.) обусловлено разложением первичных никель-кобальтсодержащих силикатов и сульфидов ультраосновных пород и лиственитов под воздействием ртутьсодержащих гидротерм, переводивших никель и кобальт в растворимое состояние. Образование метациннабарита и марказита, характерных для ряда месторождений, связано с резко окислительной обстановкой рудогенеза в приповерхностных условиях или на небольшой глубине.

Главные гипогенные нерудные минералы многих месторождений представлены кварцем, железисто-магнезиальными и магнезиальными карбонатами, кальцитом, диккитом, баритом и реже флюоритом, опалом, халцедоном, самородной серой, цеолитами и углеводородами.

Сообщество гидротермальных нерудных минералов в большинстве случаев зависит от состава рудовмещающих или подстилающих пород, изменяемых в процессе гидротермального метаморфизма при рудообразовании. Так, например, сложные железисто-магнезиальные и магнезиальные карбонаты появляются в рудах месторождений, локализованных в серпентинитах, лиственитах, метаморфических сланцах и др., в состав которых входят первичные магнийсодержащие силикаты или карбонаты. Кальцит и доломит доминируют в рудах, сформированных в известняках, доломитах и других известковистых породах. Кварц и барит резко преобладают при условии наложения ртутной минерализации на вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, обогащенные кремнием и барием. Роль кварца и особенно диккита (или других глинистых минералов) повышается среди терригенных алюмосиликатных разновидностей пород.

Значительно сложнее причины образования специфических рудных и жильных минералов, таких, как селениды ртути, кадмийсодержащий сульфид ртути (сауковит), ливингстонит, флюорит и др.

К настоящему времени в рудах ртутных месторождений известно более 16 гипогенных и гипергенных минералов. В их число не входят реликтовые минералы, т. е. минералы, заимствованные из вмещающих пород и не претерпевшие изменений в процессе рудообразования (см. стр. 44).

Несмотря на обширный в целом комплекс минералов, в каждом конкретном случае ведущее положение занимают лишь небольшие их группы при подчиненном значении или полном отсутствии всех остальных гипогенных минералов. Это обстоятельство позволило выделить соответствующие минеральные типы месторождений.

Ниже дается описание лишь наиболее важных и некоторых редких соединений основных рудных элементов, а также главных нерудных минералов собственно ртутных месторождений и месторождений со сложным составом руд.

Ртутные и ртутьсодержащие минералы. *Киноварь* — красная модификация сульфида ртути αHgS — главный и почти всегда преобладающий рудный минерал. Можно выделить четыре разновидности киновари: 1) обычную кристаллическую; 2) метаколлоидную; 3) вторичную порошокватую; 4) механически преобразованную киноварь.

К р и с т а л л и ч е с к а я киноварь — один из поздних гипогенных сульфидов руд. После нее, как правило, отлагаются лишь сульфиды мышьяка (реальгар, аурипигмент), онофрит, по-видимому, тиманит и некоторые другие. Из нерудных минералов наиболее частые спутники киновари — кварц, карбонаты, барит, флюорит, диккит, иногда твердые битумы типа антракосилита.

Минеральный состав ртутных руд

Гипогенные минералы

Серебро (?)	Акташит **	Сидерит
Золото (?)	Теннантит-Hg *	Врейнерит
Ртуть	Тетраэдрит	Анкерит
Графит	Тетраэдрит-Hg (швацит)	Лавсонит
Мышьяк *	Блеклая руда смешанного состава	Витерит
Сера	с ртутью	Барит
Мошелландсбергит	Галхаит **	Целестин
Амальгама серебра	Халькопирит	Гипс
Аргентит	Станнин (?)	Ангидрит
Халькозин	Люцонит *	Алунит
Галенит	Фаматинит	Турмалин
Сфалерит	Менегинит	Глаукофан (?)
Сфалерит-Hg **	Энаргит *	Тальк (?)
Метациннабарит	Халькостибит *	Пиррофиллит
Гвадалкацарит	Ливингстонит *	Сфен (?)
Онофрит *	Вертьерит	Фукусит
Сауковит **	(Джемсонит)	Марипозит
Пирротин	Борнит	Серицит
Киноварь	Вакабаяшилит *	Хлориты
Миллерит	Цинкенил *	Гидрослюды
Реальгар	Тиманит	Серпентин (?)
Линнеит	(Колорадоит)	Диккит
Зигенит *	Флюорит	Каолинит
Полидимит	(Браунит)	Монтмориллонит
Полидимит-Co *	Гематит	Апофиллит
Антимонит	Кварц	Гиrolит
Метастибнит	Халцедон	Альбит
Висмутин	Кварцин	Адуляр
Аурипигмент	Кристобалит	Анальпим
Пирит	Опал	Ломонит
Грейгит *	Рutil	Натролит
Бравонит	Заратит (?)	Жидкие и твердые углеводороды
Ваасит	Кальцит	Шеелит
Марказит	Арагонит	
Герсдорфит	Магнезит	
Арсенопирит	Доломит	
Гетчелит	Железистый доломит	

Гипергенные минералы

Ртуть	Сенакмонит	Калиевые квасцы
Селен *	Валентинит	(ремерит)
Сера	Кварц	Галотрихит
Шахнерит	Халцедон	Метавольтин
Парашахнерит	Опал	Копиапит
Халькозин	Пирролизит	Шюттеит
Метациннабарит	Стибиконит	Скородит
Гвадалкацарит	Сурьмяные охры	Хризоколла
Ковеллин	Гидроокислы железа	Каолинит
Киноварь	Гидроокислы марганца	Аллофан
Аурипигмент	Гидраргиллит (гибсит)	Сапонит
Пирит	Кальцит	Накрит
Марказит	Арагонит	Гарниерит
Халькопирит	Малахит	Галлуазит
Борнит	Азурит	Бейделлит
Кермезит	Церуссит	Монтмориллонит
Гарксутит	Англезит	Нонтронит
Эмболит	Гипс	
Мозезит	Ангидрит	
Клейнит	Эпсомит	
Каломель	Моренозит	
Эггестонит	Мелантерит	
Терлингваит	Биберит	
Куприт	Сидеротил	
Монтроидит	Сульфаты меди	
Гематит	Алуноген	
Арсенолит	Фиброферрит	
	Ярозит	

Примечание. 1. Знаком (?) отмечены минералы, связь которых с процессом ртутного рудообразования неясна.

2. Минералы, обнаруженные в ртутных месторождениях СССР: * найдены в рудах впервые; ** новые минералы.

3. В скобки взяты минералы, достоверно не диагностированные.

На многих месторождениях отмечаются две-три генерации киновари, нередко отличающиеся друг от друга способом отложения и морфологией проявлений.

Химический состав природной кристаллической киновари обычно соответствует теоретической формуле. Ее месторождениях некоторых ртутнорудных провинций (Южно-Китайская, Среднеазиатская, отдельные месторождения Алтае-Саянской) киноварь содержит заметные количества изоморфной примеси селена — от 0,00л до 2% (Чжун Цзя-жун, 1963 г.; Большаков, 1963; Федорчук, 1963. 1964₁; Великий и др., 1966, 1967; В. И. Васильев, Ю. Г. Лаврентьев, 1968 г.; Финкельштейн, 1971; Сауков, Айдиньян, Озерова, 1972).

Морфология индивидов и агрегатов кристаллической киновари зависит от свойств вмещающей среды при рудоотложении.

Различаются образования метасоматические и сформировавшиеся путем выполнения открытых пространств: трещин, пустот различного генезиса, межзерновых промежутков и т. п.

Среди метасоматических образований характерны вкрапленная и «сливная» (массивная) крупнозернистая киноварь. Размеры отдельных ее зерен и агрегатов колеблются в широких пределах: от субмикроскопических до 2—5 см и иногда более в поперечнике. Сбычно крупные гнездовые вкрапления приурочены к раздробленным породам: известнякам и доломитам, метаморфическим сланцам, песчаникам, вулканогенно-осадочным образованиям. Выделяются идиоморфизмом метакристаллы киновари, распространенные только в карбонатных или карбонатизированных породах — плотных мраморизованных и окварцованных известняках (реже доломитизированных), раздробленных и впоследствии карбонатизированных метаморфических сланцах и песчаниках, кварц-карбонатом цемента зон дробления, а также в кальцитовых и анкеритовых гнездах и жилах. «Сливная» (массивная) крупнозернистая киноварь состоит из отдельных самостоятельно развивавшихся и затем сросшихся метазерен этого минерала среди раздробленного и перетертого материала вмещающих пород.

Для киновари, отлагавшейся в открытых полостях, типичны кристаллы и агрегаты — от крупно- до микрозернистых, сопровождающиеся переменными количествами нерудных минералов — вплоть до полного их отсутствия. Во многих случаях эта киноварь содержит сингенетичные включения сфалерита, халькопирита, галенита, антимонита, цинкениита, блеклой руды, миллерита, полидимита, кварца, карбонатов, барита, диккита и др. Присутствием этих минералов объясняются заметно повышенные количества таких элементов-примесей в киновари, как Zn, Cu, Pb, Sb, Fe, Ni, Co, Si, Mg, Ca, Sr, Ba, Al. Спектральные анализы метасоматических образований киновари, особенно метакристаллов, показывают ее более высокую чистоту; она загрязнена в основном только литофильными элементами.

На многих месторождениях встречаются темноокрашенные тонкозернистые («сливные») образования киновари, агрегаты которой имеют микрогранобластовое строение с участками глобулярных обособлений. Отложение ее происходило скорее всего в моменты резкого пересыщения гидротермального раствора, когда возникало множество центров кристаллизации, обусловивших быстрый рост агрегатов.

Окраска кристаллической киновари варьирует от ярко-красной, долго сохраняющей свой цвет, до красно-бурой и темно-малиново-красной. Некоторые яркоокрашенные разности быстро темнеют на дневной поверхности. Отдельные исследователи связывают темную окраску киновари и изменение ее цвета с присутствием повышенных количеств изоморфной примеси селена. Однако такая

зависимость устанавливается не всегда. В некоторых случаях темный цвет киновари вызывается тонкорассеянными примесями других рудных минералов, в том числе железистых (Sainsbury, Mackevett, 1965 и др.). Работами последних лет (Н. Г. Демидова и др., 1972 г.) доказывается связь изменения окраски киновари и ряда других ее свойств с изоморфным вхождением в решетку элементов — Cu, Ag, Cd, Tl, In, As, Sb, Ge, J. Очевидно, немаловажную роль в окраске киновари играют также структура агрегатов и степень их сохранности от последующих тектонических воздействий.

М е т а к о л л о и д н а я киноварь наблюдалась в ряде месторождений. Подробно она изучена в месторождениях Средней Азии, Алтае-Саянской ртутной провинции и Северо-Востока СССР. К метаколлоидной относится, вероятно, и киноварь источника Апашель, Камчатка (В. И. Смирнов, 1945, 1947; Сотников, 1962; Васильев, 1970; Бабкин, 1969; Н. А. Озерова, Л. М. Лебедев, 1970 г. и др.). Морфология ее проявлений разнообразна. Чаще всего это ярко-алые колломорфные или напоминающие «сливную» кристаллическую микрозернистую киноварь образования темного цвета. В первом случае агрегаты состоят из губчатых, дендритных и эмульсиевидных форм, во втором они представлены почковидными скоплениями, глобулами и сферолитовыми массами, имеющими концентрически-зональную блоковую или радиально-лучистую структуры. Судя по данным минералотермометрических исследований и взаимоотношениям с другими минералами, метаколлоидная киноварь относится в большинстве случаев, по-видимому, к ранним генерациям сульфида ртути. Ее образование обусловлено местными колебаниями режима рудогенеза, приводящими к изменению агрегатного состояния, очевидно, высококонцентрированного минералообразующего раствора.

В т о р и ч н а я п о р о ш к о в а т а я киноварь как новообразование зоны окисления известна практически на всех месторождениях. В основном она возникает при разложении в зоне гипергенеза сложных сульфидов: ртутьсодержащих блеклых руд, акташита, ливингстонита, сфалерита-Hg, а также за счет собственно ртутных минералов — киновари, метациннабарита (гвадалкацарита), сауковита, онофрита и др. Ярко-красная, часто быстро темнеющая на воздухе, вторичная киноварь отличается высокой дисперсностью округлых или имеющих кристаллографические очертания частиц. Этот факт служит одним из надежных диагностических признаков при определении генезиса новообразований сульфида ртути. Как правило, порошокватая киноварь такого типа концентрируется непосредственно на месте разрушенных первичных минералов или в тесной связи с ними и в отдельных случаях сопровождается характерными гипергенными минералами: малахитом, азурином и др. Это служит дополнительным доказательством вторичного ее происхождения (McAllister e. a., 1950; Васильев, 1970). В некоторых месторождениях (месторождение Рас Эль-Ма, Алжир) вторичная киноварь служит цементом среди обломочного материала пород (Федорчук, 1969).

М е х а н и ч е с к и п р е о б р а з о в а н н а я киноварь по внешнему виду многим напоминает вторичную порошокватую киноварь. Она представляет собой подвергшуюся дезинтеграции обычную кристаллическую киноварь, транспортированную на некоторое расстояние или локализованную поблизости от места механического разрушения первичного материала. Она наблюдалась на стенках тектонических трещин, в зонах дробления, пересекающих киноварные рудные тела, в известковистых туфах холодных источников, расположенных в полях развития ртутной минерализации, и т. п. Эта киноварь представлена обломочными частицами различной формы, преимущественно углова-

тыми. В отличие от вторичной порошковатой киновари в ее массах нет кристаллов. По элементам-примесям она тождественна разрушаемому первичному сульфиду ртути.

Метациннабарит — черная модификация сульфида ртути HgS — начальный член изоморфного ряда метациннабарит — тиманит. Обнаружен на многих месторождениях, но лишь на отдельных является одним из главных минералов руд (Рас Эль-Ма, Алжир; Нью-Альмаден, Нью-Идрия, Скаггс-Спрингс, США; Сан-Антонио де Падуа, Мексика; Большой Шаян, СССР; травертиновые отложения термальных источников Эмиди, Бойлинг-Спрингс, США; Апапель, СССР и др.). В последние годы доказано, что метациннабарит является полигенным минералом и может встречаться: 1) как гипогенное образование, 2) как гипергенный минерал зоны окисления и 3) в качестве вторичного минерала, возникающего из киновари при динамических воздействиях в зонах тектонических нарушений (Ершов, 1941; Сургай, 1955; Барышников и др., 1957; Пиотровский, 1961; Мерлич, 1958, 1963; Э. Лазаренко, 1957 г.; Васильев, 1970; Коростелев, 1965; Н. А. Озерова, Л. М. Лебедев, 1970 г.; Уайт, 1970; Eskel, Mayers, 1946; Dickson, Tunell, 1956, 1959; Tunell, 1964 и др.).

Г и п о г е н н ы й метациннабарит отмечается в рудах ряда месторождений в виде вкрапленности, тонких мономинеральных жилок, небольших скоплений зернистых или почковидных агрегатов и реже кристаллов тетраэдрического габитуса. В отложениях термальных источников он наблюдался в виде слабо раскристаллизованных пленок и корок. Практически никогда не бывает чистым и содержит обычно примеси железа, цинка, селена. Метациннабарит неустойчив и с течением времени переходит в киноварь. Отмеченные примеси замедляют этот переход (Dickson, Tunell, 1959); сохранность минерала обеспечивается также в кислой среде (Г. Л. Пиотровский, 1958 г.).

В большинстве случаев отложение гипогенного метациннабарита предшествует отложению киновари, но отмечаются случаи обратных взаимоотношений и чередующейся кристаллизации этих минералов. Метациннабарит почти всегда ассоциирует с марказитом, образующимся раньше. Иногда марказит и пирит кристаллизуются позже, замещая киноварь и метациннабарит (Eskel, Mayers, 1946). В отдельных парагенетических ассоциациях метациннабариту сопутствуют кроме перечисленных сфалерит, антимонит, реальгар, марганцевые минералы, кварц, барит, кальцит, халцедон, углеводороды.

Примесь в метациннабарите изоморфного Zn (до 4—5%) приводит к образованию его редкой разновидности — *гвадалкацарита* (Hg, Zn S), которая известна всего в нескольких пунктах: Левильяни (Италия), Пола-де-Лена (Испания), Гвадалкацар, Гуитцуко (Мексика), Джижикрут, Акташское (СССР) (Минералы, 1960; Новикова, 1959; В. И. Васильев, 1963 г.).

Повышенное содержание в метациннабарите селена, изоморфно замещающего серу, обуславливает существование еще одной его разновидности — *онофрита* Hg(S, Se) — промежуточного минерала изоморфного ряда метациннабарит — тиманит. Эта разновидность также весьма редка и известна из месторождений Сан-Онофре и Гуитцуко (Мексика), Ваньшань (КНР), Мерисвейл (штат Юта, США), Горхонское (СССР) (Минералы, 1960; McAllister, Ortiz, 1945; В. И. Васильев, Ю. Г. Лаврентьев, 1968 г.).

Подробных описаний онофрита, сведений о его генезисе и месте в схемах минералообразования в современной литературе практически нет. В рудах Горхонского месторождения онофрит встречается в небольших количествах совместно с высокоселенистой киноварью, пиритом, часто образующим параморфозы по марказиту, халькопиритом, кварцем, доломитом. Состав онофрита

Горхонского месторождения (вес. %): Hg 81,4; Zn 0,2; S 10,5; Se 7,5; сумма 99,6. Параметр решетки $a = 5,90\text{\AA}$.

Г и п е р г е н н ы й метациннабарит в большинстве работ лишь бегло упоминается при перечислении экзогенных минералов. Надежных диагностических характеристик, сведений о его составе, как правило, не приводится. За гипергенный метациннабарит обычно принимаются тонкие корочки, пленки и порошковатые массы черного цвета на киновари или на контактирующих с ней нерудных минералах. На месторождении Хайдаркан гипергенным метациннабаритом замещается минерал галхаит (Груздев и др., 1972).

В т о р и ч н ы й метациннабарит, образующийся в результате перестройки кристаллической решетки киновари при динамических воздействиях, очевидно, распространен более широко. Возможность такого генезиса минерала была доказана несложными экспериментами (В. И. Васильев, 1964 г.) и последующим изучением природного материала. Вторичный метациннабарит, возникший таким путем, обычно наблюдается на зеркалах скольжения тектонических нарушений в местах пересечения ими богатых киноварных руд.

Тиманит (HgSe) — довольно редкий минерал. Помимо известных ранее находок есть указания на его присутствие в месторождениях Альмаден (Испания), Буэна-Виста, Диабло, Нью-Идрия, Санта-Клара (Калифорния, США), Монте-Амиата (Италия), Санта-Барбара, Хуанкавелика (Перу) (Yates, Hilpert, 1946; Дж. Дэна, 1950 г.; Минералы, 1960; П. Рамдор, 1962 г.; Bailey, Everhart, 1964; Henderson, 1969). В СССР тиманит известен на Горхонском месторождении, в рудопроявлениях Карасу и Кульджук I (Среднеазиатская рутинная провинция) (В. И. Васильев, 1970 г.; Финкельштейн, 1971; Богдасаров, 1972).

Тиманит образует вкрапленность, небольшие скопления зернистых масс в песчаниках, известняках, окварцованных и доломитизированных известняках, кварцитах. Встречается в сростках с киноварью, однако взаимоотношения его с киноварью и место в парагенетических ассоциациях минералов неясны. На Горхонском месторождении и в рудопроявлении Кульджук I он встречается в обособленных от киновари скоплениях. Возможно, и кристаллизуется после нее. Состав минерала Горхонского месторождения (вес. %): Hg 77,7; Se 18,0; S 4,8; сумма 100,5; и рудопроявления Кульджук I (вес. %): Hg 79,15; Se 18,3; сумма 97,45 (анализ неполный).

Присутствие в тиманите Горхонского месторождения серы обуславливает пониженное значение параметра решетки ($a = 6,00\text{\AA}$) по сравнению с чистым тиманитом.

Сауковит (Hg, Cd, Zn)S — черный сульфид ртути, по-видимому, промежуточный член изоморфного ряда метациннабарит HgS — хоулит CdS. Установлен впервые лишь в одном пункте — рудопроявлении Уланду (Горный Алтай, СССР) (Васильев, 1966). Параметр решетки $a = 5,799\text{\AA}$. Состав незначительно варьирует. Средний состав (вес. %): Hg 67,87; Cd 11,08; Zn 3,09; S 15,61; сумма 98,65.

Уточненная по сравнению с первоначальными данными плотность равна $6,80 \pm 0,04 \text{ г/см}^3$.

Встречается сауковит в виде вкрапленности и небольших гнездовых скоплений зернистых агрегатов в кварц-барит-кальцитовых жилах совместно с первичной кристаллической и вторичной (порошковатой) киноварью. Вместе с киноварью является главным минералом руд участка Уланду.

Галхаит — теоретическая формула HgAsS_2 . Содержит изоморфные примеси Cu, Zn, Tl, Sb, Se. Установлен впервые на месторождениях Гал-Хая

(Якутия, СССР) и Хайдаркан (Средняя Азия, СССР) (В. С. Груздев, В. И. Степанов и др., 1972 г.). Параметр решетки $a = 10,41 \pm 0,01 \text{ \AA}$. Состав минерала варьирует (вес. %): Гал-Хая — Hg 47,60; Cu 3,49; Zn 3,00; Tl 0,46; As 23,60; Sb 0,59; S 21,0; Se 0,0003; сумма 99,74; Хайдаркан — Hg 49,02; Cu 2,85; Zn 0,60; Tl 2,90; As 19,49; Sb 5,51; S 19,31; Se 0,015; сумма 99,695. Плотность изменяется от 5,4 г/см³ (Гал-Хая) до 5,7 г/см³ (Хайдаркан).

Галхаит образует кристаллы кубического габитуса размером до 1 см, неправильные зерна и зернистые агрегаты. На месторождении Гал-Хая ассоциирует с пиритом, антимонитом, киноварью, метациннабаритом, акташитом, вакабаяшилитом, аурипигментом, реальгаром, кварцем, кальцитом, флюоритом, баритом и др. В Хайдаркане встречается совместно с метациннабаритом, киноварью, антимонитом, диккитом, гетчелитом, вакабаяшилитом и аурипигментом в кальцит-флюорит-кварцевых агрегатах.

Сфалерит-Hg (Zn, Hg)S — редкий минерал. Установлен впервые в рудах Белоосиповского месторождения (Кузнецкий Алатау, СССР) (В. И. Васильев, Ю. Г. Лаврентьев, 1969 г.). Очевидно, может рассматриваться как промежуточный минерал изоморфного ряда сфалерит — метациннабарит. Средний состав по 6 образцам (вес. %): Zn 54,4; Hg 15,6; Cd 0,5; S 28,4; сумма 98,9. Содержание изоморфной примеси Hg колеблется от 11,1 до 19,0%. Параметр решетки заметно увеличен по сравнению с чистым сфалеритом ($a = 5,455 \text{ \AA}$). Сфалерит-Hg встречается в рудах в виде кристаллов тетраэдрического габитуса размером до 2 мм. Он отлагался немного раньше гипогенной киновари и корродирован ею.

Ливингстонит HgSb₄S₇ — редкий минерал. До сих пор был известен только в небольшом числе месторождений района Гуитцуко (Мексика) как главный первичный минерал руд. В последнее время обнаружен также на Хайдаркане. На месторождении Ла-Крус он тесно ассоциирует с антимонитом и замещает доломит брекчированных известняков. Сопровождается серой, гипсом, вторичной порошокватой киноварью, образованной в результате его разрушения, окислами сурьмы. Обычны зернистые агрегаты и кристаллы (McAllister, Ortiz, 1945).

Акташит — сложный сульфид меди, ртути, мышьяка и сурьмы. Установлен впервые на Акташском месторождении (Горный Алтай, СССР) (Васильев, 1968_{1, 2}, 1970). К настоящему времени найден и на месторождении Гал-Хая (Якутия, СССР) (В. С. Груздев и др., 1972 г.). По составу и свойствам акташиты обоих месторождений близки. Акташское месторождение, среднее по 7 анализам (вес. %): Hg 32,55; Cu 24,05; As 17,90; Sb 2,55; S 23,38; сумма 100,43. Месторождение Гал-Хая (анализ приведен к 100%): Hg 35,00; Cu 21,15; As 21,42; Sb 0,84; S 21,59; сумма 100,00.

В вопросе о структуре акташита есть неясности, и, возможно, рассчитанная теоретическая формула (Hg₆Cu₃As₃S₁₂) не окончательна.

Акташит обычно встречается в виде ксеноморфных остроугольных зерен, кристаллов, напояющихся по форме тригональную пирамиду, и их сростков размером до 0,5 мм. Плотность минерала колеблется от 5,59 (для пористых зерен) до 5,76 г/см³ (для кристаллов).

На Акташском месторождении рудная минерализация включает (в последовательности образования) пирит, сфалерит, халькостибит, швацит, ртутьсодержащую блеклую руду смешанного состава, теннантит-Hg (?), акташит, бертьерит (?), антимонит I, люционит, энаргит, халькопирит, аурипигмент I и киноварь I. Главными минералами в этой ассоциации помимо акташита являются пирит и блеклые руды. Из нерудных минералов обильны кварц, кальцит и диккит.

Ртутьсодержащие блеклые руды в разных количествах присутствуют на многих ртутных месторождениях. Они являются главными минералами на месторождениях, относимых к барит-киноварному минеральному типу. Среди них преобладают швациты и блеклые руды смешанного состава со ртутью. Ртутьсодержащие теннантиты редки. Показательны месторождения Чили, ряд однотипных рудопроявлений в районе Руднян (ЧССР), а также некоторые месторождения и рудопроявления Алтае-Саянской ртутной провинции (Орлиногорское, Отсалар, Джылкыдал, Кокури) и некоторых других провинций мира (McAllister *et al.*, 1950; Král, 1959).

Самое высокое содержание ртути (24,0%, мышьяка нет) зафиксировано в шваците месторождения Манто де-Вальдевия (Чили). Увеличение содержания изоморфной ртути обуславливает практически линейный рост плотности, параметра решетки, усиление кремового оттенка минерала в отраженном свете, исчезновение внутренних рефлексов. Кроме основных компонентов спектральными анализами в блеклых рудах устанавливается еще ряд элементов-примесей, в том числе в повышенных количествах Ag, Zn, Pb, Bi, Fe, Co, Ni, V и др. В большинстве случаев их присутствие объясняется микровключениями рудных и нерудных минералов, таких, как аргентит, сфалерит, сульфантимонида меди и свинца, галенит, никель-пирит и др.

Ртутьсодержащие блеклые руды на различных месторождениях находятся в определенных парагенетических ассоциациях минералов, но кристаллизуются раньше киновари. Они наблюдаются совместно с карбонатами, кварцем, баритом, сульфидами железа и меди, гематитом, антимонитом, цинкенимом, аурипигментом, киноварью и многими другими минералами.

Сообщения о типичном ртутьсодержащем теннантите ограничены. Минерал из месторождения Орд (штат Аризона, США), о котором упоминал Д. Файк (Faick, 1958), как о ртутьсодержащем теннантите, имеет состав (%): Hg 16,8; Cu 31,8; As 9,6; Sb 6,8; S 20,0 и др. и по существу относится к блеклой руде смешанного состава, ассоциирующей с киноварью и турмалином в кварцевых жилах. Минерал, который может быть назван ртутьсодержащим теннантитом, был найден в рудах Чаган-Узунского месторождения (Горный Алтай). Его состав (по двум образцам) колеблется (вес. %): Hg 11,8—15,6; Cu 40,1—39,0; Zn 1,8—0,2; Fe 1,6—1,6; Sb 1,0—3,4; As 17,4—16,0; S 25,5—24,3; сумма 99,2—99,8. Параметр решетки ($a = 10,30 \text{ \AA}$) приближается к параметру решетки чистого тетраэдрита. Основные линии рентгенограммы: 2,97 (10); 2,57 (4); 1,817 (9); 1,551 (7) \AA .

Теннантит-Hg встречен в виде мелких редких зерен в кварц-карбонатных жилах в ассоциации с кварцем, анкеритом, бравоитом, миллеритом, герсдорфитом, доломитом, сфалеритом, халькопиритом, антимонитом, киноварью и др. Он кристаллизовался перед антимонитом и киноварью.

В зоне гипергенеза все ртутьсодержащие блеклые руды, подвергаясь окислению, разрушаются с образованием вторичной порошковой киновари, карбонатов меди (малахит, азурит), гидроксидов железа и др.

Самородная ртуть Hg в различных количествах известна на многих месторождениях. Повышенные ее содержания отмечались в рудах месторождений Альмаден (Испания), Идрия (Югославия), Рудняны (ЧССР), некоторых месторождений Калифорнии (США), КНР и СССР (Хайдаркан, Акташское, Никитовское) и др. На месторождении Итомука в Японии самородная ртуть является главным рудообразующим минералом.

В ряде случаев возникают затруднения при выяснении генезиса самородной ртути. На многих месторождениях ртуть имеет несомненно гипергенное

происхождение, образуясь при разложении основных ее сульфидов в зоне окисления. При этом руды несут следы явных экзогенных изменений, а сама ртуть на участках концентрации сопровождается вторичными минералами, в том числе порошковатой киноварью, серой, гипсом, лимонитом и др. В то же время самородная ртуть часто концентрируется на глубоких горизонтах месторождений в виде рассеянной или сгущенной вкрапленности среди свежих киноварных руд, не имеющих признаков разложения. Подобные проявления, как и ртуть в отложениях некоторых действующих термальных источников, многие исследователи склонны считать первичными.

Для разграничения сомнительных по генезису проявлений самородной ртути пока нет надежных критериев. Видимо, перспективен метод изучения содержащихся в ней элементов-примесей, позволивший В. П. Федорчуку (1958 г.) высказать мнение о гипогенном характере самородной ртути на некоторых участках Хайдарканского рудного поля, отличающейся повышенными содержаниями Sb, Pb, Zn (следы), As, Cu, Ag (сотые доли процента).

Гипергенные минералы ртути — каломель Hg_2Cl_2 , терлингуаит Hg_2ClO , эглестонит $\text{Hg}_6\text{Cl}_{4-2x}\text{O}_{1+x}$, клейнит $\text{Hg}_2\text{N}(\text{Cl}, \text{SO}_4) \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (?), мозезит $\text{Hg}_2\text{N}(\text{Cl}, \text{SO}_4, \text{MoO}_4, \text{CO}_3) \cdot \text{H}_2\text{O}$ (?), монтроидит HgO , шюттеит (шуэттит) $\text{HgSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ — обычно встречаются вместе и являются типичными для зон окисления ртутных месторождений в областях с жарким и сухим климатом. Первые находки многих из них были сделаны на месторождениях штатов Техас, Арканзас, Невада, Калифорния, Орегон, Айдахо (США). На ртутных месторождениях Средней Азии (СССР), расположенных в сходной климатической обстановке, известны каломель, терлингуаит и эглестонит (Ю. В. Финкельштейн, 1961, 1969 гг.; Федорчук, 1969 и др.). Недавно почти все перечисленные минералы обнаружены в совершенно иных климатических условиях — в зоне вечной мерзлоты на месторождениях Северо-Востока СССР (Бабкин, 1961, 1969). В рудопроявлениях высокогорных районов Горного Алтая (СССР) установлена каломель (Васильев, 1970). Образованию и сохранению вторичных минералов ртути в этих условиях способствует замедленная циркуляция небольших объемов грунтовых вод, обуславливающая появление высококонцентрированных растворов (Бабкин, 1961, 1969).

Гипергенные минералы ртути чаще всего образуют кристаллические корочки, зернистые агрегаты, порошковатые налеты и массы, реже удлиненные кристаллы. Большинство их окрашены в яркие желтые, желто-бурые и зеленовато-желтые цвета, изменяющиеся на свету, лишь канареечно-желтая окраска шюттеита остается устойчивой. Среди этих минералов (чаще с каломелью) наблюдается и самородная ртуть.

Сурьмяные и сурьмусодержащие минералы. Известно несколько первичных сурьмяных и сурьмусодержащих минералов: антимонит (и метастибнит), ливингстонит, бертьерит (?), халькостибит, цинкениит, джемсонит (?) и др. Гипергенные минералы сурьмы представлены в основном окисными и гидроокисными соединениями, не имеющими собственных кристаллографических форм и встречающимися главным образом в порошковатом агрегатном состоянии. Многие из них, как таковые, за период своего существования в минералогической номенклатуре были неоднократно «открыты», «закрыты» и «перезоткрыты». Причиной этого послужили прежде всего исследования нечистых охристых образований, вариация состава соединений и, очевидно, путаница в химических представлениях о сурьмяных окислах. И в настоящее время список гипергенных минералов сурьмы еще далек от совершенства и время от времени изменяется. Поэтому гипергенные минералы сурьмы здесь не рассматриваются,

хотя в рудах ряда ртутных и особенно сурьмусодержащих месторождений и установлены кермезит, сенармонтит, стибиконит, биндгеймит и др. Рассмотрим кратко лишь основные гипогенные ее минералы.

Антимонит Sb_2S_3 — распространенный минерал месторождений различных минеральных типов. На многих из них он наравне с киноварью является главным рудным минералом. На отдельных участках месторождений образует крупные, почти мономинеральные скопления. Антимонит практически полностью отсутствует на месторождениях, которые могут быть отнесены к барит-киноварному минеральному типу с рудами сложного состава (месторождения Чили; Рудняны и его аналоги, ЧССР; Орлиногорское, Джылкыдал, Кокури, Отсалар, СССР и др.).

Антимонит иногда встречается в нескольких генерациях. В относительно более высокотемпературных парагенезисах он кристаллизуется до ртутьсодержащих блеклых руд, в парагенезисах с пониженными температурами образования — после них, но всегда до киновари. Имеется лишь одно указание на отложение позднего по сравнению с киноварью антимонита из горячих вод источников Сульфур-Бенк (Уайт, 1970). Образуется антимонит в виде свободно выросших в пустотах кристаллов, метакристаллов, радиально-лучистых сростков («солнц»), зернистых агрегатов с различной величиной зерен. Существенных отклонений в составе природных образцов от теоретического состава соединения Sb_2S_3 не установлено. Иногда в небольшом количестве присутствует изоморфная примесь мышьяка и ртути. Изоморфизм других элементов спорен.

Метастибнит (аморфная разность Sb_2S_3) — оранжево-красного цвета, переходит в кристаллический антимонит. Наблюдался в качестве главного минерала кремнистых илов источника Стимбоот (штат Невада, США) и в виде корочек на камнях и растительности (Уайт, 1970; Минералы, 1960; П. Рамдор, 1962 г.).

Халькостибит $CuSbS_2$ — редкий минерал ртутных руд. Надежно отличается от похожих по свойствам минералов только химическими и рентгенометрическими методами исследований. Обнаружен в рудах ряда ртутных месторождений Горного Алтая (Акташское, Курумду-Айры, Кубадру, Курайское) и на месторождении Карасу в Средней Азии (В. И. Васильев, Г. В. Бердичевский, 1967 г.; Васильев, 1970). Встречается в виде самостоятельных кристаллов в кварц-кальцитовых метасоматитах и неправильных зерен в метакристаллах швацита (Акташское). Отдельные кристаллы и реакционные каемчатые новообразования халькостибита вокруг индивидов антимонита, возникающие при формировании псевдоморфоз швацита по антимониту, наблюдались в киновари из месторождений Курумду-Айры, Курайское, Карасу и др.

Цинкениит $PbSb_2S_4$ (или $Pb_6Sb_{14}S_{27}$ — формула точно не установлена) — очень редкий минерал ртутных руд. Обнаружен в двух рудопроявлениях: Восточном Кубадру и Курумду-Айры (Горный Алтай, СССР), относящихся к кварц-киноварному минеральному типу (Васильев, 1970). Минерал встречается одновременно с антимонитом (но они обособлены друг от друга) в киновари из кварц-карбонатных жил. Образуется игольчатые кристаллы и сростки кристаллов размером от сотых до первых десятых долей миллиметра. Кристаллизовался раньше киновари. Как и антимонит, претерпевает гипогенное замещение швацитом.

Минералы мышьяка. Гипогенных минералов мышьяка в ртутных рудах больше, чем сурьмяных. Это самородный мышьяк, реальгар, аурипигмент, вакабаяшиллит, гетчелит, люционит, анаргит, теннантит-Hg, арсенопирит. Наи-

более распространены реальгар и аурипигмент, все остальные либо второстепенные, либо редкие минералы.

Самородный мышьяк As встречается редко. В сурьмяно-ртутно-мышьяковых рудопоявлениях Кавказа (В. Б. Черницын, Д. А. Апостолов, 1966 г.) отмечается в составе минералов сурьмяно-ртутно-мышьяковой стадии, где ассоциирует с анкеритом. Анкерит-мышьяковые прожилки являются наиболее поздними образованиями. В собственно ртутных месторождениях мышьяк установлен в рудах Западно-Палянского месторождения в виде зерен неправильной формы и кристаллов размером до 5 мм в ассоциации с кварцем, доломитом, сидеритом, диккитом и киноварью. Мышьяк здесь обрастает киноварью (П. В. Бабкин, Е. П. Ким, 1966 г.; Бабкин, 1969). Самородный мышьяк встречается также на Акташском месторождении в участках развития реальгар-аурипигментовых руд в тонких кальцитовых жилках. Мышьяк ассоциирует с антимонитом, киноварью и реальгаром. Образует округлые или удлинённые агрегаты размером до 0,1—0,2 мм, сливающиеся в цепочки и сплошные каймы вокруг интерстициальных зерен реальгара. Во всех отмеченных случаях самородный мышьяк является гипогенным минералом.

Реальгар As_4S_4 и *аурипигмент* As_2S_3 наиболее распространены в месторождениях со сложным составом руд, за исключением барит-киноварного минерального типа, где они практически полностью отсутствуют. Образуют достаточно крупные скопления, вплоть до мономинеральных зернистых агрегатов; кристаллы редки. Иногда наблюдается несколько генераций этих минералов. Обычно отлагаются после киновари, но вследствие прерывистости процесса рудообразования, заупорки и нового приоткрывания одних и тех же рудо локализирующих структур поздние генерации киновари и следующих за ней минералов могут отлагаться на сульфиды мышьяка, создавая впечатление об обратном порядке кристаллизации. Иногда реальгар кристаллизуется с небольшим отставанием от аурипигмента.

Вакабаяшиллит $(As, Sb)_{11}S_{18}$ — новый минерал, открыт в руднике Нишиномаки (Япония), где встречается совместно с реальгаром, аурипигментом, антимонитом, пиритом, кварцем (Introduction to Japanese..., 1970). Образует зернистые ростки и волосовидные агрегаты лимонно-желтого цвета. Состав минерала (вес. %): As 52,3—54,5; Sb 8,3—5,7; S 39,0—39,5; сумма 99,6—99,7. Моноклиная сингония. Плотность 3,96 г/см³. Вакабаяшиллит найден также в рудах сурьмяно-ртутного месторождения Хайдаркан (Средняя Азия) и месторождения Гал-Хая (Якутия) в СССР (В. С. Груздев и др., 1972 г.).

Гетчелит $AsSbS_3$ — редкий минерал, впервые установлен в золото-мышьяковом месторождении Гетчел (штат Невада, США) в тесной связи с аурипигментом, реальгаром, антимонитом, киноварью и кварцем (Weissberg, 1965). Позднее был обнаружен в Зарехсхуране и Афсхаре (Иран) в ассоциации с пиритом, кварцем, антимонитом, аурипигментом (P. Variand e. a., 1968 г.). Гетчелит обнаружен также в рудах сурьмяно-ртутного месторождения Хайдаркан (В. С. Груздев и др., 1972 г.; В. Ю. Волгип и др., 1973 г.). Внешне по цвету минерал похож на реальгар, но анизотропен и имеет весьма совершенную спайность. Состав гетчелита из рудника Гетчел (вес. %): As 25,9; Sb 42,04; S 32,82; и месторождения Хайдаркан (вес. %): As 23,54; Sb 42,92; S 32,82; Fe 0,06; H₂O 0,08; н. о. 0,23; сумма 99,65.

Люцит и *энаргит* имеют одинаковую формулу $Cu_3As_3S_4$. Редкие. Обнаружены на ртутном месторождении Акташском (Васильев, 1968₁). Образуют совместные зернистые агрегаты в кварц-кальцитовых метасоматитах по известнякам. Энаргит встречается также в идиоморфных округлых зернах и

кристаллах размером до 0,2 мм. В отличие от энаргита люционит светлее и пластичато сдвойникован. Состав энаргита (вес. %): Cu 49,6; As 18,5; Sb 0,6; S 32,4; сумма 101,1 (микрорентгеноспектральный анализ). Основные линии его рентгенограммы: 3,21 (10); 3,10 (4); 2,85 (10); 2,23 (4); 1,86 (10); 1,73 (10); 1,050 (4) Å. Оба минерала находятся в парагенетической ассоциации вместе с халькоститом, ртутьсодержащей блеклой рудой, акташитом, халькопиритом и подчиненной им киноварью.

Арсенопирит FeAsS не характерен для руд ртутных месторождений, и генетическая связь его с процессом ртутного рудообразования в ряде случаев не доказана. На Никитовском ртутном месторождении арсенопирит встречается в заметных количествах и является минералом общего этапа минерализации (Захаров, Королев, 1940). Арсенопирит отмечается в ртутных и мышьяково-ртутных месторождениях района Горной Рачи на Кавказе (Демидова, 1964), отдельных месторождениях Северо-Востока СССР (Бабкин, 1969), месторождениях Сизма (Турция), района Нью-Альмаден (Калифорния, США). В некоторых более поздних работах его существование иногда ставится под сомнение (Bailey, Everhart, 1964; Barnes e. a., 1969). В районе Чаган-Узунского месторождения известны арсенопиритовые жилы с галенитом, не несущие ртутной минерализации. Связь их с процессом ртутного рудообразования не выяснена.

Минералы меди. Кроме отмеченных выше ртутьсодержащих блеклых руд и минералов, в состав которых медь входит в качестве одного из главных компонентов, в ртутных рудах известны гипогенные халькопирит, халькозин, борнит. Гипергенные соединения представлены халькозином, ковеллином, купритом, малахитом, азуритом, хризоколлой — продуктами изменения первичных минералов. Медная минерализация характерна для месторождений барит-киноварного типа, хотя ее проявления отмечаются и в рудах месторождений других типов.

Халькопирит CuFeS₂ — в парагенетических ассоциациях минералов кристаллизуется, как правило, после блеклых руд и сложных сульфидов мышьяка. По отношению к ним нередко выступает в качестве замещающего минерала, хотя полные псевдоморфоз не бывает. Мелкие и неправильные включения халькопирита часто обнаруживаются в зернах киновари. С борнитом иногда образует эвтектикоподобные структуры.

Минералы железа. Сообщество минералов железа, встречающихся в ртутных рудах, можно разделить на две группы (исключая Fe-карбонаты): 1) сульфиды и 2) окислы и гидроокислы. Первая группа включает широко распространенные пирит, марказит и редкие пирротин, грейгит (мельниковит). Во вторую группу входят в основном гипергенные минералы зоны окисления, здесь они не рассматриваются.

Пирит FeS₂ гидротермального генезиса в одних месторождениях принадлежит к главным минералам, а в других является лишь второстепенной или даже редкой составной частью руд. Морфология его образований самая различная: тонкие жилки, небольшие гнезда, вкрапленность отдельных зерен, зернистые агрегаты, метакристаллы и метаколлоидные почковидные агрегаты. Характерно увеличение размеров зерен и метакристаллов пирита в карбонатной среде. Может встречаться в нескольких генерациях. В большинстве случаев кристаллизуется раньше многих сульфидов и киновари, которой корродируется. Иногда образует параморфозы по марказиту (Горхонское месторождение). Пирит из разных месторождений содержит неодинаковое число и количество элементов-примесей. В него может входить до 2% изоморфной примеси ртути — Двухюрточные источники на Камчатке (Озерова и др., 1970).

Марказит FeS_2 — характерный гидротермальный минерал месторождений, приуроченных к областям вулканической или термальной деятельности. Отлагается раньше киновари, иногда близко одновременно с метациннабаритом, предваряя и реже завершая его кристаллизацию. Известна также широко проявленная марказитизация пород кислого и основного состава, как результат их околорудного изменения (месторождения Белоосиповское, Тамватнейское). Обычно кристаллизуется раньше пирита, но наблюдаются и обратные взаимоотношения.

Грейгит (мельниковит) Fe_3S_4 встречается в рудах мышьяково-сурьмяно-ртутного месторождения Гал-Хая (Якутия) в зернистых агрегатах в ассоциации с кальцитом, кварцем, аурипигментом, вакабаяшилитом, реальгаром, антимонитом, киноварью и пиритом. В кальците совместно с игольчатым антимонитом выполняет небольшие полости (В. С. Груздев и др., 1972 г.). Отмечен и на ряде других месторождений.

Нерудные минералы. Наиболее распространенные нерудные минералы ртутных месторождений — кварц кристаллический и халцедоновидный, халцедон, карбонаты кальция, магния и железа, барит, флюорит, серицит, диксит, опал и др. Преимущественное развитие одного или нескольких из них наряду с характерными рудными минералами обуславливает принадлежность месторождений к определенному минеральному типу.

Кварц — обычный минерал руд. Участвует как новообразование в гидротермально измененных породах типа монокварцитов, джаспероидов, листовников и как регенерационный минерал в песчаниках и др. Главный гидротермальный минерал месторождений кварц-диксит-киноварного и отдельных участков месторождений карбонатно-киноварного, листовник-киноварного, джаспероидного и других минеральных типов. Как гидротермальный минерал рудного этапа минерализации обычно встречается в нескольких генерациях, предваряющих, сопровождающих и завершающих процесс кристаллизации сульфидов. Наиболее часты жильные проявления сплошного кварца (молочно-белого, темных оттенков, бесцветного, полупрозрачного и др.), мелкозернистого сахаровидного, находящегося в тесных сростаниях с карбонатом (анкеритом), халцедоновидного и кристаллического кварца, выстилающих стенки пустот различного происхождения.

Кристаллы низкотемпературного кварца преимущественно призматического габитуса, их размеры и степень прозрачности сильно колеблются. Крупные кристаллы (иногда до 20—30 см в длину) характерны для некоторых месторождений карбонатно-киноварного и джаспероидного минеральных типов в КНР (Ваньшань), СССР (Якутия, Средняя Азия и др.) (Федорчук, 1969). Крупные (до 10—15 см) зональные полупрозрачные кристаллы кварца наблюдались на рудопроявлении Джылкыдал (кварц-баритовый с ртутьсодержащими блеклыми рудами минеральный тип) в Горном Алтае. Исследования газожидких включений показывают, что призматические кристаллы кварца в целом формировались до температур не выше 260° С. В редких случаях отмечаются кристаллы, как полагают, высокотемпературного кварца дипирамидального облика (Федорчук, 1969).

Кристаллический кварц, сопровождающий отложение киновари, обычно находится в парагенезисе с карбонатами (доломитом, анкеритом, сидеритом или кальцитом), дикситом или серицитом, альбитом, реже с флюоритом, твердыми битумами типа антраксолита и другими минералами. Многие из этих минералов, в том числе и киноварь, встречаются в нем в виде включений.

Халцедон и халцедоновидный кварц со сферолитовой или мозаичной структурами присутствуют во многих месторождениях, образуя сплошные массы, тонкие жилки, линзовидные скопления, отдельные очаговые и натечные образования. Обе разновидности характерны для парагенетических ассоциаций минералов в месторождениях с пониженными температурами минералообразования — производными некоторых термальных источников, отлагающих сульфиды ртути.

Встречающаяся на отдельных месторождениях порошокватая разновидность кремнезема — так называемый маршалит — относится обычно к продуктам экзогенного изменения некоторых окварцованных пород.

Диккит кроме гидротермально измененных пород алюмосиликатного состава постоянно присутствует в переменных количествах в качестве гидротермального минерала руд месторождений различных типов. Входит в число главных минералов руд месторождений кварц-диккит-киноварного типа. Как правило, сопутствует кристаллизации киновари и завершает ее. Встречается в виде линзоподобных тел, гнезд, жильных проявлений, состоящих из плотных восковидных микрозернистых масс и рыхлых образований с четко различными пластинчатыми индивидами гексагональной формы. Диккит (наряду с каолинитом и др.) присутствует в составе некоторых гидротермалитов, так называемых агальматолитов (месторождение Терлигхайское), где его содержание достигает 30%. Поздние генерации диккита наблюдаются в пустотах с кристаллами кварца, карбонатов, киновари и др. в виде «присыпок» гексагональных пластинок на этих минералах. Широко распространены также мономинеральные (или с карбонатами) жилки плотного диккита, секущие руды. Относительно крупнозернистые образования минерала чаще всего имеют снежно-белый цвет, но иногда окрашены (из-за присутствия никеля, меди и гидроокислов железа) в светлые зелено-голубые и буро-желтые тона. Диккиты плотного сложения также имеют различную окраску.

Карбонаты Са, Mg, Fe — главные нерудные минералы в месторождениях карбонатно-киноварного и магнезиально-карбонатно-киноварного минеральных типов, хотя они присутствуют практически на месторождениях всех типов. Карбонаты известны в составе разновозрастных парагенетических ассоциаций, в связи с чем наблюдаются несколько генераций этих минералов, в том числе предшествующих и синхронных киновари. В толщах карбонатных пород, подвергшихся воздействию рудоносных растворов, характерными новообразованными минералами являются кальцит и доломит. В рудах некоторых месторождений насчитывается до 5—6 генераций кальцита, иногда разноокрашенных (Акташское). Различаются тела перекристаллизации, замещения и выполнения. Первые два типа тел имеют в основном площадное распространение и представлены зернистыми агрегатами. Тела выполнения связаны с отложением вещества в трещинах и пустотах разного происхождения. Для них характерны наряду с зернистыми агрегатами кристаллы переменной величины и формы, достигающие у кальцита 40 см в длину (Акташское). Нередко присутствуют зональные кристаллы и их сростки с зонами молочно-белого, черного, зеленого, бурого и розового цвета, чередующиеся между собой и с зонами бесцветного кальцита. Установлено, что окраска кальцитов зависит прежде всего от наличия механических сингенетических примесей других минералов. Молочно-белой она становится из-за мельчайших многочисленных газово-жидких включений; в бурые кальциты входит примесь гидроокислов железа; в черных наблюдается примесь окисных соединений марганца; вишнево-красная, розовая и красная окраски определяются количествами тонкорассеянных гематита или киновари.

Окраска доломитов более постоянна, у свежих образцов — блеклые желтые тона.

В рудах месторождений лиственито-киноварного минерального типа доминируют железо-магнезиальные и магнезиальные карбонаты: железистый доломит, анкерит, доломит, брейнерит и реже магнезит. Кальцит обычно служит второстепенным минералом, появляющимся на конечных стадиях процесса минералообразования. Железистый доломит, анкерит и доломит обычны в качестве минералов жильного выполнения, брейнерит и магнезит в большей мере относятся к породообразующим компонентам. В Северо-Катранской ртутно-рудной зоне известны мощные (до 20—30 м) киновареносные жилы, состоящие существенно из анкерита (Федорчук, 1969).

В месторождениях кварц-диксит-киноварного минерального типа развиты преимущественно анкерит и сидерит, хотя они присутствуют в небольших количествах. Кальцит здесь редок и завершает формирование руд, но встречаются и синхронные с киноварью его генерации.

Опал — типичный минерал гидротермально измененных пород ртутных месторождений опалитовой формации, а также отложений термальных источников в районах недавней или современной вулканической деятельности. Опал наблюдался в составе гидротермально измененных серпентинитов (лиственитов) на месторождениях магнезиально-карбонатно-киноварного минерального типа в Горном Алтае (Чаган-Узунское, Красногорское), Азербайджане (Агятагское), некоторых месторождениях Камчатки (СССР) и Калифорнии (США). В месторождении Маунт-Джесон (Калифорния) выделяется «опалитовый» тип гидротермально измененных пород, состоящих из халцедона, очевидно представляющего раскристаллизованный опал, и магнезита. Опал как новообразование отмечается и среди терригенно-осадочных пород месторождений других минеральных типов (Власов, Василевский, 1964; Федорчук, 1969; Уайт, 1970; Диксон, Танелл, 1973; Eскел, е. а., 1941; Henderson, 1969 и др.).

Обычные формы проявления опала — слоистые корочки, плотные стекловатые массы, агрегаты несцементированных зерен и т. п. В качестве жильного минерала с различной степенью раскристаллизации он часто очень тесно ассоциирует с киноварью, образуя натечные агрегаты и прожилки с рассеянной пылевидной ее вкрапленностью. Иногда опал совместно с каплями загустевшего впоследствии битума, содержащего киноварь, слагает «пенистые» образования (Bailey, 1959; Bailey, Everhart, 1964).

Барит — один из главных нерудных минералов месторождений барит-киноварного минерального типа. Помимо гидротермально-метасоматической баритизации вмещающих пород вкрапленного типа, имеющей площадное распространение, или сплошной баритизации, развивающейся на контактах разнородных по литологическому составу пород, здесь часты жильные и гнездовые тела. В одних случаях они содержат вкрапленность и мелкие очаговые скопления киновари, в других — ртутьсодержащие блеклые руды, киноварь и другие минералы. Известны киновареносные жилы барита мощностью 1,5—2 м (Терлигхайское) и несколько десятков метров (Рудняны, СССР). В жеодах среди жильного барита или в жилах выполнения, сложенных кварцем, карбонатами, дикситом и киноварью, встречаются кристаллы барита. Они в различной степени прозрачны, молочно-белые или окрашены в буро-желтые и голубоватые тона; форма их пластинчатая или удлиненная, размеры иногда крупные (Федорчук, 1969; Фиск, 1973). От присутствия эмульсионной вкрапленности киновари молочно-белый цвет барита изменяется до слабо-розового.

В парагенетических ассоциациях минералов барит кристаллизуется обычно вслед за кварцем, анкеритом или доломитом и предшествует образованию многих сульфидов, в том числе киновари, а из нерудных — диккита, кальцита, поздних генераций кварца и др. При отложении киновари барит лишь незначительно замещается ею. Однако есть примеры, указывающие на отложение основной массы барита после киновари. Так, на руднике Кордеро (США) пластинчатые кристаллы барита нарастают на киноварь и марказит (Фиск, 1973).

Флюорит — главный минерал руд месторождений джаспероидного минерального типа, широко распространенного в Среднеазиатской рудной провинции. В разных количествах флюорит присутствует в рудах месторождений карбонатно-киноварного, листовито-киноварного и других минеральных типов. В рудных полях месторождений этих типов иногда наблюдаются автономные флюоритовые жилы с вкрапленностью киновари и ртути содержащих блеклых руд. На месторождениях джаспероидного типа (Хайдаркан, Чаувайское) выделяются три генерации флюорита, отвечающие разным температурным интервалам минералообразования. Первая генерация наиболее высокотемпературная (более 300° С), она представлена метасоматическими согласными и столбообразными залежами темного флюорита. Вторая генерация, жильного типа, кристаллизовалась с кварцем и серицитом и служит цементом обломков джаспероидных брекчий. Третья, низкотемпературная (ниже 200° С) генерация флюорита образует секущие жилы и кристаллы в жеодах кварцевых брекчий (Федорчук, 1969). Окраска флюорита самая разнообразная: густо-фиолетовая, почти черная, фиолетовая, темно-зеленая, зеленая. Светлоокрашенные разности характерны для руд месторождений карбонатно-киноварного минерального типа. Как правило, флюорит предшествует кристаллизации киновари и многих сульфидов, а также кальцита.

Как отмечалось, между минеральным составом руд собственно ртутных месторождений и месторождений с рудами сложного состава, независимо от возраста и формационной принадлежности минерализации, в целом не устанавливается серьезных различий. Тем не менее определенная закономерность преимущественного распределения некоторых минералов в рудах месторождений отдельных ртутнорудных провинций все же наблюдается. Весьма показательны в этом отношении месторождения Калифорнии (США), Закарпатья и Камчатки (СССР), некоторые месторождения Алжира, имеющие относительно молодой возраст и расположенные в районах недавней или современной вулканической и термальной деятельности. Для руд этих месторождений характерно присутствие в числе главных минералов гипогенного метациннабарита, марказита, гипогенной серы, цеолитов, опала и халцедона, жидких и твердых углеводородов. Появление последних в рудах предопределяется, как правило, развитием ртутной минерализации в пределах нефтегазоносных площадей.

Несомненно на минеральный состав руд ртутных месторождений влияют и геохимические особенности ряда провинций. В этом отношении интересны месторождения Южно-Китайской и Среднеазиатской провинций, в рудах которых присутствуют селенсодержащие гвадалкацарит, онофрит и собственно селенид ртути — тиманит, а киноварь повсеместно характеризуется повышенными содержаниями селена. Кроме того, сурьмяно-ртутные и ртутные месторождения Среднеазиатской провинции особенно интересны по развитию такого жильного минерала, как флюорит, полностью отсутствующего на месторождениях других провинций мира либо встречающегося в качестве весьма редкого или второстепенного минерала.

В распределении некоторых минералов по месторождениям различных минеральных типов также наблюдается определенная закономерность. Например, антимонит, реальгар и аурипигмент распространены в значительно большей мере и образуют более крупные мономинеральные скопления на месторождениях карбонатно-киноварного минерального типа. В значительно меньших количествах эти минералы присутствуют в рудах месторождений магнезиально-карбонатно-киноварного (лиственит-киноварного) минерального типа и практически полностью исчезают в рудах месторождений барит-киноварного минерального типа, уступая место сурьмяным и мышьяково-сурьмяным ртутьсодержащим блеклым рудам. Сказанное, естественно, не освещает всех закономерностей распространения тех или иных минералов в рудах месторождений собственно ртутных и со сложным составом руд.

3. Связь ртутных месторождений с магматизмом

По характеру связи с магматизмом ртутные месторождения могут быть разделены на три группы: вулканогенные гидротермальные, эпитермальные и телетермальные.

К группе вулканогенных гидротермальных месторождений относятся месторождения и рудопроявления ртути, расположенные в областях современного и недавнего вулканизма, главным образом в пределах Средиземноморского и Тихоокеанского глобальных ртутных поясов, и связанные с горячими источниками и фумарольной деятельностью. Эта группа представлена такими известными месторождениями, как Сульфур-Бенк и Стимбоот-Спрингс в США, Пуи-Пуи в Новой Зеландии, рядом месторождений Мексики, Перу, Чили и Японии, рудопроявлениями в фумарольном поле вулкана Менделеева на о. Кунашир, отлагающими киноварь горячими источниками Апапель и кальдерой Узон на Камчатке. К этой же группе относится одно из крупнейших в мире ртутное месторождение Монте-Амиата в Италии, а также месторождения Закарпатской области, Северной Африки и некоторые месторождения Кавказа.

К группе эпитермальных относятся ртутные месторождения, расположенные обычно вне областей современного или недавнего вулканизма и приуроченные к поясам и зонам, которые пространственно совпадают с системами глубинных разломов длительного развития, трассирующихся гипербазитовыми поясами и часто сопровождающихся посторогенными дайковыми комплексами самостоятельных малых интрузий базальтоидного состава. Эта группа месторождений широко распространена в пределах трансконтинентального Центрально-Азиатского ртутного пояса и включает в себя часть проявлений ртути Тянь-Шаня, Алтае-Саянской складчатой области и Забайкалья, а также месторождения в активизированных участках окраин платформ и срединных массивов (Верхояно-Колымская рудная провинция, Никитовское месторождение в Донбассе и др.), некоторые месторождения Тихоокеанского (Чукотка, Аляска, Калифорния) и Средиземноморского (Альмаден в Испании, месторождения Северной Африки, Югославии, Турции) поясов.

Наконец, к группе телетермальных месторождений относятся ртутные месторождения, не обнаруживающие связей ни с глубинными разломами геосинклипальных областей, ни с проявлениями магматизма. К ним принадлежат некоторые месторождения Северо-Западного Кавказа (Демидова, 1964), ряд месторождений Средней Азии и Юго-Восточного Китая (Федорчук, 1964₁), Терлингуа в Техасе, США (J. Thompson, 1954 г.) и др. Для этой группы месторождений либо наиболее вероятно весьма отдаленная связь оруденения

ХАРАКТЕР СВЯЗИ РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ С МАГМАТИЧЕСКИМИ ФОРМАЦИЯМИ

Магматические формации (по Ю. А. Кузнецову, 1964)	Характер проявления ртутной минерализации и предполагаемой связи ее с магматическими породами	Примеры месторождений и рудных районов	Средние содержания ртути (1·10 ⁻⁶ %) в породах отдельных регионов
I. Формации собственно геосинклинальных этапов развития подвижных зон			
<p>1. Спилит-кератофировая группа формаций</p> <p>2. Габбро-плагиограпитная группа формаций</p> <p>3. Гипербазитовая формация</p>	<p>Мелкие и средние месторождения ртути и сурьмы, иногда с вольфрамом, приуроченные к эффузивно-осадочным толщам пород. Оруденение тяготеет к интервалам переслаивания эффузивов и графитизированных сланцев. Таким образом, в данном случае наблюдается четко выраженный литологический контроль</p> <p>—</p> <p>Месторождения ртути среднего и крупного масштаба, приуроченные к зонам разломов, фиксирующихся выходами интрузий гипербазитов. Оруденение локализуется в листовниках на контакте серпентинизированных интрузивов с вмещающими терригенными породами. Наличие гипербазитов свидетельствует о глубинном характере разломов и, следовательно, глубинном источнике рудоносных растворов</p>	<p>Стратифицированные месторождения в спилитовых толщах раннего и среднего палеозоя Австрии, Турции, Италии, Пиренейского полуострова, о. Корсика и др. Рудопроявления и месторождения Кавказского хребта</p> <p>—</p> <p>Месторождения Нью-Альмаден, Нью-Идрия и др. (Калифорния); Акташское, Чаган-Узунское (Горный Алтай), Чонкойское (Южная Фергана), рудопроявления Чукотки, Сахалина и др.</p>	<p>Диабазы и габбро-диабазы Южной Ферганы (девон) ¹ 4,5</p> <p>—</p> <p>Гипербазиты Южной Ферганы (средний палеозой) ¹; габбро-периодиты 6,0, серпентиниты 6,5. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Урала (палеозой) ² 3,1. Гипербазиты Югославии ³ 1,6. Гарцбургиты Южной Сербии ⁴ 1,5. Периодиты и дуниты Берегового хребта (Калифорния) ⁶ 0,4—1,2</p>
II. Орогенные (геоантиклинальные) формации подвижных зон			
<p>1. Базальт-андезит-липаритовая группа формаций</p>	<p>Региональная приуроченность ртутноносных зон к областям молодого вулканизма. Выделяются группы ртутных месторождений: 1) приуроченных к вулканическим аппаратам, 2) локализованных в кислых эффузивах и 3) концентрирующихся вдоль разломов, контролирующих области развития термальных источников</p>	<p>1) Монте-Амиата (Италия), Вышкеевское рудное поле (Закарпатье), Пламенное (Чукотка), Чемпуриинское (Камчатка), вулкан Менделеева (Курильские острова);</p> <p>2) Ланское и др. в Амурской области;</p> <p>3) Идрия (Югославия), Исмаил и Рас Эль-Ма (Алжир), Хуанкавелика (Перу), рудопроявления алунитового типа (Гушсай, Аксагата, Приташкентский район, Средняя Азия)</p>	<p>Молодые и современные породы Тихоокеанского кольца (Камчатка и Курильские острова) ²: базальты 4,5, андезиты 4,5, андезитобазальты 6,1.</p> <p>Средиземноморский пояс: базальты Этны ² 1,0—1,7; трахибазальты и лейцитовые базальты Везувия ² 7,0; андезитобазальты ² 2,4 и дациты ² 2,8 Кавказа</p>

2. Габбро-диорит-гранодиоритовая группа формаций (габбро-монзонит-сиениты, щелочные и нефелиновые сиениты)

3. Группа батолитовых гранитоидных формаций

4. Самостоятельные малые интрузии (дайки и штоки) основного состава (преимущественно диабазовые порфиры)

Отдаленная пространственная связь с региональными зонами ртутной минерализации, отличающимися повышенной флюоритонасностью

В региональном плане области широкого развития гранитоидного магматизма не являются продуктивными в отношении ртутного оруденения. В отдельных случаях рудопоявления и мелкие месторождения ртути и комплексных медно-ртутных и золото-ртутных руд локализируются в пределах гранитоидных интрузивов или на контакте их с вмещающими породами (в благоприятной литолого-структурной позиции)

Дайковые пояса и зоны контролируют положение рудных полей и месторождений, являясь косвенным показателем глубинности и высокой интенсивности процессов рудообразования. В отдельных случаях выступают в роли рудо локализирующих структур

Южно-Ферганский и Зеравшано-Гиссарский пояса (Средняя Азия). зона Берегового хребта (Калифорния)

Комплексные с ртутью месторождения Австралии (Жилкван, Маунт-Перри, Пулганбар, Юлджибар), Мексики (Гвадалкацар), Аляски (Кагети-Лейк) и др.

Южная Фергана (Хайдарканское, Кадамджайское и Чаувайское рудные поля);

Горный Алтай (Акташское и другие рудные поля); Северо-Восточная Якутия (ртутно-сурьмяные проявления Нальчапской и Калычанской рудных зон); Кавказ (ртутные, сурьмяные и мышьяковые проявления Горной Рачи и Сванетии); Ред-Девил на Аляске и др.

Щелочные и нефелиновые сиениты¹ 12,8 и турмалинсоержащие граниты¹ 17,0 в осевой части Алайского хребта (Южная Фергана)

Палеозойские гранитоиды: Южной Ферганы² 9,2 и Центрального Таджикистана² 3,0; гранитоиды Чукотки (мезозой)² 3,0; гранитоиды Кавказа (кайнозой)² 2,0; граниты Род Айленд (США)³ 5,5—15,5

Диабазовые порфиры Хайдарканского рудного поля (Южная Фергана)⁷: неизменные 10—40, измененные 245

III. Формации устойчивых областей

1. Трапповая (толеит-базальтовая) формация

Устанавливается примесь ртути в медно-никелевых с платиной рудах магматического генезиса, связанных с породами трапповой формации; отмечены также ореолы рассеяния и рудопоявления ртути, связанные с высокотемпературными гидротермальными типами месторождений иных металлов

Косвенная, отдаленная связь с ртутноносными зонами и районами

Совмещение в пространстве зон ртутной минерализации и базальтовых поясов свидетельствует о глубинном происхождении ртутноносных растворов

Спокойная тектоно-магматическая обстановка в областях развития щелочно-базальтоидных пород не способствует формированию месторождений ртути, приводя к региональному ее рассеянию в процессе становления магматических массивов

Месторождения Норильского и Талнахского районов (Сибирь), южное обрамление Сибирской платформы—рудопоявление Чапкинское и др. среди железорудных месторождений Ангаро-Илимского района

Отдельные рудопоявления юга Сибирской платформы

Мелкие рудопоявления островных дуг

Кольский полуостров

Траппы Якутии²—от 0,3 до 3,5; траппы Декона (Индия)³ 22

Горный Алтай; слюдяные лампрофиры чуйского комплекса⁸ 16

Массив Иллимауссах (протерозой)² 3,2; Хибинский массив (средний палеозой)² 1,5; Ишимский вулканоплутонический комплекс Центрального Алдана (мезозой)² 6,0; Памбакский вулканоплутонический комплекс в Армении (кайнозой)² 4,7

Магматические формации (по Ю. А. Кузнецову, 1964)	Характер проявления ртутной минерализации и предполагаемой связи ее с магматическими породами	Примеры месторождений и рудных районов	Средние содержания ртути ($1 \cdot 10^{-6}$ %) в породах отдельных регионов
5. Кимберлитовая формация 6. Формации центральных интрузий разного типа (щелочных и ультраосновных с карбонатитами, нефелиновых спенитов, гранитных и габбро-гранитных)	Ореолы рассеяния ртути в породах, слагающих трубки взрыва, а также примесь ртути в минералах и наличие киновари в нертутных минеральных комплексах являются свидетельством глубинности источника ртути —	Южная Африка (рудник Кимберлей), отдельные районы Южного Тиджикистана и Северной Киргизии —	Кимберлиты Сибирской платформы ² 1,8 (от 0,5 до 7,0); включения эфлогитов в кимберлитах Сибирской платформы ² 2,7; кимберлит из Южной Африки (рудник Кимберлей) ⁶ 20; ксенолиты из трубок Южной Африки ⁸ 64 и 78 Карбонатиты Кольского полуострова ² 2,3; карбонатиты Якутии ² 1,1; карбонатиты Восточной Африки ² 1,25
IV. Некоторые особые формации щитов и древних платформ			
1. Мигматитовые формации 2. Формации дифференцированных габбровых и норитовых интрузий 3. Формация рапакиви 4. Формация аортозитов	Ртутные ореолы рассеяния в связи с высокотемпературными сурьмяными проявлениями, представленными самородной сурьмой Акцессорная ртутная минерализация (не киноварная) в собственно магматических медно-никелевых с платиной рудах свидетельствует об участии ртути в магматическом процессе — —	Сеинайоки (Финляндия); Карелия Бушвельдский массив (Южная Африка), Седбери (Канада) — —	— Норит из позднепротерозойской интрузии Седбери (Канада) ² 3,3; Мончегорский плутон, Балтийский щит (архейско-протерозойский): перидотиты и пироксениты ² 1,2, нориты и габбро ² 2,5 — —
<p>Примечания. 1. Средние содержания ртути в главных типах изверженных пород по А. П. Виноградову (1962) следующие (в %): ультраосновные породы $1 \cdot 10^{-6}$; кислые $8 \cdot 10^{-6}$; основные $9 \cdot 10^{-6}$; среднее в целом для изверженных пород $8,3 \cdot 10^{-6}$ %. 2. Средние содержания ртути в изверженных горных породах по А. А. Саукоу (1946) составляет $7,7 \cdot 10^{-6}$ %. 3. Средние содержания ртути в породах отдельных регионов приводятся по данным исследователей:</p>			
<p>¹ Н. А. Никифоров (1969); ² А. А. Сауков, Н. Х. Айдишьян, Н. А. Озерова (1972); ³ Э. Максимович (1971); ⁴ D. Vrabec, Maksimovic (1967); ⁵ W. Ehmann, J. Lovering (1967); ⁶ Р. В. Оболенская (1971); ⁷ Г. А. Терехова (1961); ⁸ В. П. Федорчук (1964).</p>			

с нескрытыми глубинными магматическими очагами, либо следует допустить внематматическое происхождение рудообразующих растворов.

Вопрос о связи ртутных месторождений с магматизмом решается в пользу ассоциации их преимущественно с проявлениями определенных типов магм и магматических формаций (табл. 3), а именно с производными подкоровых базальтоидных магматических очагов. Эта гипотеза находит все большее подтверждение при детальном геологическом изучении многих известных рудных полей ртутных месторождений, в которых удается обнаружить близкие по времени к оруденению проявления магматической деятельности, ранее не известные в этих районах.

Как упоминалось, в Алтае-Саянской ртутной провинции, в частности в ее основных рудных районах — Горном Алтае и Кузнецком Алатау, намечается парагенетическая ассоциация ртутного оруденения с самостоятельными дайковыми комплексами щелочных базальтоидных пород, проявленных в связи с процессами тектоно-магматической активизации каледонских и герцинских структур этой области в мезозое.

Аналогичные взаимоотношения ртутного оруденения с дайковым комплексом базальтоидных пород, посторогенных по типу и позднегерцинских или мезозойских по возрасту, устанавливаются для районов Тувинской АССР (Кузнецов, 1960). В Восточном Саяне намечается пространственная и отдаленная парагенетическая связь ртутного оруденения с проявлениями раннемезозойского (триасового) щелочно-ультраосновного глубинного магматизма платформенного типа (В. М. Кандер, Г. М. Гундобин, 1967 г.).

В Тянь-Шаньской ртутной подпровинции Г. А. Тереховой (1961) изучены дайковые пояса, развитые в пределах рудных полей Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного пояса, расположенного в северных предгорьях Алайского хребта. Дайковые пояса протягиваются параллельно зонам крупных глубинных разломов, фиксирующихся массивами гипербазитов, и пространственно связаны с разломами второго порядка, контролирующими положение Хайдарканского, Кадамжайского, Чаувайского и других рудных полей (рис. 10). В пределах последних обособленные рудные участки приурочены к куполовидным антиклинальным структурам, осложненным диагональными (северо-восточного направления) нарушениями, опережающими рудоконтролирующие разломы. Сами дайки размещаются в трещинах субмеридионального направления, являющихся по отношению к рудоконтролирующим разломам структурами третьего — четвертого порядка. Максимального распространения дайки достигают непосредственно на рудных площадях — в соответствии с наиболее интенсивным развитием трещин в куполах и в районах периклинального замыкания рудолокализирующих складок. Химический состав пород даек, их минеральный состав, структурные и текстурные особенности позволяют отнести их к диабазовым порфиритам, а породы штоков — к сиенит-монцитам.

В пределах дайковой зоны Хайдарканского рудного поля установлено несколько тел альбитита и один небольшой штокообразный выход, сложенный кислыми породами, соответствующими кварцевому альбитофиру. В ряде случаев наблюдается наложение ртутной минерализации на дайковые породы (рис. 11); при этом дайки иногда играют роль рудоконтролирующих (экранирующих) структур, вдоль которых образовались промышленные рудные тела; установлено также наличие повышенных концентраций ртути в пределах сиенит-монцитового штока (западный фланг Хайдарканского рудного поля).

Дайки являются дорудными, но близкими по времени к рудообразованию. По геологическим соотношениям для них установлен послесреднекарбонный

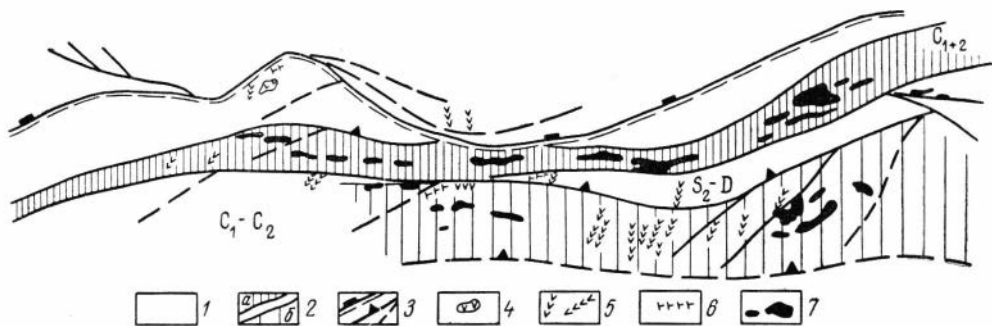


Рис. 10. Связь оруденения с дайками на Хайдарканском рудном поле.

1 — зоны безрудных синклиналей, сложенные терригенными породами; 2 — зоны рудоносных антиклиналей, сложенные преимущественно карбонатными породами: а — Северная, б — Южная; 3 — разрывные нарушения (двойная линия — рудоконтролирующий Ишметауский взбросо-надвиг); 4 — шток сиенит-порфира; 5 — дайки диабазового порфирита; 6 — дайки альбитита; 7 — рудовмещающие кварц-диабаз-периодные брекчии

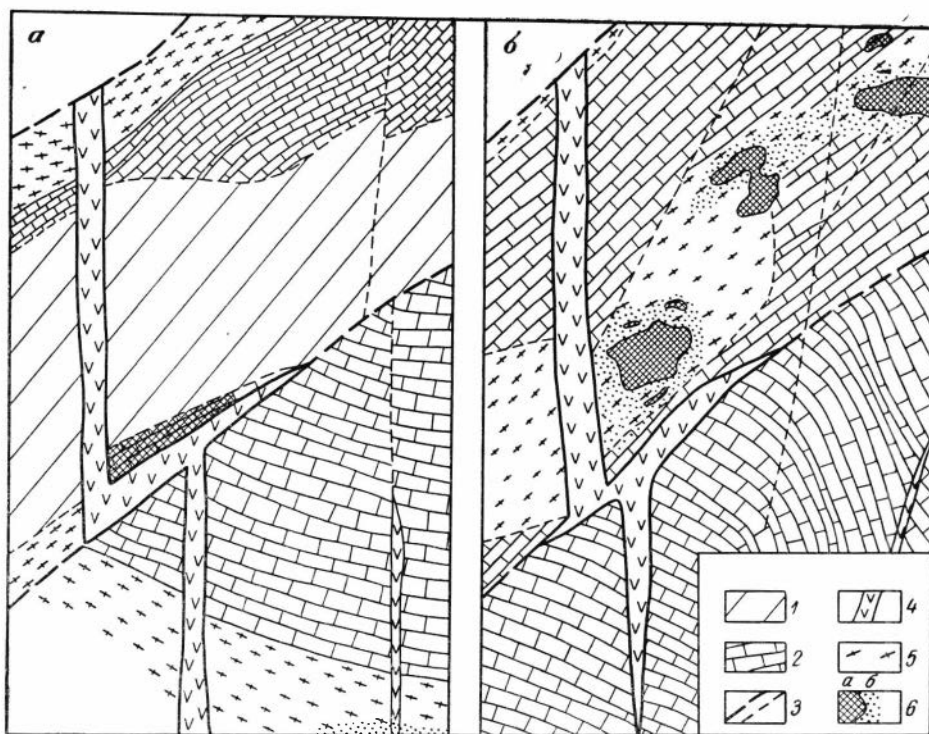


Рис. 11. Структурная позиция одной из даек диабазового порфирита и ее соотношение с рудным оруденением: а — горизонт 2055 м, б — горизонт 2032 м. Участок Клин, Хайдарканское рудное поле. По Е. А. Павлюкович (1950 г.).

1 — глинистые сланцы среднего карбона (зкранирующие); 2 — тонкослоистые и массивные известняки; 3 — разрывные нарушения; 4 — дайки диабазового порфирита; 5 — рудоносные кварц-роговиково-диабаз-периодные брекчии; 6 — рудные тела (а) и рассеянная вкрапленность (б) кливаров

возраст, а оруденение относится к низам пермской эпохи. Дайки диабазовых порфиритов, встречающиеся в рудных полях Южно-Ферганского пояса, дифференцированы слабо и отличаются удивительным постоянством состава, что соответствует представлениям о глубинном их происхождении и связи с подкоровыми очагами базальтоидных магм. Приведенный материал позволяет предположить существование парагенетической связи ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений этого пояса с комплексом даек диабазовых порфиритов.

Протяженный дайковый пояс проходит вдоль южного склона Главного Кавказского хребта параллельно зоне развития ртутного и сурьмяного оруденения (группа Зопхито, Талахиани, Кодис-Дзири, а западнее — район Авадхарского месторождения и др.). Дайковый пояс южного склона несколько отличается от вышеописанных преобладанием кислых пород, и только в отдельных рудных полях встречены дайки основного состава — диабазовые порфириты и др. (К. И. Чичинадзе, 1945 г.; Г. И. Тогоидзе, 1957 г.; И. И. Ситковский, 1964 г.).

Вдоль северного склона Главного Кавказского хребта И. И. Ситковским (1964 г.) отмечалось наличие протяженного дайкового пояса, представленного диорит-порфиритами и габброидами, с которым пространственно увязывается ртутоносная зона, включающая рудопроявления р. Лабы, района Хамышки и др.

В Верхояно-Колымской рудной провинции устанавливается структурная и вероятная парагенетическая связь месторождений ртутной и золото-сурьмяной рудных формаций с комплексом самостоятельных малых интрузий щелочных базальтоидов позднемелового — палеогенового возраста.

На ртутоносных площадях Аляски осадочные породы (от ордовика до мела) прорваны многочисленными дайками, силлообразными или лакколитообразными телами и реже небольшими штоками и батолитами. Породы даек и силлов интенсивно изменены, по составу они отвечают, по-видимому, керсантитам (биотитовые базальты). Штоки и батолиты слагаются альбитовыми риолитами и гранитами. Ртутные месторождения и рудопроявления ассоциируют с дайками и силлами базальтов, прорывающими осадочные породы карбонового и мелового возраста. Рудная минерализация размещается непосредственно в дайках, в местах пересечения их разломами (Ред-Девил), на контактах силлов и лакколитов с вмещающими терригенными породами, сланцами и граувакками или в самих осадочных породах в трещинах, параллельных дайкам, — рудопроявления Барометр и Циннабар-Крик (Sainsbury, Mc Kevett, 1965).

Ассоциация ртутного оруденения с дайками основных пород установлена в ряде давно известных ртутнорудных районов, причем некоторые исследователи отмечали вероятность связи между дайками и ртутным оруденением. В ртутной провинции Донбасса намечается возможность парагенетической связи ртутного оруденения с дайковым комплексом андезит-трахиандезитового состава позднепермского или триасового возраста (Н. В. Бутурлинов, Б. С. Панов, 1959 г.; Бутурлинов, Корчемагин, 1968; В. И. Скаржинский, 1973 г.). На тесную связь ртутного оруденения с дайками диабазов в рудном поле месторождения Альмаден указывали Де Кальб (De Kalb, 1921 г.), Т. Рэнсом (T. Ransom, 1921 г.) и В. Вил (V. Veen, 1924 г.). Дайки лампрофиров, близкие по возрасту к ртутному оруденению, описаны в рудных полях месторождений Чили (Mc Allister *et al.*, 1949 г.).

Таким образом, имеются убедительные примеры связи ртутного оруденения с магматизмом. При этом во всех случаях речь идет о проявлениях тех или иных форм глубинного подкорового базальтоидного магматизма и об отдаленной

парагенетической связи оруденения с этими магматическими проявлениями.

Сведения о проявлении ртутной минерализации в связи с гранитоидами немногочисленны. Иногда отдельные карбонатные и кварцевые жилы с киноварью располагаются непосредственно в пределах массивов гранитоидных пород, однако в большинстве случаев аналогичные образования устанавливаются и во вмещающих интрузивы породах. Так, в Австралии известны ртутные проявления в биотитовых гранитах (Килкиван и Маунт-Перри, Квинсленд), а медно-ртутные и ртутно-сурьмяные жилы — в турмалиновых и роговообманковых гранитах (Пулганбар, Юлджибар, Новый Южный Уэльс). В Мексике, в районе Гвадалкацар, развито ртутное оруденение в известняках, но отдельные жилы встречаются и в гранитах. Медно-ртутные месторождения района Пуни-таки (Чили) представлены в основном жильными телами, расположенными в зоне контакта гранодиоритового массива с вулканогенно-осадочной толщей мелового возраста. На месторождении Йеллоу-Пайн (Айдахо, США) киноварь и золотосодержащие кварцевые жилы встречаются в пределах гранитного батолита мелового возраста. На Аляске (рудопоявление Кагети-Лейк) известна минерализованная ртутная зона среди биотитовых кварцевых монцонитов и гранодиоритов. В Киргизии, в районе развития ртутных месторождений карбонатного типа (рудное поле Бирксу), также известно рудопоявление (Кара-Кавак), локализующееся в приконтактной зоне силлоподобного тела пород гранитоидного состава.

Возможность генетической связи ртути с гранитоидами рассматривалась Б. Г. Хайруллиним (1969). Совместно с Р. Г. Юсуповым им были установлены высокие ($1 \cdot 10^{-3}$ —0,3%) содержания ртути в биотитах из гранодиоритового массива Ангренского плато в Приташкентском районе. Предполагалось, что ртуть захватывалась и консервировалась биотитами в высокотемпературную стадию кристаллизации изверженных пород. Однако, как показала Н. А. Озерова (Сауков и др., 1972), она оказалась наложенной гидротермальными процессами.

Жильные образования, связанные с формацией гранитных батолитов, в том числе пегматиты, практически не содержат проявлений ртутной минерализации, хотя известны примеры развития наложенной ртутной минерализации в виде киновари в пределах отдельных пегматитовых полей (Скандинавский полуостров, Северная Африка и др.). Киноварь развивается здесь по трещинам, в участках интенсивной каолинизации, образуя иногда значительные скопления, и имеет несомненно более позднее происхождение, накладываясь на тела пегматитов. Перечисленные выше примеры свидетельствуют о чисто пространственной и структурной связи ртутной минерализации с гранитоидными породами.

Мы практически не располагаем достоверными данными о генетической связи ртутного оруденения с внутрикоровым гранитоидным магматизмом. В. А. Кузнецов и А. А. Оболенский (1970, 1972) считают, что гипотеза о возможной связи ртутного оруденения с внутрикоровыми очагами гранитоидной магмы слабо аргументирована. Представления о вероятной генетической связи ртутного оруденения с нескрытыми в данном районе гранитными интрузиями, встречающимися в литературе, по существу не доказаны. По-видимому, исследователи при этом исходили из господствовавшей в свое время батолитовой гипотезы, согласно которой только гранитоидные интрузии могли быть источником всякого гидротермального оруденения, в том числе и ртутного. Эти представления занимали довольно прочные позиции и продолжают обсуждаться и в настоящее время, причем нередко высказываются противоположные мнения (Сидо-

ренко, 1968; Онихимовский, 1960; Ефременко, Иванов, Ефременко, 1971 и др.). Имеющийся фактический материал более соответствует представлениям о том, что ртутное оруденение, так же как нередко сопутствующее ему сурьмяное и мышьяковое, связывается с глубинными подкоровыми очагами базальтоидных и щелочно-базальтоидных магм, которые служат источником рудообразующих гидротермальных растворов.

Вывод о том, что практически все вулканогенные гидротермальные и эпitherмальные ртутные месторождения принадлежат к одному генетическому типу низкотемпературных гидротермальных месторождений и обнаруживают генетическую связь с глубинными подкоровыми очагами базальтоидных и щелочно-базальтоидных магм, во многом предопределяет решение вопроса о природе рудообразующих растворов и источниках рудного вещества. Гидротермальные растворы, происхождение которых связано с глубинными магматическими очагами, по-видимому, были щелочными по своей природе растворами, насыщенными углекислотой, щелочами и растворимыми соединениями ртути и других сопутствующих ей металлов. Они, в свою очередь, приносились в магматические очаги интрателлурическими потоками из глубин мантии Земли, хотя, конечно, не исключено частичное заимствование рудного вещества гидротермальными растворами на путях их циркуляции из пород земной коры.

Некоторые исследователи связывают рудообразующие растворы не с процессами глубинного маглообразования и активизации, а с явлениями регионального метаморфизма и рассматривают ртутные месторождения как метаморфогенно-гидротермальные (В. С. Токовенко, 1966 г.; И. Л. Никольский и др., 1970 г.; Иванкин, Туркин, 1972; Moiseyev, 1971). Однако эта точка зрения вызывает существенные возражения. Ей противоречит, в частности, факт значительного разрыва во времени процессов метаморфизма и рудообразования. Так, например, для Донецкой ртутной провинции возраст регионального метаморфизма устанавливается как доверхнепермский, в то время как ртутная минерализация оказывается более поздней, проникающей в пестроцветные толщи верхней перми (В. И. Скаржинский, 1973 г.). Еще более значителен разрыв во времени между процессами палеозойского метаморфизма и мезозойским оруденением в районах Горного Алтая и Тувы.

Рассмотренные примеры реально установленных взаимосвязей ртутной минерализации с проявлениями магматической деятельности позволяют оценить значение последних в качестве косвенных поисковых критериев, которые можно использовать при оценке перспектив отдельных регионов в процессе прогнозирования ртутного оруденения, а также при проведении детального тектоно-металлогенического районирования рудных провинций и слагающих их зон и поясов.

В масштабах глобальных рудных поясов наиболее отчетливо намечается связь ртутных провинций с областями проявления недавнего и современного базальтоидного вулканизма. Примером могут служить ртутные провинции внутренней зоны Тихоокеанского пояса и некоторые районы Средиземноморского пояса, в пределах которых располагаются крупные месторождения ртути вулканогенно-гидротермального генезиса.

Для рудных поясов и зон, выделяемых в пределах крупных рудных провинций, существенное значение в качестве благоприятных признаков их потенциальной рудоносности имеют пояса серпентинизированных гипербазитовых интрузий, являющихся индикаторами глубинности разломов и свидетельствующих о проникновении их в мантию Земли.

Важным критерием, указывающим на возможное развитие ртутной и сопутствующей ей эпitherмальной минерализации (свинца, цинка, сурьмы, мышьяка, фтора), является проявление вдоль зон глубоких разломов дайковых комплексов базальтоидных и щелочно-базальтоидных пород, относящихся к самостоятельным малым интрузиям, связанным по своему происхождению с подкоровыми глубинными магматическими очагами. Эти проявления магматизма обычно характерны для поздних, посторогенных этапов развития складчатых областей либо связаны с этапом тектоно-магматической активизации складчатых областей, срединных массивов и платформ.

Интрузивные и эффузивные образования других типов имеют чисто структурную связь со ртутным оруденением и часто являются вмещающими для рудных тел и месторождений. Так, в ассоциации с телами листовитов, продуктов гидротермального изменения ультраосновных пород, формируются протяженные (десятки и сотни километров) ртутоносные зоны, объединяющие иногда несколько рудных полей (рудные зоны Калифорнии, Горного Алтая, Южной Ферганы и др.). Системы дорудных даек и малых интрузий контролируют распределение оруденения в пределах рудных полей, являясь экранами или непосредственно рудовмещающими породами (месторождения Аляски, Кузнецкого Алатау, Приморья). Нередко рудные тела локализуются в связи с вулканическими аппаратами (Монте-Амиата, месторождения Закарпатья, Камчатки и др.).

Наконец, вулканогенные породы часто служат литологически благоприятной средой для локализации ртутного оруденения (горизонты липаритов на месторождении Пламенное на Чукотке; туфопесчаники на Терлигхайском месторождении в Туве; свита байосских порфиритов среди флишоидных пород на месторождениях Кавказа, покровы трахитов на месторождении Монте-Амиата и др.).

4. Физико-химические условия образования ртутных месторождений

Изучение физико-химических условий образования ртутных месторождений неразрывно связано с развитием представлений о их генезисе. Эти представления менялись по мере накопления фактических данных о закономерностях размещения, отношения к магматизму, геологическому строению и особенностям минерального состава руд и вмещающих пород, полученных в ходе разведки и эксплуатации ртутных месторождений, расположенных в самых различных районах мира. Как известно, наиболее ранние гипотезы о генезисе ртутных месторождений — пелагическая гипотеза Мейера (1868 г.) и сублимационная гипотеза Лазиуса и Шрауфа — позднее были отвергнуты. Наиболее обоснованные представления о гидротермальном генезисе ртутных месторождений высказаны впервые С. Кристи в 1879 г. на основании изучения калифорнийских месторождений ртути, особенно месторождения Нью-Альмаден. А. А. Сауков (1946) совершенно справедливо назвал С. Кристи «отцом гидротермальной теории генезиса ртутных месторождений», так как и в наши дни только с позиций гидротермальной теории можно удовлетворительно объяснить генезис подавляющего большинства известных ртутных месторождений. Развитие и углубление теории гидротермального происхождения ртутных месторождений связано с именами Г. Беккера (Becker, 1888), И. Нокса (I. Knox, 1906 г.), Р. Дрейера (P. Dreyer, 1940 г.), А. А. Саукова (1946), В. И. Смирнова (1947), К. Краускопфа (1951 г.), Э. Бейли (E. Bailey, 1951 г., 1964 г.), В. Э. Полярова (1937, 1955), Ф. Диксона и Дж. Танелла (Dickson, Tunell, 1959, 1964 г.,

1968 г.; Tunell, 1970 г.), Д. Уайта (1959 г., 1970), В. А. Кузнецова (1939 г., 1964, 1970), В. П. Федорчука (1964₂, 1968, 1969), Н. А. Озеровой (Сауков и др., 1972) и многих других геологов. В своих работах эти исследователи касались самых различных аспектов генезиса ртутных месторождений — от формирования рудовмещающих структур до весьма сложных вопросов природы рудоносных гидротермальных растворов, причин и механизма процессов рудообразования, связи процессов рудообразования с проявлениями вулканизма и деятельностью термальных источников.

Гидротермальный генезис ртутных месторождений и принадлежность их к одному генетическому типу — низкотемпературным гидротермальным месторождениям, подтверждаются исследованиями газово-жидких включений в минералах ртутных руд в самых различных рудных провинциях и районах (Грушкин, 1954; Л. И. Колтун, Н. Г. Головченко, 1962 г.; М. Roedder, 1962 г.; Манучарянц и др., 1970; И. А. Шамрай и др., 1972 г.; Васильев и др., 1973). Показанная в предыдущей главе преимущественная связь ртутных месторождений с проявлениями базальтоидного магматизма, а также важная роль ювенильных источников вещества (ртуть, минерализаторы) в формировании руд этих месторождений позволяют допустить участие в процессах рудообразования гидротерм глубинного происхождения и отнести ртутные месторождения к генетической серии гидротермальных месторождений, связанных с очагами базальтоидных магм.

Как отмечалось многими исследователями, воссоздание процессов эндогенного рудообразования чрезвычайно затруднительно. Чтобы в какой-то мере подойти к решению этой задачи, необходимо попытаться восстановить исходный химический состав рудоносных гидротермальных растворов, формы и концентрации растворенных в них веществ, причины, вызывающие рудоотложение. Это можно сделать, опираясь на результаты изучения современных процессов рудоотложения в термальных источниках и продуктов их недавней деятельности, а также на данные исследования самих ртутных руд, околорудных изменений вмещающих пород, газово-жидких включений в рудных и жильных минералах, термодинамические расчеты и экспериментальные работы.

Наиболее полно термальные источники и связанная с ними ртутная минерализация охарактеризованы в работах Д. Уайта (1959 г., 1970), Ф. Диксона и Дж. Танелла (1973), Н. А. Озеровой (Сауков и др., 1972). Д. Уайтом обобщены данные по 15 системам термальных источников Калифорнии, Невады, Камчатки, Новой Зеландии и Японских островов, которые в той или иной степени связаны с отложением ртутной минерализации. Воды термальных источников имеют рН от 6,1 до 9,2, температуру от 12,5 до 185° С; им свойственны значительные содержания CO_2 и H_2S . Суммарная концентрация сульфидной серы колеблется в них от 1 до 180 ppm, а концентрация ртути достигает 0,4 ppm. Общая максимальная концентрация солей в водах термальных источников изменяется от 282,6 до 29035,8 ppm. Оценивая роль вод термальных источников в переносе и отложении соединений ртути, Д. Уайт пишет, что в природе отложение минералов ртути происходит из слабокислых или слабощелочных растворов с умеренным содержанием сульфидной серы; вполне вероятно определенная роль в переносе ртути бисульфидных комплексов. Следует также иметь в виду возможность переноса ртути, связанную с термической нестойкостью ее сульфида в присутствии паровой фазы или без нее (Уайт, 1970).

Ф. Диксон и Дж. Танелл (1973), рассматривая процессы осаждения сульфидов в термальных источниках, отмечают, что в числе компонентов, играющих существенную роль в процессах переноса и отложения киновари, следует

назвать H_2S , HCO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} и ионы с бором. H_2S обеспечивает появление различных форм с серой, образующих комплексные соединения с HgS , а HCO_3^- и CO_3^{2-} , вероятно, играли роль буфера, способствующего сохранению щелочности растворов в близповерхностных условиях. SO_4^{2-} и соединения бора, вступая в реакции гидролиза при высоких температурах, способствовали увеличению щелочности растворов, а при снижении температуры делали их нейтральными или кислыми.

Большая роль в осаждении сульфидов ртути, сурьмы и мышьяка, по мнению Ф. Диксона и Дж. Танелла, принадлежит разбавлению восходящих более концентрированных вод термальных источников реликтовыми или метеорными водами, причем это разбавление могло быть десятикратным или еще большим. Так, по данным Д. Уайта и В. Брэннока (1950 г.), в источниках Стимбоот-Спрингс на долю ювенильных растворов, способных переносить заметные количества металлов, по данным изотопных определений приходится от 6 до 16% всей массы вод источников. Действие метеорных вод усиливалось, если они были кислыми или содержали вещества окислители — типа O_2 .

Подводя итоги рассмотрению процессов рудообразования в связи с термальными источниками, Ф. Диксон и Дж. Танелл отмечают следующее. Ртуть и сурьма, как правило, отлагаются здесь только в виде сульфидов, не образуя окислов, оксихлоридов и хлоридов. Отсюда следует, что в рудообразующих растворах наряду со ртутью и сурьмой в какой-то форме присутствовала и сера. Нет абсолютно никаких фактов, позволяющих говорить о том, что природные растворы, содержащие сурьму и ртуть, например в виде хлоридов, захватывали близповерхностную серу или попадали в зоны, ранее обогащенные сульфидами других металлов, что могло способствовать образованию киновари и антимонита. Говоря о процессах переноса и отложения, следует допускать, что в растворах одновременно содержались и металлы и сера (Диксон, Танелл, 1973).

Изучение процессов минералоотложения и химизма вод современных термальных источников, а также первые исследования состава газовой-жидких включений в минералах ртутных руд (И. Н. Маслова, 1963 г.; В. П. Федорчук и др., 1963 г.) послужили основанием для широко распространенного представления об отложении ртутных руд из слабоконцентрированных растворов и при формировании эпитермальных и телетермальных ртутных месторождений вне областей современного вулканизма и термальной деятельности. Выполненные в последнее время исследования состава газовой-жидких включений для большой группы ртутных месторождений Северного Кавказа, Алтае-Саянской области, Якутии, Чукотки и отчасти Средней Азии позволили охарактеризовать свойства растворов и сред минералообразования эпи- и телетермальных месторождений (И. А. Шамрай и др., 1972 г.; Манучарянц и др., 1970; А. С. Борисенко и др., 1974 г.).

Исследователи, изучавшие газовую-жидкие включения в минералах ртутных руд, обращают внимание на сложный состав находящихся в них растворов. Э. Реддер (M. Raeder, 1963 г.) сообщает о низких температурах замерзания растворов во включениях в кварце с киноварью и антимонитом из месторождения Ред-Девил (США) и растворов включений в клейофане из полиметаллического с киноварью месторождения Сантандер (Испания), равных соответственно $-2,1$ и $-12,5 \div 12,9^\circ \text{C}$. Судя по этим температурам, растворы включений обладают повышенной концентрацией солей: если их концентрацию условно выразить через концентрацию NaCl , то она может равняться 3,6 и 17%. По данным И. Н. Масловой (1963 г.), растворы включений в кварце одного из

ртутных месторождений Тихоокеанского пояса содержат всего лишь от 0,05 до 0,5% солей и являются гидрокарбонатнохлориднонатриевыми, т. е. подобны водам современных термальных источников. Во включениях минералов многих ртутных месторождений Среднеазиатской провинции отмечаются высокие концентрации углекислоты (Макучарянц и др., 1970).

Состав солей и их концентрации в газовой-жидких включениях приведены В. Н. Труфановым и А. Т. Ушаком для месторождений Северного Кавказа (И. А. Шамрай и др., 1972 г.). В подавляющей массе включений концентрации растворенных солей не превышают 10—15%, а в киновари рудопроявления Убин-Су найдены включения, содержащие минерал-узник (галит), что свидетельствует об участии в рудообразовании насыщенных растворов с концентрацией солей более 25%. Использование оригинальной методики определения состава включений на электронном микроскопе с помощью дифрактометрии солевого осадка вытяжек (В. Н. Труфанов, С. А. Куршев, 1968 г.) позволило установить присутствие во включениях кроме NaCl и KCl карбонатов, бикарбонатов щелочных металлов, а также сульфатов кальция и бария. Намечается эволюция состава растворов: на первом этапе формирования ртутных месторождений доминировали хлоридно-бикарбонатные растворы, сменившиеся затем преимущественно сульфатными. Абсолютная величина pH растворов дорудных стадий могла достигать 9—10, ртутоносных 8—9, а в конце процесса рудообразования снижалась до 6,5—7,0 (И. А. Шамрай и др., 1972 г.).

Новые данные о составе газовой-жидких включений в минералах ртутных руд получены для месторождений Алтае-Саянской и Верхояно-Чукотской ртутных провинций (А. С. Борисенко и др., 1974 г.; Оболенский и др., 1973 г., 1974). Этими исследователями изучен не только солевой состав растворов, но и состав газовой фазы индивидуальных включений в минералах большой группы эпитеpmальных месторождений. В газовой-жидких включениях в докиноварных и одновременных с ней минералах установлены пересыщенные и высококонцентрированные растворы (Чазадырское 36,9, Акташское 10,0, Чаган-Узунское 8,2 вес. %). Растворы с более низкими концентрациями отмечены в киновари, и только в послекиноварных минералах во включениях присутствуют, как правило, разбавленные растворы с низкими концентрациями растворенных солей (Чазадырское 2,5, Акташское 2,5—0,5 вес. %). Исследованиями солевого состава растворов индивидуальных включений с применением криометрии установлено, что среди солей в растворах включений преобладают NaCl и Na₂CO₃, реже встречаются KCl и MgCl₂. Для включений в киновари и в послекиноварных минералах характерно постоянное присутствие углекислоты, содержание которой изменяется от 1,5 до 10,0 вес. %.

Довольно сложен состав газовой фазы включений. Помимо углекислого газа в ней в переменных количествах обнаружены кислород, азот и редкие газы, а также группа кислотных газов (H₂S и др.). Существенные различия в составе газовой фазы установлены для включений с высококонцентрированными растворами. В них наряду с углекислым газом, содержание которого изменяется от 52,4 до 85,7 об. %, обычно постоянно присутствует кислород и не обнаружены кислые газы. Это позволяет сделать вывод о том, что высококонцентрированным растворам во включениях соответствует сернисто-углекислотный состав газовой фазы, а разбавленным — углекислотно-кислородный. Расчетным путем была оценена возможная концентрация сульфидной серы в растворах включений докиноварных минералов месторождений Чаган-Узунского и Джылкыдал, которая составила 0,456 вес. % для первого и 0,123 вес. % для второго (Оболенский и др., 1974).

Изучение состава газовой-жидких включений в рудных и жильных минералах ртутных руд позволило сделать следующий вывод: исходные гидротермальные растворы, формировавшие эпitherмальные и телетермальные ртутные месторождения, были в большинстве случаев высококонцентрированными, щелочными, сернисто-хлоридно-карбонатными растворами, насыщенными растворимыми соединениями ртути и других элементов, встречающихся в рудах, претерпевавшими разбавление и изменение щелочности при рудоотложении. Этим они значительно отличаются от слабоминерализованных вод современных термальных источников, отлагающих сульфиды ртути. Суммарная максимальная концентрация растворов газовой-жидких включений превышает таковую в водах термальных источников в 10—12 раз, а растворы с минимальной концентрацией растворенных солей в газовой-жидких включениях сопоставимы с наиболее минерализованными водами термальных источников.

Таким образом, изучение газовой-жидких включений в минералах ртутных месторождений позволило установить направленное изменение в ходе минералообразования таких важных параметров рудообразующих растворов, как их состав, концентрация и кислотность — щелочность.

Поскольку с деятельностью охарактеризованных выше гидротермальных растворов связано образование ртутных руд, необходимо рассмотреть условия миграции в них основных рудообразующих элементов и прежде всего ртути. Наглядное представление о возможных формах растворимых соединений ртути в водных растворах в присутствии таких комплексобразователей, как сера и хлор, и некоторых свойствах этих растворов можно получить при рассмотрении Eh — pH диаграмм, построенных по методике, предложенной Р. Гаррелсом и Ч. Крайстом (1970 г.). Такие диаграммы и расчетные данные для их построения для различных температур (25—300° С) приведены в работах А. Л. Павлова (1968 и др.), А. Л. Павлова, А. А. Оболенского (1972 г.), Д. Хема (D. Hem, 1970 г.). На диаграмме (рис. 12) показаны соотношения полей устойчивости сульфидных, хлоридных, окисных соединений и ионов металлической ртути в водных растворах при температурах 25 и 250° С, 1 кгс/см² общего давления, активности растворенной серы $1 \cdot 10^{-1}$, хлора $1 \cdot 10^{-1}$ в зависимости от различных значений окислительно-восстановительного потенциала (Eh) и кислотности — щелочности (pH) среды.

Как показано на диаграмме, поля устойчивости простых катионов и галогидных комплексных соединений ртути располагаются в области низких значений pH и высоких положительных значений Eh, в то время как поле устойчивости сульфидных комплексов лежит в области высоких значений pH и низких отрицательных значений Eh. Промежуточное положение занимают поля устойчивости сульфидных и кислородных соединений, хотя последние отчетливо тяготеют к области высоких значений как pH, так и Eh. Для температуры 250° С, которая соответствует реальным условиям минералообразования на ртутных месторождениях, соотношения полей устойчивости основных соединений и ионов ртути в общем сохраняются, но смещаются в области с более высоким восстановительным потенциалом. С ростом температуры появляется возможность, хотя и в ультракислых условиях, совместного сонахождения HgCl₂ и H₂S, что, возможно, объясняет совместную миграцию этих соединений и в надкритических условиях.

Рассмотрение Eh — pH диаграмм с показанными на них полями устойчивости различных растворимых соединений ртути позволяет сделать некоторые важные выводы. Устанавливаются две области высокой растворимости сульфида ртути: в сильноокислых растворах с высоким окислительным потенциалом

и в щелочных растворах с низким окислительным потенциалом. Поле устойчивости сульфида ртути занимает промежуточное положение, располагаясь преимущественно в области низких значений рН, т. е. в левой половине диаграммы. Это позволяет сделать вывод о том, что отложение сульфида ртути может вызываться изменением любого из параметров, приводящего к сокращению полей устойчивости растворимых соединений, — рН, Eh, температуры и концентрации растворов.

Перенос ртути в кислых растворах при положительных значениях Eh может происходить в виде простых катионов или хлоридных комплексов.

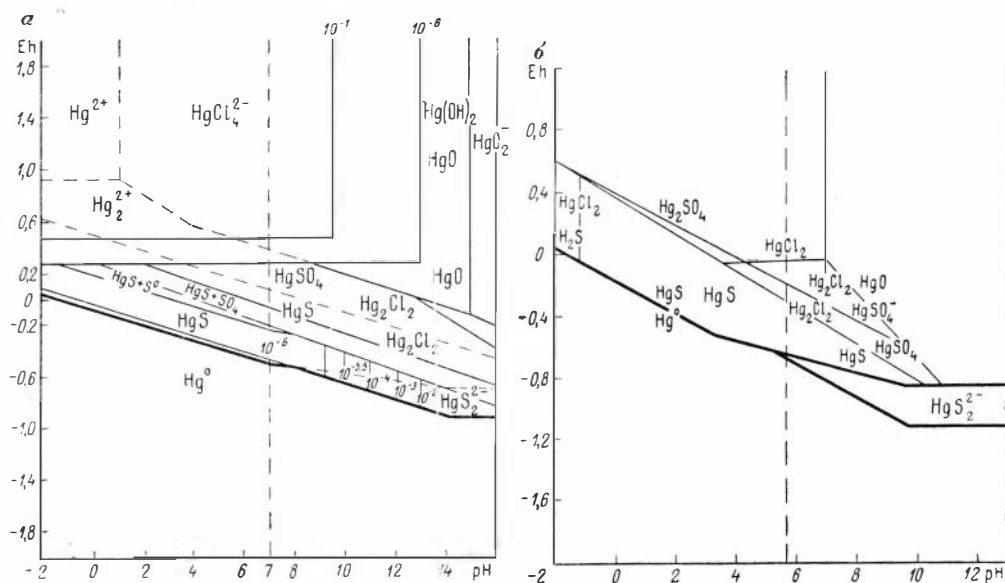


Рис. 12. Соотношения устойчивости между некоторыми соединениями ртути в воде при 25° С (а) и 250° С (б). Сумма растворенной серы $1 \cdot 10^{-1}$, хлора $1 \cdot 10^{-1}$ %. Поля устойчивости сульфидного и хлоридного комплексов нанесены при активности компонентов $1 \cdot 10^{-1}$ и $1 \cdot 10^{-6}$.

По-видимому, такие условия в природных процессах могут встретиться лишь в зонах окисления ртутных месторождений или в полях сольфатарной и фумарольной деятельности, сопровождающейся ртутной минерализацией (Сауков и др., 1972). В кислых растворах в силу их ярко выраженной неравновесности с окружающей средой при низких температурах (ниже 300° С) перенос растворимых соединений ртути возможен лишь на очень ограниченные расстояния. Присутствие серы в таких растворах будет вызывать немедленное и полное осаждение тяжелых металлов в виде сульфидов, а в дальнейшем образование иона SO_4^{2-} и интенсивное кислотное выщелачивание вмещающих пород. В целом роль кислых растворов и хлоридных комплексов ртути в процессах образования ртутных месторождений, по-видимому, ограничена.

В щелочных растворах и восстановительных условиях миграция ртути и сопутствующих рудных элементов может происходить в виде сульфидных комплексов, растворимость которых способна обеспечить высокую эффективность таких растворов при рудообразовании. Кроме того, щелочные растворы в восстановительных условиях оказываются равновесными с вмещающими

породами, что обеспечивает им и растворенным в них соединениям высокую миграционную способность в глубоких зонах земной коры. В щелочных растворах осуществляется совместная миграция ртути и серы в виде комплексных соединений на значительные расстояния, и основной причиной рудоотложения из них служит разложение растворимых сульфидных комплексов ртути и сопутствующих ей элементов с образованием сульфидов вследствие направленной эволюции этих растворов в сторону снижения щелочности при подъеме в поверхностные зоны земной коры, под влиянием падения температуры и давлений, окисляющего действия кислорода, резкого разбавления растворов встречными потоками метеорных вод и развития обменных реакций с вмещающими породами.

О щелочном характере первичных растворов, формирующих большинство ртутных месторождений, свидетельствует ряд геологических наблюдений и фактов. К их числу относится присутствие в рудах и околорудных измененных породах некоторых месторождений минералов, требующих для своего образования повышенной щелочности среды — альбита и калиевых слюд в листовниках (Чаган-Узунское и др.), цеолитов в составе жильных минералов руд (Альмаден, Сульфур-Бенк).

Как было показано А. А. Сауковым (1946), ртуть в природных процессах может переноситься и в газообразном состоянии, что подтверждено наблюдениями в районах действующих вулканов и систем термальных источников. Образование широких ореолов рассеяния ртути вокруг ртутных месторождений и рудоподводящих разломов также связывается с возможностью миграции ртути в газообразном состоянии и в газовой фазе гидротерм.

Поскольку щелочным гидротермальным растворам принадлежит, по-видимому, ведущая роль в формировании большинства ртутных месторождений, а наиболее вероятной формой переноса ртути и сопутствующих ей элементов в таких растворах могут быть сульфидные комплексы, рассмотрим зависимость растворимости сульфидов ртути, сурьмы и мышьяка от температуры, давления, общей концентрации серы и кислотности — щелочности растворов.

Ф. Диксон (F. Dickson, 1964 г.) определил растворимость киновари в системе $\text{HgS} - \text{Na}_2\text{S} - \text{H}_2\text{O}$ до температуры 250°C при изменении давления от 1 до 1800 бар. Им было установлено, что в растворах с постоянной концентрацией сернистокислого натрия и при постоянном давлении растворимость киновари уменьшается с ростом температуры и, проходя через минимум при температурах около 100°C , заметно возрастает при дальнейшем повышении температуры. Растворимость сульфида ртути увеличивается с повышением концентрации сернистокислого натрия. Как установлено Ф. Диксоном, падение давления приводит к некоторому увеличению растворимости киновари в сульфидных растворах. Максимальная растворимость киновари в экспериментах Ф. Диксона была достигнута в концентрированных растворах (3,8 вес. % Na_2S) при низких давлениях и равнялась 3,3 вес. %. Однако эксперименты Ф. Диксона не показали значительной зависимости растворимости сульфида ртути от температуры. При охлаждении насыщенного раствора с 300 до 100°C осаждалось не более 15—20% растворенной в нем киновари.

Аналогичные исследования растворимости антимонита в системе $\text{Sb}_2\text{S}_3 - \text{Na}_2\text{S} - \text{H}_2\text{O}$ при температурах $25-250^\circ\text{C}$ и давлениях 1—1500 бар и аурипигмента в системе $\text{As}_2\text{S}_3 - \text{Na}_2\text{S} - \text{H}_2\text{O}$ в интервале температур $50-200^\circ\text{C}$ и давлениях 100—1500 бар были выполнены Д. Нортоном и Б. Вайсбергом и др. (Tunell, 1964; B. Weissberg e. a., 1966 г.).

Антимонит и аурипигмент обладают высокой растворимостью в щелочных

сульфидных растворах. Растворимость антимонита в растворе Na_2S с концентрацией 1,24 вес. % при 50°C и 1 кгс/см^2 давления равняется 2,22 вес. %, она увеличивается с ростом концентрации Na_2S и температуры, но понижается с увеличением давления. Растворимость аурипигмента еще выше: при 50°C , давлении 750 бар и концентрации Na_2S 1,63 вес. % она равна 4,91 вес. %, а при температуре 200°C составляет 5,62 вес. %, т. е. возрастает с повышением температуры. Как и в случае с антимонитом, растворимость аурипигмента понижается при увеличении давления. Подобно киновари аурипигмент имеет минимум растворимости при температурах около 75°C в растворах с концентрацией Na_2S , не превышающей 1,24 вес. %.

Как показали экспериментальные исследования, сульфидные комплексные соединения ртути, сурьмы и мышьяка могут иметь существенное значение для переноса и отложения руд этих металлов в щелочных гидротермальных растворах, однако изменение таких физико-химических параметров, как температура и давление, не оказывает значительного влияния на растворимость сульфидов этих металлов. По данным минералотермометрических исследований процессы минералообразования на ртутных месторождениях различных рудных формаций и минеральных типов протекали в интервале температур $250\text{--}50^\circ\text{C}$ и давлений от 1500 до $300\text{--}400\text{ кгс/см}^2$, а в приповерхностных условиях до 1 кгс/см^2 . Наиболее оптимальные температуры кристаллизации киновари ограничиваются интервалом $150\text{--}75^\circ\text{C}$, что в общем соответствует экспериментально установленному минимуму растворимости ртути в щелочных сульфидных растворах.

Таким образом, установленные в природных процессах минералообразования перепады температур и давлений не выходят за рамки изменения этих параметров в экспериментах и роль их как факторов, вызывающих рудоотложение, по-видимому, ограничена. Наиболее эффективным параметром оказалась концентрация сульфидной серы в растворах, с изменением которой растворимость сульфидов ртути, сурьмы и мышьяка связана прямой пропорциональной зависимостью.

Роль Eh и pH в описанных экспериментах не учитывалась, хотя известно, что реакции комплексообразования, контролирующие растворимость сульфидов ртути, сурьмы и мышьяка, зависят от окислительно-восстановительного равновесия, поскольку в гидротермальных растворах могут присутствовать различные формы соединений серы: H_2S , HS^- , S_2^{2-} или SO_4^{2-} . Зависимость растворимости сульфида ртути от изменения pH была исследована Г. Шварценбахом и М. Видмером (G. Schwarzenbach, M. Widmer, 1963 г.) в широком интервале значений pH (от 0,05 до 10,74) в разбавленных сульфидных растворах (0,019 моль/л) при температуре 20°C . Было установлено, что в насыщенных растворах, находящихся в равновесии с черным сульфидом ртути (метациннабаритом), образуются следующие комплексы: HgS_2^{2-} ; HgS_2H^- ; HgS_2H_2 , каждый из которых характеризуется определенной величиной растворимости в зависимости от pH. Экспериментами Г. Шварценбаха и М. Видмера показана чрезвычайно низкая растворимость сульфида ртути в кислых растворах и резкое увеличение ее с ростом щелочности. В растворах с pH до 5,5 при температуре 20°C и концентрации Na_2S 0,019 моль/л (585 ppm) растворимость сульфида ртути не превышает 0,005 ppm, при pH 8,5 она возрастает в 10 раз, при pH 9,5 — более чем в 100 раз, а при pH 10,74 — в 2000 раз и составляет 9,9 ppm ($\sim 10,0\text{ мг/л}$).

Как было показано выше, сурьма и мышьяк в щелочных сульфидных растворах образуют бисульфидные и сульфидные комплексы. Х. Барнс и др.

(1970 г.) отмечают: поскольку они имеют близкую стехиометрию, величины констант равновесия реакций комплексообразования ($K_{\text{Hsb}} = 10^{-2,33}$; $K_{\text{SbsS}_2} = 10^{+0,90}$ и $K_{\text{HAsS}_2} = 10^{-10,6}$; $K_{\text{HAsS}_2^-} = 10^{+2,0}$) дают возможность предполагать, что ни один из этих сульфидов не будет растворим в слабокислых растворах, обогащенных H_2S , в количествах, представляющих интерес для геологических интерпретаций. Растворимость их резко возрастает с увеличением pH растворов. Этот вывод подтверждается экспериментами по растворимости антимонита в сульфидных растворах, выполненных Р. Акеретом (R. Akert, 1953 г.), и расчетными данными Н. Н. Колпаковой (1971 г.). Измеренные величины растворимости при различных значениях pH равнялись 0,048 г/л для pH 6,2 и 0,22 г/л для pH 10.

Экспериментальные исследования зависимости растворимости сульфидов ртути и сурьмы от изменения кислотности — щелочности (pH) показывают, насколько велико влияние этого параметра на условия переноса рудных компонентов и процесс рудоотложения на ртутных месторождениях.

К числу весьма важных параметров, влияющих на растворимость сульфидных комплексов ртути, сурьмы и мышьяка в гидротермальных растворах, относится изменение их окислительно-восстановительного состояния.

Таким образом, нами рассмотрены основные причины, влияющие на растворимость сульфидов сурьмы, ртути и мышьяка в щелочных растворах, содержащих сульфидную серу. Опираясь на приведенные выше экспериментальные и расчетные данные, можно заключить, что изменение отдельных физико-химических параметров растворов не всегда приводит к полному или даже частичному выпадению из них растворенных веществ, так как, например, понижение растворимости, вызываемое снижением температуры, почти полностью компенсируется ее повышением за счет уменьшения давления и т. д. Наиболее эффективными факторами, вызывающими осаждение сульфидов из сульфидных комплексов, являются окисление и уменьшение pH. Именно изменение этих двух факторов может приводить к полному осаждению сульфидов всех металлов, содержащихся в рудообразующих растворах. Необходимо также иметь в виду, что изменение различных физико-химических параметров, контролирующих растворимость сульфидов, тесно взаимосвязано в природных процессах и часто происходит одновременно.

Поскольку многочисленные геологические данные говорят о формировании ртутных месторождений восходящими потоками горячих щелочных гидротермальных растворов, достаточно сложных по составу и насыщенности растворенных солей и соединений металлов, мы можем выделить главные факторы, влияющие на рудоотложение в природных процессах. К числу таких факторов в первую очередь должны быть отнесены: взаимодействие гидротермальных растворов с вмещающими породами, окисление в приповерхностных условиях атмосферным кислородом, разбавление их встречными потоками вадозных вод. Действие этих факторов происходит на общем фоне понижения исходной температуры и давления первичных гидротерм в зоне рудообразования.

Взаимодействие гидротермальных растворов с вмещающими породами является наиболее важным фактором, приводящим к формированию ртутных руд. Роль этого фактора детально рассматривалась и подчеркивалась в ряде специальных работ (G. Dreyer, 1940 г.; Tunell, 1964; А. Л. Павлов, А. А. Оболенский, 1970 г., 1972 г.). Наиболее распространенные процессы гидротермального метаморфизма вмещающих пород, сопровождающие образование ртутных месторождений — лиственизация, доломитизация, аргиллизация,

окварцевание, баритизация, авгидритизация и огипсование, — являются результатом взаимодействия щелочных гидротерм с вмещающими породами, при котором происходит эволюция их физико-химических параметров в сторону снижения рН и возрастания Eh, за счет окисления сульфидной серы до сульфатной и потери буферных свойств растворами при снижении в них концентрации углекислоты. Причем рост кислотности системы вследствие перехода сульфидной серы в сульфатную способствует разложению сульфидных комплексов ртути и других металлов и локализации руд в зонах кислотного выщелачивания. Существенное влияние на рудоотложение оказывает и сульфидный метасоматоз (пиритизация), что приводит к образованию таких распространенных минеральных рудных парагенезисов, как пирит + киноварь, пирит + киноварь + кварц.

Окисление восходящих гидротерм может происходить вблизи земной поверхности в связи с ростом парциального давления атмосферного кислорода и при смешении их с встречными потоками метеорных вод. Последнее приводит к их сильному разбавлению, что также вызывает осаждение растворенных в них сульфидных комплексов металлов за счет реакции гидролиза. Преобладающая роль этих факторов при рудоотложении установлена на многих ртутных месторождениях, связанных с деятельностью термальных источников (Tunell, 1964; Уайт, 1970 и др.), а также локализованных в водоносных горизонтах под водонепроницаемыми экранами, как это показано для рудного поля Терлингуа (I. Thompson, 1954 г.) и подтверждено результатами изучения состава растворов и газовой фазы включений в минералах.

Однако, кроме описанных особенностей образования ртутных руд в природных процессах, не исключено влияние и других физико-химических факторов, также детально рассмотренных А. А. Сауковым (1946).

5. Околорудные изменения вмещающих пород

Ртутные месторождения отличаются разнообразием типов околорудных изменений, что определяется размещением оруденения в породах различного состава и различными параметрами рудоносных растворов. Изучение околорудных изменений способствует пониманию генезиса и локальных условий образования ртутных месторождений и позволяет провести их типизацию, что имеет первостепенное значение для прогнозирования и поисков скрытого оруденения.

Рассмотрим роль отдельных факторов, обуславливающих формирование различных типов метасоматически измененных вмещающих пород.

Роль среды рудообразования определяется характером разреза: наличием в нем литологически благоприятных горизонтов, их мощностью и особенностями сочетания с пластичными породами, играющими роль экрана для рудоносных растворов. Чем больше мощность потенциально рудокализующих толщ, например известняков или песчаников, и чем более контрастны по сравнению с экранирующими породами (например, сланцами) их физико-механические свойства, тем более благоприятны условия для формирования выдержанных горизонтов метасоматитов (джаспероидов, кварцитов, ленточных доломитов и пр.), в пределах которых концентрируется основная масса промышленных рудных залежей.

Проницаемость литологически благоприятных горизонтов далеко не всегда является решающим фактором, определяющим условия локализации ртутного

оруденения. Более важную роль играют другие физико-механические свойства пород: способность подвергаться разрывным дислокациям с образованием зон, проницаемых для гидротерм. В одном случае это системы одиночных открытых трещин, в другом — зоны массовой трещиноватости, в третьем — зоны внутриформационного расслоения в тонкослоистых глинистых доломитах, в четвертом — зоны брекчирования вдоль разрывных нарушений.

Если физико-механические свойства вмещающих пород определяют возможность проникновения к местам рудолокализации рудоносных растворов, то от их химического состава в значительной степени зависит характер предрудного изменения, которым и обуславливается тип непосредственно рудовмещающих — гидротермально измененных пород. По этому признаку все вмещающие породы подразделяются на две резко различные группы: карбонатного состава, в которых интенсивнее всего происходят реакции метасоматического замещения, иногда практически полного (как в случае с джаспероидами) и алюмосиликатного, где преобладает процесс выщелачивания или, наоборот, привноса более ограниченного числа компонентов.

Тип деформаций вмещающих пород зависит от степени интенсивности складчатых и разрывных дислокаций: на каком-то оптимальном этапе линейные, менее благоприятные, деформации, приводящие к образованию ограниченных по объему ослабленных секущих или согласных зон, сменяются более интенсивными деформациями, при которых возникают зоны массовой трещиноватости, расслоения, дробления и брекчирования пород, хотя и без существенного перемещения вещества.

Совместное воздействие перечисленных выше факторов обуславливает большое разнообразие видов околорудного изменения, развитых на ртутных месторождениях различных генетических типов.

Процесс предрудного изменения вмещающих пород характеризуется различным балансом привноса — выноса вещества. Он может происходить практически без перемещения отдельных компонентов (автогидрометаморфизм), с преобладанием явлений выщелачивания всей породы (предрудное окарствование) или отдельных ее составляющих, с преимущественным заполнением ранее образованных пустот, с полным или частичным замещением породы минеральными новообразованиями и с образованием биметасоматических зон сложного состава.

В литературе по ртутным месторождениям описывается большое число видов околорудного изменения вмещающих пород, являющихся или универсальными — почти повсеместно развитыми (окварцевание, карбонатизация), или же проявляющимися локально, в ограниченном числе типов месторождений (например, цеолитизация или маршалитизация).

Наиболее распространены явления силицификации: в тех или иных масштабах окварцеванием затрагиваются все разновидности вмещающих пород — от кварцевых песчаников (Никитовское месторождение), содержащих изначально до 70—80% свободного кремнезема, до массивных известняков, где процессы окварцевания выражаются иногда в появлении лишь единичных кристалликов кварца. Кремнезем в зонах околорудного изменения выделяется в двух резко различных формах: безводной (кварц) и водной (гейзерит, опал). Последняя характерна для приповерхностных месторождений вулканогенного типа. Судя по составу газово-жидких включений в рудных и жильных минералах, кремнезем не является обязательным компонентом глубинных рудогенерирующих растворов. Объяснение его столь широкого распространения в ртутных месторождениях следует, по-видимому, искать

в относительно легкой извлекаемости кремнезема из подстилающих толщ, имеющих, как правило, алюмосиликатный состав.

В случае преобладающего развития процессов заполнения кварцем открытых полостей в породах алюмосиликатного состава формируются месторождения кварц-хлорит-серицитового типа; при метасоматическом замещении кремнеземом известняков (под сланцевым экраном) образуются месторождения джаспероидного типа, а соответствующие процессы в песчаниках приводят к образованию месторождений кварц-диккитового типа; опал — ведущая составная часть месторождений алунит-опалитового и травертинового типов.

Почти столь же распространены, хотя и в иных соотношениях, процессы карбонатизации. В наиболее чистом виде они проявляются в месторождениях карбонатного типа, локализующихся в доломитах и известняках, а в остальных играют хотя и существенную, но все же вспомогательную роль. Широкое развитие процессов карбонатизации объясняется следующим: углекислота является неперменной составной частью рудогенерирующих растворов, поэтому, естественно, избыток CO_2 выделялся в виде карбонатов того или иного ряда — в зависимости от преобладающих компонентов подстилающих и рудовмещающих пород. Чаще всего это будет CaO , реже MgO (в доломитах), еще реже FeO (в зонах лиственитизации, где Fe и Mg заимствуются из гипербазитов) и в исключительных случаях MnO (жильные месторождения Рудных гор в Чехословакии, где марганцем обогащены древние толщи).

Явления аргиллизации характерны исключительно для ртутных месторождений, локализующихся в породах алюмосиликатного состава. В однородных карбонатных толщах они не проявляются. Единственным исключением может служить, по-видимому, месторождение Карасу в Западном Узбекистане, где, несмотря на карбонатную среду рудоотложения, в числе жильных минералов наряду с доломитом, кальцитом, кварцем и баритом устанавливается, причем в существенных количествах, крупночешуйчатый серицит.

Можно наметить несколько направлений, по которым развиваются процессы аргиллизации. Во-первых, это явления простого обезвоживания и литификации молодых глинистых образований, приводящие к формированию достаточно мощных зон «отвердения» (литифицированные меловые глинистые мергели Сахалинского месторождения на Кавказе, уплотненные эоценовые глины Рас Эль-Ма в Северной Африке и др.). Во-вторых, в периферических частях ряда месторождений четко выделяются зоны, в образовании которых участвовали щелочи, «отгонявшиеся» из блоков, непосредственно примыкающих к рудоподводящим каналам. В случае ведущей роли калия это будут зоны мусковитизации и серицитизации, если же в растворах присутствовал литий, то образуются более редкие минералы из группы хлорита (литийсодержащий донбассит и др.). Дальнейшее развитие процессов серицитизации приводит к полному выносу щелочей и образованию мощных и протяженных на глубину зон диккитизации; в специфических близповерхностных условиях вместо диккита образуются нестабильные минералы из группы каолинита, а также монтмориллонит и др. — вплоть до наименее устойчивых галлуазита и гидраргиллита.

Явления аргиллизации в «чистом» виде характерны для месторождений карбонатно-полиаргиллитового типа, существенную роль они играют в месторождениях кварц-диккитового и алунит-опалитового типов, менее распространены в месторождениях кварц-хлорит-серицитового, джаспероидного и лиственитового типов.

В отличие от перечисленных выше трех групп окolorудных изменений, в которых ведущую роль играют соответственно кремнезем, углекислота и глинозем и для каждого из которых возможно самостоятельное проявление, в случае л и с т в е н и т и з а ц и и обязательно должно быть одновременное сочетание нескольких видов окolorудного изменения. Объясняется это биметасоматическим характером реакций: взаимодействием железа, кальция и магния, освобождающихся при серпентинизации и отальковании гипербазитов, с кремнеземом и отчасти глиноземом, содержащимися во вмещающих сланцах и песчаниках. При этом образуются приконтактные зоны и отходящие от них секущие жилы, представленные кварцем и карбонатами (в порядке убывания значимости это будут: анкерит, доломит, магнезит, кальцит, сидерит, брейнерит, родохрозит, с которыми в подчиненном количестве ассоциируют серпентин, тальк, пирофиллит, апофиллит, фуксит, брусит и др., а также иногда гематит). Соотношение кварцевой и карбонатной составляющих колеблется в очень широких пределах, но в среднем близко к 1 : 2—1 : 3.

Таким образом, для формирования зон лиственитизации необходимо строго оптимальное сочетание следующих условий: должен быть мощный глубинный источник обогащенных углекислотой растворов и наличие резко контрастных по составу пород, содержащих, с одной стороны, кремнезем, а с другой — железо, магний, кальций и другие минералообразующие компоненты карбонатов.

Все остальные типы окolorудного изменения вмещающих пород имеют более локальное значение: они или характерны для строго определенных районов (флюоритизация, возможно также баритизация), или играют подчиненную роль в месторождениях определенного генезиса (цеолитизация); лишь в редких случаях тот или иной вид окolorудного изменения может по масштабам проявления выходить на первое место (алунитизация, битуминизация, пиритизация и др.).

Так, для вулканогенных ртутных месторождений, локализующихся в близкоповерхностных условиях в эффузивах кислого состава, наиболее характерны процессы алунитизации, развивающейся в случае, если рудогенерирующие эманации содержат избыток сернистых соединений. Однако в чистом виде алунитизация проявляется редко, чаще она сопровождается процессами опатизации и полиаргиллизации.

О р г а н и ч е с к о е вещество играет весьма существенную роль в формировании зон окolorудного изменения вмещающих пород. Это связано, с одной стороны, с отгонкой летучих составляющих осадочных пород в периферические части рудолокализирующих структур с образованием четко выраженных зон «очернения» в милонитах (Кончок в Таджикистане, по К. В. Вазирову, 1972 г.) или горизонтов так называемых черных надрудных сланцев (Хайдаркан и другие месторождения джаспероидного типа), а с другой — с преобразованием органического вещества на месте, его углефикацией и даже графитизацией (Хайдаркан). Принципиально иной генезис имеют, по-видимому, полутвердые битумы типа антраксолита (Ваньшань), кертисита, карпатита, элькерита (Чукотка, Закарпатье). Они особенно широко распространены на месторождениях, локализующихся вдоль глубинных разломов, отделяющих ртутносные зоны от нефте- и газоносных областей. Наличие битумов объясняется здесь, по А. А. Саукову (1960 г.), общностью путей циркуляции углеводородистых соединений и рудогенерирующих растворов.

Тесная геолого-структурная связь нефтегазоносных областей и ряда ртутных месторождений позволяет говорить (В. Э. Поярков, А. В. Нетреба, 1969 г.)

о наличии их генетической общности. Во всяком случае в настоящее время можно сделать вполне определенный вывод о «битумной специализации» многих ртутносных районов (Калифорния в США, Южный Китай и др.), в пределах которых битумы участвуют в формировании четко выраженных зон околорудного изменения, насыщенных углеродом и его соединениями.

Явления флюоритизации вмещающих пород ртутных месторождений характерны только для рудных провинций, одним из типоморфных элементов металлогенического фона для которых служит фтор (Средняя Азия, Забайкалье). Последний в этом случае является «унаследованным» элементом: он проходит через всю историю геологического развития региона, образуя крупные концентрации высокотемпературных фторсодержащих минералов в экзоконтактных зонах щелочных интрузий и выделяясь в связи с рудными месторождениями различных генетических типов (от самых высокотемпературных редкометалльных до наиболее низкотемпературных собственно флюоритовых). В ртутнорудных полях зоны флюоритизации приурочиваются обычно к рудоподводящим разломам, что свидетельствует об относительно высокой температуре их формирования.

Барит, витерит, целестины — низкотемпературные минералы, образующиеся в интервале умеренных глубин при условии наличия свободного кислорода. Единичные находки их, имеющие чисто минералогическое значение, известны для большинства ртутных месторождений, в частности локализуемых в карбонатных породах. Однако крупные скопления этих минералов, особенно в тех случаях, когда они преобладают в составе рудовмещающих горизонтов и зон, известны лишь в пределах специфических рудных провинций, отличающихся повышенным геохимическим фоном в части бария и стронция (Средняя Азия, Северная Африка и др.). Наиболее ярким примером месторождений такого типа является Ашатское в Туркестанском хребте. Ртутное оруденение здесь локализуется преимущественно в пределах мощного тела сливных баритов, сформировавшегося в зоне контакта порфиров и вмещающих их мраморизованных известняков. В других случаях ртутные минералы (шватцит, ртутьсодержащий сфалерит, киноварь) выделяются в зальбандах крупных баритовых и барит-витерит-целестиновых жил (Копетдаг, Северная Африка), или же, наоборот, системы маломощных баритовых жил образуют своеобразную индикаторную зону вокруг богатых залежей киноварь-метациннабаритовых руд (Северная Африка).

Важную, но во многом еще недостаточно изученную, генетическую информацию дают проявления процессов цеолитизации пород. Цеолиты типа ломонтита и др. достаточно широко развиты в молодых вулканогенных месторождениях, локализуемых в интенсивно измененных эффузивах кислого ряда (Приамурская группа). Цеолитоподобный минерал, содержащий NH_4 , обнаружен на нижних горизонтах известного серно-ртутного месторождения Сульфур-Бенк в США, образованного при участии современных термальных вод. Цеолиты встречены на месторождении Альмаден — представителе ртутных месторождений кварц-диккитового типа.

Данные изучения околорудных изменений пород на ртутных месторождениях позволяют выделить ряд общих их признаков, имеющих региональное значение и вследствие этого пригодных для использования при металлогеническом районировании ртутнорудных провинций. Коротко они сводятся к следующему:

1) вулканические области, стабильные массивы и геосинклинальные зоны характеризуются различными типами околорудных изменений — приповерх-

ностная опалитизация, алунитизация и аргиллизация в первом случае, осветление, перекристаллизация, карбонатизация, окварцевание и диккитизация — во втором, линейные зоны окварцевания и лиственитизации — в третьем;

2) характер разреза определяет ведущий тип околорудного изменения — карбонатизация и окварцевание в карбонатных толщах, кварцитизация, диккитизация — в алюмосиликатных осадочных породах, опалитизация, алунитизация, цеолитизация, аргиллизация — в кислых эффузивах;

3) для каждой рудной зоны характерен свой более узкий набор видов околорудного изменения, обусловленный привнесом компонентов местного геохимического фона (флюоритизация, баритизация, алунитизация и др.);

4) рудоконтролирующие разломы фиксируются зонами локальных изменений — лиственитизацией и др.

6. Первичные ореолы рассеяния ртути

Металлогеническое значение ореолов рассеяния ртути определяется тем обстоятельством, что она является элементом-индикатором, принимающим участие в образовании рудных месторождений самого различного генезиса и четко фиксирующим положение рудоконтролирующих разломов. В ряде случаев именно ртуть следует рассматривать в качестве одного из наиболее характерных (типоморфных) компонентов регионального геохимического фона, обуславливающего металлогенический профиль той или иной рудной провинции.

Геохимический метод поисков гидротермальных сульфидных месторождений по первичным ореолам рассеяния ртути был предложен А. А. Сауковым (1946). В его основе лежит представление о наличии ртутьсодержащей газовой атмосферы над гидротермальным рудным раствором, что объясняется высокой упругостью паров ртути и ее соединений. Способность парообразной ртути проникать в окружающие породы значительно выше, чем у ртутьсодержащих рудоносных растворов. Поэтому ореолы рассеяния ртути, формирующиеся не только рудными растворами, но и за счет газовой атмосферы, как правило, более широкие, чем для других халькофильных элементов, которые переносятся в основном в растворах.

Реальное существование ртутьсодержащей атмосферы было показано при изучении парогидротерм Курило-Камчатской вулканической области. Установлено, что содержание ртути в газовой их фазе составляет $n \cdot 10^{-6} - n \times 10^{-5}$ г/м³ (О ртути..., 1974), что на два-три порядка выше атмосферного ($n \cdot 10^{-9}$ г/м³; McCarty e. a.; Mercury in the Environment, 1970). Концентрация ртути в рудоносных гидротермах, участвующих в формировании ртутных ореолов, составляет $n \cdot 10^{-6}$, реже $n \cdot 10^{-5}$ г/л. Содержание ртути в растворах при отсутствии сероводорода выше (в конденсате активной воронки Мутновского вулкана оно составляет $7 \cdot 10^{-5}$ г/л). Процесс современного формирования ртутного ореола рассеяния можно наблюдать на вулкане Менделеева (о. Кунашир), где вокруг ртутоносной колчеданной залежи в опалитах зафиксировано отложение киновари.

Впервые первичные ореолы рассеяния ртути были установлены А. А. Сауковым в 1936 г. на ртутных месторождениях Хпек и Казардикам в Дагестане. Впоследствии такие ореолы были выявлены и на многих других ртутных объектах.

Первичные ореолы рассеяния ртути и сопровождающих ее элементов наряду с зонами околорудно измененных пород определяют характер ртутных

и ртутьсодержащих месторождений различных генетических типов. Данные о составе, интенсивности, размерах и форме ореолов гипогенного рассеяния рудообразующих компонентов позволяют существенно дополнить представления об условиях образования и морфологии как месторождений вообще, так и слагающих их промышленных залежей в частности. Геохимические параметры используются сейчас в качестве важных классификационных признаков при типизации ртутных месторождений.

Ртутные ореолы относятся к числу наиболее протяженных среди ореолов рассеяния других халькофильных элементов. Они распространяются в стороны от рудных залежей на многие десятки и сотни метров, а иногда более километра. Вертикальный размах достигает сотен и тысяч метров. Содержания ртути в ореолах различаются в зависимости от вещественного состава месторождения. Например, в ореолах ртутных месторождений они колеблются в пределах $n \cdot 10^{-5}$ — $n \cdot 10^{-3}\%$, а в сурьмяных и полиметаллических — $n \cdot 10^{-6}$ — $n \cdot 10^{-4}\%$. Фоновые содержания обычно меньше или равны $(2-3) \cdot 10^{-6}\%$, а в ртутных поясах они повышаются и варьируют от миллионных долей процента до $1 \times 10^{-5}\%$. Разница между средними ореольными и фоновыми содержаниями ртути для разных типов месторождений неодинакова: для ртутных месторождений в среднем один-два порядка, для нертутных (сурьмяных и полиметаллических) — один порядок.

При изучении нертутных объектов, где контрастность ореолов по сравнению с фоном невелика, а в пределах ореолов отмечаются фоновые значения ртути, особое значение приобретают установление фона и интерпретация его с генетических позиций: являются ли повышенные содержания в области фона следствием регионального заражения ртутью при гидротермальном процессе или их появление связано с процессами формирования вмещающих пород вне связи с рудогенезом? Такой интерпретации помогает знание особенностей распределения ртути в образованиях магматического и осадочно-метаморфического процессов. Эти процессы ведут не только к рассеянию, но и к концентрации ртути, которая в ряде случаев может быть сопоставима с содержаниями ртути в гидротермальных образованиях.

В пределах самих ореолов содержания ртути изменяются в зависимости от ряда причин: расстояния — по горизонтали и вертикали — до рудной залежи, литологического состава пород, структурных особенностей месторождения и т. д.

Роль литологического фактора наиболее четко проявляется на примере месторождений, залегающих в осадочных толщах. Относительно более благоприятны для образования ореолов рассеяния ртути углистые породы (угли и глинисто-углистые сланцы), а также конгломераты, песчаники и известняки; затем следуют песчано-глинистые сланцы и на последнем месте стоят глинистые сланцы. Преимущественное накопление ртути в песчаниках по сравнению с глинистыми сланцами наблюдается на Никитовском ртутном месторождении (Донбасс). Среди изверженных пород более благоприятны для формирования ореолов рассеяния ртути кислые разновидности. Примером могут служить блоки гранодиоритов и диоритов среди пластичных серпентинитов на свинцово-цинковом месторождении Кан (Средняя Азия).

Зависимость распределения ртути от состава пород обусловлена сорбционными и механическими свойствами последних. Для углей и глинисто-углистых сланцев на первый план выступают сорбционные свойства углистого вещества. Для песчаников, конгломератов, известняков, хрупких изверженных пород определяющими свойствами являются эффективная пористость и

трещиноватость. Величина этих показателей нестабильна для одних и тех же литологических разновидностей пород, поэтому значение их как концентраторов ртути в ореоле может быть различным. Глинистые сланцы малопроницаемы и поэтому наименее благоприятны для накопления ртути в ореолах.

В ряде случаев описанная выше литологическая приуроченность ртути затушевывается и нарушается структурными факторами. К их числу относится наличие зон дробления, контактовых зон с интрузивными телами и т. д. Особенно большую роль играют разломы. В районах развития сульфидных месторождений содержания ртути по зонам разломов обычно выше, чем содержания ее во вмещающих породах (на величину от полпорядка до 2—3 порядков) и варьируют в широких пределах: от миллионных до десятых долей процента. Содержание ртути по зонам нарушений зависит от ряда причин: вещественного состава руд месторождения, наличия или отсутствия сульфидной минерализации по разломам, возраста нарушений по отношению к сульфидному оруденению и т. д. Так, например, в пределах ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений содержания ртути по разломам обычно составляют $n \cdot 10^{-4}$ — $n \cdot 10^{-2}\%$, тогда как в пределах нертутных (сурьмяных и полиметаллических) месторождений они значительно ниже и обычно равны $n \cdot 10^{-5}$ — $n \cdot 10^{-4}\%$.

Разломы, расположенные вне месторождений, но в пределах рудных провинций, также характеризуются повышенными содержаниями ртути, но, естественно, более низкими, чем на площади месторождений. На рис. 13 приведено распределение ртути по Северо-Катранскому глубинному разлому (Южно-Ферганский ртутно-сурьмяный пояс) для участка, расположенного за пределами месторождений. Известные к настоящему времени данные по распределению ртути в разломах позволяют рекомендовать ртутнометрическую съемку для выявления и трассирования слабо выраженных и трудно прослеживаемых разломов при геологическом картировании в районах сульфидных месторождений (см. рис. 13, 14). Кроме того, наличие или отсутствие повышенных содержаний ртути в пределах разломов может служить дополнительным аргументом при установлении возраста нарушения по отношению к сульфидному оруденению (Озерова, 1962). Этот метод, в частности, используется на ртутном месторождении Идрия в Югославии (Berce, 1965).

Что касается зон контактов с интрузиями, то по ним благодаря подвижкам часто происходило интенсивное проникновение ртути, поэтому такие подновленные ослабленные зоны характеризуются повышенными содержаниями этого элемента. Примером может служить район Вышковского рудного поля (Закарпатье).

На распределение ртути в ореолах оказывает влияние и экранирование. Для одних и тех же литологических разновидностей пород содержание ртути будет различным в зависимости от наличия или отсутствия экрана во время рудообразования. Этим, возможно, объясняется различие в содержаниях ртути в рудовмещающих гранодиоритах на месторождениях Вышковского рудного поля.

Влияние глубины залегания рудной залежи на распределение ртути в поверхностном ореоле сказывается следующим образом: с увеличением глубины уменьшаются содержания ртути. Так, например, на участке ртутно-сурьмяного месторождения Хайдаркан (Южная Фергана), где рудная залежь находится на глубине до 10 м, содержания ртути в поверхностном ореоле составляют $n \cdot 10^{-4}$ — $n \cdot 10^{-2}\%$; в том случае, если глубина рудной залежи равна 50—100 м, содержания ртути уменьшаются до $n \cdot 10^{-4}\%$, и, наконец, для глубины залегания рудной залежи в 550—700 м содержания ртути в поверхностном ореоле наиболее низкие — $n \cdot 10^{-5}$ — $n \cdot 10^{-4}\%$.

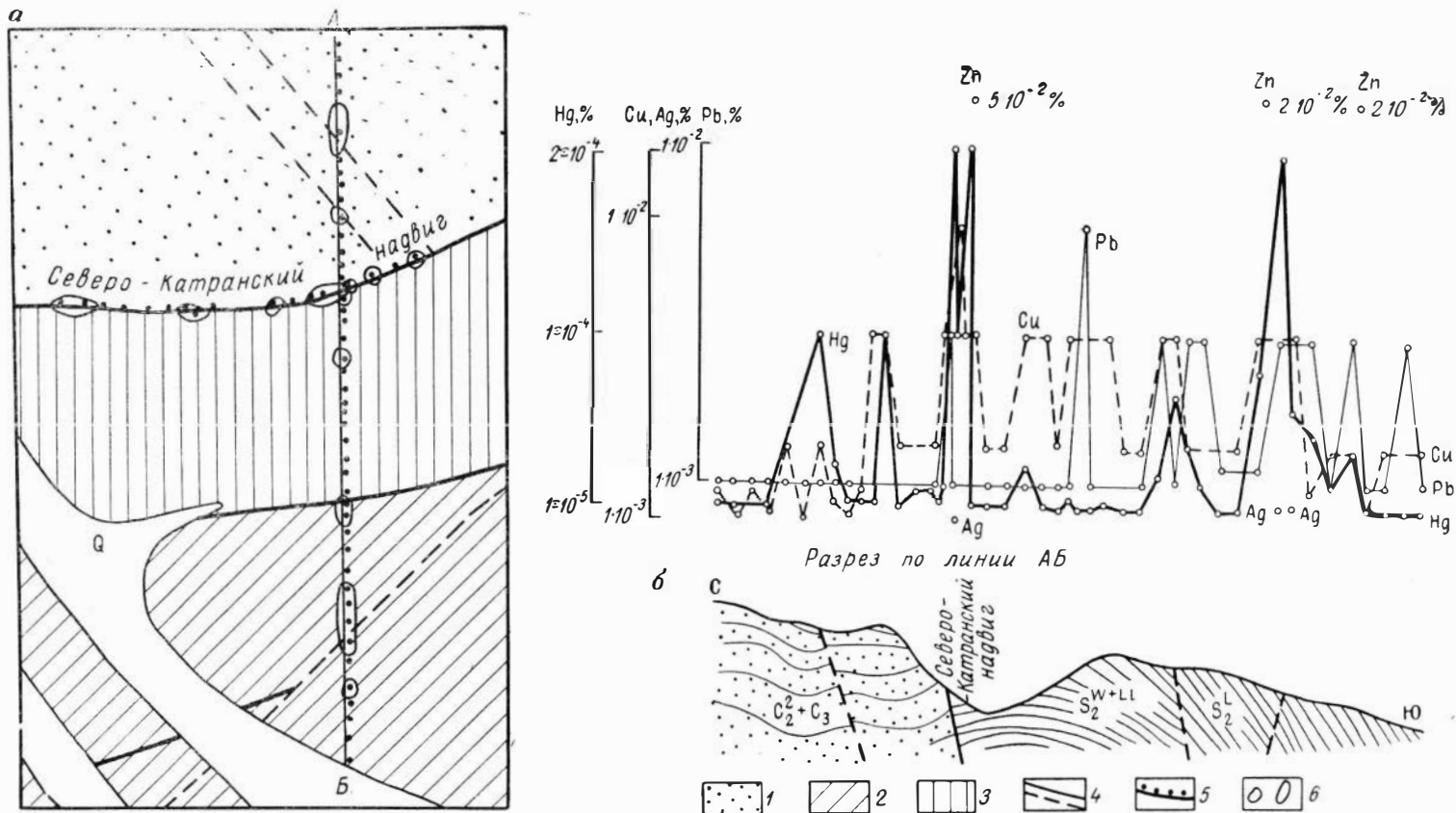


Рис. 13. Ореолы рассеяния ртути и сопутствующих элементов в зоне Северо-Катранского глубинного разлома (а — поверхность, б — геологический разрез) и графики распределения ртути, свинца и меди. По Н. А. Озеровой (1962).

1 — нерасчлененные средне- и верхнекаменноугольные отложения (песчаники, конгломераты); 2 — верхнесилурийские отложения, лудловский ярус (глинистые сланцы с прослоями известняков, песчаников и конгломератов); 3 — верхнесилурийские отложения, венлокский и ландоверский ярусы (глинистые и углистые сланцы с прослоями известняков, песчаников); 4 — тектонические нарушения; 5 — места взятия проб; 6 — участки с содержанием ртути выше $3 \cdot 10^{-8}\%$

Следует особо отметить, что при детальном геохимическом поиске на ртутных месторождениях важно не установление размеров ее ореолов, а изучение распределения различных ее концентраций в пределах ореола. Величины концентраций ртути, суммированные определенным образом, например, в изолиниях, являются важным геохимическим показателем при прогнозировании рудных тел.

Ореолы рассеяния ртути других типов сульфидных месторождений в отличие от ореолов ртутных месторождений являются прерывистыми: в пределах собственно ореола значительная часть проб имеет фоновые содержания; на первый план в распределении ртути выступает структурный контроль (трещинные зоны разных порядков). В качестве иллюстрации укажем на ореол колчеданного месторождения Норанда (Канада), который изучен объемно по скважинам (рис. 15). Приведем также график, характеризующий распределение содержания ртути для сурьмяного месторождения Кадамджай (Южная Фергана), наглядно свидетельствующий о контроле аномальных концентраций ртути трещинными структурами (см. рис. 14).

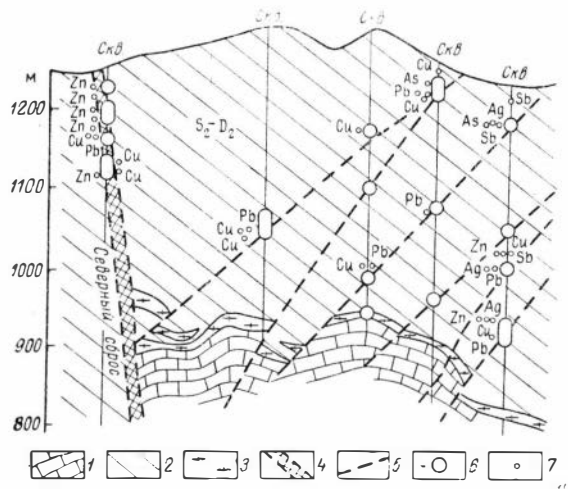


Рис. 14. Ореолы рассеяния ртути и сопутствующих элементов в зоне Северного сброса и опеляющих нарушений. Месторождение Кадамджай. По Н. А. Озеровой (1962).

1 — нижнекаменноугольные визейские отложения (известняки); 2 — нерасчлененные силурийские и девонские отложения (сланцы); 3 — рудовмещающие джасперитиды; 4 — зона рудоуправляющего Северного сброса; 5 — рудоуправляющие разломы; 6 — участки с повышенными содержаниями ртути; 7 — пробы с повышенными значениями свинца, цинка, меди, серебра, мышьяка и сурьмы

Околорудные изменения представляют собой собственно ореолы рассеяния макроэлементов. Сопоставление этих ореолов с ртутными показывает, что последние значительно более широко распространены. Это объясняется тем, что гидротермально измененные породы формируются растворами, а в образовании ореолов рассеяния ртути принимает участие, кроме того, и газовая фаза. Наиболее тесно повышенные содержания ртути связаны с процессом гидротермального изменения пород: аргиллизацией, окварцеванием и лиственитизацией. Наблюдения в районах современных гидротермальных полей отчетливо фиксируют генетическую связь образования ртутных аномалий с процессами окварцевания (или опалитизации) и аргиллизацией (Айдиньян и др., 1970).

Интересна связь ртутных ореолов с зонами пиритизации рудовмещающих пород. Последние представляют собой полигенные образования; они формируются процессами литогенеза, метаморфизма и рудогенеза. Ртуть непосредственно связана с гидротермальным пиритом, который отличается от пиритинового происхождения характерным набором элементов-примесей, а иногда и кристаллографическими формами (В. П. Федорчук, Н. А. Никифоров, 1958 г.; И. П. Щербань, 1963 г.). Но количество ртути, заключенной в пирите, составляет лишь часть общего количества ртути в ореоле и далеко не основную.

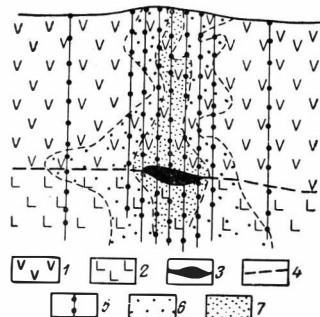
Связь с битуминизацией пород противоречива: в одних случаях рудный

процесс и соответственно ртутные ореолы сопровождаются привнесом битумов, в других — дебитуминизацией пород. Начатое недавно углубленное изучение битумного вещества на ртутных месторождениях Чукотки и Кавказа показало, что рудные зоны и ореолы повышенных содержаний ртути характеризуются наличием специфического «вещества Д» — гомолога пирена, которое в неизменных породах не встречается (Ю. И. Пиковский и др., 1974 г.). В ряде случаев отчетлива корреляция повышенных содержаний ртути и битумных веществ.

Ореолы рассеяния ртути сопровождаются ореолами других микроэлементов. Последние приобретают особое значение при детальном геохимическом поиске на ртутных месторождениях. Роль этих элементов для разных месторождений различна и определяется, во-первых, металлогеническими особенностями регионов и, во-вторых, методами их анализа (чувствительностью).

Рис. 15. Ореолы рассеяния ртути вокруг не выходящего на поверхность месторождения медно-цинковых колчеданных руд Норанда. По Sakrison, 1971.

1 — андезиты; 2 — риолиты; 3 — рудное тело; 4 — контакт андезитов и риолитов; 5 — скважины и места отбора проб; содержания ртути: 6 — 0,25—0,40 усл. ед.; 7 — > 0,40 усл. ед.



Довольно характерно присутствие в ореолах ртутных месторождений сурьмы и мышьяка. Иногда мышьяк образует ореолы, сопоставимые по размерам с ореолами ртути или даже более широкие (Церцвадзе, 1972). Это особенно характерно для ртутных месторождений, в рудах которых встречаются реальгар и аурипигмент. Сурьма по сравнению со ртутью имеет значительно меньшее распространение, но более широкое, чем другие халькофильные элементы.

Свинец, цинк и медь в одних случаях образуют ореолы выщелачивания, в других отчетливо коррелируют со ртутью. Иногда эти противоречивые особенности наблюдаются в пределах одного и того же месторождения — в различных типах гидротермально измененных пород. Кобальт и никель коррелируют со ртутью в месторождениях листовенитового типа.

Весьма определена роль серебра, которое является характерным элементом-индикатором зоны ближнего рассеяния рудных тел. Это показано (Г. А. Виллер, 1967 г.; Б. Б. Шатров и др., 1970 г.) для месторождения Хайдаркан.

Золото в ореолах рассеяния ртутных месторождений практически не изучено, но тесная геохимическая связь ртути и золота в эпitherмальных месторождениях позволяет полагать, что золото, как и серебро, может быть важным косвенным индикатором рудных тел. Перспективность изучения таллия показана в работе Г. А. Тереховой (1966).

Кроме элементов с металлическими свойствами, определенное поисковое значение могут иметь селен, теллур и йод. Селен является типоморфным элементом некоторых ртутных провинций (Южная Фергана и Южный Китай). Эта особенность показана в работах Чжун Цзя-жун (1963 г.), В. П. Федорчука (1964₁), А. С. Великого и др. (1966, 1967). Поведение селена в ореолах изучалось Г. А. Виллером, О. В. Вершковской, И. Д. Турдукеевым и др.

Значение его в качестве индикатора недостаточно выяснено, но на месторождениях Хайдаркан он является характерным элементом зоны ближнего рассеяния.

Некоторые значения иногда может иметь теллур. Ассоциация ртути и теллура в ореолах описана, например, для джаспероидов эпитермальных месторождений Колорадо (Lovering e. a., 1966 г.).

Определенна роль йода, который в отличие от вышеописанных индикаторов образует отрицательные ореолы в пределах рудной зоны, а повышенные содержания его фиксируются на некотором удалении от рудных тел. Роль йода была впервые показана М. А. Лаппом и Б. А. Судовым, а более детально рассмотрена для ртутных месторождений Донбасса С. П. Олейником, В. А. Передеревым и др. Механизм образования таких ореолов отчетливо наблюдается при формировании современной ртутьсодержащей залежи вулкана Менделеева (Н. А. Озерова и др., 1969 г.).

Формы нахождения ртути в ореолах рассеяния изучены недостаточно. Установлены минеральные ее формы — в виде собственных минералов (кинвари и самородной ртути), а также в виде примесей в нертутных сульфидах и жильных минералах. Среди нертутных минералов в этом отношении особенно интересен пирит из-за его значительной распространенности в ореолах. Но в ряде случаев породы в пределах ореолов не содержат гидротермальных минералов, их не удается обнаружить даже после отмывки больших навесок этих пород. Частично здесь ртуть находится в сорбированном состоянии. Об этом свидетельствуют эксперименты Янды и Шролля (J. Janda, E. Schroll, 1959 г.), указывающие на высокую сорбционную способность углей, и данные А. А. Саукова, Н. Х. Айдиньян и др. (Сауков, 1946; Сауков и др., 1972) о сорбции других типов вмещающих пород.

Весьма перспективным является метод изучения форм нахождения ртути путем дифференциального нагревания. Он применяется в следующих модификациях: селективное прокаливание дубликатов одной и той же пробы до различных температур с последующим определением ртути количественным спектральным, химическим или атомно-абсорбционным методами (Федорчук, 1961; Л. П. Быковская, 1966 г.; А. П. Большаков и С. В. Пивоваров, 1973 г.); испарение ртути из пробы в электрической дуге с развернутой съемкой на движущуюся пластинку (И. П. Новохатский, С. К. Калинин, 1952 г.; Н. А. Китаев и др., 1968 г.); ступенчатое и непрерывное нагревание проб с использованием атомно-абсорбционной техники (В. З. Фурсов, И. И. Степанов, 1968 г.; П. М. Бредшоу, М. Коксой, 1971 г.; Watling e. a., 1973) и т. д. Сравнение проводится с эталонными соединениями ртути, изученными в тех же условиях.

Для месторождения ртути Халикёй (Турция) показано, что основная форма в ореоле вблизи рудной зоны — сульфид ртути, и по мере удаления от этой зоны роль его уменьшается; следующие по значению формы: ртуть, входящая в решетку порообразующих минералов, и $HgCl_2$ (П. М. Бредшоу, М. Коксой, 1971 г.).

На нертутных сульфидных месторождениях В. З. Фурсовым в рудных зонах установлены два или три соединения ртути, выделяющиеся при разных температурах (около 300, 500° С и выше). Исследования, предпринятые И. И. Степановым на одном из полиметаллических месторождений Рудного Алтая, показали, что более низкотемпературная составляющая наблюдается только в надрудной зоне. Детальное изучение форм нахождения ртути в ореоле цинкового месторождения Кил в Ирландии (Watling e. a., 1973) позволило выделить три зоны: наиболее удаленную с $HgCl_2$, промежуточную — с $HgCl_2$ и HgS и ближнюю — с HgS ; в пределах самой рудной зоны отмечаются темпе-

ратурные максимумы, соответствующие HgS и ртути, связанной в решетке пирита и сфалерита. Элементарная ртуть и сульфат ртути в ореолах этого месторождения не установлены.

Из опыта изучения первичных ореолов следует: для всех нертутных объектов обязательно использование методов с чувствительностью определения не менее $(1-2) \cdot 10^{-6} \%$ и только для ртутных месторождений в некоторых случаях возможно применение методики с чувствительностью $(3-5) \cdot 10^{-5} \%$. Некоторые исследователи недоучитывают это положение, используя на нертутных объектах метод анализа с чувствительностью $(3-5) \cdot 10^{-4} \%$, и делают неверный вывод об узлокальном характере ртутных ореолов и о их неприменимости для проспекторских целей.

При использовании первичных ореолов рассеяния ртути следует иметь в виду, что оно может быть результативно лишь в сочетании с геологическими, геофизическими и другими геохимическими методами и при условии достаточно хорошей обнаженности пород. Они могут применяться на различных стадиях геологического изучения регионов: как при мелкомасштабных, так и при крупномасштабных исследованиях.

Наиболее оптимальными масштабами являются $1 : 50\ 000$ — $1 : 25\ 000$ и $1 : 5000$ — $1 : 2000$. Но ртутные ореолы могут быть использованы и при более мелких масштабах, например $1 : 200\ 000$ — $1 : 100\ 000$, для выяснения металлогенических особенностей изучаемой площади. Опробование в последнем случае следует производить по ряду разрозненных профилей; при этом в первую очередь должны быть опробованы разломы, зоны трещиноватости и брекчирования. Выявление ртутных аномалий наряду с благоприятными геологическими факторами дает возможность высказать предположение о наличии в районе сульфидного оруденения. О вещественном составе оруденения можно ориентировочно судить по общеметаллогеническим соображениям и, в частности, по типу известной рудной минерализации в рассматриваемой области (как по главным элементам, так и по элементам-примесям) и по концентрации ртути в ореолах.

Следующий этап использования ртутных ореолов рассеяния соответствует поискам в масштабе $1 : 50\ 000$ — $1 : 25\ 000$. Постановка ртутометрических работ в этом масштабе должна способствовать выделению рудных узлов, кулис, рудоносных зон. Эта работа осуществляется на перспективных площадях, выделенных на прогнозных картах того же масштаба. Предварительно нужно провести геохимическое изучение уже известных в районе подобных рудоносных структур, чтобы выявленные при этом закономерности можно было использовать при расшифровке аномалий на новых площадях. Опробование при поисках масштабов $1 : 50\ 000$ — $1 : 25\ 000$ должно быть площадным. При этом следует обратить внимание на опробование зон тектонических нарушений и пород, благоприятных для локализации повышенных содержаний ртути. Кроме опробования на ртуть здесь следует также определять и другие халькофильные элементы.

Выявленные перспективные структуры подвергаются более детальному геолого-геохимическому опробованию в масштабах $1 : 2000$ — $1 : 5000$. В этом случае (как и при поисках масштабов $1 : 50\ 000$ — $1 : 25\ 000$) исключительно важны результаты проведения опытных геохимических работ на уже известных объектах. Предварительными исследованиями нужно попытаться решить такие вопросы, как зависимость содержаний ртути в поверхностных выходах от литологических особенностей и структуры участка, от глубины залегания рудной залежи, определить вертикальный размах рассеяния ртути, выявить ореолы рассеяния других элементов и установить их взаимоотношение с ореолами рассеяния ртути и т. д.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. Связь ртутного оруденения
с этапами тектонического развития. Эпохи ртутного оруденения

В. И. Смирновым было показано, что подавляющее число ртутных месторождений мира размещается в пределах мезо-кайнозойских складчатых областей и имеет главным образом альпийский (третичный и четвертичный) и мезозойский возраст (Смирнов, 1947; Смирнов, Рыженко, 1958). К третичным и раннечетвертичным по возрасту относятся месторождения внутренней зоны Тихоокеанского рудного пояса — месторождения Канады, штатов Орегон, Калифорния и Невада США, месторождения Мексики, Венесуэлы, Колумбии, Перу, Чили, Новой Зеландии и Японии, а также месторождения Корьякско-Камчатской и Сахалинской рудных провинций на территории СССР. Альпийскими же являются основные месторождения Средиземноморского рудного пояса, в том числе месторождения Испании, Португалии, Италии, Югославии, Чехословакии, Венгрии, Румынии, Алжира, Турции, Афганистана, а также месторождения Закарпатской, Кавказской и южной части Среднеазиатской провинций в пределах СССР.

К позднемезозойским (меловым) относятся месторождения внешней зоны Тихоокеанского рудного пояса, в том числе Верхояно-Колымской, Охотско-Чукотской и Приморской рудных провинций, а также, по-видимому, месторождения Монголо-Охотского пояса, включая Восточное Забайкалье. Есть основания считать, что почти все месторождения Алтае-Саянской рудной провинции, в том числе Горного Алтая, Салаира, Кузнецкого Алатау и Тувы, являются мезозойскими — послепермскими и, по-видимому, также меловыми. Сообщения отдельных исследователей о более древнем, силурийском возрасте ртутного оруденения Салаира и девонском возрасте ртутных месторождений Тувы и, наоборот, о весьма молодом, кайнозойском возрасте ртутного оруденения Горного Алтая не согласуются с фактическими данными и не получили подтверждения в процессе последующих детальных работ (Кузнецов, Оболенский, 1969).

По мнению ряда исследователей, мезо-кайнозойское ртутное оруденение проявилось и далее на западе в пределах Среднеазиатской рудной провинции. Возраст ртутных месторождений Средней Азии до сих пор является спорным. На первых этапах изучения этих месторождений он считался альпийским, позднее были найдены убедительные доказательства позднегерцинского (пермь — триас), во всяком случае доюрского возраста наиболее детально изученных месторождений Тянь-Шаня и Гиссара. Однако в последнее время появляется ряд новых данных, свидетельствующих о том, что, по-видимому, в этих районах проявилось не только позднегерцинское, но и более молодое послепермское ртутное и сопутствующее ему эпитермальное и телетермальное оруденение.

Анализ размещения этого оруденения в геологических структурах юга Сибири привел к следующему выводу: в ряде районов Средней Азии, Южного Казахстана, юга Сибири, Забайкалья и Монголии эпитермальное и телетермальное ртутное и сопутствующее ему сурьмяное, флюоритовое и др. оруденение связано с процессами мезозойской, послепермской, скорее всего меловой, тектономагматической активизации и сводово-глыбовых поднятий. Это позволило

обосновать понятие о существовании кроме ранее известных Тихоокеанского и Средиземноморского ртутнорудных поясов третьего обширного трансконтинентального ртутнорудного пояса, сформированного в мезозое, в послелеурскую эпоху, в связи с процессами послелеурской, по-видимому, меловой, тектономагматической активизации палеозойских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса. Предложено назвать этот пояс Центрально-Азиатским ртутным поясом (Кузнецов, 1970, 1974). Таким образом, поздний мезозой, особенно меловой период, выступает как важнейшая эпоха ртутного оруденения, проявившегося на Азиатском континенте в пределах внешней зоны Тихоокеанского пояса и в Центрально-Азиатском складчатом поясе.

Можно добавить, что, по-видимому, с мезозойской (раннемезозойской) эпохой связывается и ртутное оруденение в Донбассе. Возраст Никитовского месторождения в Донецком бассейне определялся как позднегерцинский, но многие исследователи допускали возможность более молодого — мезозойского, вероятно мелового, возраста. Новые данные по западному Славянско-Бантышевскому району Донбасса показали, что ртутное и сопутствующее ему свинцово-цинковое эпипермальное оруденение проникает в верхнепермские красноцветные толщи и связано с разломами, секущими вышележащие толщи триасового возраста. Материалы по Славянскому рудопроявлению хорошо согласуются с представлениями о раннемезозойском возрасте ртутного оруденения в Донецкой ртутной провинции. В тектоническом отношении эта провинция представляет собой краевой прогиб типа авлакогена на окраине Русской платформы, очевидно связанный с развитием Средиземноморского геосинклинального пояса. Видимо, ртутное и сопутствующее ему золото-свинцово-цинковое оруденение Донбасса связывается с раннемезозойской тектономагматической активизацией этого авлакогена.

Эпохой ртутного оруденения является также позднегерцинская эпоха (пермь — триас). К ней относятся проявления ртутной минерализации на южных окраинах Сибирской платформы и в Енисейском кряже, а также в пределах Байкальского пояса (Келянское месторождение в Средне-Витимском районе). Оруденение здесь увязывается с позднегерцинской тектономагматической активизацией древней Сибирской платформы и примаикающих к ней байкальских складчатых структур. К этой эпохе, по-видимому, относится и определенная часть ртутных месторождений Тянь-Шаня. Герцинский возраст имеют небольшие рудопроявления ртути на Урале, в ФРГ (Пфальцский рудный район) и, возможно, в штате Техас в США.

Каледонских и более древних (точно установленных) месторождений ртути неизвестно.

Таким образом, существовало, очевидно, несколько эпох интенсивного ртутного оруденения — кайнозойская (главным образом позднегерцинская), мезозойская (меловая и триасовая) и позднегерцинская. Как видно, наблюдается закономерная связь ртутного оруденения с наиболее поздними этапами геологического развития Земли. Эта закономерность и практическое отсутствие ртутных месторождений каледонского и еще более древнего возраста, естественно, объясняется двумя главными особенностями ртути и ртутных месторождений. Ртутные месторождения, являясь в подавляющем большинстве близповерхностными образованиями, быстро разрушаются в процессе денудации и чаще всего не сохраняются. Если даже ртутные месторождения оставались не эродированными, они, по-видимому, чаще всего уничтожались в процессах последующего погружения вмещающих толщ, складчатости и метаморфизма последних.

Как известно, ртуть и ее соединения отличаются высокой подвижностью и, как правило, при сравнительно невысокой температуре ртутные минералы разлагаются, причем ртуть рассеивается, мигрируя главным образом в верхние горизонты земной коры. При этом ранее образованные месторождения ртути неизбежно разрушаются. Кроме того, приуроченность оруденения к наиболее поздним этапам развития Земли, по-видимому, может быть одним из проявлений направленного развития земной коры и верхней мантии и некоторого усложнения состава руд эндогенных месторождений, что отмечалось рядом исследователей, хотя и без достаточно полного пока объяснения.

Вопрос о месте ртутной минерализации в истории развития складчатых областей был рассмотрен в работах В. И. Смирнова (Смирнов, Рыженко, 1958) и других исследователей. Нам в сущности не известны ртутные месторождения значительного масштаба, связанные с ранними, собственно геосинклинальными, стадиями развития складчатых областей. Если согласиться с представлениями о том, что формирование современных срединно-океанических хребтов с их рифтовыми структурами, а также островных дуг отвечает ранним, собственно геосинклинальным, стадиям развития складчатых систем, то необходимо признать наличие проявлений ртутной минерализации на этих стадиях развития. Об этом свидетельствуют ртутное оруденение на о. Кунашир в Курильской островной дуге, признаки ртутной минерализации в пределах Индонезийской и других островных дуг юго-западной периферии Тихого океана, отмеченные Э. Бейли (Bailey, Clark e. a., 1973), и ряд других данных. Однако значительных месторождений, связанных с этими стадиями развития, по-видимому, не сформировалось.

Ртутные месторождения, как видно, не образуются на средних (синверсионных) стадиях развития геосинклинальных и складчатых областей, когда происходят главная складчатость, общее поднятие, образование соскладчатых внутрикоровых гранитоидных интрузий палингенного типа. Видимо, на этих стадиях не возникает условий для проникновения в верхние горизонты земной коры производных глубоких подкоровых магматических очагов и связанного с ними глубинами эндогенного оруденения.

Все ртутные месторождения формируются или в последние заключительные стадии развития подвижных складчатых зон, или на последующих стадиях повторного орогенеза, тектоно-магматической активизации складчатых областей, а также на стадии послеплатформенной активизации древних платформ. По-видимому, это обусловлено тем, что на этих стадиях формируются или подновляются глубокие разломы, в том числе глубинные, проникающие в пределы верхней мантии, что способствовало появлению малых интрузий основного состава, производных глубоких подкоровых магматических очагов и связанной с ними минерализации.

2. Стратиграфо-литологический контроль оруденения

Различные аспекты стратиграфо-литологического контроля в пространственном размещении и локализации ртутного оруденения освещались в работах Д. И. Щербакова, В. И. Смирнова, А. В. Королева, В. А. Кузнецова, В. Э. Пояркова, В. П. Федорчука, В. А. Невского, Н. А. Никифорова, Ю. А. Розанова, В. Т. Сургая, Г. С. Поршнякова, П. В. Бабкина, С. И. Кирикилицы и др.

Породы, в которых локализуется ртутное оруденение, довольно разнообразны как по составу, так и по возрасту. Они представлены известняками,

доломитами, песчаниками, конгломератами, сланцами, интрузивными (ультра-основными, основными, кислым), эффузивными и туфогенными породами. Перечисленные и другие вмещающие ртутные рудопроявления типы горных пород характеризуют литологические комплексы: карбонатный, терригенно-карбонатный, терригенно-вулканогенный, вулканогенный и интрузивный. Возраст пород колеблется от докембрия до четвертичного. При этом в каждом отдельном районе или рудном поле по верхнему пределу возраста рудовмещающих пород и локализации в них оруденения можно условно определить время формирования месторождений. В Южном Тянь-Шане, например, возраст ртутных месторождений верхнепермский. Следовательно, в этом регионе при соответствующих геолого-структурных и иных благоприятных условиях оруденение может встречаться в породах любого возраста старше верхнепермского.

Под стратиграфо-литологическим контролем обычно понимаются особенности размещения ртутного оруденения, обусловленные различным литологическим составом и физико-механическими свойствами пород, их стратиграфической последовательностью и соотношением мощностей отдельных горизонтов рудовмещающей толщи.

При рассмотрении роли стратиграфо-литологического контроля необходимо соблюдение масштабности изучаемых объектов и явлений. Так, в пределах структурно-формационных зон большое значение имеет выделение литологических комплексов, характеризующих обычно типы разрезов, стратиграфо-литологические особенности которых во многом определяют геолого-структурные условия формирования рудных районов и зон в целом. Геологическая позиция рудных полей нередко обуславливается составом литологических комплексов, особенностями их залегания и сочетания в разрезе.

Размещение ртутного оруденения в зависимости от стратиграфо-литологических особенностей разреза видно на примере Южно-Ферганского рудного пояса в Средней Азии. Намеченные здесь литолого-фациальные разрезы среднего палеозоя (Н. М. Сеницын, 1960 г.; Г. С. Поршняков, 1960 г.) отражают тектонический режим данного периода и занимают определенные геолого-структурные позиции в районе. Анализ данных распределения ртутного оруденения в них свидетельствует о том, что около 65% рудопроявлений размещается в породах относительно полного доломито-известнякового разреза (трехчленного: сланцы — известняки, доломиты — сланцы), отложения которого слагают антиклинальные структуры, осложненные складками подчиненных порядков и разрывными нарушениями (Никифоров, 1959). Наиболее значительные месторождения тяготеют к верхней части этого разреза, к одному и тому же горизонту известняков среднего карбона, перекрытых среднекарбонными сланцами и надвинутыми на последние терригенными отложениями силура — девона.

Повышенная концентрация оруденения на контакте карбонатных пород со сланцами обуславливается прежде всего свойствами перекрывающих сланцев как совершенного экрана. Он способствует образованию здесь достаточно хрупких и пористых окремненных пород (джаспероидов и роговиков) и последующей локализации в них оруденения. Значительное число ртутных рудопроявлений размещается внутри доломито-известнякового разреза без четко выраженного экранирования. Это, как правило, мелкие по размерам трещинные месторождения.

В породах вулканогенного типа разреза ртутное оруденение проявлено значительно слабее. Почти все рудопроявления приурочены к средней части разреза, сложенного спилитами и диабазами, переслаивающимися с различными

эффузивно-сланцевыми образованиями. В находящихся выше верхнепалеозойских отложениях отдельные ртутные рудопроявления размещаются среди мощных пачек песчаников и конгломератов, залегающих внутри песчано-сланцевой толщи.

В неполных известняковых разрезах, слагающих обычно крупные моноклинали на крыле синклиория, известны единичные мелкие рудопроявления, не обнаруживающие прямой связи со сланцевым экраном, но тяготеющие к тому или иному благоприятному горизонту известняков.

В терригенных отложениях сокращенных разрезов силура — девона, слагающих краевые части среднепалеозойских синклиорий района, ртутное оруденение практически отсутствует или встречается очень редко в виде мелких гнезд.

Анализ размещения ртутных месторождений в Среднеазиатской провинции относительно литологических комплексов показывает (Никифоров, 1969), что наибольшая часть их локализуется среди пород доломито-известнякового и известнякового состава. На их долю приходится около двух третей месторождений и рудопроявлений. Почти все значительные концентрации ртути размещаются в верхней части доломито-известнякового разреза — в зоне контакта известняков и сланцев. В терригенных комплексах (главным образом в песчаниках и конгломератах) локализовано около 20% рудопроявлений, а на вулканогенные и терригенно-вулканогенные комплексы приходится 13% общего их количества. Отдельные месторождения среди терригенно-вулканогенных комплексов достигают значительных масштабов. Они локализованы обычно в зоне тектонического контакта с породами ультраосновных интрузий. Наконец, единичные месторождения известны в интрузивных породах среднего и кислого состава.

Переходя к рассмотрению закономерностей распространения ртутных месторождений по ведущим литологическим комплексам, отметим, что, по данным В. И. Смирнова и Л. М. Рыженко (1958), около 75% мировых запасов ртути приурочено к терригенным породам, главным образом к песчаникам. Так, уникальное по масштабам месторождение Альмаден в Испании размещается в терригенных толщах силура. Почти все месторождения ртути в Донецкой провинции СССР (Никитовское и др.) размещаются в терригенной толще среднего карбона. На Северо-Востоке СССР, по данным П. В. Бабкина (1969), главная масса ртутных месторождений размещена в терригенных образованиях триаса и верхнего мела. В Кавказской ртутной провинции преобладающее число ртутных проявлений (Ахейское, Перевальное, Сахалинское, Тибское и др.) также приурочено к терригенным отложениям мезозоя.

В карбонатно-терригенных комплексах локализуется большая часть (по запасам около 20%) ртутных месторождений, тяготеющих обычно к зоне контакта значительной по мощности карбонатной толщи с перекрывающими ее сланцами. В этой связи могут быть отмечены многие ртутные месторождения (в первую очередь такие крупные объекты, как Монте-Амиата в Италии), где ртутное оруденение локализовано в тектонических брекчиях вдоль контакта известняков мела и верхнего лейаса с покрывающими их сланцами и эффузивами. На месторождении Идрия в Югославии ртутное оруденение приурочено к сильно-дислоцированной пачке перемежающихся доломитов и известняков триаса с терригенными образованиями.

В СССР характерно в этом отношении месторождение Хайдаркан, где главное ртутное и ртутно-сурьмяное оруденение приурочено к зоне контакта слоистых известняков среднего карбона с перекрывающими их сланцами.

В подобной стратиграфо-литологической позиции ртутное оруденение размещается также на месторождениях Хуанкавелика в Перу и Мариפוза в США.

В существенно карбонатных формациях ртутное оруденение размещается главным образом в благоприятных по физико-механическим свойствам горизонтах. В качестве примеров можно указать на месторождения Среднеазиатской провинции (Адыракоу, Сымапское, Бирксу и др.), локализующиеся в пачках грубослоистых и массивных доломитов и известняков, залегающих среди тонкослоистых их разностей. Крупнейшие ртутные месторождения Китая (Ваньшань и др.) приурочены к горизонтам тонкослоистых доломитов, выделяющихся в мощной толще кембрийских отложений. Подобные месторождения в карбонатных комплексах известны на Северо-Востоке СССР, на Украине и в других ртутных провинциях.

В породах вулканогенных комплексов размещается ряд месторождений, в том числе месторождение Бонанца (США), сложенное третичными туфами и туфопесчаниками. На месторождении Пламенное (Северо-Восток СССР) рудовмещающая толща представлена вулканогенными покровами кислого состава, несогласно перекрывающими осадочные образования триаса и верхнего мела. Ртутные рудные тела размещаются в верхней части разреза покрова в крупнопорфировых дацитах. Месторождение Сарыташ в Средней Азии приурочено к спилит-диабазовым вулканогенным образованиям. Ртутное оруденение размещается здесь главным образом в верхней части девонского вулканогенного разреза и нередко по зонам разлома распространяется в толщу более мощных верхнепалеозойских конгломератов.

Ртутные рудопроявления в изверженных породах преимущественно мелкие и малочисленные. Приуроченное к дайковым образованиям месторождение Ред-Девил разрабатывалось на Аляске. Мелкие ртутные месторождения, связанные с жилами в гранитах, известны в штате Айдахо (США), где отмечены также ртутные рудопроявления в зальбандах даек изверженных пород третичного возраста.

Из приведенного обзора устанавливается определенная приуроченность ртутного оруденения к благоприятным стратиграфо-литологическим горизонтам и типам пород. Оно размещается обычно в относительно хрупких породах — в пачках и прослоях песчаников, конгломератов, эффузивов среди сланцев, грубослоистых и массивных известняков и доломитов внутри слоистых разностей этих пород. В определенных геологических позициях, например среди мощных карбонатных толщ, ртутное оруденение локализуется преимущественно в горизонтах слоистых доломитов (Ваньшань). Наиболее благоприятен для размещения ртутных месторождений стратиграфический разрез, в верхней и нижней частях которого развиты сланцы, а в средней достаточно мощные известняки, доломиты, конгломераты или эффузивы. Очень важную роль играет при этом соотношение мощностей основной рудовмещающей толщи с перекрывающей и подстилающей: заниженная мощность одного и особенно двух членов разреза является отрицательным фактором рудоразмещения.

Роль экранирования менее проницаемыми породами при формировании ртутных месторождений подчеркивали многие исследователи. Из приведенной характеристики литологического контроля ртутных месторождений видно, что экранирующие размещение оруденения породы по составу достаточно разнообразны. Это могут быть глинистые сланцы, слои глинистых песчаников, пачки мергелистых или тонкослоистых известняков, залегающие над слоистыми или массивными их разностями, и т. д. В ряде случаев экранирующую роль играют

свиты или покровы эффузивов, пластины серпентинитов, а также слабдеформируемые породы, залегающие над горизонтами хрупких пород, подвергшихся дроблению. Следует отметить важное экранирующее значение при формировании ртутных рудных тел (особенно богатых) тектонических глинок трения, обладающих иногда небольшой мощностью (10—20 см), но очень малой проницаемостью.

Многоярусность ртутного оруденения, наблюдаемая в ряде ртутных провинций, обуславливается в значительной мере стратиграфо-литологическими особенностями разреза и литологическим составом вмещающих пород (Федорчук, 1964₁; Никифоров, 1969). Достаточно характерный пример в этом отношении — Никитовское рудное поле Донецкой ртутной провинции СССР, где рудовмещающими являются софиевские, чернокурганские, чегарникские и другие пачки песчаников, залегающие в мощной песчано-сланцевой толще среднего карбона. Литологический контроль сводится к приуроченности ртутного оруденения к обособленным пачкам и пластам крупнозернистых песчаников, благоприятность которых обусловлена более высокой относительной их хрупкостью.

Многоярусность ртутного оруденения отчетливо проявляется в терригенно-карбонатных комплексах. Она определяется главным образом наличием относительно более хрупких, грубослоистых пачек пород, перекрытых слоистыми известково-глинистыми и мергелистыми прослоями, оказавшими при рудоотложении экранирующее влияние. Так, в Южно-Ферганском поясе Среднеазиатской провинции ртутное оруденение локализуется в трех и более благоприятных горизонтах стратиграфического разреза.

Физико-механические свойства вмещающих пород играют особо важную роль в размещении ртутного оруденения, что определяется степенью их пластичности или хрупкости и эффективной пористостью. Общим для многих месторождений является тектоническое дробление пород в зонах нарушений, вдоль которых затем происходила их гидротермальная дорудная переработка: окварцевание, лиственитизация, доломитизация, кальцитизация, аргиллизация и др.

Упругие свойства пород, определяющие их хрупкость и пластичность, рассматриваются ниже в аспекте развития возможных деформаций, благоприятствующих рудоотложению. Исследованием упругих свойств пород (Никифоров, 1969) установлено, что карбонатные разности характеризуются более высокими значениями модуля упругости ($E = 0,29$) и коэффициента Пуассона ($M = 6,93$), чем песчано-глинистые сланцы ($E = 0,22$; $M = 5,47$). Низкое значение коэффициента Пуассона (0,06) и относительно невысокое значение модуля упругости (6,62) джаспероидов характеризуют эту породу как жесткую, наиболее склонную среди пород разреза к хрупким деформациям. Результаты исследования относительной деформируемости показывают, что для получения в сланцах той же величины деформации, что и в известняках, нужны ориентированные напряжения, меньшие на 1000—1200 кгс/см².

Серпентиниты и основные эффузивы характеризуются относительно высоким значением коэффициента Пуассона (0,33 и 0,35), что свидетельствует о значительной пластичности этих пород. В то же время листвениты, как более хрупкие породы, характеризуются высоким модулем упругости и низким коэффициентом Пуассона (0,16).

Благоприятность для локализации оруденения пластов крупнозернистых песчаников Донецкой ртутной провинции (Никитовское) обусловлена, по данным И. Р. Белоуса (1972 г.), высоким временным сопротивлением сжатию (1280—1320 кгс/см²), определяющим их большую относительную хрупкость.

Все остальные типы пород терригенного разреза характеризуются здесь большей степенью слоистости и имеют более низкое сопротивление (440—452 кгс/см²).

В то время как в крупнозернистых песчаниках, известняках, лиственитах и особенно джаспероидах напряжения реализовались еще в виде упругих и хрупких деформаций, в сланцах, алевролитах и серпентинитах уже имела место пластическая деформация. Напряжения в песчаниках, известняках, лиственитах, джаспероидах разрешались образованием системы трещин, заходящих при переходе в пластически деформирующиеся серпентиниты, алевролиты и сланцы.

При рассмотрении вопроса об эффективной пористости пород в различных геологических позициях за основу принято положение оруденения в разрезе. У перекрывающих пород, представленных чаще всего сланцами, слоистыми известняками с прослоями мергелей, реже серпентинитами и основными эффузивами, пористость колеблется от 1 до 1,8%. Она несколько выше, чем у подстилающих пород, однако значительно ниже, чем у вмещающих оруденение. Рудовмещающие породы характеризуются наиболее высокими значениями эффективной пористости (от 1,9 до 5,14%). Пористость подстилающих пород обычно низкая (0,54—1,6%). В связи с тем, что последние отличаются меньшей пластичностью, чем перекрывающие толщи, в них возникали системы трещин, игравших роль рудоподводящих структур. Низкая пористость подстилающих пород обусловила фильтрацию раствора снизу вверх в основном только по трещинам, причем без существенного падения температуры и давления. Переход же растворов в среду более пористых и трещиноватых рудовмещающих пород обусловил понижение давления и температуры растворов и массовое выпадение рудных минералов.

Намечаются довольно постоянные значения перепадов эффективной пористости при переходе от рудовмещающих пород к подстилающим (на 1,5—1,8%) и перекрывающим (на 1%). Такое постоянство скачков в значении пористости характерно для месторождений одного генетического типа (независимо от их принадлежности к той или иной рудной провинции).

3. Структурный контроль оруденения

Рассмотрим факторы, контролирующие размещение ртутных месторождений в пределах рудных зон и поясов — основных объектов металлогенического районирования в региональном плане.

Зональный характер размещения проявлений ртутной минерализации — давно установленный факт. Представление о линейно-поясовом расположении ртутных месторождений в качестве основополагающей закономерности было дано в литературе А. Е. Ферсманом и Д. И. Щербаковым (1932 г.), выделившим известный Южно-Ферганский ртутно-сурьмяный пояс. С тех пор на территории СССР о контуре и с той или иной степенью детальности описано свыше 50 обособленных ртутоносных зон и поясов. Общее их число во всем мире, судя по опубликованным данным, достигает 150. Материалы статистической обработки количественных показателей, характеризующих протяженность, рудную продуктивность и тектоно-металлогеническую позицию выявленных ртутоносных зон и поясов, позволяют сделать следующие выводы о структурных их особенностях, определяющих как закономерности размещения ртутных месторождений, так и масштаб последних. В соответствии с конфигурацией ртуто-

носные зоны и пояса могут быть разделены на три группы: линейные, площадные и узловые.

Ртутоносные зоны и пояса линейной ориентировки характеризуются четко выраженной приуроченностью к глубинным, чаще всего краевым разломам большой протяженности. Это могут быть единичные структуры или системы сопряженных друг с другом нарушений, как равного порядка, так и соподчиненные (опережающие по отношению к зоне основного краевого разлома).

Роль главных рудоконтролирующих структур играют обычно долгоживущие краевые разломы (в понимании Н. М. Синицына, 1960 г.), развивающиеся на границе крупных поднятий (континентальных отмелей) и прогибов (седиментационных мульд). Наиболее ярким примером является Северо-Катранский взбросо-надвиг, определяющий позицию и форму Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного пояса в Средней Азии. Эта разрывная структура первого порядка разделяет две фациально резко различные области, характеризующиеся различными типами разреза: полными и сокращенными. К югу от зоны разлома устанавливается почти непрерывный разрез отложений от кембро-ордовика до среднего карбона, а к северу верхнепалеозойская терригенная толща ложится непосредственно на силурийские сланцы.

Разлом был заложен в досилурийское время, а подвижки по нему продолжались вплоть до верхней перми. Протяженность разлома свыше 800 км, а с учетом кулисообразно примыкающих к нему составляющих (на флангах зоны) — не менее 1000 км. Глубина заложения этого нарушения, определенного Н. М. Синицыным (1960 г.) как типичный краевой разлом, составляет не менее 30—40 км. По нему происходило неоднократное внедрение магмы преимущественно ультраосновного и основного состава. Свидетельством являются многочисленные тела нацело серпентинизированных гипербазитов, приурочивающихся, как правило, непосредственно к зоне Северо-Катранского взбросо-надвига или же к опережающим его нарушениям более мелкого порядка.

Процесс магматической деятельности завершился внедрением тел монцит-диоритового состава и ассоциирующих с ними даек диабазового порфирита. Пути внедрения интрузий служили каналами для последующего проникновения рудогенерирующих растворов. В непосредственной близости от зоны Северо-Катранского взбросо-надвига формировались ртутные месторождения листовитового типа (в связи с гипербазитами), в полосе, не превышающей по ширине 10—30 км, располагаются основные сурьмяные и ртутно-сурьмяно-мышьяково-флюоритовые месторождения джаспероидного типа, а еще дальше рассредоточены наиболее низкотемпературные проявления ртутной минерализации, локализующиеся в мощных толщах литологически однородных карбонатных или терригенных пород.

Ртутоносные зоны и пояса площадного типа не имеют столь резких ограничений по ширине, как в первом случае: отношение ширины к длине колеблется у них обычно в пределах 1 : 5—1 : 3. Протяженность ртутнорудных поясов достигает при этом 800—1200 км, а менее четко выраженных ртутоносных зон до 200—300 км. Таким образом, размеры ртутоносных зон и поясов линейного и площадного типов в принципе соизмеримы. Значительная относительная ширина зон развития рудной минерализации обуславливается в последнем случае двумя обстоятельствами. Во-первых, распределение оруденения может контролироваться не одиночными разломами глубокого заложения, а системами субпараллельных разрывов равновеликого масштаба, образующих в совокупности широкие (многие десятки километров) тектонически ослабленные зоны. И, во-вторых, в случае пологого залегания толщ рудовмещающих пород рудо-

генерирующие растворы могут растекаться вдоль меж- и внутриформационных зон дробления на весьма значительные расстояния в стороны от рудоподводящего канала.

Примером рудных поясов первого подтипа может служить Зеравшано-Гиссарский ртутно-сурьмяный рудный пояс в Средней Азии. Он контролируется системой кулисообразно располагающихся разломов, отстоящих друг от друга на несколько десятков километров и характеризующихся примерно одной и той же (150—300 км) протяженностью. Общая ширина ртутоносной зоны достигает здесь 150—200 км, что в несколько раз больше, чем в параллельном ему Южно-Ферганском поясе. Степень концентрации ртутного оруденения, однако, обратная: она значительно выше в Южно-Ферганском поясе, чем в Зеравшано-Гиссарском.

Рудные зоны и пояса второго подтипа характерны для периферических частей древних стабильных массивов. Они как бы «окопоясывают» выступы этих массивов (Марокканская месета — Высокие плато в Северной Африке, Цзяньнань в Южном Китае, Колымский массив на Северо-Востоке СССР и т. д.), а в отдельных случаях замыкаются вокруг всего массива в целом (Колымский массив). Оруденение в пределах такого рода зон и поясов контролируется системами малоамплитудных сбросов, развивающихся как на границе слабо выраженных фациальных зон, так и в тектонических структурах, характеризующихся однотипным разрезом слагающих их отложений карбонатного или терригенного состава. Последние, как правило, в силу спокойной тектонической обстановки залегают очень полого, что способствует возникновению протяженных зон внутриформационного расслоения, служивших путями циркуляции рудоносных гидротерм.

В условиях, соответствующих современным бассейнам артезианских вод, растворы могли двигаться вдоль субгоризонтально расположенных зон расслоения на многие десятки километров. Этим и обуславливается столь значительная ширина ртутоносных поясов описываемого типа. Так, по Чжоу Дэчжуну (1958 г.), ширина Ваньшаньской рудной зоны в Южном Китае местами превышает 150—200 км. В отличие от ртутнорудных поясов линейного типа горизонтальная зональность здесь проявляется слабо, однако почти везде четко фиксируются признаки вертикальной зональности, что связано, по-видимому, с замедленной циркуляцией рудогенерирующих растворов.

Концентрация ртутной минерализации в более или менее изометричные (в плане) рудные узлы характерна для ртутоносных зон двух подтипов: а) связанных с разломами фундамента в пределах стабильных массивов и платформ и б) пространственно и, по-видимому, структурно ассоциирующих с крупными изолированными вулканоструктурами (Монте-Амиата и др.). Особый интерес в промышленном отношении представляют структуры последнего подтипа. Именно для них характерны наиболее крупные скопления богатых монометаллических ртутных руд. Площадь такого рода рудных узлов нередко ограничивается всего лишь несколькими сотнями квадратных километров, а с учетом мелких рудопроявлений, развитых в периферических частях рудного узла, составляет 1—2 тыс. км². Подобные рудные узлы могут входить в состав более протяженной (многие сотни километров) ртутоносной зоны (Центрально-Испанская), а могут быть почти полностью изолированными (Монте-Амиата).

Обобщая данные о ртутоносных зонах и поясах, приходим к выводу, что линейные пояса характерны преимущественно для геосинклинальных областей, площадные — для платформенных, а узловые — для областей развития как недавней, так и давно завершенной вулканической деятельности.

Ртутоносные зоны и пояса подразделяются обычно на подзоны, характеризующиеся преобладающим развитием ртутных и ртутьсодержащих месторождений определенных генетических и промышленных типов. Условия локализации и морфологические особенности последних зависят в первую очередь от состава вмещающих пород. Наибольшая изменчивость разреза присуща линейным зонам и поясам, поэтому именно для них устанавливается наиболее четкая зональность в распределении генетических и промышленных типов ртутных месторождений.

Так, в Южно-Ферганском поясе выделяются (с севера на юг) три подзоны: а) с терригенным разрезом и, соответственно, с месторождениями листовитового и кварц-диккитового типов, б) с трехчленным (сланцы — известняки — сланцы) разрезом и месторождениями джаспероидного типа и в) с известняково-доломитовым разрезом и месторождениями карбонатного типа. Аналогичная закономерность устанавливается и для западного обрамления Кольмского массива, где четко оконтуриваются две подзоны: а) с карбонатным разрезом и, соответственно, с месторождениями карбонатного типа (Лево-Сакинджинская подзона) и б) с терригенным разрезом и месторождениями кварц-диккитового типа (Верхоянская и другие подзоны).

В пределах ртутоносных подзон выделяются структурно еще более четко обособляющиеся рудные кулисы. Под этим термином В. И. Смирнов (1947) подразумевал линейно-вытянутые группы ртутных месторождений и рудопроявлений, объединяющихся единой рудоконтролирующей структурой и располагающихся эшелонированно (кулисообразно) по отношению друг к другу. Эта закономерность, впервые подмеченная В. И. Смирновым (1947) для Южной Ферганы, позже была установлена и в других рудных провинциях, особенно в тех, где ртутоносные зоны связаны с геосинклинальными областями (Северный Кавказ и др.). Каждая такая кулиса характеризуется единством разреза и соответствует обычно крупной складчатой структуре (типа антиклинория), часто редуцированной и осложненной продольным нарушением типа взбросо-надвига. Размеры рудных кулис, отличающихся, как правило, однотипностью слагающих их месторождений и рудопроявлений, примерно одинаковы: до 100—150 км в длину при ширине от 10 до 30 км.

Следующие по рангу, после рудных кулис, таксонометрические единицы — рудные поля — отличаются еще большим разнообразием структурных форм. В ряде случаев понятие о рудном поле соответствует представлению о месторождении, но чаще рудные поля контролируются структурами более высокого порядка, чем месторождения. Их типизация была дана выше.

4. Ртутные провинции и их типы

Ртутное оруденение размещается главным образом в пределах планетарных по масштабу рудных поясов — Средиземноморского, Тихоокеанского и Центрально-Азиатского; проявляется оно резко неравномерно. Имеются обширные области, слабо минерализованные и практически безрудные, в которых ртутное оруденение развито слабо или вообще отсутствует. Наряду с этим обособляются регионы с повышенной ртутной и сопутствующей эпитермальней и телетермальней минерализацией, в которых встречаются не только рудопроявления, но и промышленно-ценные месторождения. Они могут выделяться как ртутные области или провинции. Ртутными провинциями или областями могут быть или металлогенические провинции (Шаталов, 1965), или части последних, характеризующиеся концентрацией ртутного оруденения.

Ртутное оруденение особенно часто размещается в складчатых областях тех типов, в которых магматизм, характерный для ранних и средних стадий развития геосинклинальных систем, проявлен в слабой степени, а магматические комплексы поздних стадий проявились особенно интенсивно (Смирнов, Рыженко, 1958; В. И. Смирнов, 1962 г.).

Можно считать установленной преимущественную приуроченность ртутного оруденения к эвгеосинклинальным структурам с магматизмом и металлогенией фемического профиля (Корякско-Камчатская область, Малый Кавказ, Калифорния). Менее отчетлива связь ртутного оруденения с миегеосинклинальными системами с преобладающей металлогенией сиалического профиля (Верхояно-Колымская область). В обоих случаях ртутное оруденение связывается с поздними стадиями развития этих систем. Ртутное оруденение отмечается также в краевых вулканических поясах, в частности в мезозойском Охотско-Чукотском вулканическом поясе, где оно ассоциирует с эпитермальным золото-серебряным оруденением.

Кроме того, ртутное оруденение проявляется в орогенных прогибах, развивающихся на поздних стадиях геосинклинальных систем, как это видно в Закарпатском внутреннем прогибе, расположенном между складчатой зоной Карпат и Паннонским срединным массивом. Далее, ртутное оруденение охотно локализуется в краевых прогибах на окраине древних платформ, испытавших тектоно-магматическую активизацию. Примером служит ртутное оруденение Донецкой провинции, представляющей собой часть обширного Днепровско-Донецкого авлакогена, развивающегося в герцинском этапе и испытавшего позднейшую мезозойскую активизацию. Как выяснено исследованиями в складчатых областях юга Сибири, ртутное оруденение проявляется в процессах герцинской и мезозойской тектоно-магматической активизации более ранних байкальских, каледонских и герцинских складчато-глыбовых структур Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Наконец, ртутное оруденение развивается в тех участках древних платформ, где имели место процессы тектоно-магматической активизации, как это наблюдается в Енисейском кряже на юго-западе Сибирской платформы и на юге последней в зоне, примакающей к байкалидам Восточного Саяна. Еще более ярко это проявляется в юго-восточной части Китая, где сурьмяно-ртутное оруденение отчетливо связывается с мезозойской тектоно-магматической активизацией древней Китайской платформы.

Как отмечалось, проявления ртутного оруденения имеются в островных дугах западной и юго-западной периферии Тихого океана. Недавно в работе Э. Бейли и др. была показана закономерная связь ртутного оруденения Тихоокеанского пояса в целом и островных дуг его западной части с элементами тектоники плит, а именно с послеюрскими «зонами поглощения» (subduction zones), т. е. иначе говоря, с зонами Бенъофа. С такими же зонами связывается и ртутное оруденение Средиземноморского пояса (Bailey *et al.*, 1973). Кроме того, следует отметить указания о признаках сульфидной (в том числе ртутной) минерализации в связи с другими важнейшими элементами тектоники плит — рифтовыми зонами срединно-океанических хребтов и трансформными разломами. В. Л. Барсуковым и Л. В. Дмитриевым отмечались проявления такой минерализации в хр. Карлсберг в Индийском океане и в Срединно-Атлантическом хребте в районе Азорских островов (Л. В. Дмитриев, В. Л. Барсуков, Г. Б. Удинцев, 1970 г.).

Таким образом, проявления ртутной минерализации распространены довольно широко и устанавливаются в самых различных по типу геологических

структурах. Наиболее слабо проявления ртутной минерализации развиты, по-видимому, лишь в пределах древних щитов и платформ, а также в древних раннекаледонских и байкальских складчатых системах, не испытавших более поздней герцинской и мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации. Необходимо подчеркнуть, что вопреки высказываниям А. Моисеева (Moiseyev, 1968) признаки ртутной минерализации известны в настоящее время не только в пределах территорий, сложенных сиалической континентальной земной

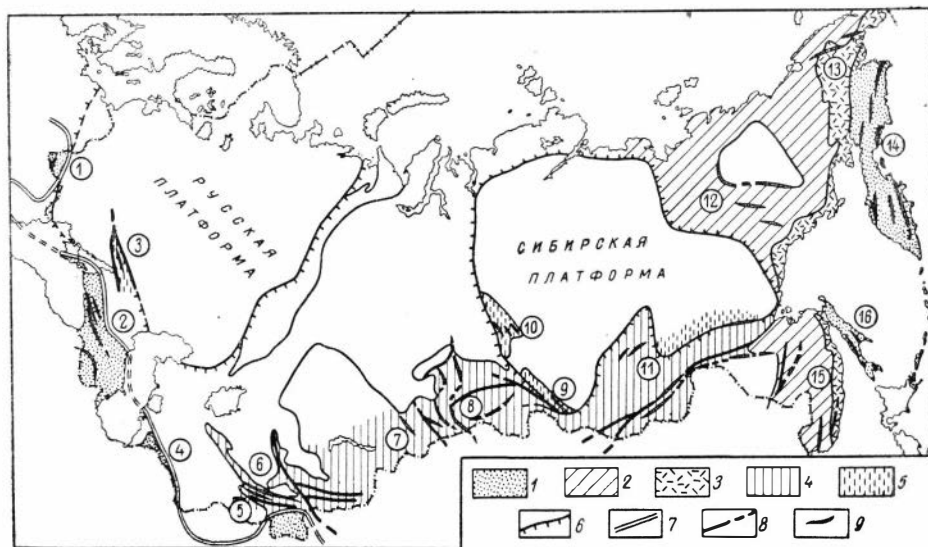


Рис. 16. Схема размещения ртутных провинций СССР. По В. А. Кузнецову.

1 — провинции альпийских складчатых областей; 2 — провинции мезозойских складчатых областей; 3 — провинции мезозойского Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 4 — провинции активизированных палеозойских и допалеозойских складчатых областей; 5 — провинции активизированных платформ (краевых поднятий, прогибов, срединных массивов); 6 — границы древних платформ; 7 — граница Средиземноморского альпийского пояса; 8 — главные разломы; 9 — ртутные зоны

Ртутные провинции (цифры в кружках). Средиземноморский пояс: 1 — Закарпатская, 2 — Кавказская, 3 — Донецкая, 4 — Копетдагский район, 5 — район хр. Кугитангтау. Центрально-Азиатский пояс: 6 — Тянь-Шаньская, 7 — Чарский район, 8 — Алтае-Саянская, 9 — район юга Сибирской платформы и Присянья, 10 — район Енисейского кряжа, 11 — Забайкальская. Тихоокеанский пояс: 12 — Верхояно-Колымская, 13 — Охотско-Чукотская, 14 — Корякско-Камчатская, 15 — Приморская, 16 — Сахалинская

корой, но и в областях, представленных океанической корой. В этом отношении интересны данные о выделении газообразной ртути действующими вулканами Гавайских островов (Eschleman e. a., 1971). Уже упоминались данные о признаках ртутной минерализации, обнаруженной в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов в Индийском и Атлантическом океанах.

Чрезвычайно интересен вопрос о глубинной геологии областей и районов ртутного оруденения. Материалов по этому вопросу пока недостаточно, однако в некоторых случаях отмечается, по-видимому, закономерная связь ртутных провинций с областями проявления положительных гравитационных аномалий, отвечающих, вероятно, относительным поднятиям поверхности верхней мантии. Так, Закарпатский и Днепровско-Донецкий прогибы, являющиеся ртутными провинциями, характеризуются положительными аномалиями силы тяжести

(Н. А. Беляевский, А. А. Борисов, 1964 г.). Данные по глубинной геологии, очевидно, должны учитываться при характеристике и типизации ртутных провинций.

Анализ накопленных весьма значительных материалов по геологии ртутных месторождений и ртутоносных территорий СССР позволил сделать попытку выделения, первой характеристики и типизации ртутных провинций СССР (Кузнецов, 1970). Этому способствовали существенные достижения ряда исследователей по региональной металлогении СССР. В основу районирования территории и выделения ртутных провинций была положена схема металлогенического районирования СССР, составленная В. И. Смирновым (1963), с некоторыми уточнениями, касающимися главным образом Восточной Сибири и Северо-Востока СССР. В качестве ртутных провинций выделены площади, на которых установлено достаточно концентрированное оруденение, т. е. наличие не только рудопроявлений, но и промышленных месторождений.

Среди площадей развития ртутного оруденения на территории СССР выделены следующие ртутные провинции и подпровинции (рис. 16).

I. Ртутные провинции, входящие в Средиземноморский рудный пояс: Закарпатская подпровинция, Кавказская и Донецкая провинции; к этому же поясу отнесены районы Копетдага и Кугитанга на юге Средней Азии.

II. Ртутные провинции в составе вновь выделенного Центрально-Азиатского (Тяньшань-Южносибирского) рудного пояса, отвечающего поясу мезокайнозойской активизации: Тянь-Шаньская подпровинция, Чарский район Зайсанской металлогенической провинции, Алтае-Саянская и Забайкальская провинции.

III. Ртутные провинции, входящие в пределы Тихоокеанского рудного пояса: Верхояно-Колымская, Охотско-Чукотская, Корякско-Камчатская и Приморская провинции и Сахалинская подпровинция.

Те же принципы районирования и выделения ртутных провинций использованы в настоящем обобщении. При этом, естественно, учтены новые данные и обширные материалы по зарубежным рудным районам и провинциям.

Анализ материалов по геологии ртутных провинций СССР с учетом некоторых сведений по зарубежным территориям и ртутным месторождениям позволил сделать первую попытку обобщения данных о типах ртутных провинций: это был первый опыт типизации последних (Кузнецов, 1970, 1972). При выделении типов ртутных провинций были учтены: тектонические условия рудообразования, характер и степень связи оруденения с магматизмом, формационный тип ртутного оруденения, состав рудных формаций, характерных для данной провинции, а также другие факторы.

Наиболее отчетливо выделяются следующие главные типы ртутных провинций: 1) области альпийского и мезозойского вулканизма и вулканогенного ртутного оруденения; 2) альпийские и мезозойские складчатые области с проявлениями ртутного оруденения, связанного с поздними стадиями развития области; 3) палеозойские и допалеозойские складчатые области, испытавшие мезо-кайнозойскую тектоно-магматическую активизацию и оруденение; 4) древние платформы, испытавшие активизацию и оруденение.

В провинциях первого типа, который можно именовать **к а м ч а т с к и м**, т. е. в областях кайнозойского и мезозойского вулканизма, ртутное оруденение парагенетически связано с вулканитами, производными синхронного или непосредственно предшествовавшего оруденению вулканизма, чаще представленного лавами и туфами андезито-базальтовой формации с подчиненными дацитами и липаритами. Месторождения относятся главным образом к вулканогенной

группе, к опалитовой ртутной формации. В зависимости от общего металлогенического профиля рудной провинции ртутные, сурьяно-ртутные и мышьяково-ртутные месторождения ассоциируют с эпитермальными месторождениями различного формационного типа, участвуя в составе различных рудно-формационных рядов.

В Камчатско-Курильской области опалитовая ртутная формация ассоциирует с формациями самородной серы, с золото-серебряной и колчеданной формациями. В Закарпатской рудной провинции на территории СССР ртутная формация ассоциирует с разновозрастными золото-свинцово-цинковой и золото-теллуровой рудными формациями. В пределах Малого Кавказа ртутная формация входит в состав комплекса, членами которого являются также мышьяковая (реальгаровая), сурьянная и золото-теллуровая рудные формации. В Охотско-Чукотской мезозойской вулканической области ртутная формация ассоциирует с золото-серебряной и оловянной риолитовой формациями. В некоторых районах устанавливается парагенетическая связь между этими рудными формациями и намечаются проявления рудной зональности.

Второй тип ртутных провинций можно назвать *в е р х о я н о - к о л ы м - с к и м*. Для него характерно следующее: ртутное оруденение проявляется непосредственно после основной складчатости, в орогенную стадию, на поздних этапах развития складчатой области, вне непосредственной связи с синхронным вулканизмом. К этому типу, по-видимому, можно отнести рудные районы Большого Кавказа, Копетдага, Корякский на Камчатке. Месторождения относятся к субвулканическому и эпитермальному типам. Они ассоциируют с сурьяной, золото-сурьяной и флюоритовой формациями.

В ртутных провинциях третьего типа, который можно назвать *а л т а е - с а я н с к и м*, ртутное оруденение связывается с процессами мезозойской тектоно-магматической активизации более древних палеозойских и допалеозойских складчатых систем, т. е. ртутное и сопутствующее ему эпитермальное оруденение оказывается значительно более поздним, чем складчатость, т. е. явно наложенным. В этих провинциях наблюдается совмещение ртутного оруденения с различными по возрасту и типу рудными формациями, генетические связи с которыми отсутствуют. Связь с вулканизмом обычно не проявляется. Месторождения принадлежат к эпитермальному и телетермальному типам. Иногда выявляются отдаленные парагенетические связи оруденения с проявлениями глубинного подкорового магматизма. Месторождения относятся к ртутной формации. В Алтае-Саянской области они ассоциируют с месторождениями сурьяной и свинцово-цинковой формаций. В Забайкальской провинции ртутные проявления входят в состав генетического ряда: золото-серебряная, антимонит-ферберитовая, флюоритовая, ртутная рудные формации. В Тянь-Шане месторождения ртутной формации ассоциируют с близкими по генетическому типу и возрасту сурьяной, флюоритовой и свинцово-цинковой формациями.

К ртутным провинциям четвертого типа следует относить испытывавшие тектоно-магматическую активизацию участки древних платформ, включая краевые прогибы типа Днепровско-Донецкого авлакогена или краевые поднятия типа Енисейского кряжа на окраине Сибирской платформы. К этому типу, видимо, относится сурьяно-ртутная провинция Юго-Восточного Китая. Ртутное и сопутствующее ему оруденение здесь всегда наложенное. Связь с вулканизмом отсутствует. Иногда намечается отдаленная парагенетическая связь оруденения с проявлениями глубинного базальтоидного магматизма (Донецкая провинция, Сибирская платформа). Месторождения относятся к телетермаль-

ному и эпitherмальному типам, к ртутной формации. Иногда выявляется парагенетическая связь ртутного оруденения с близкими по типу свинцово-цинковой и сурьмяной рудными формациями.

Выделение указанных главных типов ртутных провинций опирается преимущественно на анализ материалов по ртутным провинциям Советского Союза. Обобщение более обширных материалов по зарубежным месторождениям и районам ртутного оруденения показывает, что могут быть выделены и другие типы ртутных провинций. Их описание приводится в следующих главах данной работы.

РТУТНЫЕ ПРОВИНЦИИ МИРА

Г Л А В А IV

СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ РТУТНЫЙ ПОЯС

Положение Средиземноморского ртутного пояса соответствует контурам одноименного (Альпийско-Гималайского) мезо-кайнозойского складчатого пояса. Его общая металлогеническая характеристика и районирование приводятся в монографии Г. А. Твалчрелидзе (1972). По его данным, этот пояс объединяет пять металлогенических областей — Средне-Европейскую, Западно-Средиземноморскую, Альпийско-Динарскую, Кавказско-Анатолийскую и Ирано-Афганскую, включающие, в свою очередь, 14 металлогенических провинций и субпровинций. Некоторые из них могут рассматриваться как ртутные провинции, субпровинции, области и ртутные районы.

В соответствии со сказанным в пределах северной ветви Средиземноморского ртутного пояса нами последовательно с запада на восток выделяются: Пиренейская провинция с известным месторождением Альмаден; Средне-Европейская ртутная область; Альпийско-Карпато-Балканская провинция; Крымская зона; Кавказская провинция; примыкающая к Средиземноморскому поясу на севере Донецкая ртутная провинция; южная окраина Среднеазиатской ртутной провинции (Копетдаг, Кугитанг); Анатолийская ртутная область; Гиндукуш-Памирская ртутнородная область.

Крайним восточным звеном северной ветви пояса является Памирская ртутоносная зона. Дальше к востоку Альпийско-Гималайский складчатый пояс продолжается в пределах Гималаев и Индокитая, где он смыкается с Тихоокеанским металлогеническим поясом. Проявлений ртутной минерализации здесь пока не установлено.

В южной ветви Средиземноморского пояса выделяется Магрибская (Атласская) ртутная провинция.

Средиземноморский ртутный пояс включает крупнейшие по масштабу ртутные месторождения мира — Альмаден, Монте-Амиата, Идрия и др., а также ряд перспективных рудоносных зон. Сравнительно хорошая изученность многих месторождений и рудных районов позволяет на примере этого пояса уточнить общие черты металлогении ртути, имеющие, по-видимому, более широкое значение.

1. Северная ветвь Средиземноморского ртутного пояса

Пиренейская ртутная провинция

Пиренейский полуостров представляется обособленной рудной провинцией, центром которой служит известное месторождение Альмаден. Она включает также ряд менее изученных ртутоносных зон. Тектоническую основу провинции

составляют выходы докембрийских кристаллических сланцев Лузитано-Галисийской глыбы, в центральной и северо-западной частях полуострова. Для этой структуры характерно широкое развитие герцинского гранитоидного магматизма, с которым большинство исследователей связывает проявления разнотипной эндогенной минерализации: железорудной, медноколчеданной, оловянно-вольфрамовой, золоторудной — вплоть до телетермальной свинцово-цинковой и ртутно-сурьмяно-мышьяковой.

Месторождение Альмаден и сопутствующие ему рудопроявления приурочены к юго-восточной границе Лузитано-Галисийской глыбы и к области опоясывающих ее более молодых структур. Серии относительно небольших ртутно-сурьмяно-мышьяковых месторождений выявлены и в других районах Испании и Португалии, но почти все они также концентрируются вдоль периферических зон этой глыбы: в северо-восточной и юго-западной ее частях (рис. 17).

Внешнее обрамление Лузитано-Галисийской глыбы представлено эвгеосинклинальными герцинскими структурами Астурийско-Иберийской зоны на севере и Сьерра-Моренской зоны на юге и юго-востоке (Твалчрелидзе, 1972). Последняя трассируется системой глубинных разломов восток-северо-восточного простирания. Описываемые зоны сменяются областями развития еще более молодых структур.

Обобщенные, хотя и весьма краткие, сведения о ртутной и ассоциирующей с ней сурьмяно-мышьяковой минерализации в Пиренейской провинции приведены в работе Ф. Сапе (Sauré, 1973). На схеме этого исследователя показано около 30 месторождений и рудопроявлений ртuti, сурьмы и мышьяка, группирующихся в три достаточно четко намечающиеся рудоносные зоны: Северную, или Астурийско-Иберийскую, Центральную, или Сьерра-Моренскую, и Южную, или Бетско-Кордильерскую. Почти все месторождения и рудопроявления укладываются в рамки трех рудоносных зон.

Основу Северной (Астурийско-Иберийской) зоны составляют месторождения Астурии, группирующиеся вокруг рудного района долины р. Саудаль. В этом районе известна серия маломощных субсогласных линзообразных тел, секущих жил и крутопадающих столбов. В первом случае руды сложены главным образом арсенопиритом, а киноварь в них присутствует в виде более поздних секущих прожилков и цемента брекчий. В месторождениях, представленных рудными столбами, уже киноварь является ведущим рудным минералом, ассоциируя не столько с арсенопиритом, сколько с более низкотемпературными мышьяковыми минералами — реальгаром и аурипигментом.

К западу от рудного поля Саудаль выявлены две группы ртутных месторождений и рудопроявлений. Рудные тела месторождений первой группы (Пелучано и Де-Луна) локализуются как в девонских кварцитах, так и в известняках карбона. Киноварь образует тонкие прожилки и вкрапленность в цементе кварцитовых брекчий, а также выделяется в известняках в виде довольно крупных гнезд. Рудные тела месторождений второй группы (Риано, Педросо, Ла-Буферера, отдельные участки месторождения Пелучано) связаны со структурами карстового растворения, развивающимися в массивных известняках карбона. Киноварь в них совместно с флюоритом и кальцитом цементирует обломочный материал карстового выполнения, обогащенный гематитом.

Несколько отличается в минералогическом отношении от вышеперечисленных месторождение Саурель (Южная Астурия), расположенное к юго-западу от рудного поля Саудаль. Главным рудным минералом здесь является антимонит, а киноварь играет подчиненную роль. Вмещающие породы — известняки и сланцы ордовика.

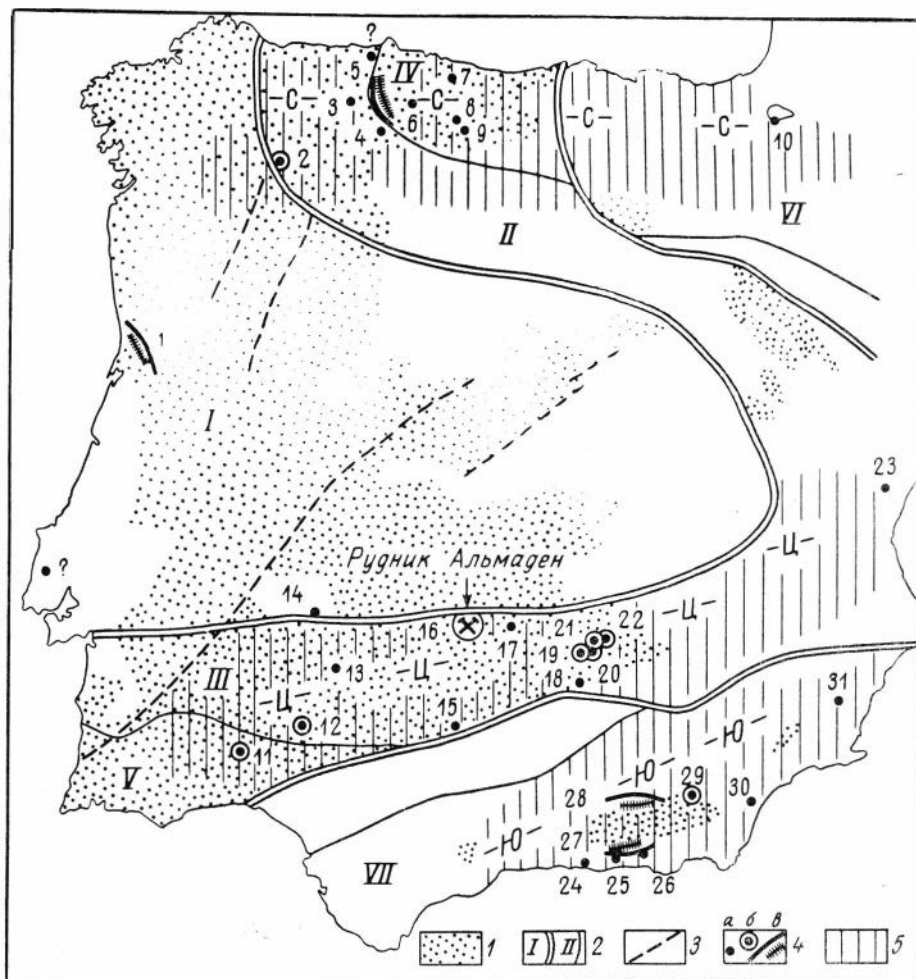


Рис. 17. Схема тектоно-металлогенического районирования Пиренейского ртутнорудного узла. По материалам Г. А. Твалчрелидзе (1972) и Ф. Сопе (Saure, 1973).

1 — области развития древних метаморфических толщ; 2 — основные тектонические структуры: I — древний Лузитано-Галисийский массив, II и III — опоясывающие его с севера и юга эвгеосинклинальные Астурийско-Иберийская и Сьерра-Моренская зоны, IV и V — Кантабрийская и Южно-Португальская внешние зоны краевых прогибов, VI и VII — Пиренейская и Бетско-Кордильерская зоны альпийской складчатости; 3 — зоны отдельных разломов; 4 — ртутные (а) и сурьмяные (б) месторождения и их группы (а): 1 — группа Порто, 2 — Саурель, 3 — Сомиедо, 4 — Де-Луна, 5 — группа Р. Саудаль, 6 — Пелучано, 7 — Ла-Буффера, 8 — Риано, 9 — Педросо, 10 — Буржуэт, 11 — Нерон, 12 — Хигуэла-де-ла-Сьерра, 13 — Узагре, 14 — Эль-Веррокаль, 15 — Трасиерра, 16 — Альмаден, 17 — Алькудиа, 18 — Ла-Каролина, 19 — Эль Визодель-Маркез, 20 — Аль-Мудриэль, 21 — Санта Круз-де-ла-Муделля, 22 — Торренуэва, 23 — Човар-Эслида, 24 — Мотрил, 25 — Альбукол, 26 — Берджа, 27 — группа Берчулес — Кастарас — Джубалес и др., 28 — группа Долар — Ферейра — Альдейре и др., 29 — Байард, 30 — Сьювас-де-Вера, 31 — Орхуэла; 5 — ртутноносные зоны: С — Северная, Ц — Центральная, Ю — Южная

Особое положение занимает и месторождение Буржует, выявленное в Испанских Пиренеях (Наварра). Это, по-видимому, обособленная рудная кулиса. В основании ее разреза выделяется толща метаморфизованных пород девона, несогласно перекрывающихся отложениями триаса, мела и эоцена. Жильные тела установлены в нижнем структурном ярусе (девон). Главным гипогенным рудным минералом является ртутьсодержащая блеклая руда, ассоциирующая с галенитом и баритом.

Центральная (Сьерра-Моренская) рудоносная зона включает помимо месторождения Альмаден ряд окружающих его более мелких ртутных и две группы сурьмяных месторождений (Нерон, Хигуэла-де-ла-Сьерра и др. на западе и Аль-Мудриэль и др. на востоке).

Более высокое структурное положение по отношению к сурьмяным месторождениям занимают ртутные рудопроявления Узагре и Эль-Беррокаль, расположенные к северу от основной рудоносной зоны Сьерра-Морена. Первое из них приурочено к толще карбонатных пород кембрия, где обогащенным ртутью оказывается один из доломитовых горизонтов. Киноварь, ассоциирующая с галенитом и гематитом, а из жильных минералов — с кварцем и баритом, выполняет полости небольших трещин, ориентированных согласно с напластованием доломитов, хотя и под несколько иным углом падения. Устанавливаются, кроме того, и крутопадающие рудные жилы, связанные с секущими трещинами.

На крайнем восточном фланге рудоносной зоны Сьерра-Морена, в 150—200 км к восток-юго-востоку от Альмадена, давно известно сурьмянорудное поле Аль-Мудриэль.

Центральное место как в зоне Сьерра-Морена, так и во всей Пиренейской провинции занимает ртутное месторождение Альмаден.

Месторождение Альмаден располагается в районе сложного пересечения и сопряжения разнотипных геологических структур, приурочиваясь к выступу древнего срединного массива и зоне пересечения глубинных разломов различного направления. Оно связано, по-видимому, еще и с более локальной структурой глубокого заложения, которую можно рассматривать в качестве главной рудной «отдушины» — имеется в виду указанное Ч. Парком и Р. Мак-Дормидом (1966 г.) столбообразное тело эруптивных брекчий, напоминающее образование, характерные для глубинных трубок взрыва.

По данным Ф. Сапе (Saupé, 1973), район месторождения сложен породами двух серий, четко разграничивающихся поверхностью углового несогласия. Нижняя серия представлена мощной толщей докембрийских гнейсов и граувакк с несколькими пачками конгломератов и известняков, а верхняя — кварцитами (так называемая армориканская свита) и метаморфизованными сланцами, часто песчанистыми, среди которых выделяются три обособленных горизонта кварцитовидных песчаников (по возрасту лландоверийских). Разрез завершается ниже-среднедевонскими терригенно-эффузивными отложениями. Породы смяты в серию крутых (до изоклинальных) складок преимущественно восток-юго-восточного простирания, осложненных согласными и поперечными относительно складчатости разломами (рис. 18). К югу и к северу от рудного поля закартирован ряд крупных гранитоидных массивов. Их абсолютный возраст определен в 302 млн. лет (Saupé, 1973). Непосредственно в пределах рудного поля установлены единичные дайки долерита и лампрофира (диабазового порфирифта?), имеющие тот же примерно (301 млн. лет) возраст.

Рудное поле Альмаден помимо одноименного главного месторождения включает еще пять более мелких, ранее обрабатывавшихся месторождений

и ряд слабо изученных рудопоявлений. Почти все они связаны с горизонтами окварцованных песчаников (кварцитами), залегающими в верхней части разреза силурийских отложений. Протяженность рудного поля около 20 км (рис. 19).

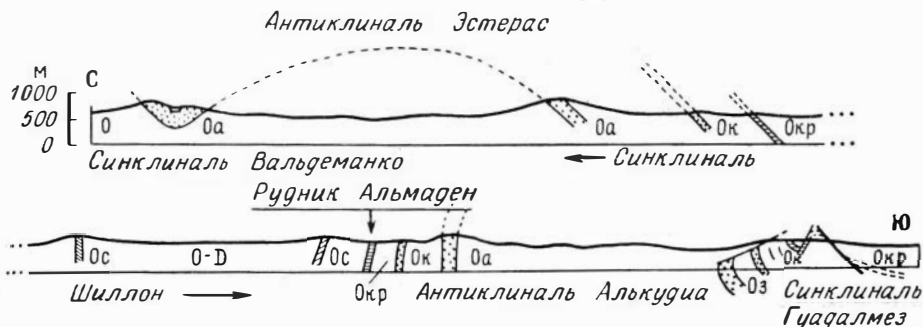


Рис. 18. Разрез через синклинали Шиллон, к южному крылу которой приурочено рудное поле Альмаден. По Ф. Сопе (Sauré, 1968 г.).

О — D — терригенно-эффузивные отложения ордовика — девона; О — метаморфические сланцы ордовика; горизонты кварцитовидных песчаников: Оа — армориканские кварциты, Ок — кварциты кантерас, Окр — кварциты криадеро, Ос — кварциты сигенъев (возможно, базальные слои девонской толщи)

В толще рудоносных песчаников выделяются три наиболее обогащенные киноварью кварцитовидные их разновидности, разделяющиеся пачками углистых сланцев. Падение рудовмещающих пород крутое, близкое к вертикальному. Максимальная концентрация рудных тел, представляющих собой линзы и

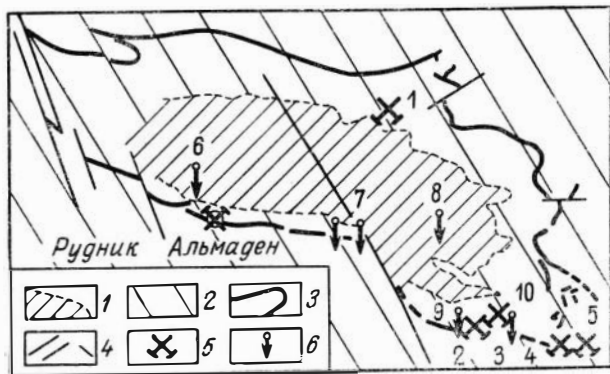


Рис. 19. Структурная схема рудного поля Альмаден. По Ф. Сопе (Sauré, 1973).

1 — ядерная часть синклинали Шиллон — терригенно-эффузивные отложения девона; 2 — метаморфические сланцы ордовика; 3 — выходы одного из основных маркирующих горизонтов ордовика — кварцитов криадеро; 4 — сбросы; 5 — ранее эксплуатировавшиеся рудные участки: 1 — Лае Куевас, 2 — Н. Консепсион, 3 — Альмаден-Эднжос, 4 — Вальдес-Зогуас, 5 — Эль-Энтредиче; 6 — проявления индикаторной ртутной минерализации: 6 — Шиллон, 7 — Ла Пила, 8 — Гвадалпэраль, 9 — Эль Агулла, 10 — В. Консепсион

крутопадающие столбы, приурочена к перегибам рудоносных пластов по падению и простиранию, осложненным косыми разрывами. В масштабах всего рудного поля основная рудоконтролирующая роль принадлежит, по-видимому, мульдообразной синклинали Шиллон, область восток-юго-восточного периклинального замыкания которой осложняется сбросом юго-восточного же простирания.

Руды, от мелкокрапленных и тонкопрожилковых до массивных, представлены в основном киноварью. Местами устанавливаются обильные выделения самородной ртути: в отдельных забоях вскрывались полости объемом до 1 м³, заполненные жидкой ртутью. Киноварь обычно ассоциирует с пиритом, реже

с другими сульфидами: халькопиритом, галенитом, сфалеритом, пирротинном, марказитом и антимонитом. Главный жильный минерал — кварц, в подчиненном количестве развиты доломит, кальцит и барит. Широко распространены глинистые минералы типа диккита. Необычным является парагенезис перечисленных выше минералов с цеолитами (из группы натролита и др.), количество последних достигает иногда нескольких процентов от общей массы измененных вмещающих пород.

Месторождение Альмаден по масштабам является уникальным объектом: за многовековой период его эксплуатации на нем было добыто (по разным источникам) от 300 до 500 тыс. т ртути. Систематические сведения о разработке этого месторождения имеются за последние 500 лет, однако добыча здесь велась и раньше — еще до нашей эры. Максимальное годовое производство металла достигало 2—2,5 тыс. т. Общие запасы месторождения, включая погашенные в недрах и заключающиеся в скрытых рудных залежах, оцениваются цифрой порядка 1 млн. т, что ориентировочно равно запасам всех остальных месторождений мира, вместе взятым.

Крутопадающие пластообразные рудные залежи месторождения Альмаден отрабатываются непрерывно на глубину до 400—450 м, что дает основания определить вертикальный размах промышленного рудоотложения минимум в 1000 м. Мощность рудных тел достигает первых десятков метров, при среднем содержании металла от 10—12% на верхних горизонтах до 3—4% — на нижних.

Естественный вопрос о причинах столь крупных концентраций ртути в пределах довольно ограниченной рудо локализирующей структуры удовлетворительного ответа пока не имеет. Причины этого кроются в недостаточной изученности как самого месторождения, так и рудного поля в целом. Необоснованность существующих гипотез о его генезисе объясняется, как отмечали Ч. Парк и Р. Мак-Дормид (1966 г.), касаясь взаимоотношений оруденения с магматическими породами, тем, что одни исследователи делали свои выводы после кратких посещений рудника, другие — после петрографического изучения музейных образцов, к тому же не ими собранных. Отсюда и многообразие точек зрения на происхождение месторождения. Нет, пожалуй, ни одной теории рудообразования, которая не была бы привлечена для объяснения его генезиса. Так, в одних работах говорится о том, что это — метаморфизованная древняя россыпь киновари. В других обосновывается эксгальционнно-седиментационная гипотеза. Наконец, большая группа исследователей придерживается точки зрения о гидротермальном происхождении месторождения, хотя в отношении источника рудного вещества и здесь нет единого мнения: под последним подразумеваются или глубинный подкоровый очаг (телетермальный вариант гидротермальной гипотезы), или умеренно глубинные интрузивные образования (месторождение в этом случае будет относиться к группе эпитермальных), или же приповерхностный вулканический аппарат (этим предопределяется вулканогенная природа рудогенерирующих эманаций). Некоторыми исследователями допускается также возможность выщелачивания ртути из вмещающих пород и регенерации ее из ранее сформированных рудных залежей.

Такой же разноречивой существует и в отношении возраста ртутного оруденения района. Сторонники осадочного и осадочно-эксгальционнного происхождения рассматривают месторождение Альмаден в качестве ордовикского. Геологи, связывающие оруденение с одной из фаз магматической деятельности, считают его или позднекаледонским — ранневарисским, или же альпийским: все зависит от того, каковы будут взаимоотношения между рудными залежами и указанными выше единичными дайками долерита и лампрофира. По мнению Ф. Сопе

(Saupré, 1973), они пострудные, следовательно, оруденение имеет возраст свыше 300 млн. лет. Исследователи, связывающие оруденение с определенными тектоно-металлогеническими циклами, также стоят на различных позициях: по времени завершения основной складчатости месторождение Альмаден следовало бы считать поздневарисским, по времени последующей активизации — киммерийским или даже альпийским.

Южная (Бетско-Кордильерская) зона прослеживается в восток-северо-восточном направлении вдоль юго-восточной оконечности Пиренейского полуострова примерно вдоль линии городов Малага — Гранада — Картахена. Тектоническим «ядром» этой зоны, как отмечалось, является купол, сложенный древними породами комплекса Сьерра-Невады. С севера и с юга этот купол ограничивается сериями крутопадающих разломов, сочетающихся с чешуйчатыми надвигами. Первые играли роль рудоконтролирующих, а вторые — рудо-локализирующих структур. На северном крыле купола к одному из субширотных рудоконтролирующих разломов приурочивается рудное поле, объединяющее месторождения Долар, Ферейра, Альдейре и др., а также отстоящее от них к востоку месторождение Байард. На южном крыле, в такой же примерно структурной позиции установлены месторождения и рудопроявления Берчулес, Кастарас, Джубалес и др. Параллельно последней зоне располагается еще одна, включающая рудопроявления Мотрил, Альбукол, Берджа и Сьювас-де-Вера. Еще восточнее известно несколько обособленное рудопроявление Орихуэла.

Большая часть перечисленных, а также ряд других (Альмегийар, Бериулес, Бускьюстар, Кальяр, Кастарас, Джубалес, Лобрес, Нотаец, Питрес, Тимар) месторождений южного обрамления купола локализуются в известняках триаса; киноварь в них чаще всего связана с прожилками кальцита. Наблюдается тяготение рудных тел к висячему боку известняковых толщ — к поверхности экранирующих глинистых сланцев. Последние также содержат иногда небольшие залежи ртутных руд (Берджа и др.). В ряде случаев, особенно там, где рудовмещающими породами помимо осадочных служат и эффузивы базальтоидного состава (Мотрил, Альбукол и др.), киноварь ассоциирует с блеклыми рудами и комплексными медь-, кобальт- и никельсодержащими сульфидами. Для них характерно также широкое развитие гематита.

Средне-Европейская ртутнорудная область

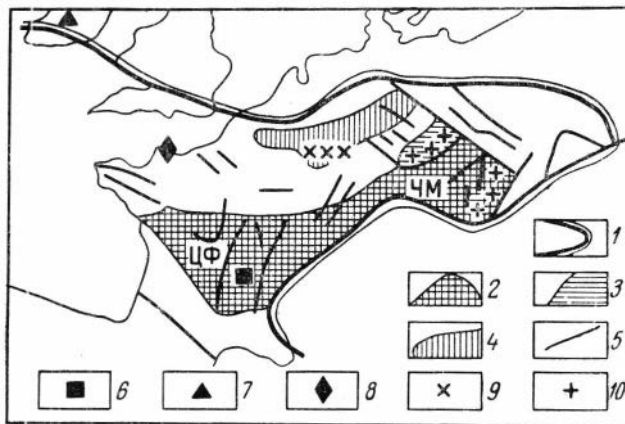
В тектоническом отношении эта область соответствует, по Г. А. Твалчредзе (1972), одноименной эпипалеозойской платформе. В ее пределах выделяется ряд обособленных массивов, из которых с точки зрения ртутной и ассоциирующей с ней сурьмяной, а также иногда медно-полиметаллической минерализации наибольший интерес представляют Южно-Ирландский, Центральный массив Франции, Судетский массив, массив Рудных гор и Чешский. С ними связаны небольшие проявления ртутных и комплексных ртутьсодержащих руд, располагающиеся изолированно и не образующие, как правило, сколь-нибудь выдержанных по простиранию рудоносных зон. Большая часть указанных массивов концентрируется вдоль структуры более крупного порядка — Молданубской тектонической зоны (рис. 20), включающей на юго-западном фланге Центральный массив Франции, а на северо-восточном — Чешский массив с примыкающими к нему с севера Рудными горами. Вторая группа продуктивных структур такого же типа располагается в северной части описываемой области (Арденно-Рейнские сланцевые горы — Гарц).

В качестве рудоконтролирующих структур выступают обычно зоны разломов, развивающиеся в периферических частях указанных стабильных массивов, или же системы крутопадающих трещин, опережающих расколы в самих массивах. Возраст рудной минерализации считается поздневарисским: ртутные месторождения формируются, по-видимому, на завершающих этапах этого наиболее продуктивного для данной области металлогенического цикла.

В Северной (Арденно-Гарцской) структуре основное промышленное значение имеют ртутные месторождения Пфальдского рудного района, залегающие в осадочных породах платформенного чехла. Еще в средние века здесь

Рис. 20. Схема тектоно-металлогенического районирования Средне-Европейской ртутнорудной области. По данным Г. А. Твалчрелидзе (1972) и др.

1 — контуры Средне-Европейской ртутнорудной области; 2 — Молданубская тектоническая зона с Центральным массивом Франции (ЦФ) и Чешским массивом (ЧМ); 3 — массив Рудных гор; 4 — Северная группа массивов (Арденно-Гарцская); 5 — основные разломы; 6 — район развития секущих кварц-антимонитовых жил в южной части Центрального массива Франции; 7 — группа ртутьсодержащих медно-полиметаллических месторождений Ирландии (Гортдрам и др.); 8 — ртутно-сурьмяные рудопровяления Бретани (Сант-Ло и др.); 9 — группы ртутных месторождений Пфальца (Штальберг, Лемберг, Ландсберг и др.) и сурьмяных Гарца и др.; 10 — ртутносные районы Рудных гор и Чешского массива



добывалось ежегодно до нескольких десятков тонн металла. С 30-х годов эксплуатации этой группы месторождений была возобновлена, что позволило с учетом попутной добычи вести производство ртути в районе почти до 100 т.

Ртутное оруденение, по Г. Шнейдерхёну (Schneiderhöhn, 1941), распространено на площади около 50×15 км. В районе выявлено несколько десятков самостоятельных месторождений и рудных полей, приурочивающихся к куполовидным складкам, сложенным терригенными отложениями пермо-карбона. Последние рассекаются системами сложно пересекающихся и сопрягающихся крутопадающих трещин, вдоль которых происходило внедрение многочисленных штоков и даек среднего, основного и реже кислого состава. Отмечаются и более крупные массивы изверженных пород (порфиринов и др.), разбитых, в свою очередь, многочисленными трещинами. Последние служили рудоподводящими каналами, и поэтому в их зальбандах развиты мощные зоны гидротермального изменения вмещающих пород (аргиллизация, окремнение и др.).

В структурном отношении рудные тела представляют собой сложно ветвящиеся секущие минерализованные зоны и иногда маломощные жилы, группирующиеся в серии рудных кулис протяжением до 5—8 км каждая. Длина отдельных жил по простиранию — десятки, реже первые сотни метров, на глубину они обрабатывались до 150—200 м. Известны системы крутопадающих субпараллельных рудоносных зон, локализующихся в крупном массиве интрузивного порфирита (Лемберг), вдоль зальбандов брекчированных окварцованных даек диабазового порфирита (Штальберг), в песчаниках карбона, в пестроцветных отложениях перми и др. Наряду с секущими телами установлены и небольшие согласные рудные залежи, приурочивающиеся к осложненным внутри-

формационными тектоническими подвижками зонам контакта пластов песчаника и перекрывающих их сланцев.

Большая часть рудных жил характеризуется монометальностью: главным и практически единственным рудным минералом в них является киноварь, выделяющаяся в виде тонкой рассеянной вкрапленности, небольших прожилков и гнезд. На отдельных участках (Штальберг и др.) известны многокомпонентные комплексные руды, в состав которых кроме киновари входят сложные сульфиды меди, свинца, сурьмы и мышьяка, а также антимонит, пирит, а из нерудных — кварц, серицит, карбонаты, битумы. Отмечались также и более редкие ассоциации киновари, например, с минералами урана.

Г. Дрейером и др. (Dreyer, Emmertmann, 1971) описаны маломощные (до 2 м) рудоносные зоны в риолитах (месторождения Кёнингсберг и Лемберг в Пфальце), центральные части которых слагаются прожилками урановой смолки, а в каолинизированных породах зальбандов развита мелкая вкрапленность киновари. Здесь же установлены и более тесные парагенетические ассоциации этих двух минералов — вплоть до взаимных прорастаний. В отдельных рудных зонах отмечено, кроме того, наличие пирита, марказита, сульфидов сурьмы, цинка и свинца, а также гематита и гётита; нерудные минералы представлены кварцем, баритом, железистыми карбонатами и битумами.

Самостоятельные месторождения сурьмы, иногда ассоциирующие с ртутными, а чаще с медно-полиметаллическими проявлениями, развиты в районах Гарца, Фогтленда и др.

Западное продолжение описываемой рудоносной полосы фиксируется проявлениями ртутной минерализации в районе Бретани и в южной части Британских островов. Признаки ртутного оруденения в виде редкой вкрапленности и единичных прожилков киновари, а также сопровождающих последние ореолы гипогенного рассеяния ртути отмечались в районе Корнуэлла. Повышенное содержание ртути установлено и для стратиформных свинцово-цинковых залежей юга Ирландии.

Южная рудоносная полоса, пространственно увязывающаяся со структурами Молданубской тектонической зоны, формирование которых завершилось в основном в верхнем палеозое, фиксируется на западном фланге многочисленными сурьмяными жилами Центрального массива Франции (Ла-Люсетт, Масьяк и др.).

Ртутьсодержащие сурьмяные месторождения восточного окончания южной рудоносной полосы отличаются большим минеральным разнообразием. Так, в Рудных горах установлены протяженные на глубину (свыше 1000—1200 м) минерализованные зоны дробления, сурьма в которых наряду с обычным антимонитом представлена и более редкими ее сульфидами (геокронитом, бертьеритом и др.). Здесь же известны и небольшие ртутные месторождения (Хартенштейн и др.), представленные секущими зонами окварцевания в метаморфизованных сланцах и порфиритах.

В периферических частях Чешского массива, а также в опоясывающих его более молодых структурах значительная часть оруденения, особенно низкотемпературного ртутно-сурьмяного, относится к киммерийско-альпийскому циклу орогенеза. Иными здесь являются и структурно-морфогенетические особенности ртутных и ртутьсодержащих месторождений.

Альпийско-Карпато-Балканская ртутнорудная провинция

Эта провинция включает два очень крупных ртутных месторождения Монте-Ампата в Италии и Идрия в Югославии и большое число мелких, недостаточно изученных месторождений и [рудопроявлений,]локализующихся в пределах

молодых, преимущественно альпийских структур Альп, Апеннинского полуострова, Карпат, Балкан и островов Сардиния и Сицилия. Промышленная значимость рассматриваемой провинции определяется тем, что первое из упоминавшихся выше месторождений по масштабам годовой добычи (до 2—2,2 тыс. т ртуты) соизмеримо с месторождением Альмаден, а второе вышло на второе место в мире (после Альмадена) по суммарной добыче металла: за более чем пятивековой период эксплуатации на нем погашено до 200 тыс. т запасов ртуты (в Альмадене от 300 до 500 тыс. т).

Внешний контур провинции определяется, по данным Г. А. Твалчрелидзе (1972), положением узкого (первые сотни километров) пояса альпийских структур, включающих (с запада на восток): Западные Карпаты, Восточные Карпаты, Южные Карпаты и Балканы. В северо-западной части провинции граничит с Молданубской тектонической зоной, на северо-востоке она ограничивается юго-западным выступом Русской платформы; восточная граница проводится условно по впадинам Черного, Мраморного и Эгейского морей.

Тектоническую основу Альпийско-Карпато-Балканской ртутнорудной провинции, как и ряда других областей развития ртутной минерализации, составляет каркас из жестких стабильных массивов. В юго-восточной ее части это уже упоминавшийся Родопский массив, а на севере — древние ядра многочисленных геосинклиналей. В соответствии с главными элементами тектоники (в центре — древние ядерные структуры в виде стабильных массивов и их фрагментов, на периферии — молодые складчатые зоны) в пределах описываемой провинции можно выделить ряд обособленных ртутнорудных зон и районов, контролирующихся тектоническими структурами более мелкого порядка.

Со структурами внешнего обрамления Родопского массива четко увязываются ртутные месторождения и рудопроявления, группирующиеся в две ветви: юго-западную, или Вардарско-Македонскую, и северную, или Среднегорскую. Первая, более крупная и выдержанная, прослеживается вдоль разломов, ограничивающих с юго-запада массив Родопских гор — от района городов Любляна — Загреб на северо-западе до района Салоники — Афины на юго-востоке. Вторая фиксируется несколькими небольшими месторождениями и рудопроявлениями ртуты лишь на крайнем северо-западном (Белград — София) отрезке Среднегорской тектонической зоны.

Вопрос о возрасте ртутного оруденения этой зоны служит предметом дискуссии. Бесспорен лишь факт наличия молодых ртутных и ртутьсодержащих месторождений и рудопроявлений, концентрирующихся вдоль разломов, прорезающих отложения палеоген-неогенового возраста и определяющих положение позднеальпийских вулканических структур и связанных с ними поствулканических сольфатарных полей и современных термальных источников.

Таким образом, в пределах Альпийско-Карпато-Балканской ртутнорудной провинции можно выделить внешний Альпийско-Карпатский рудный пояс с обособленными отрезками — рудоносными зонами (Западно- и Восточно-Альпийская, Западно-, Восточно- и Южно-Карпатская и Закарпатская подзона) и рядом внутренних зон (Динарская с ответвлениями) и самостоятельных рудных узлов (Тосканский и др.) и районов (Южно-Сицилийский и др.).

Западно-Альпийская зона включает несколько небольших комплексных сурьму- и ртутьсодержащих месторождений, локализующихся в метаморфизованных сланцах нижнего палеозоя. В более молодых породах здесь известны многочисленные жилы реальгара и аурипигмента, часто ассоциирующие с проявлениями сурьмяной и ртутной минерализации (о. Корсика, Приморские Альпы и мыс Корс ю. Франции и др.). К этой же зоне следует,

по-видимому, отнести и ртутьсодержащие сурьмяные месторождения о. Сардиния.

В Восточно-Альпийской зоне центральное место занимают комплексные ртутно-сурьмяно-вольфрамовые месторождения Австрии, расположенные в юго-восточных районах последней — в пределах центральной зоны Восточных Альп (Каринтия и Восточный Тироль).

Большая часть этих месторождений (Крейцек, Гольдек и др.) локализуется, по данным Л. Лахузена (Lahusen, 1972), в толще пород нижнего палеозоя. Главные рудные минералы — антимонит, шеелит и киноварь; в подчиненном количестве отмечены пирит, арсенопирит и сульфиды меди, свинца и цинка; нерудные представлены кварцем и железистыми карбонатами.

К числу собственно ртутных относятся незначительные по масштабу месторождения Глатшах и Штокенбой.

Западно-Карпатская рудная зона объединяет многочисленные проявления ртутной, ртутно-сурьмяной, ртутно-полиметаллической и ртутно-золото-серебро-полиметаллической минерализации Низких Татр и Рудогорья. По условиям залегания они подразделяются на две группы. Первая группа, включающая преимущественно жильные сурьмяные месторождения Низких Татр, характеризуется приуроченностью к древним метаморфизованным сланцам, а местами (Магурка) — и к секущим их гранитам. Выявленные здесь кварц-антимонитовые жилы (Магурка, Лом, Дубровка и др.) с успехом разрабатывались на сурьму; в качестве попутных компонентов в их рудах иногда содержались медь, золото, серебро, свинец, мышьяк и ртуть.

Вторая группа состоит из монометалльных ртутных и комплексных ртутьсодержащих месторождений Рудогорья, детально охарактеризованных в работах З. Поубы (Pouba, 1963), Ц. Варчека (Varcek, 1963), И. Бернарда (Bernard, 1963) и др. Значительная часть этих месторождений, локализующихся в толще карбонатных пород, представлена сложными по форме метасоматическими залежами комплексных, существенно тетраэдритовых руд (Банско-Штьявницкий рудный район). Для них характерно высокое содержание барита, особенно широко развитого на верхних горизонтах месторождений, где он ассоциирует с киноварью и ртутьсодержащими рудами различных блеклых руд.

В северной части зоны оруденение локализуется в неогеновых андезитах, где оно представлено серией маломощных кварц-анкерит-кальцитовых многокомпонентных ртутьсодержащих медно-полиметаллических жил с золотом, серебром и теллуrom. В Кремницких горах (район Банска-Штьявница) известны аналогичные жилы, также залегающие в толще эффузивов, но структурно ассоциирующие с дайками риолитов. Некоторые из этих многокомпонентных (с адуляром и альбитом) жил отличаются ведущей ролью антимонита и киновари. К последним относятся ртутные месторождения Малахово, Мерник, Злата Баня и др., локализующиеся в толщах карбонатных (известняково-доломитовых) пород мезозоя и перекрывающих их палеогеновых песчаниках. Киноварь в них встречается совместно с более редкими выделениями арсенопирита, пирита и реальгара, а также антимонита, золота и серебра, ассоциирующими с кварцем и карбонатами.

Восточно-Карпатская рудная зона является прямым продолжением Западно-Карпатской. Главная и наиболее изученная часть ее — Закарпатская ртутнорудная подзона. Эта подзона, по данным В. Н. Зайцевой, А. Б. Большинского, А. И. Улазовского, А. Г. Егорова и др., увязывается с одноименным внутренним прогибом, выполненным неогеновыми молассами и вулканогенными образованиями, и размещается

между Паннонским срединным массивом на юго-западе и складчатой системой Восточных Карпат на северо-востоке. В местах сочленения этих структур фиксируются зоны глубинных разломов: Перечин-Раховская на северо-востоке и Чоп-Берегово-Баямарская на юго-западе. Для этих зон характерны проявления магматической деятельности мел-палеогенового, миоценового и плиоценового возраста. К первой зоне приурочены рудопроявления медно-никелевой формации с полиметаллами, ртутью, сурьмой и мышьяком, а ко второй — алунино-ртутно-полиметаллической с золотом. Помимо двух указанных согласных тектоно-металлогенических зон выделяется еще одна — Выгорлат-Гутинская, секущая их под острым углом. Она сложена мощной толщей основных эффузивных и пирокластических образований, прорывающейся многочисленными некками, дайками и штоками андезито-базальтов плиоценового возраста, приуроченными к местам пересечения разломов северо-западного, обычного для Закарпатья, направления системой поперечных нарушений субмеридионального простирания. К этой зоне тяготеют рудопроявления ртутной формации с теллуrom, висмутом, свинцом и цинком и золотом. В пределах северной зоны оконтурено три рудных поля (Дубриничское, Оленевское, Углянское), а в южной — Вышковское рудное поле.

Наиболее значительными являются месторождения, приуроченные к апикальным частям субвулканических некков и штоков, прорывающих мергелистые глины неогена (Боркут, Большой Шаян). Представлены они контактовыми и пластобразными (в горизонтах туфов и песчаников) залежами и сопряженными с ними системами жил — клинообразных и сложно ветвящихся. Менее крупны месторождения, связанные с телами эксплозивных брекчий, формирующихся в надкупольных частях отдельных субвулканических штоков (месторождения Киблер, Каменный карьер и др.), а также контролирующиеся системами радиально-кольцевых трещин, развивающихся во внешней зоне этих эксплозивных структур (месторождение Грендеш).

Минеральный состав монометалльных ртутных месторождений Закарпатья (Боркут, Большой Шаян) характеризуется широким развитием наряду с киноварью метациннабарита. Нерудные представлены глинистыми минералами и разнообразными битумами из группы антраколита. В ртутьсодержащих месторождениях алунитового типа тонкие прожилки и рассеянная вкрапленность киновари в ассоциации с сульфидами меди, свинца и цинка, а также золотом встречаются в массе опалитизированных, алунизированных и каолинизированных пород.

Описываемые месторождения по типу относятся к вулканогенным; они тесно связаны с неогеновым вулканизмом — с производными андезито-базальтовой формации. Большая часть месторождений формировалась в приповерхностных условиях — в тесной связи с термальными источниками. Для многих из них устанавливается четко выраженная вертикальная зональность: в монометалльных ртутных месторождениях наблюдается быстрое выклинивание рудных залежей с глубиной и смена в этом же направлении метациннабаритовой минерализации киноварной, а в комплексных ртутьсодержащих алунитовых — развитие последовательно (сверху вниз) барит-алунитовых плащеобразных залежей, затем кварц-карбонатно-полиметаллических жил и, наконец, зон окварцевания с золоторудным оруденением.

В Ю ж н о - К а р п а т с к о й р у д н о й з о н е установлены две тектонически обособленные подзоны, опоясывающие Трансильванскую впадину. Они характеризуются широким развитием палеоген-неогенового вулканизма. Ртутные и ртуть- и сурьмосодержащие многокомпонентные месторождения

сконцентрированы главным образом в рудном районе Бая-Маре, примыкающем к Трансильванской впадине с севера.

По данным В. Маниличи и др. (Manilici e. a., 1965), почти все выявленные в этом районе месторождения структурно и генетически тесно связаны с вулканическими аппаратами. Большая часть их представлена системами жил, контролирующихся кольцевыми и радиальными трещинами, сформировавшимися в периферических частях вулканических куполов с трубками взрыва, выполненными explosивными брекчиями. Наряду с этим установлены и штокверкообразные тела. Подчиненную роль играют жильные месторождения, локализующиеся в толще палеогенового флиша и пропилитизированных андезитах. Минеральный состав руд очень сложен: преобладают сульфосоли меди, свинца, цинка, серебра, широко развиты теллуриды золота; обычны антимонит, ртутьсодержащий тетраэдрит, киноварь встречается реже.

На ряде месторождений устанавливается четкая вертикальная зональность: верхние горизонты таких жильных систем, как Бая-Спрые, например, представлены ртуть- и сурьмосодержащими (с золотом и серебром) полисульфидными рудами, с глубиной сменяющимися свинцово-цинковыми, которые, в свою очередь, уступают место сульфидно-вольфрамовым.

Кроме охарактеризованных комплексных месторождений в пределах Южных Карпат известны и монометалльные сурьмяные и ртутные, однако изучены они недостаточно.

Центральную, «осевую» часть внутренней области Альпийско-Карпато-Балканской ртутнорудной провинции составляет Динарская, или Вардарско-Македонская, ртутнорудная зона, прослеживающаяся в северо-западном направлении вдоль соответствующих тектонических структур первого порядка — Вардарской, Пелагонийской, Субпелагонийской, Парнасской, Пиндской, Говороской и Ионической тектонических зон. Выявленные здесь ртутные и ртутьсодержащие, в том числе мышьяковые и сурьмяные, месторождения концентрируются вдоль глубинных разломов, осложняющих краевые зоны крупной геантиклинали — Пелагонийской тектонической зоны.

Самостоятельную тектоно-металлогеническую позицию занимает рудоносная зона, «опаесявающая» с юго-запада и северо-востока древний Родопский стабильный массив. Следующим, после Внешне-Родопской зоны, внутренним звеном описываемой рудной провинции является Тосканский ртутнорудный узел, располагающийся в центре Апеннинского полуострова и объединяющий обособленную группу ртутных месторождений и рудопроявлений, концентрирующихся вокруг трахитового массива горы Монте-Амиата.

Внешне-Родопская ртутоносная зона опаесявает северо-западный выступ древнего Родопского массива и, как отмечалось, представлена двумя ветвями — подзонами, сочленяющимися в районе г. Белграда. Юго-западная подзона фиксируется рядом ртутных и ртутьсодержащих сурьмяных и полиметаллических месторождений. Тектоническое положение этой подзоны соответствует, по данным болгарских геологов (Бончев, 1971 и др.), сложно устроенной зоне Крайштид.

В северной части описываемой ртутоносной зоны известно несколько проявлений коренной ртутной минерализации. В работе И. Костова и др. (1964) отмечается наличие киновари в зонах окремнения в серицитизированных и пиритизированных сланцах и диабазлах (рудопроявления у с. Дрян), а также в зонах с баритом вдоль разломов (рудопроявления района Трын). Ртутьсодержащие месторождения второй Старопланинской подзоны представлены киноварью в виде гнезд в медноколчеданных рудах в ассоциации с пиритом, марка-

зитом, галенитом, сфалеритом, тетраэдритом, буланжеритом и антимонитом. В этой же зоне известны и самостоятельные проявления сурьмяной минерализации.

И д р и я с к и й р т у т н о р у д н ы й р а й о н

Главным промышленным объектом Динарской ртутнорудной зоны является расположенное на ее крайнем северо-западном фланге известное месторождение Идрия (Югославия). Годовая добыча ртути на нем в течение длительного периода времени держится на уровне 400—500 т, а всего это месторождение дало около 200 тыс. т металла (второе место в мире). Несмотря на многовековую историю разработки этого месторождения, его структура до сих пор в должной мере не расшифрована, что объясняется исключительно сложным геологическим строением района и, в частности, широким развитием в его пределах пологих надвиговых структур — покровов. Число последних, по данным И. Млакара и М. Дровеника (Mlakar, Drovenik, 1974), достигает 5—7. На рис. 21 даны колонка и разрез месторождения Идрия, характеризующие стратиграфо-литологическую и геолого-структурную позицию рудных тел различных структурно-морфологических типов.

Как известно, структура месторождения исследователями трактовалась по-разному: либо исходя из преобладающего развития веерообразных, запрокинутых в обе стороны складок (Kossmat, 1911; Крораč, 1912 г.), либо за основу структурных построений принимались не пликативные, а разрывные нарушения — системы сбросов (Albin, 1958), иногда в сочетании с пологими чешуйчатыми надвигами (Веґе, 1965). Наиболее последовательно надвиговая концепция выдержана в работе И. Млакара и М. Дровеника, а также в более ранней монографии одного из них (Mlakar, 1969).

Разрез района месторождения Идрия представлен мощной (до 5500 м) толщей терригенно-карбонатных отложений верхнего палеозоя — мезозоя, из которых на долю минерализованных горизонтов приходится в общей сложности около 800 м. Оруденению подвергаются в той или иной степени темные глинистые сланцы пермо-карбона и осветленные доломиты и битуминозные известняки верхнего триаса, однако основная часть промышленных рудных залежей связана с доломитами и особенно с черными битуминозными сланцами и песчаниками нижнего — среднего триаса. Оруденелыми являются чаще всего тектонические пакеты пород, зажатые между поверхностями пологих чешуйчатых надвигов и зонами крутопадающих разломов. Наиболее богатые рудные залежи устанавливаются под сланцевым экраном, особенно в случае усиления его тектоническими глинками (по надвигам).

Минеральный состав руд относительно простой: главным и в ряде горизонтов единственным рудным минералом является киноварь, часто сопровождающаяся весьма значительными выделениями самородной ртути; широко распространен пирит; антимонит встречается, но редко. Среди жильных преобладают глинистые минералы, ассоциирующие с карбонатами и кварцем, а также битумами. Руды представлены массивными мелкокристаллическими — вплоть до «печеночных» — разносями; обычны, кроме того, гнезда, прожилки и тонкая рассеянная вкрапленность киновари.

Судя по имеющимся описаниям, месторождение Идрия относится к тому же типу, что и Рас Эль-Ма в Северной Африке. Примечательная его особенность — приуроченность к чрезвычайно сложно построенной тектонической зоне, характеризующейся многократным надвиганием одних тектонических чешуй на другие и, как следствие, — развитием многоярусных рудных залежей. В этом

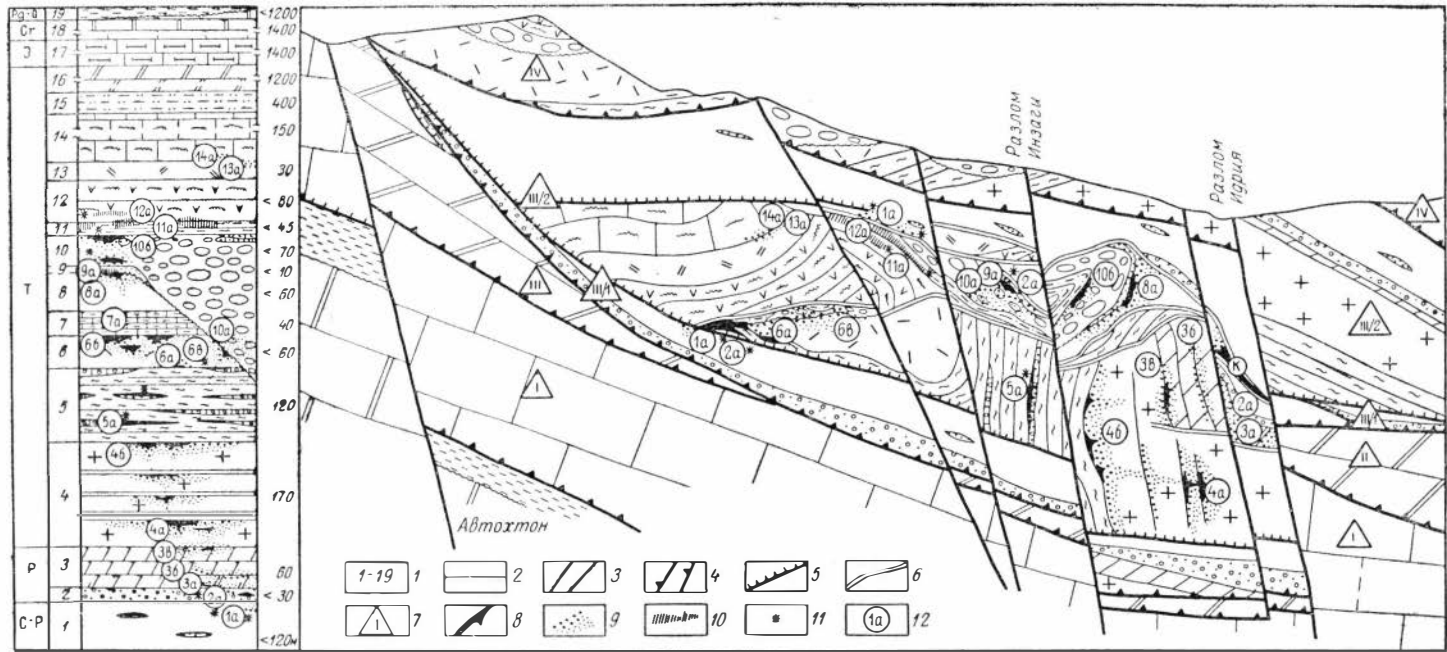


Рис. 21. Обобщенная колонка и разрез через ртутное месторождение Идрия. По И. Млакару и М. Дровенику (Mlakar, Drovenik, 1971).

17 — литологически обособленные горизонты и слои осадочных пород (цифры 1—19 на колонке слева): 1 — черные глинистые сланцы с линзами песчаника (пермо-карбон), 2 — серые кварцитовидные песчаники базальных слоев верхней перми, 3 — темно-серые до черных битуминозные слоистые доломиты верхней перми, 4 — темные доломиты, переслаивающиеся с песчано-глинистыми их разностями (основание триаса), 5 — известково-глинистые сланцы с линзами оолитового известняка (4 и 5 — нижнескитийско-сейсерская свита), 6 — серые зернистые доломиты, 7 — темно-серые мергелистые известняки (6 и 7 — верхнескитийско-кампилийская свита), 8 — светло-серый доломит (анисьенский горизонт), 9 — базальные песчаники ладиньской толщи, 10 — серые конгломераты (лангобардский горизонт ладиньской толщи), 11 — черные битуминозные сланцы и песчаники («сюнка») — основная пачка рудоносных пород, 12 — зеленовато-серые туффиты, туфы и радиолариты с кремнями (11—12 — лангобардский горизонт), 13 — осветленный зернистый доломит, 14 — черные известняки с кремнями (13 и 14 — корденальская свита), 15 — доломиты, известняки, сланцы, песчаники карьенской свиты, 16 — серые слоистые доломиты карьенской и ретьенской свит, 17 — известняки и зернистые доломиты юры, 18 — серые и темно-серые известняки нижней и верхней частей спондийенской свиты мела, 19 — мергели и песчаники эоцена; 2 — стратиграфические несогласия; 3 — сбросы; 4 — надвиги I; 5 — надвиги II; 6 — надвиги III; 7 — тектонические блоки, последовательно надвинутые на поверхности пологих чешуйчатых надвигов; 8 — богатые рудные тела («печеночные» руды); 9 — рядовые вкрапленные руды; 10 — перестроженные руды; 11 — обособленные рудные тела с самородной ртутью; 12 — рудные тела, позиция которых соответствует положению в разрезе

можно усмотреть аналогию с ртутно-сурьмяными месторождениями Ферганы (Хайдаркан, Кадамджай, Чаувайское и др.).

Весьма сложен также вопрос о возрасте ртутного оруденения района Идрии. Высказывались предположения (Mlakar, 1969) о сингенетичном — осадочно-эксгальационном — происхождении основных субсогласных рудных залежей, приуроченных к известнякам и сланцам нижнего и среднего триаса (секущие рудные тела рассматривались в этом случае как переотложенные — регенерированные в альпийскую эпоху тектогенеза). Существуют точки зрения и о мезозойском — послетриасовом возрасте оруденения, с одной стороны, и позднеальпийском, близким к современному, — с другой (Твалчрелидзе, 1972).

В районе Идрии известно еще несколько небольших проявлений ртутной (Дражевичи, Спич-Папани, Мария-Река, Триче-Чабар и др.) и связанной с ней сурьмяной (Трояне) минерализации, однако серьезного промышленного значения они не имеют. Создается впечатление, что Идрия представляет собой обособленный рудный узел, тектонически и металлогенически слабо увязывающийся с другими рудоносными зонами Динарид.

Остальные ртутные и ртутьсодержащие месторождения Югославии, по данным А. Циссарца (1958) и С. Янковича (S. Janković, 1967 г.), группируются в центральной и юго-восточной частях страны. В районе Сараево известны ртутно-сурьмяно-мышьяковые рудные поля (Чемерница, Крешево, Хрмзы), относящиеся, по мнению ряда исследователей, с которыми согласен и Г. А. Твалчрелидзе (1972), к позднеорогенной стадии варисской эпохи. Другая группа преимущественно сурьмяных ртутьсодержащих месторождений (Заяча-Костайник, Крупань и др.) расположена к юго-западу от г. Белграда. Непосредственно у последнего ранее отрабатывалось и чисто ртутное месторождение Авала. Все они по возрасту относятся к альпийским. Альпийскими же являются и месторождения, выявленные в крайней юго-восточной части страны — в районе г. Скопле (Никуштак и др.). Слагаемая ими зона уходит на территорию Греции, где известен ряд небольших проявлений ртутной, сурьмяной и мышьяковой (реальгар-аурипигментовой) минерализации (секущие жилы в сланцах, метасоматические залежи в огипсованных известняках и др.).

С. Янкович (S. Janković, 1967 г.) ртутные месторождения описываемой зоны в соответствии с их вещественным составом подразделяет на четыре группы: монометалльные ртутные, ртутно-сурьмяные, ртутно-сурьмяно-мышьяковые и комплексные ртутно-полиметаллические.

К первой группе кроме месторождения Идрия относятся месторождения Авала, Спич (Черногорское приморье), Трешница (Западная Сербия), Копанике. Все они во многом аналогичны Идрии; исключение составляет лишь месторождение Авала (Шупля Стена), связанное с зонами лиственизации в периферических частях серпентинитовых тел.

Диметалльные ртутно-сурьмяные месторождения следующей группы характеризуются резким количественным преобладанием сурьмы. Относятся они преимущественно к джаспероидному типу, так как приурочиваются к довольно выдержанным залежам окварцованных пород, формирующимся в зоне контакта мраморизованных известняков и перекрывающих их (экранирующих) сланцев. Известны ртутьсодержащие сурьмяные месторождения и секущего (жильного) типа, локализующиеся обычно в метаморфизованных сланцах (Чемерница). В некоторых жилах подобного рода антимонит ассоциирует с шеелитом и вольфрамитом (Осанице и др.).

Ртутно-сурьмяно-мышьяковые (в виде реальгара и аурипигмента) месторождения во многом аналогичны согласным (джаспероидным) ртутно-сурьмя-

ным, вернее, сурьмяным ртутьсодержащим; они также связаны с зонами интенсивного окварцевания в известняках. Для некоторых месторождений этой группы (Алшар) характерно повышенное содержание таллия — в виде лорандита, врбаита и др.

Месторождения последней группы — комплексные ртутно-полиметаллические — отличаются тем, что киноварь в них встречается совместно с сульфидами свинца и цинка, или же ртуть входит в состав тетраэдрита. Известны также редкие в минералогическом отношении месторождения, характеризующиеся необычным парагенезисом: пирит — линнеит — энаргит — миллерит — тетраэдрит — киноварь (Никуштак и др.). Никель в этом случае заимствовался, по-видимому, из массивов серпентинизированных гипербазитов, располагающихся в зоне рудоконтролирующих разломов.

Тосканский ртутнорудный район

Этот рудный район представляется несколько изолированным: он не укладывается в рамки какой-либо более протяженной тектоно-металлогенической зоны. Судя по имеющимся данным (Твалчрелидзе, 1972), он относится к небольшой обособленной внутренней эвгеосинклинальной зоне, тяготея к ее границе с внешней миогеосинклинальной зоной, охватывающей большую часть Апеннинского полуострова (рис. 22).

Ртутное оруденение распространено на площади около 2 тыс. км², сложенной осадочными отложениями пермо-карбона и мезо-кайнозоя (до плиоцена включительно), собранными в крупную антиклинальную складку северо-западного простирания — согласного с ориентировкой основных структур Апеннин. Крылья складки, запрокинутой к юго-западу, осложнены разломами, переходящими в чешуйчатые надвиги. Падение последних — северо-восточное.

Разломы типа взбросо-надвигов служили, по-видимому, рудоконтролирующими структурами, так как общий контур рудоносной площади несколько вытянут в том же, север-северо-западном, направлении. Однако роль рудо-подводящих, рудораспределяющих и отчасти непосредственно рудолокализирующих структур играли скорее всего системы сопряженных с ними косых сколовых нарушений, имеющие север-северо-восточное простирание. Серия этих сбросо-сдвигов образует в совокупности субмеридиональную зону протяжением около 100 км, в северной части которой и располагается трахитовый массив Монте-Амиата.

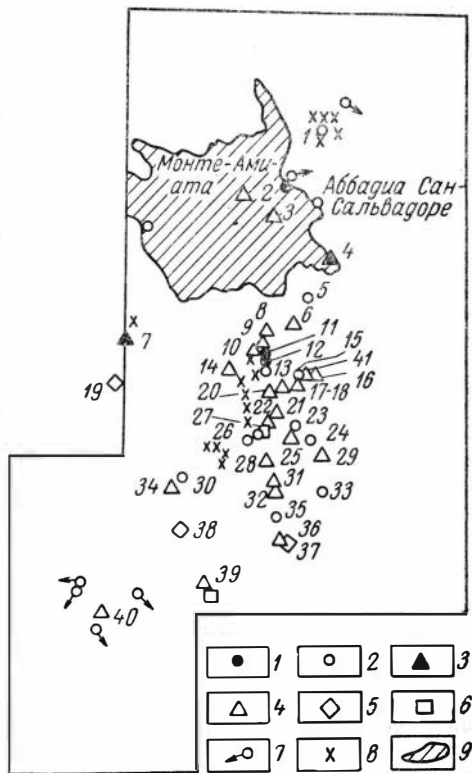
Массив возвышается в виде «шапки» (максимальная отметка 1734 м), в южной части надвинутой на терригенно-карбонатные отложения мезозоя и эоцена. Магмоподводящий канал располагался, по-видимому, в северной его части. Внешний контур массива четко маркируется многочисленными термальными источниками; они установлены, кроме того, и вдоль зон рудо-подводящих нарушений северо-восточного простирания (см. рис. 22). Рудоносные разломы обычно затухают в вязких породах центральной части массива, однако на его флангах они пересекают краевые его зоны целиком и в этом случае создаются условия для формирования наиболее крупных рудных залежей межформационного типа (месторождение Аббадиа Сан-Сальвадоре и др.). Оруденение при этом тяготеет к породам лежащего бока трахитового лакколита: последние играли роль мощного экрана для рудогенерирующих растворов и эманаций.

Вопрос об условиях и времени внедрения, а также о форме трахитового массива Монте-Амиата, несмотря на его первостепенное значение для прогно-

зирования скрытого ртутного оруденения описываемого района, до сих пор не решен однозначно. По форме это скорее всего асимметричный грибообразный лакколитоподобный шток со «шляпой», запрокинутой к юго-востоку, и стволом — неким в северо-западной части. Существуют, однако, и иные точки зрения: по мнению одних исследователей (Eskel, 1948), — это изометричный интрузивный массив, по представлениям других, — остаток бескорневого эффузивного покрова. Отсюда и расхождения в оценке природы самого массива: является ли он интрузивным, субэффузивным или же эффузивным телом. То же и в отношении возрастных соотношений с ртутным оруденением: помимо общепринятых представлений об экралирующей роли трахитов, что предопределяет дорудный возраст последних, высказывались предположения и о послерудном, более

Рис. 22. Тосканский рудный узел. По Е. Эккелю (Eskel, 1948).

1 — действующие рудники; 2 — законсервированные рудники; 3 — разведываемые месторождения; 4 — ранее изучавшиеся месторождения; 5 — рудопроявления; 6 — серно-сурьмяный рудник; 7 — термальные минеральные источники; 8 — газовые выделения (углекисло-сероводородные); 9 — контуры трахитового массива к которому приурочены основные ртутные месторождения района Монте-Амиата. Месторождения: 1 — Багни Сан-Филиппо (Пиетрипери), 2 — Аббадиа Сан-Сальвадорс, 3 — Киприана, 4 — Инфовина, 5 — Каса Паоло, 6 — Делла-Сенна, 7 — Монте-Лаббро, 8 — Церроне, 9 — Ренаполи, 10 — Гранде Путиза (Ниббио), 11 — Аргус (дель Абетина), 12 — Сольфрате дель-Силе (Сан-Ресселли), 13 — Сольфрате Монте-Амиата (Сан — Шварценберг), 14 — Сельва, 15 — Силе, 16 — Цезари (Кастолоки или Барделлотти), 17 — Паицциоле (Валлони), 18 — Ригацци, 19 — Сольфрате, 20 — Поггиола-Вольпе, 21 — Борджетто, 22 — Поггио Паулюри, 23 — Корначино, 24 — Сезионе Поггиади (Рипарелле), 25 — Поггио Фелиосо, 26 — Мороне, 27 — Сельвена (Данелли), 28 — Каса-Каппеллетти, 29 — Поггио Фолаца (Путони), 30 — Кортевечchia, 31 — Каса Тести (Шварценберг), 32 — Каса Тести (Мениканти е-Чиа), 33 — Фонте дель-Беллино, 34 — Сальвегнана, 35 — Рето (Монтебуоно), 36 — дель-Сегно, 37 — Каса Гатти, 38 — Каса Замарчи, 39 — Сан-Мартино ди-Монтиччио, 40 — Сатурниа



молодом перекрытии эффузивами ранее сформированных месторождений; признаки ртутной минерализации в трахитах рассматриваются при этом как проявления процессов послерудной регенерации. Высказывалась и еще более оригинальная точка зрения на происхождение трахитового массива Монте-Амиата: он рисуется в виде древнего тектонического отторженца, надвинутого на рудолокализирующие структуры описываемого рудного поля.

Площадь развития межформационных рудоносных залежей, связанных с зонами брекчирования в лежащем боку трахитового покрова (юго-восточная часть массива Монте-Амиата) и тяготеющих к одному из основных рудоподводящих разломов северо-восточного простирания, достигает 30 × 10 км (Eskel, 1948). Они имеют плащеобразную форму и состоят из минерализованных блоков, представленных раздробленными сланцами, измененными до состояния рыхлой глины, в которой заключены глыбы осветленного известняка, часто доломитизированного. Выделяются обогатенные гнезда, линзы и неправильной формы трубообразные тела, среднее содержание ртути в которых превышает 3—4%.

Их протяженность на глубину достигает 100—150 м. Содержание ртути на нижних горизонтах рудных столбов снижается до 0,7% и менее. Руды представлены массивной, мелкозернистой и порошковой киноварью, как бы пропитывающей массу аргиллизированных пород; в известняках киноварь выделяется в виде тонких прожилков и рассеянной вкрапленности. Месторождение интенсивно эксплуатируется лишь около 100 последних лет, однако по масштабам общей добычи (свыше 100 тыс. т ртути) оно вышло на третье место в мире. Годовая производительность рудника иногда достигала 2200—2500 т (по металлу).

Месторождения, локализованные в толще терригенно-карбонатных пород за пределами трахитового массива Монте-Амиата, отличаются большим структурно-морфогенетическим разнообразием. Так, рудником Сиеле, расположенным в 10 км южнее месторождения Аббадиа Сан-Сальвадоре, обрабатывались богатые трубообразные рудные тела, связанные со структурами карстового растворения, развивающимися в известняках вдоль разломов, но вблизи контакта с экранирующими сланцами. Здесь же, на участке Гранде Путизза, ртутное оруденение установлено в минерализованных песчаниках: рудные тела представлены межформационными подэкранными залежами (на контакте песчаников и перекрывающих их сланцев, обычно битуминозных) и крутопадающими минерализованными зонами дробления. Мощность рудных тел колеблется в пределах 2—5 м, возрастая иногда до 50 м, при глубине по падению до 50 м.

Месторождения центральной части Тосканского рудного района характеризуются монометальностью. Однако в рудопроявлениях, расположенных на его флангах, существенную роль начинают играть иногда минералы сурьмы (антимонит), а также мышьяка (аурипигмент и реальгар). Так, на месторождении Сан-Марино киноварь в ассоциации с антимонитом слагает прожилки и гнезда в горизонтах интенсивно гематитизированных пород. Месторождение Сельвена представлено комплексными ртутно-сурьмяными пиритсодержащими рудами, залегающими в черных битуминозных известняках.

Самостоятельные месторождения сурьмы известны в южной части описываемого района. Ранее здесь обрабатывалось месторождение Перетта, согласные кварц-антимонитовые залежи которого приурочены к отдельным горизонтам известняков эоцена, перекрывающимся глинистыми отложениями. На месторождении Сан-Марино оруденелой является зона контакта юрских известняков с вышележащими песчано-глинистыми сланцами; секущие кварц-антимонитовые жилы встречены и в подстилающих известняках. В крайней юго-западной части района расположено оригинальное по условиям образования и вещественному составу серно-сурьмяное (с флюоритом) месторождение, связанное с недавней сольфатарной деятельностью.

Следует подчеркнуть, что практически все перечисленные месторождения ртути, сурьмы, мышьяка, пирита — марказита, барита и флюорита пространственно и структурно ассоциируют с термальными источниками и газовыми (углекисло-сероводородными) выделениями. Обработка глубоких горизонтов отдельных месторождений затруднена в связи с повышенной их газонасыщенностью.

Приведенные данные свидетельствуют о наличии тесных геолого-структурных связей ртутного оруденения района с трахитовым массивом, о его вулканогенной природе и молодом альпийском возрасте.

Рудоносный район Юго-Восточной Сардинии представлен, по данным Г. Ангермейера (Angermeier, 1964), протяженной (несколько десятков кило-

метров) зоной, объединяющей свыше 20 ртутьсодержащих сурьмяных и сурьмяно-вольфрамовых месторождений (Геррей и др.), локализующихся в толще графитизированных сланцев нижнего палеозоя.

Крымская ртутьносная зона

Ртутные рудопроявления, установленные в южной (горной) части Крыма, можно рассматривать в качестве промежуточного звена, связывающего в единый пояс Закарпатскую зону и Кавказскую рудную провинцию. Особенно много общего у них с месторождениями северной составляющей последней (Кубанский рудный район), отличающимися телетермальным обликом.

Проявления ртутной минерализации группируются, по данным Г. А. Булкина (1961 г.), А. П. Большакова (1970 г.), В. И. Морозова (1969 г.) и др., в две зоны: Северную, или Бодран-Салгирскую (Альминскую), и Южную, или Прибрежную. Обе зоны имеют запад-юго-западное простирание, согласное с направлением основных тектонических структур Крыма, в том числе рудоконтролирующих разрывов типа взбросо-надвигов.

В пределах первой зоны, сложенной флишoidным комплексом верхнего триаса — юры, ртутное оруденение ассоциирует преимущественно с системами поперечных даек диабазового порфирита. О телетермальной природе описываемых рудопроявлений свидетельствует ограниченный список рудных (киноварь, изредка пирит) и жильных (диксит, алушит или донбассит, кальцит) минералов. На западном фланге зоны располагается Альминское рудопроявление, представленное вкрапленностью киновари в зальбандах маломощных даек и вдоль малоамплитудных трещин скола в аргиллизированных сланцах и песчаниках, а в ее центральной части известно Лозовское рудопроявление, локализованное уже непосредственно внутри мощного плитообразного тела диабазовых порфиритов.

Рудопроявления Южной зоны также локализуются большей частью в флишевой толще верхнего триаса — юры. Однако в отличие от предыдущего случая для них более характерны процессы не столько аргиллизации, сколько кальцитизации вмещающих пород. Так, на рудопроявлениях Приветнинском и Веселовском киноварь установлена в кальцит-алушитовых прожилках в сланцах, а на рудопроявлении Агармышском ртутная минерализация связана с мощной жилой кальцита в известняках.

Особое место в описываемой зоне принадлежит проявлениям ртутной минерализации, связанным со структурами грязевых вулканов, развитых на Керченском полуострове. Глубина заложения их — многие тысячи метров (что определяется по составу материала выбросов: в нем присутствуют обломки меловых пород), тогда как мощность перекрывающей толщи третичных отложений не менее 3 км (Шнюков и др., 1971). Диаметр отдельных кратеров до 2 км, грязевых воронок — до 20 м, а отдельных действующих грифонов — до 2 м. Вулканы тяготеют к зонам разломов, осложняющим сводовые части крупных антиклинальных структур. Киноварь в виде мелких зерен и кристалликов до 1 мм в поперечнике установлена в глинистом материале (Морозов, 1969). Ртутнометрическая съемка (В. Э. Поярков, А. В. Нетреба, 1967 г.) показала наличие над вулканами четко выраженных ореолов парообразной ртути. Природа последней пока не ясна.

Кавказская ртутная провинция соответствует одноименной металлогенической провинции полициклического типа и является частью Восточно-Средиземноморской металлогенической области (Твалчрелидзе, 1964). Северной границей провинции служит серия передовых прогибов, отделяющих мегантиклинорий Большого Кавказа от Русской платформы; с юга она ограничена складчатыми системами Понта и Тавра, а на западе и востоке — новейшими впадинами Черного и Каспийского морей.

Ртутное оруденение Кавказской провинции занимает строго определенную позицию в общей схеме геосинклинальной эволюции складчатой области. Имеющиеся материалы свидетельствуют о том, что наиболее интенсивно процессы рудообразования развивались в заключительную стадию альпийского тектоно-магматического цикла. Геотектоническая обстановка, соответствующая периоду ртутного рудообразования, определялась глыбовыми перемещениями по крупным расколам, что нашло отражение в тесной пространственной связи ртутных месторождений с зонами региональных тектонических нарушений.

Ртутное оруденение сформировалось после внедрения малых интрузий. Минерализация накладывается на разновозрастные структурно-металлогенические зоны и размещается в толщах от нижнего палеозоя до верхнего мела включительно. Верхний предел возраста ртутного оруденения точно не установлен, нижняя возрастная граница совпадает с серединой третичного периода, о чем свидетельствуют находки рассеянной ртутной минерализации в миоплиоценовых андезито-дацитах Агятагского рудного поля (Кашкай, Насибов, 1969), а также присутствие киновари в рудах некоторых месторождений редких металлов, парагенетически связанных с преадагачыльскими трахилипаритами района Минеральных Вод. Косвенным подтверждением этого вывода могут служить установленные З. Я. Церцвадзе (1965 г.) повышенные содержания ртути в верхнеэоценовых отложениях Южной Осетии близ ртутного рудопроявления Эрцо.

На Кавказе, как и в других ртутных провинциях мира, наиболее четко проявлен контроль оруденения разрывными структурами. Месторождения и рудопроявления ртути обычно размещаются вдоль региональных рудоподводящих разломов с образованием выдержанных по простиранию протяженных линейных зон, в целом согласных с генеральным направлением кавказских складчатых структур.

Выделяются две категории продольных рудоконтролирующих глубинных разломов: а) краевые тектонические швы на границе складчатой области с платформой и б) внутрискладчатые граничные разломы. Среди последних различаются: зоны раннеальпийского заложения, контролирующие пояса гипербазитовых и малых интрузий, альпийские разломы, характеризующиеся отсутствием или слабым проявлением магматизма, и разломы древнего заложения, активизированные в альпийское время.

Продольные рудоконтролирующие разломы первой категории представлены на Кавказе Пшекишско-Тырныаузской краевой шовной зоной, отделяющей мегантиклинорий Большого Кавказа от молодой эпигерцинской Скифской платформы.

Глубинные рудоконтролирующие разломы второй категории присущи внутренним частям Кавказской складчатой области. Их геотектоническая позиция различна. В одних случаях они ограничивают флишевые синклинии,

отвечающие по величине и месту формирования внутригеосинклинальным прогибам заключительной стадии развития альпийской геосинклинали, в других — проявляются на стыках альпийских интрагеосинклинальных прогибов с интрагеоантиклинальными поднятиями.

К этой же категории рудоконтролирующих глубинных структур мы относим и активизированные в альпийское время продольные разломы древнего заложения. Примером таких структур является надвиг Главного хребта, контролирующий размещение эндогенных месторождений редкометалльно-мышьякового рудного пояса и ртутных месторождений Северной Абхазии. По этому разлому породы древнего кристаллического субстрата горст-антиклинория Центрального Кавказа контактируют с эффузивно-осадочными толщами киммерийской складчатой зоны южного склона.

Сособую группу рудоконтролирующих разломов образуют длительно развивавшиеся поперечные нарушения. Они определяют геологическую позицию «внезональных» месторождений ртути, а также существенно влияют на размещение ртутных проявлений в пределах продольных линейных ртутнорудных зон.

На территории провинции отчетливо выделяется ряд ртутнорудных зон: Рача-Осетинская, Новороссийская, Краснополянско-Кодорская, Онийско-Эрцойская, Севано-Акеринская, Ахтырская (рис. 23).

Р а ч а - О с е т и н с к а я р т у т н а я з о н а является частью редкометалльно-мышьякового пояса Главного хребта, характеризующегося разнообразными по составу рудными месторождениями, среди которых обособляется комплекс альпийских низкотемпературных образований, включающий проявления антимонитовых, ферберитовых, реальгар-аурипигментовых, киноварных и своеобразных антимонит-ферберитовых руд.

Ртутное оруденение зоны контролируется Тибско-Кобийским глубинным разломом, проявившимся на стыке Рача-Тианетского флишевого синклинория с тектонической подзоной южного склона Главного хребта.

Северо-восточная часть зоны сложена интенсивно дислоцированными песчано-сланцевыми толщами тоар-ааленского возраста, которые вмещают монометалльные ртутные месторождения, группирующиеся в линейно-вытянутые рудные поля (Наро-Мамисонское, Талахиани и др.), контролируемые региональными разрывами северо-западного и субширотного направлений. Здесь отчетливо выделяются два структурных типа ртутных проявлений: гнездовидные залежи в породах лежащего бока крупных надвигов и секущие жильные тела в крутопадающих трещинах.

Юго-западная часть зоны, относящаяся к Рача-Тианетскому флишевому синклинорию, отличается развитием терригенно-карбонатных толщ верхней юры и нижнего мела. Для нее наиболее характерны ртутно-мышьяковые проявления (Кодис-Дзери, Цохис-Ру, Рустави, Зруг, Чичхва, Закки-дон и др.). Все они приурочены к зонам смитий, проявленным на контактах литологически разнородных пород, и представлены серией разобщенных орудененных линз.

К р а с н о п о л я н с к о - К о д о р с к а я р т у т н а я з о н а, контролируемая Краснополянским глубинным разломом и активизированным в альпийское время надвигом Главного хребта, объединяет многочисленные месторождения и рудопоявления ртути, сконцентрированные вдоль южной границы подзоны южного склона Главного хребта, которая в этой части Большого Кавказа играет роль промежуточной тектонической ступени между наиболее опущенной Абхазско-Рачинской зоной, и подзоной Центрального поднятия с выходами пород древнего кристаллического субстрата.

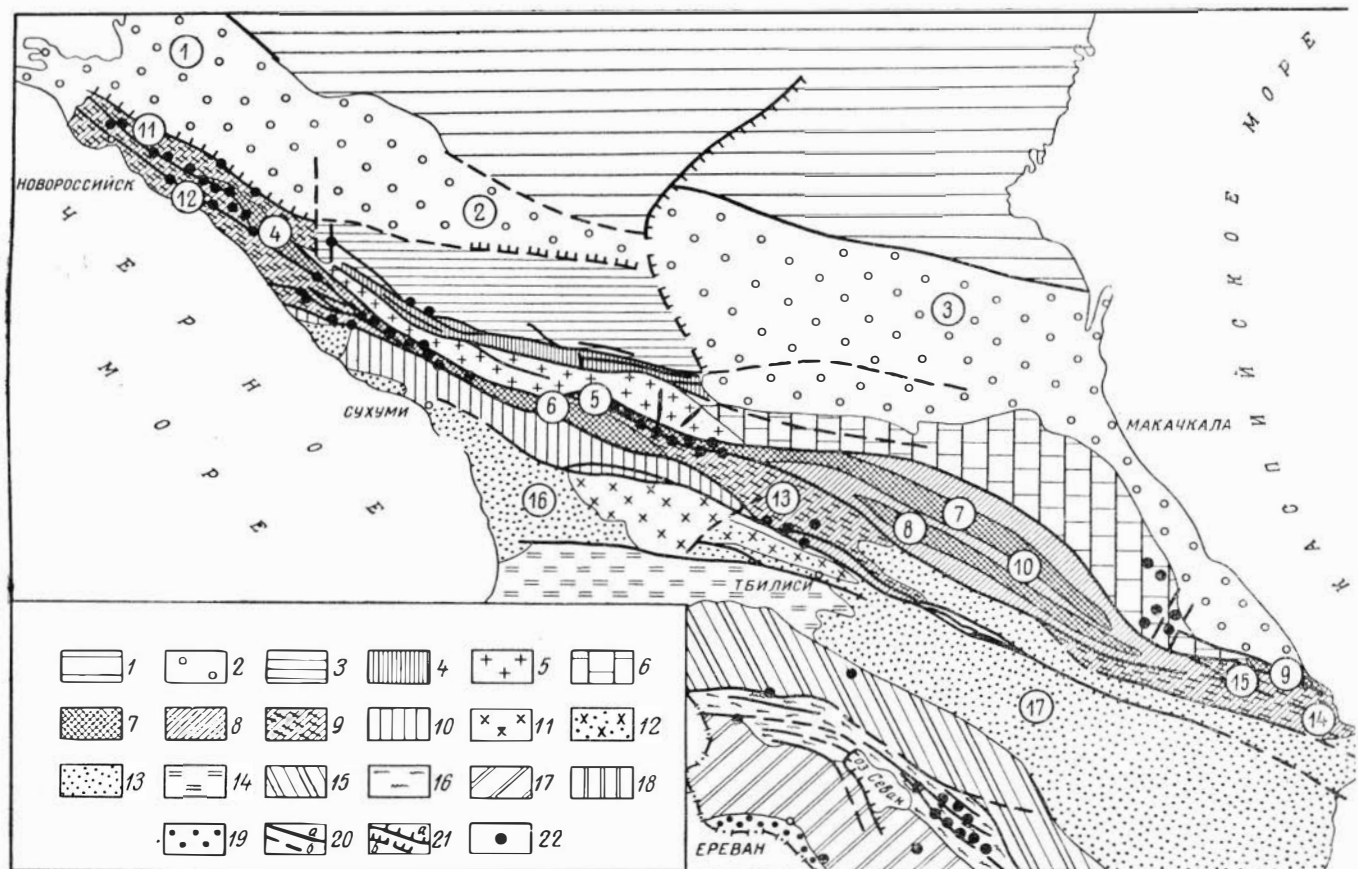


Рис. 23. Схема размещения ртутного оруденения в тектонических структурах Кавказа. Составлена на основе тектоической схемы Кавказа Е. Е. Милановского и В. Е. Хайна.

1 — Скифская эпигерцинская платформа; 2 — альпийские передовые прогибы: Западно-Кубанский (1), Восточно-Кубанский (2), Терский (3). Мегантиклинорий Большого Кавказа; 3 — Лабино-Малкинская зона — южный участок эпигерцинской платформы, втянутый в поднятие Большого Кавказа; 4 — Пшекишско-Тырныаузская шовная зона; 5 — горст-антиклинорий Главного хребта; 6 — зона Известнякового Дагестана — Осетии; 7—9 — зона южного склона Центрального и Восточного Кавказа; 10 — зона Главного хребта; 11—13 — зона Главного хребта; 14—16 — зона Главного хребта; 17—19 — зона Главного хребта; 20—22 — зона Главного хребта.

гача-пачеллаи (13), динорский (14), лезинский (15); 10 — Абхазско-Рачинская зона. Закавказский мекторный пояс: 11 — выступ фундamenta Дзирульского кристаллического массива; 12 — участок Дзирульского массива, перекрытый верхними неоген-четвертичными молассами; 13 — мекторные впадины: Рюсская (16), Куринская (17). Мезантклиний Малого Кавказа: 14 — Аджаро-Григелеская складчатая зона; 15 — Сомхито-Карабахская антиклинорная зона, развившаяся из альпийской интрасоциалина; 16 — зона Сено-Акеринского глубинного разлома (сфолитовый пояс Малого Кавказа); 17 — Мисхано-Зангезурская антиклинорная зона, развившаяся из альпийской интрасоциалина; 18 — Талышская зона; 19 — Приараксинская зона; 20 — глубинные разломы; а — доказанные, б — предполагаемые и погрешные; 21 — крупные флексуры; а — доказанные, б — предполагаемые; 22 — месторождения и рудопроявления ртути

Оруденение в пределах зоны распределено неравномерно. Максимальные его концентрации наблюдаются в местах разветвления разломов на две или несколько ветвей (Агепская группа рудопроявлений, Авадхарское месторождение), в узлах сочленения разломов близкого направления, а также на участках развития мелких оперяющих разрывов (Ахейское месторождение, рудопроявления Башкацара, Аданге, Сипистави и др.). Ведущая роль в локализации оруденения принадлежат межформационным зонам смятия и зонам повышенной трещиноватости, которые вмещают пластообразные, гнездовые и линзовидные рудные тела. Пластообразные залежи ртутных руд, представленные четкими горизонтами оруденелых песчаников тоара, перекрытых сланцами, развиты на Шуринском участке Ахейского месторождения. Оруденение гнездового типа, как правило, тесно связано с линейными зонами дробления, полосами трещиноватости и одиночными трещинами в песчаниках, глинистых сланцах, туфах кварц-альбит-пироксеновых порфиров или же в пластообразных залежах альбитизированных диабазов (рудопроявления Гваштхва, Мзымга, Агурипста, Аданге, Макратела и др.).

От этой зоны ответвляется Ахачинская ртутная кулиса, следующая вдоль шовного поднятия Ахцу-Кацърха, которое вместе с ограничивающими его разломами является элементом глубинного разлома, возникшего в верхней юре на границе Новороссийского флишевого трога. К северному разрыву приурочено Ахачинское рудопроявление ртути, южный — контролирует ртутную минерализацию рудопроявлений Бетага и Малый Ахей.

О н и й с к о - Э р ц о й с к а я р т у т н а я з о н а объединяет серию мелких ртутных рудопроявлений и многочисленные пункты с высоким содержанием киновари в шлихах, пространственно совмещенные с проявлениями низкотемпературного свинцово-цинкового оруденения и значительными по масштабу мышьяковыми (реальгар-аурипигментовыми) месторождениями. Зона имеет северо-западное простирание, основная часть ее располагается в пределах юго-западной окраины Рача-Тянетского флишевого синклинория, следуя его границе со смежным Закавказским срединным массивом. Структурная позиция зоны определяется положением Кахетино-Лечхумского глубинного разлома.

В всячем боку разлома размещается серия ртутных и ртутно-мышьяковых проявлений жильного типа, представленных оруденелыми кальцитовыми жилами, залегающими среди терригенно-карбонатных пород флишевой формации (Лети, Кобетское и др.). К лежащему боку разлома приурочены монометалльные ртутные проявления, тяготеющие к тектоническим клиньям верхнеюрских известняков, зажатых между сочленяющимися разрывами субширотного и северо-западного направлений.

Н о в о р о с с и й с к а я р т у т н а я з о н а расположена на территории северо-западной части Большого Кавказа к западу от Пшехинско-Адлерской поперечной ступени. Она контролируется длительно развивавшимися глубинными разломами, проявившимися на границе Гойтхского антиклинория с Новороссийским флишевым синклинорием. Главенствующая роль в размещении ртутных месторождений принадлежит Бекишейскому и Безепскому разломам,

контролирующим полосу ртутного оруденения протяженностью свыше 200 км.

Ртутные проявления восточного участка зоны располагаются в бассейне р. Шахе, образуя цепочку северо-западного простирания, в общем согласную с направлением складчатых структур. Рудные тела гнездового типа залегают в зонах дробления на контактах глинистых сланцев с линзами плагиопорфиров, которые вскрыты в висячем боку крупного регионального взброса, являющегося составным элементом Бекишейского глубинного разлома. В лежащем боку разлома ртутные месторождения пока не обнаружены, однако в сложно-дислоцированных толщах мальма и неокома, примыкающих с юга к Бекишейскому разлому, повсеместно устанавливаются признаки ртутной минерализации в виде шлихов с богатым содержанием киновари.

Ртутные месторождения северо-западного отрезка Новороссийской зоны размещаются по обе стороны от Безепского глубинного разлома, выполняющего в этой части Большого Кавказа роль северного ограничения Новороссийского флишевого синклинория. Как правило, они локализируются в участках, где зона разлома испытывает максимальное усложнение, выражающееся в развитии сложной системы кулисно-перистых разрывов, сопровождаемых оперяющимися тектоническими трещинами.

Ахтырская ртутная зона объединяет мелкие коренные рудопроявления ртуты и многочисленные шлиховые ореолы рассеяния киновари, которые закономерно тяготеют к Ахтырскому глубинному разлому, ограничивающему с севера Абино-Гунайскую флишевую зону. Здесь выявлено ртутное оруденение пластового типа, локализованное в сводах гребневидных антиклиналей, нарушенных продольными (субширотными) и поперечными разрывами (рудопроявления Горячий Ключ, Красноаульское).

Особое положение в региональной структуре Кавказа занимает так называемый Северный ртутный пояс (В. Б. Черницын, 1967 г.), контролируемый Пшекишско-Тырныаузской краевой шовной зоной. Значительная часть его располагается в пределах южной окраины Лабино-Малкинской моноклиналиной зоны, которая на протяжении большей части альпийского этапа принадлежала к эпигерцидской Скифской платформе.

Ртутные месторождения этой части провинции обнаруживают закономерную приуроченность к сопряжениям Пшекишско-Тырныаузского краевого шва, ограничивающего Лабино-Малкинскую зону с юга, с длительно развивавшимися поперечными структурами. На пересечении Тырныаузской шовной зоны с Лабинским поперечным поднятием расположено рудопроявление Котел представленное гнездообразными скоплениями киновари в метаморфических сланцах палеозоя. Аналогичную позицию занимает Кышкытское месторождение ртуты, которое приурочено к стыку Тырныаузской зоны разломов с Черкеско-Келасурским поперечным нарушением.

Ртутное оруденение Севано-Акеринской рудной зоны сосредоточено в сравнительно узкой мобильной тектонической зоне одноименного глубинного разлома, разграничивающего Сомхито-Карабахскую интрагеосинклинальную и Мисхано-Зангезурскую интрагеоантиклинальную зоны.

Севано-Акеринская зона трогового прогиба характеризуется развитием мощных толщ вулканогенно-осадочных отложений верхнего мела и эоцена прорванных ультраосновными, основными и кислыми интрузиями предположительно верхнемелового и третичного возраста. В строении зоны принимает участие сложная система виргирующих региональных разломов, которые на северо-западе слиты в единую зону субширотного простирания, а на:

юго-востоке пучкообразно расходятся, образуя структуру типа «конского воста».

Основная часть известных здесь месторождений и рудопроявлений ртути концентрирована в пределах северной окраины Севано-Акеринской разломной структуры, где они образуют четко выраженную линейную зону запад-северо-западного простирания. Последняя состоит из серии сближенных мелких улисов, вытянутых вдоль тектонических границ приразломных антиклинорий и синклинорий, возникших в позднеальпийское время в результате структурной перестройки первичных грабен-антиклиналей и грабен-синклиналей.

На территории Азербайджана М. А. Кашкаем и Т. Н. Насибовым (1965) выделены четыре локальные ртутные подзоны (кулисы): Гекгель-Левчайская, Сеюглючай-Тертерская, Агятаг-Акгаинская и Тахтун-Лачинская.

Гекгель-Левчайская подзона расположена на стыке Левчайского антиклинория, сложенного вулканогенно-осадочными образованиями верхнего мела, и Чичакли-Конгурского синклинория. Вдоль граничного разлома породы порваны интрузиями гипербазитов и габбро предположительно верхнемелового возраста, а местами и третичными гранитоидами.

Ртутные месторождения сконцентрированы в породах верхнего мела (песчаники, туфы, конгломераты) вдоль продольных разрывов, осложняющих северные части крутых сжатых складок. Роль рудолокализирующих структур обычно выполняют зоны брекчий, полосы трещиноватости и одиночные оперяющиеся трещины. Для подзоны в целом характерна монометаллическая ртутная генерализация.

Сеюглючай-Тертерская подзона тяготеет к северному борту Сарыбабинского синклинория, прослеживаясь вдоль северо-восточного побережья оз. Севан. К ней относится группа рудопроявлений листовитового типа (Кесаманское, Муратапинское, Джанахмедское, Сараландж и др.). В строении подзоны принимают участие вулканогенно-осадочные породы нижнего сенона и прорывающие их интрузии ультраосновного и кислого состава.

Ртутные месторождения сосредоточены в зонах листовитизированных ерпентинитов и пород иного состава, где проявлены жилородные и линзовидные рудные тела. Последние тяготеют к изгибам рудоконтролирующих арушений по простиранию и по падению, местам их сопряжений и участкам широкого развития мелких оперяющихся трещин (месторождение Шорбулах, Кельдаринское рудопроявление).

Основная часть Агятаг-Акгаинской подзоны располагается в пределах Сарыбабинского синклинория, следуя его границе со смежным Карабахским антиклинорием. Она прослеживается в северо-западном направлении в виде линейной полосы, которая в бассейне рек Тутхун и Мозчай приобретает широкое простирание вследствие сопряжения Сарыбабинского синклинория с поперечной Кельбаджарской наложенной мульдой.

Агятаг-Акгаинская подзона характеризуется развитием мощных толщ вулканогенно-осадочных отложений нижнего сенона, интродуцированных гипербазитами, базитами и гранитоидами верхнемелового и третичного возраста.

Ртутные месторождения и рудопроявления в пределах подзоны контролируются крутопадающими разломами северо-западного простирания, которые опровергаются зонами брекчирования и трещиноватости. Оруденение ртутное, преимущественно листовитового типа (Агятагское месторождение, рудопроявления Чернанское, Абдуллаушагинское, Нагдылычайское, Чильгизское и др.).

Тахтун-Лачинская подзона намечается по вторичным ореолам рассеяния киновари, вытянутым вдоль тектонической границы Лачинского антиклинория с Гочасским синклинорием.

Помимо охарактеризованных выше продольных линейных зон на территории провинции имеются обособленные группы внезональных месторождений ртути. Такие месторождения известны в Дагестане (Хпекская группа), в Азербайджане (Агдуздахское), в Грузии и в Армении, где они четко контролируются узлами пересечений продольных и поперечных долгоживущих нарушений.

Ртутные месторождения Кавказской провинции по составу, геологической обстановке и условиям формирования отчетливо обособляются в особую группу низкотемпературных гидротермальных образований, не обнаруживающих прямых генетических связей с какими-либо определенными проявлениями магматизма. Месторождения и рудопроявления ртути в основном принадлежат к ртутной субформации ртутной рудной формации. Наряду с этим на территории провинции известна сравнительно малочисленная группа небольших по масштабу месторождений со сложными киноварно-реальгаровыми рудами, которая рассматривается в качестве мышьяково-ртутной субформации.

К ртутной субформации относится большая группа ртутных месторождений и рудопроявлений, практическая ценность которых определяется ртутью, Сурьма и мышьяк принадлежат к числу второстепенных примесей; цинк, свинец, медь, никель, кобальт, серебро и селен отмечаются редко, а такие элементы как олово, висмут, молибден, кадмий и золото, устанавливаемые в рудах месторождений других ртутных провинций, здесь отсутствуют.

В месторождениях этой группы среди рудных минералов преобладает киноварь, что позволяет считать их руды практически киноварными. Иногда присутствуют небольшие скопления антимонита и пирита; спорадически проявляются халькопирит, сфалерит, галенит, арсенопирит, метациннабарит, блеклые руды, реальгар и аурипигмент.

Состав нерудных минералов зависит от состава рудовмещающих пород. В алюмосиликатных толщах ведущая роль в рудах обычно принадлежит кварцу и диккиту, в известняках — кальциту, а гидротермально измененным породам типа лиственитов свойственны сложные железисто-магнезиальные карбонаты. От состава исходных рудовмещающих толщ зависят и типы околорудных изменений. Хотя в каждом конкретном случае преобладает определенный вид околорудных изменений, для всех месторождений характерны окварцевание и аргиллизация.

Различия в составе главных парагенетических ассоциаций минералов и характере проявления околорудных метасоматических процессов позволяют выделить месторождения и рудопроявления трех минеральных типов: 1) кварц-диккит-киноварного, 2) магнезиально-карбонатно-киноварного (лиственитового) и 3) карбонатно-киноварного.

Кварц-диккит-киноварный тип объединяет большую группу ртутных проявлений, локализованных в терригенных песчано-сланцевых толщах юры — нижнего мела и лишь отчасти в пермских конгломератах туфах байоса, вулканогенно-осадочных образованиях верхнего мела и дайках альбитизированных диабазов. Они широко проявлены на Северном и Северо-Западном Кавказе, в Дагестане, Абхазии, на юго-востоке Краснодарского края в Горной Раче и Северной Осетии. Отдельные представители этого типа известны на территории Армении и Азербайджана.

Характерная особенность месторождений этого типа — постоянная приуроченность к породам алюмосиликатного состава. Наиболее благоприятны

для рудоотложения песчаники, алевролиты и микроконгломераты, пачки переслаивающихся песчаников и сланцев, а также зоны контакта пород, отличающиеся по физико-механическим свойствам. Рудные тела обычно приурочены к разрывным структурам, участкам пересечений нарушений различных направлений и к местам их изгиба. Они имеют пластообразную, линзовидную, гнездовую и жильную формы.

Минеральный состав исключительно прост. Руды сложены преимущественно киноварью, кварцем и диккитом. Количественно им подчинены пирит, антимонит, кальцит и сидерит. Крайне редки арсенопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды, метациннабарит, реальгар, аурипигмент и самородный мышьяк. Главные типы текстур руд — вкрапленная, штокервовая, брекчиевая. Явления метасоматоза при отложении киновари проявлены локально, при этом интенсивность метасоматических процессов весьма незначительна. Постоянно отмечаются предшествующие отложению киновари окварцевание и аргиллизация, в меньшей мере пиритизация и кальцитизация.

Имеющиеся данные по температурам гомогенизации газовой-жидких включений в жильных минералах (кварц, кальцит) и киновари (материалы автора; Шамрай, Труфанов, 1968) характеризуют процесс рудоотложения на проявлениях этого типа как низкотемпературный, протекавший во многих случаях при скачкообразном снижении температур. Максимальные температуры гомогенизации газовой-жидких включений в дорудном кварце на месторождениях Северо-Западного Кавказа составляют 210—215° С, а включения в кварце рудовмещающих брекчий гомогенизируются при температурах 125—130 и 65—70° С. Гомогенизация включений в киновари осуществляется в интервале температур от 60 до 120° С. Основываясь на экспериментальных данных и типах окolorудных изменений, можно предполагать, что начальные температуры минералообразования не превышали 250° С, а температурный режим при отложении киновари ограничивался рамками 140—50° С. Главная масса киновари в большинстве месторождений данного типа, вероятно, отлагалась при температурах ниже 120° С.

Наиболее яркими представителями оруденения кварц-диккит-киноварного типа являются Ахейское и Сахалинское месторождения.

Ахейское месторождение расположено в пределах Краснополянско-Кодорской ртутной зоны на стыке палеозойских структур горст-антиклинория Главного хребта с тектонической подзоной южного склона.

Рудоносная зона сложена интенсивно дислоцированной толщей песчанико-сланцевых отложений ниже-среднеюрского возраста с горизонтами туфов и субвулканических тел альбитофиров. Главная рудоконтролирующая роль принадлежит зоне регионального надвига, по которому существенно песчаниковые пачки тоара надвинуты на ааленские глинистые сланцы. Надвиг имеет северо-западное простирание с падением плоскости смещения к северо-востоку под углом 30—40°. Ртутные руды сконцентрированы в висячем боку разлома среди пород сорской свиты, характеризующейся чередованием крупнозернистых кварцевых песчаников с алевролитами и углисто-глинистыми сланцами, содержащими линзы и прослой туфов.

Наиболее изучен Шуринский участок месторождения, где, по данным О. Г. Барач и Г. Т. Баакашвили (1970 г.) установлена серия пластообразных рудных тел, заключенных в мощной (30—70 м) пачке тесно сближенных пластов аргиллизированных и окварцованных песчаников, ограниченных линиями тектонических нарушений. Между пластами песчаников сосредоточены маломощные прослой углисто-глинистых сланцев, которые играют роль

экранирующих поверхностей. Менее протяженные рудные тела аналогичной формы приурочены к горизонту туфов кислого и основного состава и пачке разноразмерных песчаников мощностью 10—40 м.

Ртутная минерализация в песчаниках распределена неравномерно. Как правило, она контролируется мелкой трещиноватостью, сопровождающей послойные и секущие разрывы. Наиболее концентрированные руды локализованы под местными экранами на участках массового проявления разноориентированных трещин, выполненных кварц-диккитовым материалом.

Минеральный состав руд определяется триадой киновари, кварца и диккита, которые слагают жилы, прожилки и гнезда, а также цементируют обломки брекчированных песчаников. Количественно им подчинены антимонит, пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, халькопирит, шпатцит, кальцит, доломит и анкерит. Почти все эти минералы встречаются крайне редко. Исключение составляют антимонит, шестоватые кристаллы которого нередко фиксируются на стенках трещин в раннем кварце, и карбонаты, развивающиеся по цементу песчаниковых брекчий. Иногда совместно с киноварью, кварцем и диккитом они слагают тонкие прожилки и мелкие гнезда.

Процесс минералообразования, по данным С. А. Кекелия (1964 г.), протекал в две стадии. Ранняя стадия, сопровождаемая окварцеванием вмещающих пород, характеризовалась выделением основной массы кварца и кристаллизацией пирита, арсенопирита, галенита, сфалерита, халькопирита. Во вторую, собственно рудную стадию были сформированы зоны аргиллизации, образования которых сопутствовало отложение киновари, диккита, кварца II, антимонита и карбонатов.

Сахалинское месторождение занимает несколько иную геологическую позицию. Оно приурочено к тектонической зоне Безепского глубинного разлома, контролирующего распределение ртутной минерализации кварц-диккит-киноварного типа в породах флишевой формации Новороссийского синклинария.

В строении месторождения принимают участие глинистые породы, песчаники, алевролиты и конгломераты нижнего мела, слагающие сравнительно небольшую по размерам брахиантиклинальную складку, которая рассечена тектонической зоной смятия северо-западного простирания и сопровождающими ее мелкими разрывами северо-восточного и субширотного направлений. Мощность зоны смятия составляет 80—100 м; падение юго-западное под углом 50—75°.

Ртутное оруденение, по данным И. В. Виноградова (1958 г.), локализовано в лежачем боку зоны смятия среди глинистых алевролитов и алевролитистых аргиллитов солодкинской свиты нижнего мела, перекрытых пачкой глин, содержащей прослой глинистых сидеритов и линзы мергелистых известняков. Последняя выполняет роль экрана, под которым концентрируются богатые руды. В контурах рудоносных зон, устанавливаемых по данным опробования, выделяются рудные тела трех структурно-морфологических типов: линзы минерализованных кварц-диккитовых брекчий; тела ленточной формы в участках повышенной трещиноватости; жилообразные тела в прослоях минерализованных песчаников. Главную ценность месторождения составляют рудные тела первого типа.

Минеральный состав руд месторождения в общем прост. Главным рудным минералом является киноварь; ей постоянно сопутствуют кварц и диккит. Различные комбинации этих минералов определяют развитие трех типов руд — кварц-диккит-киноварных, кварц-киноварных и диккит-киноварных, в которых

изредка наблюдаются скопления антимонита и пирита. Спорадически встречаются халькопирит, марказит, метациннабарит, сфалерит, блеклая руда, бертьерит, висмутин, сидерит и кальцит.

Эволюция рудного процесса, согласно данным В. И. Зубова (1966 г.) и И. В. Виноградова (1958 г.), определялась последовательной сменой минеральных ассоциаций, соответствующих трем стадиям минерализации: кварц-диккитовой (безрудной), полисульфидной и карбонатной. В отличие от Ахейского месторождения, где процессы окolorудных изменений проявились относительно интенсивно, метасоматические преобразования вмещающих пород здесь выражены слабо. Они развиваются локально в связи с полисульфидной стадией, проявляясь в окварцевании и частичной карбонатизации обломков брекчий.

Ртутное оруденение магнeзиально-карбонатно-киноварного (лиственитового) типа является новым для Кавказской провинции. Месторождения этого типа сосредоточены в пределах Севано-Акеринской ртутнорудной зоны, где распространены массивы гипербазитов, внедрившиеся по глубинному разлому в вулканогенно-осадочные образования верхнего мела. Мелкие рудопроявления известны и на Северном Кавказе в полосе развития палеозойских ультрабазитов, прорывающих кристаллические сланцы нижнего палеозоя (В. Б. Черницын, А. В. Нетреба и др., 1973 г.).

Для месторождений данной группы характерна локализация ртутных руд в апосерпентинитовых лиственитах и в гидротермально измененных разностях пород известково-алюмосиликатного состава. Реже рудовмещающими являются серпентиниты, туфобрекции, конгломераты и известняки. Рудные тела имеют столбообразную и линзовидную формы. Обычно они контролируются зонами крутопадающих разрывных нарушений и нередко концентрируются в структурных ловушках, образованных флексурообразными перегибами разломов по простиранию и падению, либо узлами их сопряжений с трещинами иных направлений.

Отличительная черта месторождений данного типа — присутствие в рудах сложных железисто-магнeзиальных и магнeзиальных карбонатов, а также никель-кобальтсодержащих сульфидов, таких, как миллерит, герсдорфит и полидимит. Главный рудный минерал — киноварь, которой количественно подчинены пирит и арсенопирит. Спорадически встречаются халькопирит, сфалерит, гематит, реальгар. Из жильных минералов наиболее распространены анкерит, доломит и кварц; отмечаются также диккит, кальцит, халцедон и барит. Ведущие текстуры руд — вкрапленная, брекчиевая, пятнистая и штокверковая.

В отличие от кварц-диккит-киноварных месторождений значительная часть рудопроявлений этого типа формировалась в условиях активного метасоматоза. Метасоматические преобразования вмещающих пород выражены аргиллизацией, окварцеванием, карбонатизацией и пиритизацией. Ряду месторождений свойственны гидротермальные листвениты, которые развиваются в виде маломощных оторочек вокруг киноварьсодержащих рудных тел.

Месторождения этого типа формировались при сравнительно невысоких температурах: определения температур гомогенизации газовой-жидких включений в киновари некоторых месторождений Севано-Акеринской зоны (материалы автора) свидетельствуют об ее отложении в интервале температур 137—78° С.

Типичным примером оруденения магнeзиально-карбонатно-киноварного типа служит Агятагское месторождение. Оно приурочено к одноименному тектоническому блоку вулканогенно-осадочных пород верхнего мела в месте

сочленения Агятаг-Акваинской линейной ртутной зоны с Шорбулахским поперечным разломом. В строении блока принимают участие аргиллиты, известково-глинисто-кремнистые породы и туфобрекчии нижнего сенона, прорванные массивами серпентинизированных гипербазитов, дайками порфиритов и экструзивными телами миоплиоценовых андезит-дацитов (Сулейманов, Насибов, 1965).

Северо-восточной границей блока, согласно А. Ф. Керимову (1969 г.), служит крупный разлом северо-западного простирания, следующий по контакту крупного тела серпентинитов с тектоническими брекчиями аргиллитов. С юго-запада он ограничен системой сложно сочленяющихся крутопадающих разрывов северо-западного простирания, повсеместно сопровождаемых лиственитами и зонами гидротермальных изменений. Внутренняя структура блока сильно усложнена за счет проявления многочисленных поперечных нарушений северо-восточного и субмеридионального направлений.

Киноварные руды сосредоточены в пределах трех пространственно обособленных рудных тел. Два из них имеют линзовидную форму. Они приурочены к зоне продольного взбросо-надвига, следующего по контакту жилообразного тела лиственитов с тектоническими брекчиями аргиллитов. Третье столбовидное рудное тело локализовано в брекчированных аргиллитах на участке сочленения субширотного взбросо-сдвига, падающего к юго-западу под углом $45-50^\circ$, с северо-восточным крутым сбросом.

В рудных телах преобладают брекчиевая, прожилково-вкрапленная и штокерковая текстуры руд. Главный рудный минерал — киноварь. Иногда в заметных количествах в рудах присутствуют пирит и арсенопирит. Изредка встречаются халькопирит, сфалерит, гематит, шватцит, герсдорфит, миллерит и люпонит. Из нерудных минералов широко распространены только кварц, доломит, анкерит и кальцит. Диккит, барит и халцедон принадлежат к числу редких минералов.

Метасоматические преобразования вмещающих пород в связи с процессом рудообразования представлены различными видами окварцевания, карбонатазацией и частично аргиллизацией. Процесс лиственитизации, как полагает большинство исследователей, во времени разобцен с ртутным оруденением.

Оруденение карбонатно-киноварного типа в целом для провинции не характерно. Небольшие залежи карбонатно-киноварных руд сосредоточены у южных границ Новороссийского и Рача-Тянетского флишевых синклиналиев, где они локализованы в маломощных карбонатных осадках платформенного типа, обнаруживая закономерную приуроченность к крутопадающим разрывам общекавказского простирания. Рудные тела рудопроявлений представлены кальцитовыми жилами с неравномерной вкрапленностью киновари, минерализованными зонами дробления в известняках, а также мелкими изолированными гнездами. Руды сложены киноварью, кальцитом, реже анкеритом; второстепенные — кварц, пирит и сидерит.

Мышьяково-ртутная субформация представлена на Кавказе сравнительно малочисленной группой мелких месторождений и рудопроявлений со сложными киноварно-реальгаровыми рудами. В последних мышьяк количественно резко преобладает над ртутью, доля которой в суммарных запасах металлов обычно не превышает 5%.

Большинство проявлений этого типа сосредоточено в пределах Рача-Осетинской рудной зоны, контролируемой сложной системой взбросов и надвигов северо-западного направления, по которым терригенные толщи подзоны южного склона Главного хребта надвинуты на породы флишевой формации. Месторождения и рудопроявления локализованы в опущенном и поддвинутом

блоке, сложенном карбонатно-терригенными отложениями верхней юры — нижнего мела.

По типу рудовмещающих структур, морфологии рудных тел и характеру околорудных изменений проявления этого типа сходны с собственно киноварными и реальгар-аурипигментовыми месторождениями. Для них характерен контроль оруденения разрывными структурами, в связи с чем рудными телами чаще всего являются минерализованные зоны дробления вдоль трещин скалывания, разрыва или отслоения пластов, штокверковые зоны и простые жилы выполнения. Околорудные изменения вмещающих пород обычно выражены прерудным окварцеванием и сопутствующими оруденению аргиллизацией, карбонатизацией и слабой пиритизацией.

Для месторождений этого минерального типа характерны резкие колебания соотношений ртути и мышьяка в отдельных рудных телах: от монометаллических ртутных, тяготеющих, как правило, к пачкам пород алюмосиликатного состава, и комплексных ртутно-мышьяковых до монометаллических мышьяковых, локализованных в карбонатных породах.

Ртутные руды обычно сложены наиболее ранней ассоциацией минералов, в состав которой входят кварц, киноварь, пирит, арсенопирит, халькопирит, метациннабарит и диксит, а мышьяковые — поздней, включающей реальгар, кальцит, кварц, киноварь II и аурипигмент. В сложных рудах, образованных в результате наложения одновременных минеральных комплексов, развит весь спектр жильных и рудных минералов, причем среди последних почти во всех случаях количественно преобладает реальгар.

Данные по температурам гомогенизации газово-жидких включений в жильных минералах характеризуют процесс минералообразования на месторождениях данной субформации как низкотемпературный. Так, по данным З. Я. Церцвадзе (1972), в рудном кварце из месторождения Кодис-Дзири гомогенизация газово-жидких включений осуществляется в интервале температур 260—120° С, а на месторождении Лухуми кварц, находящийся в ассоциации с реальгаром и аурипигментом, образуется при температуре 200—130° С.

Наиболее представительное в группе киноварь-реальгаровых месторождение Кодис-Дзири контролируется системой кулисообразно располагающихся продольных надвигов и взбросов, по которым песчано-сланцевые толщи лейаса надвинуты с севера на терригенно-карбонатные породы верхней юры — нижнего мела. На участке месторождения развиты песчаники, мергели и известняки основания толщи карбонатного флиша, вмещающие маломощное (7—8 м) дайкообразное тело альбитофиров, приуроченное к внутриформационной зоне смятия северо-западного простирания (280—290°) с падением к северо-востоку под углом 50°. Мышьяковое оруденение локализовано в участках дробления и трещинах различной ориентировки, осложняющих висячий и лежащий контакты тела альбитофиров.

Главные минералы руд — реальгар, кварц и кальцит, которым количественно подчинены киноварь, пирит, арсенопирит, антимонит, халькопирит, метациннабарит. Процесс минералообразования подразделяется на две стадии, которым соответствуют две парагенетические ассоциации минералов — кварц-киноварная (кварц, арсенопирит, пирит, халькопирит, антимонит, метациннабарит, киноварь) и кальцит-реальгаровая (кальцит, киноварь II, реальгар).

Околорудные изменения вмещающих пород выражены слабо.

Донецкая ртутная провинция

Донбасс является одной из наиболее изученных ртутных провинций СССР. Кроме давно известного Никитовского рудного поля в его пределах выявлены Дружковское и Славянское ртутнорудные поля, относящиеся к Центрально-Донецкой ртутной зоне, которая протягивается в виде узкой (до 1 км) полосы,

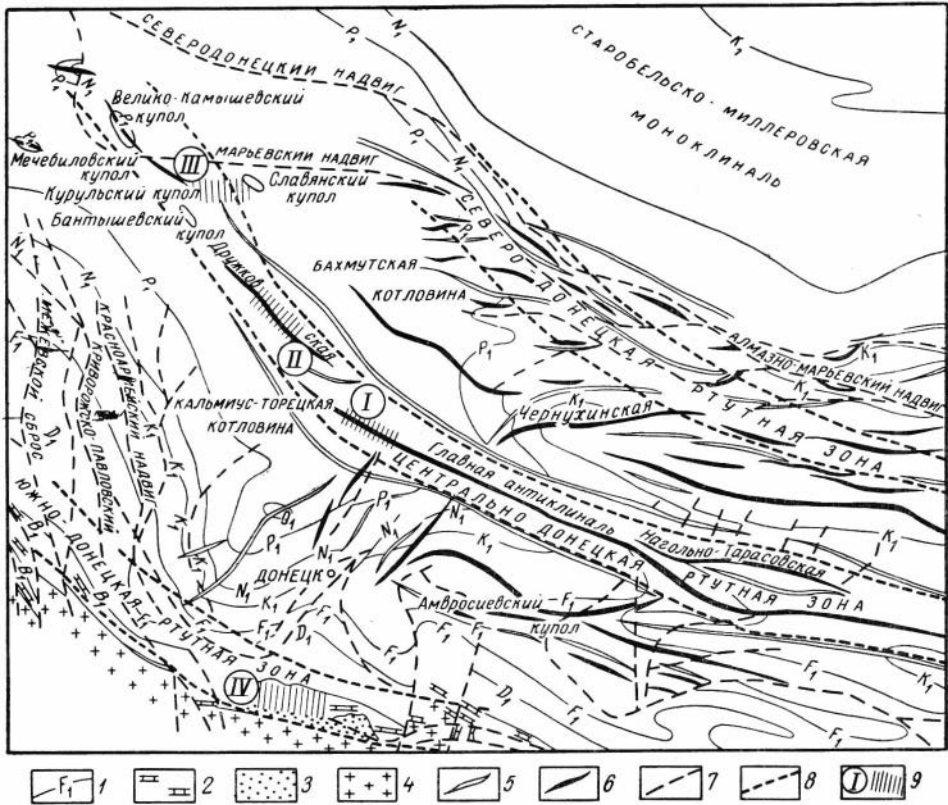


Рис. 24. Ртутные зоны Донецкой ртутной провинции.

1 — маркирующие горизонты пластов известняков терригенно-осадочных отложений карбона; 2 — карбонатные отложения нижнего карбона; 3 — аффузивно-осадочные отложения девона; 4 — кристаллические породы; 5 — оси антиклиналей; 6 — оси синклиналей; 7 — разрывные нарушения; 8 — границы ртутных зон; 9 — ртутнорудные поля: I — Никитовское, II — Дружковско-Константиновское, III — Славянское, IV — Волновахское

резко расширяющейся к северо-западу вдоль осевой части Донецкого прогиба (рис. 24). Общим контролирующим элементом этой зоны служит Центрально-Донецкий глубинный разлом. К частным контролирующим тектоническим структурам относятся складчатые сооружения осадочного чехла: Горловская антиклиналь (западная часть Главной Донецкой антиклинали), Дружковско-Константиновская антиклиналь и солянокупольные структуры северо-западной части Донбасса, развитые вдоль осевой линии прогиба. В направлении с юго-востока на северо-запад вдоль Центрально-Донецкой зоны происходит постепенное «омоложение» рудовмещающих толщ от среднего карбона до верхней перми. Характерно почти повсеместное повышенное (в пределах этой зоны)

содержание ртути в каменных углях, что позволяет ставить вопрос о попутном получении этого металла при коксовании и сжигании углей.

Кроме перечисленных к Донецкой ртутной провинции относится Волновхское рудное поле, расположенное в зоне сочленения Донбасса с Приазовским блоком Украинского кристаллического щита. Главным контролирующим тектоническим элементом этой зоны является шовный Южно-Донецкий глубинный разлом. С некоторой долей условности к Южно-Донецкой ртутной зоне отнесены также рудопроявления ртути Амвросиевского купола. Северо-западным продолжением рудоносных структур, выделенных в пределах Донецкой ртутной провинции, являются, по-видимому, минерализованные зоны разломов, установленные в бассейне р. Десны.

Ртутные месторождения Донбасса объединяются в две рудные формации: сурьмяно-ртутную, иногда с мышьяком (все рудопроявления Никитовского рудного поля), и более распространенную, хотя и менее изученную, ртутную (остальные рудопроявления). Месторождения первой группы относятся к кварц-диккитовому минеральному типу, во второй выделяются кварц (диккит)-карбонатный и кварц-флюорит-карбонатный типы.

В отличие от месторождений сурьмяно-ртутной формации, залегающих в терригенно-осадочных отложениях среднего карбона и контролирующихся крупными линейными антиклинальными складками, рудопроявления собственно ртутной формации располагаются в весьма разнообразных породах: в Центрально-Донецкой рудной зоне они приурочены к осадочным отложениям карбона, девонским диапировым брекчиям известнякового состава и терригенным образованиям верхней перми (дроновская свита), а в Южно-Донецкой рудной зоне — к карбонатным отложениям нижнего карбона (рис. 25).

При решении вопроса о возрасте ртутного оруденения следует иметь в виду следующее:

- а) на территории Донбасса пока не установлены проявления рудной минерализации киммерийского и альпийского возраста;
- б) в отложениях выше нижнего триаса отсутствуют как оруденение, так и околорудные изменения, хотя литологически и структурно они благоприятны для рудолокализации;
- в) в пределах Славянского участка рудоконтролирующие и рудовмещающие нарушения «гаснут» в отложениях дроновской свиты (P_2), не затрагивая несогласно перекрывающих их отложений серебрянской (T_1) и протопивской (T_3) свит.

Аналогичные соотношения зафиксированы и на других площадях, в частности в пределах Сватовской и Медвежанской площадей.

В связи с этим возраст ртутной минерализации нами условно считается позднегерцинским ($P_2 - T_1$), но более поздним, чем складчатость и метаморфизм рудовмещающих толщ. Подтверждением этого служат также данные определения абсолютного возраста серицитов из песчаников Никитовского рудного поля, а также результаты изучения изотопного состава проб свинца из полиметаллических рудопроявлений Донбасса.

Никитовское рудное поле объединяет одноименное месторождение, а также Железнянское, Мичуринское, Новозаводское, Чернокуртанское и Чернобугорское рудопроявления. Оно вытянуто вдоль оси Главной Донецкой антиклинали более чем на 10 км. Ртутное оруденение приурочено к толще среднего карбона (свиты C_2^2 и C_3^2). Общая мощность свиты C_2^2 составляет 720 м, а свиты C_3^2 520—580 м. Представлены они глинистыми сланцами (56,5%),

песчаниками (42,4%), известняками (0,7%) и углями (0,5%). В толще сланцев выделяются глинистые и серицит-глинистые, углисто-глинистые, карбонатно-углисто-глинистые, карбонатно-глинистые (карбонатно-кварцевые), глинисто-кварцевые и углисто-глинисто-кварцевые разновидности. Песчаники по гранулометрическому составу разделяются на мелко-, средне-, крупнозернистые и конгломератовидные.

В структурном отношении рудное поле приурочено к Горловской антиклинали, входящей в Главную Донецкую антиклиналь, ось которой имеет северо-западное простирание (280—300°) и погружается под углом 5—7° к северо-западу, в связи с чем в этом направлении на поверхность последовательно выходят относительно все более молодые образования. Антиклиналь характеризуется небольшой асимметрией: на южном ее крыле породы имеют падение 65—70°, на северном — 60—65°. Характерной особенностью антиклинали

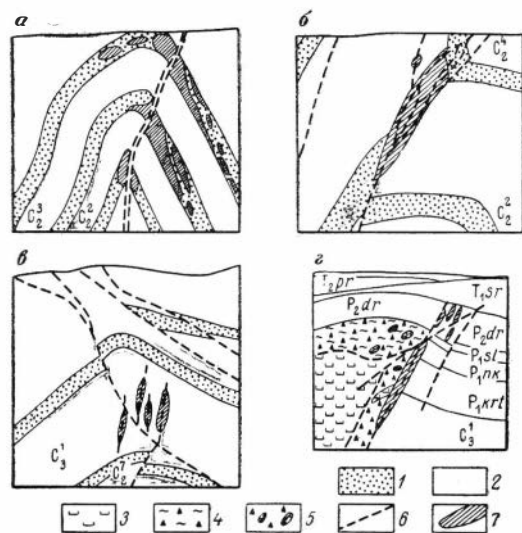


Рис. 25. Схематические разрезы через рудные месторождения Донбасса различных геолого-структурных типов:

a — Никитовский (внутрипластовый), *б* — Чернокурганский (надвиговый), *в* — Дружковский (трегунинский), *г* — Славянский (солянокупольный). 1 — песчаники; 2 — песчано-сланцевые отложения ($C_2^2, C_2^3, C_2^4, C_3^1$ — свиты среднего и верхнего карбона; P_1krt — картамышская, P_1nk — никитовская, P_1sl — славянская, P_2dr — дроновская свиты перми; T_1sr — серебрянская, T_2pr — протонийская свиты триаса); 3 — соль; 4 — брекчия с глиной; 5 — брекчия с солью; 6 — разрывные нарушения; 7 — рудные зоны

и сглаженных обломков песчаника, сцементированных продуктами дробления тех же песчаников, иногда в виде мелкого кварцевого песка. В сланцах «Секущая» сопровождается гофрировкой, сильным рассланцеванием и перетиранием этих пород с большим количеством зеркал скольжения. Простирающийся на значительное расстояние разлом имеет амплитуду горизонтального смещения до 50 м, при вертикальном перемещении до 20 м.

Диагональные разломы ориентированы в пределах рудного поля в северо-

являются волнообразные изгибы сводовой ее части с образованием брахиантиклиналей или куполов. В пределах рудного поля располагаются купольные поднятия: Чернобугорское, Чернокурганское, Катущинское, Софиевское и Чегарникское, последние три наиболее крупные. Оси поднятий образуют с осью главной антиклинали угол в 10—25°.

Главными разрывными структурами в пределах рудного поля являются две группы нарушений: 1) продольные — субширотные надвиги (Никитовский, Артемовский, Чегарникский и Южный) с вертикальной амплитудой смещения 60—200 м и с крутыми углами падения; 2) диагональные — надвиги с изменяющимися направлениями простирания.

Наибольший интерес представляет Никитовский надвиг (местное наименование «Секущая»), проходящий через все рудное поле в сводовой части антиклинали и представляющий зону дробления мощностью от 5 до 20 м с углом падения 65—70° на юго-запад. В песчаниках «Секущая» представлена продуктами дробления с образованием брекчии, состоящей из крупных угловатых

восточном и северо-западном направлениях с крутым, почти вертикальным падением плоскости нарушения. Они характеризуются малой мощностью брекчированных пород, небольшой амплитудой смещения в горизонтальном и вертикальном направлениях и наличием большого количества зеркал скольжения.

Существенную роль в размещении оруденения играют различные виды трещиноватости, очень широко развитой в рудном поле.

Приурочиваясь к сводовой части Горловской антиклинали, залежи ртутных руд локализуются главным образом в шарнире антиклинали и в зонах сопряжения мощных песчаников с разломом «Секущая».

Наиболее благоприятными для рудоотложения оказались: мощные пласты песчаников, подвергшихся дроблению в итоге пликативных и дизъюнктивных дислокаций; зоны дробления вдоль тектонических нарушений, поверхности которых служили экранами для рудогенерирующих растворов. Наиболее богатые руды приурочены к своду антиклинали и к зоне сопряжения рудоносных песчаников с разломом «Секущая» и связаны с узлами пересечения продольных тектонических разрывов и поперечных нарушений.

Главным рудным минералом является киноварь; часто встречаются антимонит, арсенопирит, пирит и марказит; редко в виде единичных микроскопических вкраплений отмечаются халькопирит, висмутовый блеск, галенит и сфалерит. Нерудные минералы представлены кварцем, диккитом, карбонатами и серицитом.

Околорудные изменения выражаются в окварцевании, аргиллизации (диккитизации) и карбонатизации. Выделяется шесть стадий процесса минералообразования: арсенопиритовая, кварц-арсенопиритовая, карбонатно-арсенопиритовая, киноварная, диккитовая и марказитовая. В каждой стадии, кроме образования основных минералов, в незначительном количестве происходило выделение: в конце второй стадии — пирита, в третьей — пирита и кварца, в четвертой — антимонита и висмутина, в пятой — антимонита и киновари и в шестой — низкотемпературного кварца.

Минеральный состав руд указывает на эпитермальную характер оруденения. Киноварь, антимонит, арсенопирит и диккит — минералы типично низкотемпературные, выпадение их из растворов и кристаллизация происходят при температурах, не превышающих 150—200° С, что подтверждается данными гомогенизации газовой-жидких включений в кварце и других минералах.

По форме рудных тел выделяются: а) жилы простого и сложного строения, локализующиеся вдоль поперечных и диагональных разрывов и отличающиеся богатыми рудами; б) линзы и линзообразные тела, контролируемые поперечными, диагональными и продольными нарушениями; в) рудные штоки и штоковые, положение которых определяется разломом «Секущая» и положением осевой части антиклинали; они приурочены к сильно раздробленным участкам и узлам пересечения тектонических нарушений; г) пластообразные залежи, тяготеющие к почве рудоносных песчаников в шарнире и на северном крыле антиклинали; д) гнезда небольших размеров, подчиненные более локальным структурным ловушкам.

Основными текстурами руд являются тонкопрожилковые и вкрапленно-прожилковые; наиболее распространены массивная и вкрапленная текстуры, а также гнейсовые брекчиевидные текстуры.

Никитовское ртутное месторождение состоит из трех участков: Чегарникского, Нового и Софиевского.

Чегарникский участок расположен в восточной части рудного поля и приурочен к одноименной брахиантиклинали, которая образует наиболее приподнятую часть Горловской антиклинали. В своде брахиантиклинали обнажаются первые чегарникские песчаники в виде изогнутого замкнутого продолговатого овала.

Богатое оруденение приурочено к перегибам шарнира Чегарникской структуры, что объясняется наиболее сильной нарушенностью этих частей брахиантиклинали. С глубиной на крыльях структуры нарушенность падает, соответственно этому снижается и интенсивность оруденения. По структурным

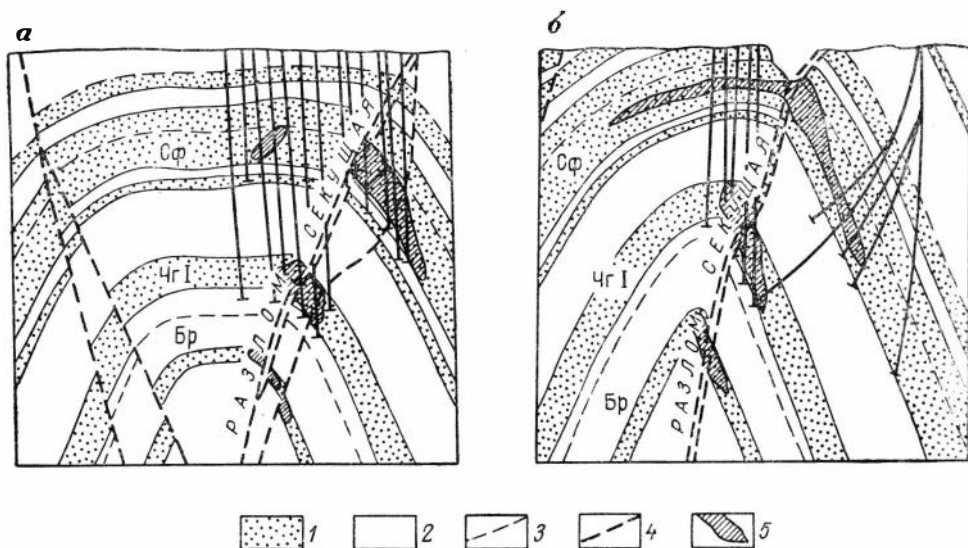


Рис. 26. Геологические разрезы через Никитовское месторождение:

a — западное замыкание Софиевского купола, *б* — район балки Сторчевой.
1 — песчаники (Сф — софиевские, Чг — чегарникские первые, Бр — бормутские); **2** — алевриты и аргиллиты; **3** — пласты угля; **4** — разрывные нарушения; **5** — рудная зона

и морфологическим особенностям в чегарникских песчаниках выделяются рудные тела трех типов: а) жилообразные, связанные с трещинами поперечных и диагональных разломов; б) пластообразные в северо-восточном крыле; в) штокверковые в осевой части антиклинали.

Участок полукупола Нового представлен рудными телами штокверкового типа, локализующимися как в сводовой части, так и в южном крыле купольной структуры. Среди разрывных нарушений, игравших весьма важную роль в формировании трещинной тектоники полукупола, выделяются Осевой на виг надвиг Новый и разлом «Секущая».

Ртутное оруденение трещинного и трещинно-вкрапленного типов локализуется в горизонте софиевских песчаников. В северо-восточном крыле оруденение локализуется в песчаниках вблизи разлома «Секущая». В соответствии с основными элементами тектоники в рудоносных песчаниках выделяются штокверкообразные и жилообразные рудные тела.

Участок Софиевского купола находится в центральной части Никитовского рудного поля, он наиболее значителен по масштабам. В структурном отношении участок приурочен к одноименному куполу, для которого характерна асим-

метричность крыльев в верхней сводовой части. Северо-восточное крыло круто падает на северо-восток под углом $60-65^\circ$, а юго-западное крыло погружается на юго-запад под углом $20-35^\circ$ (рис. 26).

Ртутное оруденение приурочено к горизонтам софиевских и первых чегарникских песчаников. Рудоносные софиевские песчаники выходят на поверхность в сводовой части купола. Кроме того, они на значительной площади вскрываются скважинами и подземными горными выработками на обоих крыльях и в периклинальном замыкании структуры. Мощность песчаников колеблется от 60 до 75 м.

Главной разрывной структурой, игравшей весьма важную роль в формировании всей трещинной тектоники месторождения, является разлом «Секущая». Простирается разлом близко к широтному, падение на юго-запад под углом $60-70^\circ$. Мощность тектонической брекчии разлома «Секущая» колеблется от 10 до 50 м. Амплитуда смещения непостоянна: в пределах купола она равна 5—20 м, а на остальных участках уменьшается.

Юго-западнее Софиевского купола прослеживается зона Осевого надвига. Его падение южное, под углом $65-70^\circ$. К зоне Осевого надвига причленяется Чегарникский надвиг. В совокупности они образуют зону деформированных пород мощностью в несколько сот метров. В сводовой части структуры широко развиты радиальные крутопадающие трещины. На восточном фланге отмечены диагональные и поперечные трещины.

Кроме перечисленных нарушений в своде Софиевского купола отчетливо прослеживаются «ведущие» трещины, направление которых примерно совпадает с простираем пород. Они характеризуются развитием «зеркал» скольжения со штриховкой и волнообразной гофрировкой на стенках трещин.

В пределах месторождения выделяются три основных типа рудных тел: а) жилы, связанные с продольными, поперечными, диагональными и радиальными трещинами; б) пластообразные тела, приуроченные к зонам трещиноватости и дробления песчаников, развивающимся вдоль «ведущих» трещин; в) трубообразные тела в зоне сопряжения рудоносных песчаников с разломом «Секущая».

Для каждого свода купола характерен свой тип рудных тел. На северо-восточном крыле наблюдаются крутопадающие пластообразные рудные тела со сложным распределением оруденения. Для сводовой части западного периклинального замыкания и южного крыла структуры характерны жилообразные тела различной протяженности. Наиболее богатое оруденение наблюдается в местах сопряжения основной трещины с второстепенными. Как правило, большинство жилообразных тел по падению выклинивается и нигде не выходит за пределы пласта рудоносного песчаника. В северо-восточном крыле купола встречаются продольные жилы, связанные с апофизами разлома «Секущая». В зоне сопряжения рудоносных песчаников с разломом «Секущая» наблюдаются трубообразные рудные тела, переходящие по падению пласта в пластообразные.

Остальные участки Никитоевского рудного поля во многом аналогичны описанным.

Дружковско-Константиновское рудное поле локализовано в пределах одноименной брахиантиклинали, имеющей протяженность около 40 км при ширине 6—8 км. Сводовая часть брахиантиклинали имеет несколько купольных поднятий и осложнена продольными, диагональными и поперечными разрывами. В пределах брахиантиклинали ртутное оруденение, как и на Ники-

товском рудном поле, приурочивается к своду антиклинали и контролируется осевой поверхностью последней.

Минеральный состав руд отличают (от никитовских руд) практически полное отсутствие сурьмяных и мышьяковых минералов, резкое преобладание среди жильных карбонатов при ограниченном распространении кварца. Руды просты по составу и текстурным особенностям. Для них характерна прожилковая текстура при подчиненном значении вкрапленной, пятнистой и брекчиевой; среди богатых руд выделяются брекчиевидные, массивные, вкрапленные и реже пятнистые текстуры.

Рудные тела представлены гнездами, штокверками, жилами и линзами. Они приурочены главным образом к зонам дробления тектонических нарушений и к системам оперяющих их трещин. Приуроченность рудных тел к крутопадающим отдельным трещинам позволила выделить новый для Донбасса трещинный (дружковский) тип оруденения. Рудные тела образуют в ослабленной зоне свода рудную зону, вытянутую вдоль осевой поверхности брахиантиклинали.

Константиновское рудопроявление расположено в юго-восточной части антиклинали и связано с крутопадающими разрывными нарушениями, развитыми в осевой ее части. На распределение оруденения и здесь решающее влияние оказала разрывная тектоника. Киноварь локализуется в дробленых песчаниках, алевролитах и аргиллитах, преимущественно в цементе брекчии. Она тесно ассоциирует с диккитом, редко с кварцем и чаще всего выделяется вдоль крутопадающих зон дробления, образуя налеты или мелкие гнезда на плоскости трещин.

Куртовское рудопроявление расположено к северо-западу от Константиновского и приурочивается к изгибу сильно нарушенного свода антиклинали. Здесь наблюдаются многочисленные сопряжения диагональных разрывов, развитых главным образом со стороны крыльев, с продольными нарушениями. Оруденение локализуется в алевролитах и песчаниках и связано с зонами трещиноватости и дробления вдоль межпластовых и внутрипластовых трещин. В состав рудных минералов входят киноварь, пирит, марказит, иногда встречаются галенит и сфалерит. Из жильных минералов установлены кальцит, анкерит, арагонит, кварц, кальцит и диккит.

Суrowsкое рудопроявление расположено в северо-западной части Дружковско-Константиновской антиклинали. Вмещающие породы — песчаники, аргиллиты и алевролиты. Для этого рудопроявления характерно развитие кроме ртутного и мышьякового оруденения. Киноварная и реальгаровая минерализация приурочена к зонам дробления и трещиноватости, развивающимся без отчетливой связи с литологическими особенностями рассекаемых пород.

Славянское рудное поле расположено в северной части Донецкой провинции. Оно характеризуется иными структурно-морфологическими особенностями, чем месторождения никитовского типа. Ртутное оруденение здесь связано с соляными куполами, вернее с зонами брекчированных пород, развивающихся вокруг штоков соли, особенно в терригенных толщах над последними (Славянский, Корульский, Бантышевский, Петровский и другие купола). Помимо ртутного в экзоконтактных зонах ряда соляных куполов зафиксировано и свинцово-цинковое оруденение (Беляевский, Славянский, Ново-Дмитриевский, Берекский и другие купола).

Штоки девонской соли внедрялись как в палеозойские, так и в мезозойские отложения. Формирование соляных штоков сопровождалось образованием довольно густой сети дизъюнктивных нарушений, концентрически, радиально или под углом окружающих соляной шток и служивших путями проникновения

рудоносных растворов, а подчас они и сами являлись рудовмещающими структурами.

Славянское рудопроявление приурочено к одноименной брахиантиклинали, ориентированной в широтном направлении. Юго-восточнее она сочленяется с Артемовской антиклиналью, образуя единую Артемовско-Славянскую антиклинальную зону. Ртутное оруденение на Славянской структуре установлено в двух структурных этажах: в нижнем — в брекчированных породах соляного штока и в верхнем — в терригенных осадках дроновской свиты верхней перми. Рудные тела представлены линзами и гнездами.

Основным рудным минералом является киноварь: мелкозернистая или в виде пленок на плоскостях трещин и на гранях кристаллов прозрачного кальцита. В пиритах II киноварь образует мелкозернистую вкрапленность. В ряде случаев она ассоциирует со сфалеритом.

Характерна повышенная битуминозность рудовмещающих брекчий: выделения твердых битумов (типа керита) содержат обычно заметные концентрации кристаллической киновари. В брекчиях соляного штока кроме перечисленных установлены также метациннабарит, галенит, халькопирит, арсенопирит, реальгар и марказит, а из нерудных — анкерит, доломит, арагонит, кварц, барит, флюорит.

В последние годы в пределах Центрально-Донбасской ртутной зоны установлено широкое развитие киноварной минерализации в угольных пластах и разделяющих их прослойках сланцев, где она тесно ассоциирует с аллевардитом и литиевым донбасситом. Оруденение представлено киноварью, которая локализуется в микротектонических трещинах, в зонах смятия, а также наблюдается в виде притертого материала на плоскостях скольжения. Реже киноварь встречается в угольных породных пропластках. За пределами горизонтов с видимой киноварью в углях Донбасса установлены многочисленные ореолы рассеяния ртути, среднее содержание которой составляет от 1 до 3 г/т.

Ртутные месторождения Донбасса обнаруживают парагенетическую связь с известными золото- и сурьмусодержащими полиметаллическими жилами Нагольного кряжа. В пределах Донбасса установлены и самостоятельные проявления сурьмяной минерализации: имеется в виду **Веровский** участок на южном фланге Никитовского рудного поля, где в песчаниках встречены маломощные жилы антимонита, ассоциирующего с кварцем и карбонатами.

Особое положение занимают ртутные рудопроявления **Волновахской** зоны, для которой характерны черты как глыбовой тектоники жесткого кристаллического фундамента, так и надвиговой тектоники Донбасса. Здесь выявлено девять рудопроявлений ртути, которые размещаются в горизонтах доломитизированных известняков в карбонатной толще нижнего карбона. Оруденение представлено киноварью, которая встречается в виде мелких прожилков и редкой вкрапленности хорошо ограненных призматических, реже ромбоэдрических кристаллов или их сростков в гидротермально измененных доломитах. Жильный доломит образует правильные хорошо ограненные кристаллы, на гранях которых в пустотах выщелачивания обнаруживаются мелкие кристаллики киновари, реже в этих пустотах, часто имеющих карстовое происхождение, встречаются кристаллы киновари неправильной формы размером до 1 см. Здесь также кроме ртутного развито и мышьяковое оруденение.

Анатолийская ртутная область

Эта область располагается параллельно Закавказской ртутоносной зоне, отделяясь от последней Понтийским линеаментом (Твалчрелидзе, 1972). Южной

ее границей служит северный выступ Аравийской платформы, четко маркирующийся глубинными разломами, сопровождающимися выходами гипербазитов (рис. 27).

Для Анатолийской ртутной области характерно наложение молодых вулканогенных структур на более древнюю тектоническую раму, основой которой

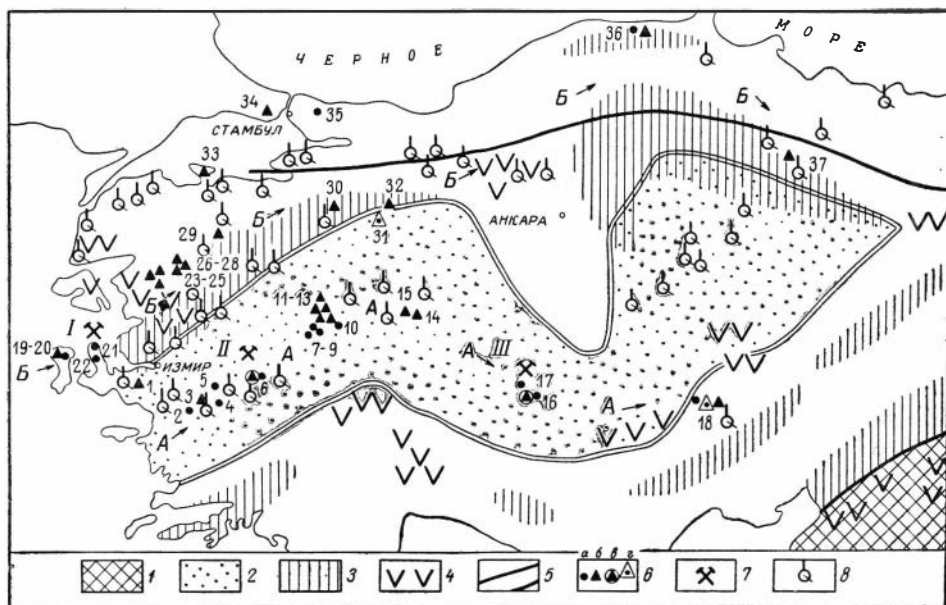


Рис. 27. Схема тектоно-металлогенического районирования Анатолийской ртутнорудной зоны. По материалам Г. А. Твалчрелидзе (1972), Р. Хёлля (Höll, 1966), К. Эрентёза и З. Тернека (1966 г.).

1 — Аравийская платформа; 2 — Мендересско-Киршехирский срединный массив; 3 — зоны развития серпентинизированных гипербазитов; 4 — районы проявления неогенового вулканизма; 5 — глубинные разломы, ограничивающие Анатолийскую ртутнорудную зону; 6 — основные ртутные (а), сурьмяные (б), ртутно-сурьмяные (в) и ртутно-сурьмяно-вольфрамовые (г) месторождения; А — Центральная зона: 1 — Сандикёй, 2 — Хабиблер, 3 — Чамлича, 4 — Халикёй, 5 — Эмирлы, 6 — Тюркёню, 7 — Эндедже-Эшкикёй, 8 — Кестанелик-Тепе, 9 — Карадаг-Балтали, 10 — Чиченлы-Тепе, 11 — Кукурвиран, 12 — Гёйнюк, 13 — Джебрайл, 14 — Доғлат, 15 — Энехан — Анхисар, 16 — Сизма, 17 — Лаадик-Куршунлу, 18 — Гююшлер; Б — Северная зона: 19—20 — Керамос и др., 21 — Каледжик, 22 — Карареис, 23 — Ташдиби, 24 — Дженише-Кебир, 25 — Коручу, 26 — Дженише-Сагир-Сусуджайла, 27 — Киник, 28 — Акджал, 29 — Демиркапы, 30 — Сулуклю-Эмир, 31 — Дудас, 32 — Тозман, 33 — Татлиджу, 34 — Арнавуткёй, 35 — Мударли, 36 — Шейх-Шабац, 37 — Турхал; 7 — группы эксплуатируемых месторождений ртути: I — Карабурун-Калико, Карареис и др., II — Одемиз-Тюркёню и др., III — Кони-Лаадик, Сизма и др.; 8 — области развития современных высокотемпературных (от 45—75 до 100° С и более) источников

служат жесткие массивы. Отмечается четкая группировка выявленных ртутных и ассоциирующих с ними сурьмяно-вольфрамо-мышьяковых месторождений и рудопроявлений вдоль дугообразных зон, располагающихся, с одной стороны, параллельно контуру выступа Аравийской платформы, обращенного выпуклой частью к северу, а с другой — вдоль подобного ему по конфигурации контура Понтийского линеамента. Во многих случаях эти зоны пространственно совпадают с областями развития серпентинизированных гипербазитов. Отдельные фрагменты зон контролируются системами молодых нарушений, секущих указанные структуры под острыми углами, в силу чего такие кулисы могут переходить из одной структурно-фациальной зоны в другую.

Судя по данным Р. Хёлля (Höll, 1966), в пределах Анатолийской ртутно-рудной зоны можно выделить две обособленные зоны более мелкого порядка: Центральную и Северную. Основу Центральной зоны составляет довольно протяженная (свыше 300 км) рудная кулиса, контролирующаяся системой разломов северо-восточного простирания, косо рассекающих западную часть Мендересско-Киршехирского срединного массива, и объединяющая около 15 ртутных (Халикёй и др.), сурьмяных (Эмирлы, Гёйнюк и др.) и ртутно-сурьмяных (Тюркёню) месторождений. За пределами этой рудной кулисы несколько особняком располагаются месторождения Сандикёй (сурьма), Сизма, Лаадик-Куршунлу (ртуть, сурьма) и Гюмюшлер (ртуть, сурьма, вольфрам).

Кристаллический массив Мендерес характеризуется трехчленным разрезом: в его основании выделяется мощная толща древних докембрийских гнейсов, выше располагаются менее метаморфизованные терригенно-эффузивные отложения кембро-ордовика — силура мощностью 1—1,5 тыс. м, сменяющиеся тысячеметровой толщей мраморизованных известняков девона; разрез завершается маломощной (200 м) свитой битуминозных известняков и сланцев пермокарбона. Основная масса ртутно-сурьмяных месторождений района локализуется в породах среднего яруса, где выделяется литологически наиболее благоприятная свита — графитовые сланцы верхнего ордовика — среднего силура, имеющие мощность около 1000 м. Свита графитовых сланцев содержит пропластки и линзы туфогенного материала, конгломерата и кварцитовидного песчаника, а также иногда битуминозного гипса.

Оруденение связано с согласными и секущими зонами окварцевания и ороговикования. В юго-западной части кулисы выделяется Хабиблер-Алашехирское рудное поле, имеющее протяженность около 80 км и объединяющее несколько групп ртутных и сурьмяных месторождений. На его крайнем западном фланге располагается ртутное месторождение Хабиблер, представленное двумя горизонтами оруденелых графитовых сланцев, подвергшихся окварцеванию, сидеритизации и доломитизации.

В северо-восточной части Центральной рудной кулисы выделяется крупное (площадь около 500 км²) Ушак-Кютахияское рудное поле, объединяющее несколько десятков ртутных и сурьмяных месторождений и рудопроявлений. На юго-западном его фланге преобладают проявления ртутной минерализации, на северо-восточном — сурьмяной.

Группа ртутных рудопроявлений образует субширотную рудоносную зону протяжением около 30 км. Вмещающие породы — эффузивы кислого и среднего состава. Главный рудный минерал — киноварь, в подчиненном количестве встречаются метациннабарит, самородная ртуть, пирит, марказит, аурипигмент, реальгар. Рудные тела представлены секущими жилами и зонами брекчирования в опалитизированных эффузивах, а также штокверками, связанными с вулканическими куполами и некками.

Две группы сурьмяных месторождений связаны с зонами интенсивного окремнения, развивающимися вдоль крупных нарушений в эффузивах. Отмечается также локализация антимонитового (с киноварью, сфалеритом, пиритом и марказитом) оруденения вокруг жерловых структур. В этом случае формируются штоки окварцованных пород, в периферических частях которых возникают системы кольцевых и радиальных кварц-антимонитовых жил.

В районе Гёкгёр-Дере и Акдшакайя-Дере наблюдается современное отложение антимонита в виде линзовидных тел в свежем речном иле (поствулканическими термальными источниками).

Ключевое значение для понимания вопросов генезиса ртутно-сурьмяных месторождений Анатолии кроме упомянутых имеет и сурьмяное рудопроявление Сандикёй, расположенное к югу от г. Измира — за пределами рассматриваемой рудной кулисы. Оно связано с наиболее молодыми породами района — нижнемиоценовыми речными отложениями, переслаивающимися с лавами риолитового состава и их туфами. Рудный горизонт мощностью до 2 м приурочен к зоне контакта небольшой (до 5 м) пачки пресноводных известняков и перекрывающих их конгломератов. Он представлен серией полого залегающих линз, сложенных раскристаллизованным опалом и халцедоном, содержащим вкрапленность и гнездообразные выделения антимонита, пирита, марказита, реальгара, аурипигмента и барита.

Группа ртутно-сурьмяных месторождений Сизма — Лаадик-Куршунлу расположена в юго-восточной части Анатолийской зоны. Она объединяет свыше 15 месторождений и рудных участков, тяготеющих к нижней части разреза пермо-мезозойской известняково-мраморной свиты. Мощность последней 500—900 м, она подстилается палеозойскими сланцами, а перекрывается терригенно-карбонатными палеоген-неогеновыми отложениями. Мощность рудоносной части свиты, представленной известняками и мраморами с прослоями битумов и черных углистых сланцев, а также основных лав и туфов, колеблется от 20 до 100 м. Породы местами интенсивно окварцованы и доломитизированы. Оруденение многоярусное: помимо основной рудной залежи, контролирующей структуры экранирования, отмечается еще 3—4 менее мощных (0,5—2 м) горизонта; оруденение распространяется в виде коротких секущих жил также и в подстилающие известняки. Отмечены зоны брекчирования вдоль крутопадающих разломов; составной частью их цемента обычно является порошокатая киноварь.

На месторождении Сизма ртуть добывалась еще во втором тысячелетии до нашей эры, выплавка ее была возобновлена в начале текущего столетия.

Руды кроме киновари и антимонита содержат в небольших количествах метациннабарит, пирит, марказит, арсенопирит, аурипигмент, тетраэдрит, галенит; жильные минералы представлены кварцем, карбонатами, флюоритом и баритом.

На крайнем восточном фланге Центральной зоны располагается известное ртутно-мышьяковое месторождение Гюмюшлер.

Северная зона в качестве основного тектоно-металлогенического элемента включает протяженную рудную кулису, связанную с полосой гипербазитов, располагающейся параллельно северо-западной границе Мендересской глыбы. Ее протяженность (от о. Хиос и п-ва Карабурун на юго-западе до г. Эскишехир на северо-востоке) превышает 400 км.

Ртутьсодержащие сурьмяные месторождения о. Хиос представлены группой Керамос, объединяющей свыше 15 обособленных рудных участков, концентрирующихся на протяжении примерно 6 км вдоль зоны субмеридионального разлома. Оруденение в виде согласных линз и секущих жил приурочено к выдержанному горизонту графитизированных сланцев и туффилов, четко выделяющемуся в мощной толще терригенных отложений силура и связанному с поверхностью локального стратиграфического несогласия.

На п-ве Карабурун, в 65 км к северо-западу от г. Измира известны две группы ртутных рудных залежей: Каледжик и Карареис. Месторождение Каледжик эксплуатировалось с перерывами с 1903 по 1955 г., затем добыча была возобновлена в 1965 г. Среднее содержание ртути в руде составляет 0,54%, суммарное производство за указанные годы составило 715 т. Рудные

залежи достигают в длину 100 м, при глубине по падению до 60—80 м. Оруденение многоярусное: в толще терригенно-эффузивных отложений (верхнего силура выявлено семь минерализованных пластов окварцованных песчаников, сланцев и туффитов мощностью от 0,2—1,5 до 4—8 м. Киноварь в них ассоциирует с метациннабаритом, арсенопиритом, пиритом, марказитом и редкими минералами из группы сульфидов никеля — вазситом, ульманнитом и др. Последние, по-видимому, обязаны своим происхождением взаимодействию ртути содержащих гидротермальных растворов с располагающимися вдоль рудоконтролирующих разломов телами серпентинизированных гипербазитов.

Месторождение Карареис известно с 1909 г. В 1964 г. добыча на нем достигла 3 т, руды содержат 2% ртути. Обрабатываются согласные залежи мощностью до 5 м и протяжением до 400 м, локализующиеся в толще терригенно-эффузивных пород среднего силура. Приурочиваются они к крыльям сжатых антиклиналей, осложняющимся разломами.

В центральной части Северной рудной кулисы (район городов Ивринди — Баликешир) выявлена многочисленная группа существенно сурьмяных месторождений, локализующихся в позднепалеозойских и мезозойских породах и связанных с проявлениями молодого андезито-дацитового вулканизма. Оруденение представлено рассеянной вкрапленностью антимонита в окремненных и каолинизированных вулканических брекчиях, секущими бескварцевыми жилами массивного антимонита, системами кварц-антимонитовых прожилков в эффузивах, штоками окварцованных пород в местах пересечения разломов, кварц-антимонитовыми жилами в зонах дробления, штокверками в блоках массивной трещиноватости пород в надинтрузивных структурах проседания. В районе Дженише-Сагир отмечается связь сурьмяных рудопроявлений с травертинами современных термальных источников.

Наличие вольфрама неоднократно отмечалось в рудах ртутных и особенно сурьмяных (район Измира) месторождений. Наиболее типичным представителем ртутно-сурьмяно-вольфрамовой формации в пределах Анатолийской зоны является месторождение Дудас. Оно открыто в 1936 г. и периодически (1937—1940 гг., 1944 г. и т. д.) разрабатывалось. Оруденение локализуется в горизонте окварцованных графитовых сланцев верхнего ордовика — нижнего силура. Гипогенные минералы представлены антимонитом, шеелитом, киноварью, пиритом, марказитом и халькопиритом, ассоциирующими с кварцем и карбонатами.

«Внезональное» положение занимает ртутное месторождение Шейх-Шабан, располагающееся к северу от Понтийского линейного элемента — у побережья Черного моря. Оруденение приурочено к зоне тектонического контакта субширотного тела серпентинитов с породами осадочно-эффузивного комплекса перми. Большая часть рудных тел тяготеет к висячему боку доломитовой толщи, контролируясь структурами как экранирования, так и внутрiformационного расслоения. Киноварь в них ассоциирует с метациннабаритом, антимонитом, пиритом и марказитом, образуя послонные прожилки в пластах битуминозного доломита и небольшие гнезда в перекрывающих их глинистых сланцах, туфах и песчаниках.

Гиндукуш-Памирская ртутная область

Эта область является крайним восточным звеном Средиземноморского ртутного пояса. Вопрос о принадлежности к этой области молодых рудоносных структур Копетдага, Бадхыза и Кугитанга неясен. Нет пока данных и о ртутно-

ности юго-восточной части зоны. Судя по отрывочным сообщениям (наличию сурьмяных месторождений в Северо-Западном Пакистане, обнаружение ртутных проявлений в Гималаях и др.), можно выделить две ветви Среди земноморского пояса — Гиндукуш-Памирскую и Гималайскую, опоясывающие соответственно с севера и юго-запада Белуджистанский срединный массив.

На территории Ирана, в интервале между ртутно-сурьмяными рудоносными зонами Восточной Турции и проявлениями ртутной минерализации в районе Герата — Кандагара, известна группа небольших ртутно-сурьмяно-мышьяковых рудопоявлений Загроса (к западу от г. Тегерана). Приурочены они к периферическим зонам выступа древних пород, обнажающихся в ядре Загросского антиклинория. Последний ориентирован в северо-западном направлении и сложен разнообразными гнейсами, перекрытыми в северо-восточной части палеогеновыми эффузивами. С проявлениями альпийского вулканизма связано, вероятно, формирование ртутно-сурьмяно-мышьяковых (реальгар-аурипигментовых) месторождений этого района.

По тектоно-металлогенической позиции и условиям формирования они близки к соответствующим месторождениям Закавказья (в пределах СССР). Одно временно описываемые месторождения во многом напоминают и ртутные месторождения Копетдага, в частности тесной геолого-структурной и генетической связью с зонами развития свинцово-цинковой и баритовой минерализации. В районе Загроса встречаются как ртутьсодержащие сурьмяные месторождения (Ака-Дерек в Южном Азербайджане и Бахор-Ау вблизи г. Хамадана), так и ртутно-мышьяковые (киноварь-реальгар-аурипигментовые). Еще одна группа сурьмяных рудопоявлений известна южнее, в районе г. Энарека. Представлена она маломощными жилами, ассоциирующими структурно с дайками сиенит порфира. Таким образом, по трем указанным группам месторождений здесь можно наметить довольно протяженную (более 200 км) ртутноносную зону северо-западного простирания, связанную, по-видимому, с разломами, осложняющими крылья Загросского антиклинория.

Западный фланг Гиндукуш-Памирской ртутноносной зоны составляют рудоносные зоны, слагающие в совокупности Фарахруд-Герирудскую ртутноносную область (рис. 28). В северо-западной части последней В. М. Чмырев К. И. Литвиненко, Ю. И. Парфенов и др. выделяют две системы рудоносных структур, веерообразно расходящихся в юго-западном направлении; они ограничены с севера и юго-востока выступом докембрийского основания, располагающийся к югу от Парапамиза. Северная группа рудоносных структур, представленных системами субширотных разломов, соответствует южным склонам Парапамиза и носит название Герирудской зоны. Рудоносные разломы юго-восточной группы объединяются в единую Фарахрудскую систему, в пределах которой обособляются две ветви — Калатская и Дарвазская зоны.

Ртутная минерализация в пределах выделенных зон локализуется в терригенно-карбонатных толщах нижнего мела и в перекрывающих их вулканогенно-обломочных отложениях палеогена. Последние в ряде случаев (Калатская зона) прорываются системами миоценовых штоков и даек среднего и основного состава. Рудные тела представлены обычно крутопадающими секущими зонами минерализации; оруденение нередко приурочивается к зальбандам интенсивно измененных даек. Ртутная минерализация устанавливается также и в известняках на контакте с перекрывающими их глинистыми сланцами. Вещественный состав руд простой: киноварь — главный рудный минерал — ассоциируется с карбонатами (в известняках) и с дикситом (в сланцах и эффузивах)

реже кварцем. В региональном плане отмечается пространственная связь ртутных рудопроявлений с выходами термальных источников.

Тарнакская, или Кандагарская, ртутоносная зона соответствует ранне-меловому геосинклинальному прогибу, обрамляющему Гильменд-Аргандабский срединный массив с юго-востока. Рудоконтролирующую роль играет крупный

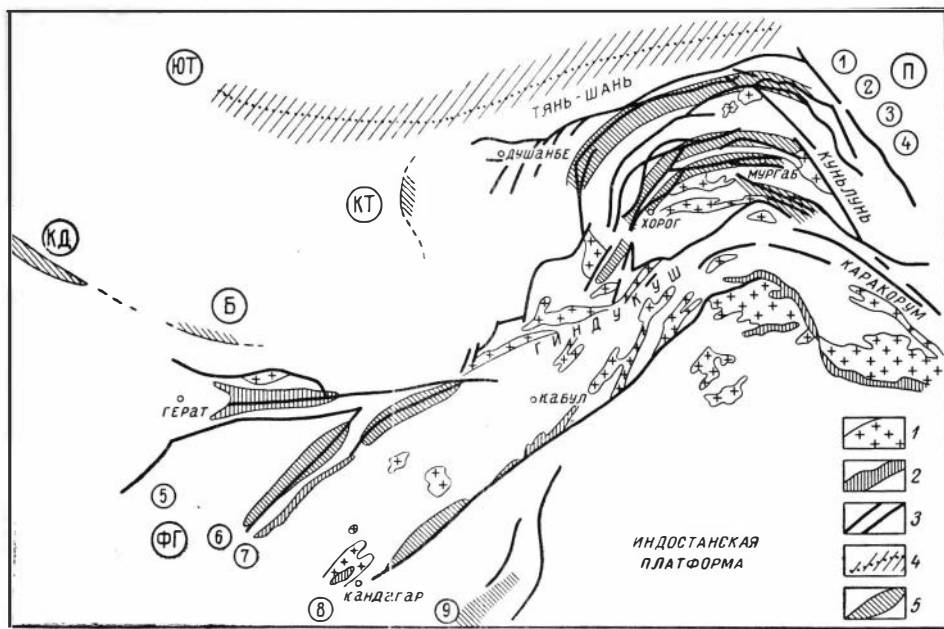


Рис. 28. Схема тектоно-металлогенического районирования области восточного замыкания Средиземноморского рудного пояса и Гиндукуш-Памирской ртутоносной зоны. По Г. А. Твалчрелидзе (1972).

1 — гранитоиды разного возраста; 2 — ультраосновные породы; 3 — глубинные разломы; 4 — Южно-Тяньшаньский (ЮТ) поздневарисский ртутно-сурьмяный рудный пояс; 5 — киммерийско-альпийские и альпийские ртутнорудные зоны, районы и области: КТ — Кугитанская зона, КД — Копетдагская зона, Б — Бадхызский рудоносный район, П — Памирская ртутнорудная область; 1 — Дарваз-Заалайская, 2 — Ванч-Акбайтальская, 3 — Рушанско-Ишартская и 4 — Аличур-Гурумдинская ртутоносные зоны (по М. М. Везуглому); ФГ — Фарахруд-Герирудская ртутоносная область; 5 — Герирудская, 6 — Калатская, 7 — Дарвазская и 8 — Тарнакская (Кандагарская) ртутоносные зоны (по В. М. Чмыреву, К. И. Литвиненко и Ю. И. Парфенову); 9 — Западно-Пакистанская зона (по А. Д. Щеглову)

краевой разлом, маркирующийся, как и в Дарвазской зоне, выходами серпентинизированных гипербазитов. Ртутное оруденение здесь также молодое — послемезоценовое. Несколько южнее располагается Западно-Пакистанская (или Мекран-Пишинская, по Г. А. Твалчрелидзе, 1972) зона, характеризующаяся ведущей ролью сурьмяных, иногда ртутьсодержащих (часто с реальгаром и аурипигментом) месторождений жильного типа. Локализуются они как в древних метаморфизованных сланцах, так и в терригенной (флишевой) толще олигоцена, группируясь в виде прерывистой цепочки вдоль крупных разломов северо-восточного простирания. Отдельные кварц-антимонитовые жилы (Читральский район и др.) периодически обрабатывались, однако годовая продукция не превышала первых сотен тонн руды. Здесь же известно и богатое месторождение аурипигмента (около Тирич-Мира), также служившее объектом эксплуатации.

Связующим звеном между Фарахруд-Герирудской и Памирской ртутноносными областями являются, по-видимому, проявления сурьмяной (антимонитовые жилы) и ртутной (шлиховые ореолы) минерализации, выявленные в районе Бадахшана.

2. Южная ветвь Средиземноморского ртутного пояса

Магрибская (Северо-Африканская) ртутная провинция

По сравнению с северной ветвью Средиземноморского ртутного пояса южная его составляющая является редуцированной: она представлена по существу только Магрибской (Северо-Африканской) провинцией. Ртутные месторождения здесь известны давно; некоторые из них интенсивно отработывались, а другие и сейчас служат объектами эксплуатации. Тем не менее в литературе нет сколько-нибудь подробных их описаний. Источником приводимых ниже сведений в основном служат работы Д. Дюссера и Г. Бетье (D. Dussert, G. Betier, 1932 г.), П. Николини (P. Nicolini, 1968 г.), А. Попова (А. Попов, 1968 г.) и Л. Эйсутье (L. Eyssautier, 1952 г.).

Ртутные месторождения Магрибской провинции можно подразделить на три группы.

1. К группе плутогенных, или собственно гидротермальных, относится, вероятно, месторождение Бир-Бени-Салах, расположенное в пределах древнего массива Кольской Кабилии. Представлено оно системой крутопадающих мало-мощных кварц-карбонатных жил, связанных с малоамплитудными трещинами скола, рассекающими толщу метаморфических сланцев. Жилы полисульфидные, комплексные; киноварь в них ассоциирует с минералами меди, свинца и цинка. Несмотря на малую мощность киноварных прожилков, ртутные руды были, по-видимому, достаточно богатыми.

Судя по комплексному характеру руд, большей частью ртутьсодержащих медно-полиметаллических, к классу плутогенных относятся также жильные месторождения Джебель-Бу-Джабер, Буджудун, Тадергут и Музайя, отличающиеся такой же примерно тектоно-металлогенической позицией (тяготение к выступам древних пород зоны Кабилид) и подобным же вещественным составом. Добывавшиеся здесь концентраты содержали помимо меди, свинца и цинка заметные количества сурьмы, мышьяка, серебра и ртути.

2. В группу телетермальных есть основания включить месторождение Тагит, приуроченное к зоне юго-восточного обрамления стабильного массива Высоких плато и располагающееся в пределах Сахарского Атласа (точнее, в районе сочленения его с Тунисским Атласом). Месторождение локализовано в мощной однотонной толще глинистых сланцев юры и представлено несколькими протяженными (до 300 м) секущими жилами, сложенными полуокисленными сульфидами свинца и цинка, ассоциирующими с карбонатами. В отдельных жилах были установлены промышленные концентрации киновари, что в свое время позволило начать их разработку. Эксплуатации подвергались обогащенные участки жил — так называемые колонны (рудные столбы), сложенные комплексными свинцово-цинково-ртутными рудами.

3. К группе вулканогенных относятся, по-видимому, месторождения монометалльные ртутные (типа месторождения Рас Эль-Ма в Нумидийском хребте) и комплексные ртутно-сурьмяно-мышьяково-полиметаллические (такие, как

Джебель-Аджа и Уэд-Маден в Тунисе). Месторождения первого типа локализируются преимущественно в пределах узкой тектонической зоны Дорсаля (северные склоны Нумидийского хребта). Судя по имеющимся отрывочным данным, относящимся в основном к месторождению Рас Эль-Ма (открытые в последние годы богатые залежи ртутных руд месторождений Исмаил и Мра-С'Ма характеризуются в издающихся промышленных бюллетенях лишь с количественной стороны), они во многом напоминают месторождение Идрия в Югославии. Оруденелыми здесь являются тектонические пакеты существенно карбонатных пород (доломиты, известняки и глинистые сланцы юры — мела, известковистые конгломераты и песчаники эоцена и др.). Рудные залежи имеют согласно-межформационный характер; они располагаются под глинистым экраном (отложения эоцена), усиленным надвиговыми структурами (висячем боку их располагаются обычно пакки расланцованных метаморфизованных сланцев палеозоя и тектонические глины разного состава). Рудоконтролирующими структурами служили зоны краевых глубинных разломов, а непосредственно рудолокализирующими — поверхности пологих чешуйчатых надвигов. Околорудные изменения выражаются в интенсивной аргиллизации и иногда карбонатизации вмещающих пород. Монометалльные ртутные руды представлены скоплениями скрытокристаллической киновари (от тонкой рассеянной вкрапленности до массивных разностей).

Вулканогенные месторождения второй группы — комплексные многокомпонентные. Если монометалльные ртутные месторождения типа Рас Эль-Ма контролируются четко выраженными линейными структурами, основу которых составляют протяженные краевые глубинные разломы, разделяющие фациально различные области, что свидетельствует о длительности периода их существования, то проявления комплексной полисульфидной ртутьсодержащей минерализации связаны в основном с локальными структурами «точечного» типа.

Морфология рудных тел отличается большой сложностью: чаще всего это плащеобразные субогласные залежи, сочетающиеся со штокверками и секущими зонами минерализации.

Вещественный состав месторождений описываемой группы крайне разнообразен. Устанавливается ряд типоморфных рудных минералогических ассоциаций: галенит-сфалеритовые ртутьсодержащие, халькопирит-галенит-сфалеритовые с ртутьсодержащими блеклыми рудами, халькопирит-арсенопирит-блеклорудные, галенит-киноварные и др. Ведущие жильные минералы — разнообразные карбонаты, барит, реже кварц, флюорит (в Тунисе), каолинит.

На месторождениях Джебель-Аджа (освоено промышленностью) и Уэд-Маден киноварь, чаще всего порошокватая, ассоциирует с полуокисленными галенитом и сфалеритом, а также со сложными сульфосолями мышьяка и сурьмы. Здесь разрабатывались сложные по форме секущие тела бедных окисленных руд.

Группа описываемых месторождений обнаруживает тесную пространственную и геолого-структурную связь с поствулканическими термальными источниками. Отмечается общность контролирующих их разрывных структур не только в региональном плане (тяготение к зонам одних и тех же глубинных разломов), но и в локальном — до рудных полей и даже отдельных месторождений включительно. Можно полагать, что формирование значительной части этих месторождений связано с деятельностью термальных источников, а в ряде случаев руды вообще могли являться своеобразными травертиновыми образованиями. Это относится в первую очередь к группам мышьяковых рудопроявлений (Айн-Ашур, Шабет Кедрита, Рокния и др.), где, как указывалось

выше, обрабатывались окисные мышьяковые руды, сложенные полосчатыми агрегатами скородита (возможно, первичного) и галлуазита, а также к многочисленным цинковым месторождениям, представляющим собой бескорневые приповерхностные грибообразные залежи массивных смитсонитовых руд (группа Айн-Арко и др.).

О вулканогенной природе части ртутных месторождений Магрибской провинции косвенно могут свидетельствовать и последние данные о современном подводном рудообразовании в районе Красного моря.

3. Южно-Африканский ртутоносный район

Проявления ртутного оруденения в Южной Африке не укладываются в рамки выделенных глобальных поясов: они относятся к категории «внезональных». Ртутные месторождения, служившие объектом эксплуатации в годы второй мировой войны, располагаются на флангах известной сурьмянорудной зоны хр. Мерчисон (ЮАР).

Хребет Мерчисон в тектоническом отношении представляет собой узкую синклиналиную складку восток-северо-восточного простирания, сложенную толщей докембрийских терригенно-эффузивных пород, местами интенсивно рассланцованных и превращенных в гнейсы. За пределами этой синклиналиной структуры развиты древние граниты довитватерсрандовской интрузивной серии. В гнейсах хр. Мерчисон оконтурены две зоны рудной минерализации: южная, представленная месторождениями арсенопирита, пирротина и пирита, и северная («Сурьмяный гребень») — с проявлениями золото-сурьмяной и подчиненной ей ртутной минерализации. Последняя характеризуется развитием нескольких систем кварц-антимонитовых (с золотом) жил, кулисообразно примыкающих друг к другу и прослеживающихся на значительную (более тысячи метров) глубину. Ртутная минерализация локализуется вдоль аналогичных зон дробления и отличается преобладающим развитием небольших гнездообразных тел. Проникновение ртутьсодержащих гидротерм связано, по-видимому, с глубокими (сквозными) расколами земной коры.

ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ РТУТНЫЙ ПОЯС

Понятие о Центральном-Азиатском поясе ртутного оруденения как обширной трансконтинентальной рудоконтролирующей структуре впервые выдвинуто и обосновано В. А. Кузнецовым (1970, 1973, 1974). Положение этого рудного пояса соответствует позиции одноименного палеозойского складчатого пояса. Последний, как известно, протягивается с запада на восток на несколько тысяч километров, располагаясь между Сибирской платформой на севере и Таримской и Северо-Китайской платформами на юге (Л. П. Зоненшайн, 1972 г.).

Центрально-Азиатский складчатый пояс является структурой длительного многоэтапного развития. Он сложен складчатыми системами байкальского, каледонского и герцинского возраста, сопровождающимися разновозрастными магматическими комплексами и различным по возрасту и составу эндогенным оруденением. Весьма важное значение для структуры пояса имеют региональные зоны глубинных разломов, нередко сопровождающиеся цепями гипербазитовых массивов, а также интрузиями основного и кислого состава, в том числе дайковыми комплексами базальтоидных пород. Выделяются раннекаледонские, девонские и позднегерцинские зоны глубинных разломов и гипербазитовых поясов. В них можно видеть палеозойские аналоги сейсмофокальных зон Беньофа, или тектоноферров (Ю. М. Шейнманн, 1968 г.). Они имеют особое значение для металлогении ртути, поскольку в ряде случаев вдоль них размещаются ртутные месторождения и рудопроявления, образующие линейные ртутно-рудные пояса и зоны.

Ртутное оруденение в пределах Центрально-Азиатского пояса является относительно молодым — герцинским и мезозойским (послеюрским). Оно связано с поздними стадиями развития герцинских складчато-глыбовых структур и с этапом более поздней мезозойской тектоно-магматической активизации как герциньских, так и более древних — каледонских и байкальских складчато-глыбовых структур Центрально-Азиатского пояса.

На западе Центрально-Азиатский пояс в районах Памира и Южного Тянь-Шаня примыкает к Средиземноморскому мезозойско-альпийскому рудному поясу; на востоке, в районах Становика — Джугджура, он сочленяется с Тихоокеанским рудным поясом.

В пределы Центрально-Азиатского пояса входит ряд ртутных провинций, областей и районов: Среднеазиатская провинция и южные рудные зоны Казахстана, Алтае-Саянская провинция, Забайкальская провинция, ртутная область Монголии и расположенные на северной окраине пояса районы ртутного оруденения Енисейского края и юга Сибирской платформы.

*Среднеазиатская ртутная провинция
и ртутноосные зоны Казахстана*

Среднеазиатская ртутная провинция

Под Среднеазиатской ртутной провинцией понимается территория, охватывающая площади распространения ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений Тянь-Шаня, Памира и Копетдага. В Средней Азии до 1917 г. было известно лишь несколько мелких ртутных и сурьмяных рудопроявлений.

В процессе поисковых работ, осуществленных Таджикско-Памирской экспедицией (ТПЭ), был открыт ряд ртутных и сурьмяных месторождений. Большое значение при их прогнозировании имели представления Д. И. Щербакова, впервые наметившего Южно-Ферганский ртутно-сурьмяный пояс. Данные о рудоносности Южной Ферганы позволили Д. И. Щербакову и А. Е. Ферсману разработать представление о Среднеазиатской ртутно-сурьмяной рудной провинции. Оно нашло дальнейшее развитие в работах А. А. Саукова, В. И. Смирнова, В. Э. Пояркова, А. В. Королева, Е. Д. Карповой, Н. М. Синицына, В. П. Федорчука, И. Х. Хамрабаева, В. А. Невского, Н. А. Никифорова и др.

Геотектоническая позиция Среднеазиатской ртутной провинции (рис. 29) характеризуется приуроченностью к складчатым областям герцинид Тянь-Шаня, мезозойская Памира и Копетдага. Ртутные и ртутно-сурьмяные месторождения, вывезенные в пределах провинции, группируются в линейно-вытянутые рудные пояса и зоны, согласные простиранию основных складчатых и разрывных структур. Главным фактором, предопределившим появление ртутного оруденения в этой области, является развитие в ней глубоких унаследованных и наложенных прогибов и крупных краевых разломов.

Ртутное и ртутно-сурьмяное оруденение на территории Средней Азии проявилось в палеозойскую и альпийскую металлогенические эпохи. Верхнепалеозойский возраст ртутного оруденения Фергано-Кокшаальской складчатой области убедительно обосновал Н. М. Синицын (1959). Абсолютный возраст жильного серицита, выделяющегося в рудах некоторых месторождений в тесной ассоциации с киноварью и ангимонитом, определен в 220—240 млн. лет (Федорчук, 1970). В южных зонах провинции ртутные месторождения последовательно «омолаживаются»: поздневарисские рудопроявления сменяются киммерийскими (Кугитанг) и альпийскими (Копетдаг и Памир). Возраст ртутного оруденения в пределах Южного Памира, по данным М. М. Безуглова (1971), определяется как послемеловой, а отдельных рудопроявлений, по-видимому, послепалеогеновых.

Следовательно, Среднеазиатская ртутная провинция отражает в основном две эпохи рудообразования — палеозойскую и мезо-кайнозойскую, которые следует рассматривать отдельно, выделив соответственно две подпровинции — Тянь-Шаньскую (палеозойскую) и Памиро-Копетдагскую (альпийскую). Первая входит в состав описываемого Центрально-Азиатского пояса, а последняя принадлежит к ранее охарактеризованному Средиземноморскому.

Ртутное оруденение палеозойского возраста (Тянь-Шаньская подпровинция) получило более широкое распространение.

В Северном Тянь-Шане известно лишь небольшое ртутно-полиметаллическое рудопроявление, в котором в кварц-кальцитовых жилах отмечены галенит и киноварь. Кроме того, известно несколько шлиховых ореолов киновари. В Среднем Тянь-Шане ртутное оруденение проявлено спорадически и не образует отчетливых зон или поясов. Южный Тянь-Шань характеризуется наличием трех главных, различающихся по геологическому развитию, герцинских складчатых областей: Чаткало-Кураминской, Фергано-Кокшаальской и Южно-Гиссарской.

В Чаткало-Кураминской складчатой области широко развито полиметаллическое и другое эндогенное оруденение цветных металлов; киноварь зафиксирована лишь минералогически в отдельных пунктах и шлиховых пробах. Фергано-Кокшаальская область отличается повышенной ртутной рудоносностью. Ртутное оруденение в ней сосредоточено в двух рудных поясах: Южно-Ферганском и Зеравшано-Гиссарском.

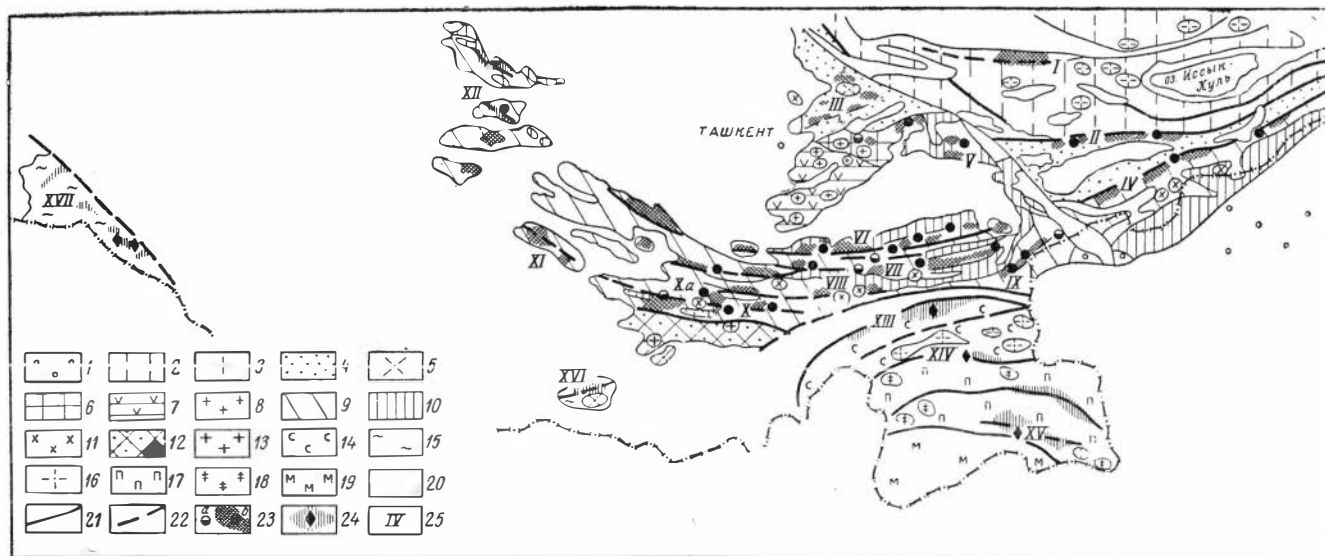


Рис. 29. Схема размещения ртутного оруденения Среднеазиатской провинции.

1 — Таримский стабильный массив; 2 — каледонские складчатые зоны Северного Тянь-Шаня; 3 — аляскиито-граносиенитовый комплекс интрузий Северного Тянь-Шаня; 4 — Каратау-Нарынская складчатая область каледонид; 5 — пермский шонкинитовый комплекс Каратау-Нарынской складчатой области; 6 — Кассанский тектонический блок; 7 — Кураминская зона позднепалеозойской складчатости; 8 — пермо-триасовые сиенито-диоритовые и аляскиито-гранитовые комплексы Чаткало-Кураминской складчатой области; 9 — Фергано-Кокшаальская герцинская складчатая область; 10 — позднепалеозойские прогибы Фергано-Кокшаальской складчатой области; 11 — пермский гранито-сиенитовый щелочной комплекс Фергано-Кокшаальской складчатой области; 12 — Южно-Гиссарская герцинская складчатая область; 13 — пермо-триасовый гранит-порфировый комплекс Южно-Гиссарской складчатой области; 14 — складчатая зона Северного Памира (позднегерцинская); 15 — мезозойские складчатые зоны Копетдага; 16 — верхнепермские гранитоиды Северного Памира; 17 — киммерийские складчатые зоны Центрального и Юго-Восточного Памира; 18 — кайнозойские гранитоидные комплексы Центрального и Юго-Восточного Памира; 19 — мезо-кайнозойский чехол на палеозойском основании (нередко в виде структур тина передовых прогибов и внутренних наложенных впадин); 20 — области развития четвертичных отложений; 21 — главные разломы, разделяющие основные структурные элементы Тянь-Шаня и Памира; 22 — крупные разрывные нарушения, главным образом рудоконтролирующие; 23 — палеозойские ртутно-сурьмяные (а) и ртутные (б) месторождения и рудопроявления; 24 — ртутное оруденение альпийского возраста; 25 — рудные зоны и районы: I — отдельное ртутное рудопроявление Северного Тянь-Шаня, II—III — Каратау-Нарынской и Чаткало-Кураминской складчатых областей, IV—XII — Фергано-Кокшаальской складчатой области, XIII—XVII — проявления ртутного оруденения альпийского возраста Памира, Кугитанга и Копетдага

Южно-Ферганский ртутно-сурьмяный пояс вытянут в субширотном направлении в соответствии с простираем горных цепей Туркестано-Алайской системы, образующих южное обрамление Ферганской долины. Геолого-тектоническая позиция пояса определяется приуроченностью к мобильной тектонической зоне долгоживущего глубинного разлома. В нем выделяются Северная, Центральная и Южная рудные зоны. Несколько обособленная ртутная рудная зона восточного фланга Южно-Ферганского пояса прослеживается вдоль тектонической границы Фергано-Кокшаальской складчатой области с Средним Тянь-Шанем. В самой восточной ее части известны рудопроявления с комплексным оруденением и шлиховые ореолы киновари.

Зеравшано-Гиссарский сурьмяно-ртутный пояс охватывает Зеравшанский хребет и северную часть Гиссарского, протягиваясь до Зирабулак-Зиаэтдинских гор и далее на запад; восточная часть пояса продолжается в Восточном Алае. В этом поясе выделяются Восточно-Алайский рудный район и рудная зона центральной части пояса. Пространственно обособленные ртутные рудоносные площади — Северную и Западную, по-видимому, следует рассматривать как рудные зоны.

Ртутное оруденение альпийского возраста (Памиро-Копетдагская подпровинция) по отношению к палеозойскому проявлено в значительно меньшей степени. Оно распространено в южной и юго-западной частях Средней Азии (Копетдаг, Кугитанг, Памир) и представлено ртутными и сопутствующими им ртутно-полиметаллическими и ртутно-сурьмяными проявлениями.

Копетдагская рудная зона намечается в горах Западного Копетдага. Проявления низкотемпературной ртутной минерализации приурочены к границе верхнемелового поднятия с краевым прогибом, осложненной довольно крупными разломами. Ртуть отмечается в комплексе со свинцом, цинком и барием.

Кугитангский рудный район охватывает несколько ртутно-полиметаллических мелких месторождений и рудопроявлений на западном склоне одноименного хребта. В структурном отношении он представляет собой антиклинальную складку, сложенную юрскими известняками. Известные здесь ртутно-полиметаллические рудопроявления тяготеют к местам развития многочисленных флексур и осложняющих их сбросов.

На Памире выделяются монометалльные — ртутные и комплексные — ртутно-сурьмяно-мышьяковые и ртутно-сурьмяно-цинковые проявления. Здесь четко выражены зональность и приуроченность оруденения к зонам крупных разломов, разграничивающим структурно-фациальные зоны и подзоны.

По данным М. М. Безуглова (1971), в пределах Памира можно наметить рудные зоны вдоль тектонических границ Северного, Центрального и Юго-Западного Памира.

Ртутноносные зоны Казахстана

Сведения о ртутном оруденении Казахстана приводятся в работах А. К. Каюпова, Ю. Б. Генкина, Т. Г. Мулдагалиева, В. Э. Пояркова, В. С. Розенкова, К. С. Сайдахметова и др. Ртутные рудопроявления расположены главным образом в пределах Западной Калбы, Таласского и Джунгарского Алатау, Чу-Илийских гор и Мугоджар. Подавляющее большинство рудопроявлений относится к типу низкотемпературных гидротермальных образований.

Возраст большинства ртутных месторождений Казахстана считается позднегерцинским. Ртутная минерализация локализуется в различных по стратигра-

фическому положению и составу толщ от нижнего палеозоя до триаса включительно.

Проявление ртутного оруденения в различных тектонических областях существенно различно (рис. 30). В зонах устойчивой каледонской тектонической консолидации известно лишь ртутьсодержащее сурьмяное месторождение Тургайское, вблизи которого выявлены шлиховые ореолы рассеяния киновари. В областях неустойчивой каледонской консолидации известны ртутные

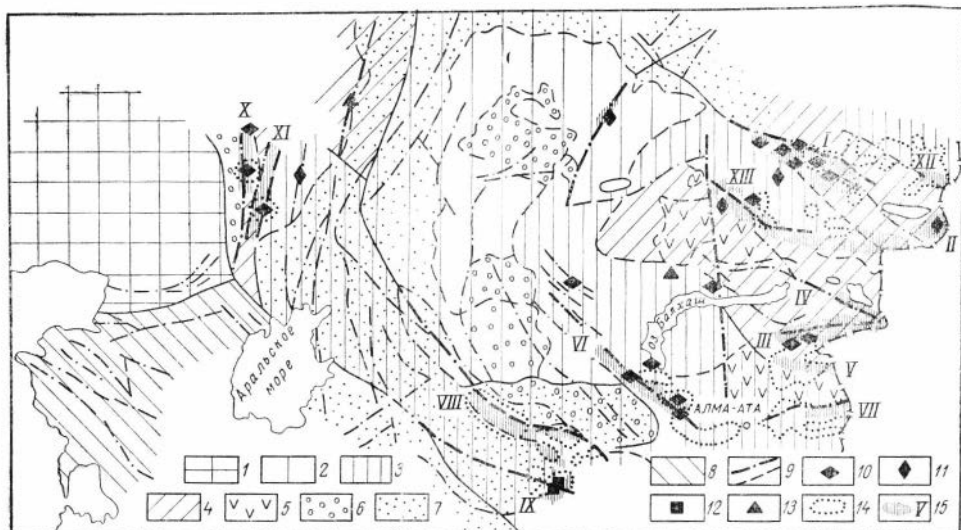


Рис. 30. Схема размещения ртутной минерализации в тектонических областях Казахстана.

1 — допалеозойская платформа; 2—7 — Урало-Сибирский складчатый пояс: 2 — площади устойчивой каледонской консолидации, 3 — площади неустойчивой каледонской консолидации, 4 — площади раннегерцинской консолидации, 5 — позднегерцинские впадины, выполненные осадочно-вулканогенными образованиями, 6 — позднегерцинские впадины, выполненные молассовыми образованиями, 7 — киммерийско-альпийские впадины на эпигерцинской платформе; 8 — Средиземноморский складчатый пояс; 9 — важнейшие разрывные нарушения. Рудные формации и субформации: 10 — ртутная, 11 — сурьмяно-ртутная, 12 — ртутно-полиметаллическая, 13 — сурьмяная золотосодержащая; 14 — площади рассеяния киновари в рыхлых отложениях; 15 — ртутьносные зоны

проявления Каратауской, Джалаир-Найманской, Балхаш-Чингизской и Калба-Чингизской ртутьносных зон. Наиболее значительные проявления ртутной минерализации и шлиховые ореолы киновари располагаются в пределах Чарской, Кентау-Арасанской, Джунгарской и Сакмарской ртутьносных зон, тяготеющих к активизированным зонам герцинских тектонических областей.

В тектонических областях Казахстана Т. Г. Мулдагалиевым, В. Э. Пояровым, В. С. Розенковым и К. С. Сайдахметовым намечается 13 ртутьносных зон.

Чарская ртутная рудная зона расположена в центральной части Зайсанской герцинской геосинклинали. Ведущим структурным элементом района является Чарско-Горностаевский глубинный разлом, с развитием которого связано образование сложных глыбово-складчатых сооружений района, внедрение гипербазитов, проявление интенсивной гидротермальной деятельности и ртутной минерализации (Генкин, 1969). Наиболее значительные проявления ртути представлены листовитовыми телами с киноварью, залегающими обычно в тектоническом контакте серпентинизированных интрузий

гипербазитов с верхневизейскими основными эффузивами, реже с сланцами и известняками. Наиболее характерный представитель ртутных проявлений Чарской зоны — месторождение Кызыл-Чар, ртутоносные тела лиственитов которого протягиваются более чем на 1 км.

В Среднеазиатской ртутной провинции выделяются, как уже говорилось, два рудных пояса и не менее 17 ртутных рудных зон.

В центральной части Южно-Ферганского ртутного пояса выделяются три ртутоносные зоны: Северная, Центральная и Южная (рис. 31).

Северная рудная зона тяготеет к южной краевой части Карачатырского позднепалеозойского прогиба, к границе его со среднепалеозойской

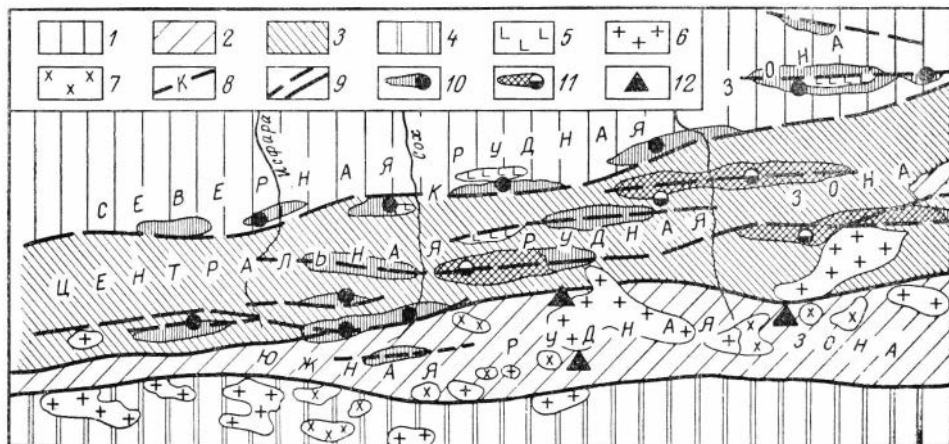


Рис. 31. Схема размещения ртутного оруденения центральной части Южно-Ферганского ртутного пояса.

1—2 — позднепалеозойские прогибы: 1 — Карачатырская зона, 2 — Сурметашская зона; 3—4 — позднепалеозойские поднятия: 3 — зона высоких предгорий Алая, 4 — Зеравшан-Восточноалайская среднегерцинская зона; 5 — интрузивы среднепалеозойских гипербазитов; 6 — интрузивы позднегерцинских гранитоидов; 7 — щелочные интрузивы пермо-триасовые (?); 8 — Северо-Катранский глубинный разлом; 9 — крупные разрывные нарушения, позднегерцинские; 10—11 — группы однотипных рудопроявлений и зон минерализации, приуроченных к определенной рудоконтролирующей структуре: 10 — ртутные, 11 — ртутно-сурьмяные; 12 — рудопроявления комплексные (ртутно-сурьмяные с блеклыми рудами и др.)

зоной Высоких предгорий Алая, вдоль которой прослеживается крупный Северо-Катранский краевой разлом. Для этой зоны характерно монометальное ртутное оруденение, представленное киноварь-кварц-анкеритовым и киноварь-лиственитовым минеральными типами. На ряде участков, в непосредственной близости от ртутных месторождений, расположены свинцово-цинковые рудопроявления, часто содержащие ртутную минерализацию (Кан и др.).

Центральная рудная зона развита в пределах среднепалеозойской тектонической зоны Высоких предгорий Алая. Ртутное и ртутно-сурьмяное оруденение размещается в среднепалеозойском структурном ярусе, в зоне контакта сланцев с известняками и в отдельных благоприятных горизонтах карбонатных пород. Большинство рудных полей Центральной рудной зоны развито в антиклинальных сооружениях, осложненных среднегерцинскими надвигами и крупными позднегерцинскими взбросами.

Южная рудная зона относится к северному крылу Сурметашской позднепалеозойской тектонической зоны, к полосе перехода ее в среднегерцин-

скую зону Высоких предгорий Алая. Главная особенность этой рудной зоны заключается в преобладающем развитии рудопроявлений и месторождений с комплексными рудами, отражающем результаты совмещения (наложения) ртутно-сурьмяного оруденения и мышьяково-вольфрамовой минерализации с проявлениями редкометалльного оруденения Туркестано-Алайской металлогенической зоны (Карпова, 1959).

Зеравшано-Гиссарский ртутно-сурьмяный пояс по протяженности соизмерим с Южно-Ферганским. Наиболее интересна его центральная часть. Общий план ее структуры представляется (П. Д. Виноградов, 1961 г.) как ряд среднепалеозойских антиклинорных и синклинорных структур, осложненных крупными разломами. Здесь наряду с сурьмяными месторождениями кварц-антимонитового и кварц-флюорит-антимонит-киноварного минеральных типов выделяется значительная группа ртутных месторождений (Кончоч, Каракуль, Дукдон, Имаган, Кавнок и др.), которые можно рассматривать как самостоятельную Каракуль-Магианскую ртутную рудную зону.

Рудоконтролирующими являются Дукдонский и Каракульский взбросо-надвиги и Чукосагский взброс. В непосредственной близости от них размещается серия ртутных рудопроявлений и месторождений кальцит-киноварного и кварц-диккит-киноварного минеральных типов. Наиболее интересны месторождения Кавнок и Кончоч, в составе которых наряду с киноварью присутствуют флюорит, антимонит, а также реальгар и аурипигмент.

К западу от рассматриваемой зоны — на продолжении ее в Кызылкумы — в породах палеозоя отмечается ряд кальцит-киноварных и кварц-кальцит-киноварных рудопроявлений, тяготеющих к позднепалеозойским разрывным нарушениям (Финкельштейн, 1969).

Особенности размещения ртутного оруденения в тектонических структурах Памиро-Копетдагской альпийской подпровинции рассматриваются на примере Памира (по материалам М. М. Безуглова) и Копетдага (по данным В. Д. Андреева и А. Г. Бушмакина).

Нижняя возрастная граница ртутного оруденения Северного Памира, как отмечает М. М. Безуглый (1971), неясна. Возраст ртутных рудопроявлений Южного Памира определяется как послемеловой. Однако на территории Северного, Центрального и Южного Памира, вероятно, преобладает ртутное оруденение кайнозойского этапа тектонической активизации. На это указывает тяготение шлиховых ореолов киновари к зонам молодых разломов. По вещественному составу руд различаются две группы проявлений: 1) комплексные — ртутно-сурьмяно-мышьяковые, нередко с полиметаллами; 2) монометалльные — ртутные с кварц-диккит-доломит-киноварными, кальцит-киноварными минеральными ассоциациями. Кроме того, встречаются серно-халцедон-флюоритовые и серно-карбонатные отложения термальных источников с повышенными концентрациями ртути (Каук, Джаргыгумбез).

На Памире, как и в других ртутнорудных областях, четко выражена приуроченность оруденения к зонам крупных разломов.

В Копетдаге единичные ртутные проявления известны с конца 20-х годов текущего столетия. В результате геологопоисковых работ выявлены новые районы развития ртутной минерализации (В. Д. Андреев, А. Г. Бушмакин, М. К. Курбанов, Б. П. Жданов и др.). В Копетдаге (в пределах СССР) выделяются две тектонические зоны: внешняя (северная) и внутренняя (южная). Внешняя зона — Передовой хребет Копетдага — характеризуется сложным горстообразным строением. Ведущие структуры имеют северо-западное простирание, определяемое системой глубинных разломов Копетдаг-Большебал-

ханского шовного пояса. Внутренняя (южная) зона представлена системой чередующихся антиклинальных и синклинальных складок, образующих в плане дугу.

Ртутное оруденение альпийского возраста приурочено к зонам глубинных разломов. В зоне Передового краевого разлома наиболее значительная концентрация рудопроявлений ртути, наблюдаемая в районе Арчмана, тяготеет к региональному разрывному нарушению. Данная рудоносная площадь, занимающая центральное место в Передовой зоне Копетдага, может рассматриваться как самостоятельная рудная зона.

Ко внутренней зоне глубинного разлома приурочено Караелчинское ртутное рудопроявление, сложенное породами альбского (кварц-глауконовые песчаники) и сеноманского (аргиллитоподобные глины) ярусов, контактирующих по главному взбросо-сдвигу. Ртутная минерализация установлена по разлому в приконтактной зоне и в оперяющих трещинах между двумя сближенными разрывами. На формирование скоплений киновари оказывали экранную роль тектоническая глинка трения и небольшие по мощности межпластовые линзы перетертых глинисто-песчаных пород. Ртутное оруденение представлено вкраплением кристаллической и порошковатой киновари в кальците и барите, приуроченных к брекчии песчаника, сцементированного с кварцем и дикситом.

Монжуклинская рудоносная зона, расположенная южнее рассмотренных, характеризуется значительным развитием кварца в виде жильных образований и интенсивным окварцеванием пород. В этой зоне располагаются баритовые месторождения Елису с ртутной минерализацией в баритах, а также рудопроявление Куршурли, приуроченное к баритовым жилам в зоне разлома в аптских песчаниках. В жилах отмечается порошковатая киноварь, ассоциирующая со сфалеритом.

Кроме описанных ртутноносных зон Памира и Копетдага к молодому Средиземноморскому ртутному поясу относится также слабо изученная группа рудопроявлений хр. Кугитангтау. Локализуются они на флангах одноименного свинцово-цинкового месторождения и представлены маломощными зонами дробления в нижнемеловых известняках. Киноварь выделяется в цементе брекчий в ассоциации с кальцитом.

Ртутные месторождения Среднеазиатской провинции и Казахстана относятся к ртутной рудной формации. В ее составе выделяется ряд субформаций и минеральных типов.

Ртутная субформация. Магнезиально-карбонатно-киноварный (лиственито-киноварный) минеральный тип распространен в пределах Северной рудной зоны Южно-Ферганского пояса и в Чарской зоне Казахстана.

В рудах преобладает киноварь; резко подчиненную роль играют сфалерит, галенит, халькопирит, арсенопирит, антимонит, пирит, гематит, блеклые руды и др.; из нерудных преобладают магнезиальные карбонаты, кварц, кальцит, барит. Рудами являются минерализованные листвениты, эффузивы, сланцы, реже известняки и гипербазиты.

Примером может служить **Чонкойское** месторождение в вулканогенно-терригенной толще нижнего и среднего палеозоя, прорванной телами серпентинизированных гипербазитов, вытягивающихся вдоль глубинного разлома субширотного простирания. Месторождение приурочено к участкам сближения и изгиба крупных разломов и контролируется зоной Чонкойского разлома, висячий бок которого представлен различными по составу сланцами, песчани-

ками и алевролитами, а лежащий — диабазовыми порфиритами, диабазами, спилитами и различными туфами.

Измененные породы (листвениты) образуют линейно-вытянутые зоны, обнаруживающие четкую закономерную связь с элементами внутренней тектоники зоны Чонкойского разлома — отдельными оперяющими его разрывами и поверхностью контакта серпентинитовых тел с вмещающими их эффузивно-сланцевыми толщами. Рудные тела имеют линзообразные и гнездообразные формы и размещаются предпочтительно среди лиственитов, а также кремнистых и кремнисто-карбонатных пород.

Киноварь — главный рудный минерал — практически везде ассоциирует с кальцитом, анкеритом, доломитом, кварцем и баритом, выделяющимися в виде жил или служащими цементом брекчий дробления. Характерны монометалльные ртутные руды с массивной, брекчиевидной, прожилково-вкрапленной и вкрапленной текстурами. Широко распространен пирит; реже встречаются марказит, арсенопирит, леллингит, миллерит, халькопирит; редки магнетит, антимонит, галенит, сфалерит, висмутин, никелин и др.

Доломито-киноварный минеральный тип. Месторождения этого типа многочисленны в Южно-Ферганском рудном поясе (Сымапское, Адыраку, Карасу и др.). Они известны на восточном и западном флангах Зеравшано-Гиссарского пояса (Кулдама, Алтыаул и др.) и в Казахстане. Оруденение представлено практически единственным рудным минералом — киноварью. Ведущим жильным минералом является доломит. Гидротермальные изменения вмещающих оруденение пород проявлены доломитизацией.

В качестве примера отметим месторождение **Карасу**, в строении которого принимают участие терригенные отложения верхнего силура, известняки и доломиты среднего и верхнего девона. Структура месторождения представлена довольно крупной антиклинальной складкой третьего порядка, полого погружающейся в юго-восточном направлении. Осевая часть и северное крыло этой складки осложнены разрывными продольными и секущими нарушениями. На участках дробления и в межпластовых ослабленных зонах формируются наиболее богатые брекчиевидные киноварные руды. Руды монометалльные, ртутные. Главный минерал — киноварь, сопутствующие — доломит, кальцит, редко барит, кварц, флюорит. Преобладают секущие рудные тела. Отмечаются также согласные линзовидные залежи.

Кальцит-киноварный минеральный тип. Месторождения характеризуются жильными формами рудных тел. В остальном условия образования рудопроявлений этого и описанного выше минеральных типов аналогичны. Главным рудным минералом здесь также является киноварь, выделяющаяся в виде тонких прожилков, гнезд и рассеянной вкрапленности. Ведущий жильный минерал — кальцит, образующий гнезда и прожилки. Ртутные месторождения этого типа обычно мелкие. Характерные представители их — Ташрабат в Северной Киргизии, Бирксу, Охна в Южной Фергане и др.

Диккит-киноварный минеральный тип не получил широкого распространения в Среднеазиатской провинции и в Казахстане. Однако известны единичные, но весьма характерные рудопроявления, что дает основание выделять их в качестве самостоятельного минерального типа.

Кварц-карбонатно-киноварный минеральный тип ртутных месторождений широко распространен в Казахстане, известны немногочисленные месторождения и в Средней Азии. Состав рудовмещающих пород рассматриваемых месторождений довольно разнородный — от терригенных

флишoidных песчано-сланцевых толщ до терригенно-вулканогенных преимущественно кислых и средних вулканогенных образований.

В значительных количествах встречается лишь киноварь. Из других рудных минералов отмечаются метациннабарит, антимонит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, блеклые руды, реальгар, аурипигмент и др. Жильные минералы представлены кварцем, кальцитом, серицитом, баритом, хлоритом и др. Околорудные изменения пород — окварцевание, карбонатизация, аргиллизация, хлоритизация, пиритизация.

Характерными представителями этого минерального типа являются месторождения Салкинбель в Джунгарском Алатау и Кончоч в Таджикистане.

К в а р ц - к а о л и н и т - с е р и ц и т - к и н о в а р н ы й (вторично-кварцитовый) минеральный тип рудопроявлений (по В. Э. Пояркову, Т. Г. Мулдагалиеву и др., 1972 г.) развит в вулканогенных девонских породах Центрального Казахстана (Итауз), Чу-Илийских гор (Киноварное I, Киноварное II, Кварцевые сопки, Талбастау II) и Мугоджар (Есентыколь, Ртутное). Месторождения этого типа устанавливаются в эффузивах, туфах и субвулканических породах кислого, реже среднего состава. Они представлены весьма устойчивой минеральной ассоциацией, включающей кварц, серицит, каолинит, киноварь, пирит, алуни́т, диаспор; в качестве второстепенных — кальцит, хлорит, эпидот, халцедон, пиррофиллит, гематит.

Киноварная минерализация локализуется в наиболее проницаемых пористых и дробных породах, сочетающихся с плотными экраняющими. В процессе гидротермального минералообразования намечаются четыре основные стадии: 1) кварцитизация — процесс замещения кварцем и опалом некарцевой части вулканогенных пород (этот процесс, по-видимому, связан с фумарольно-сульфатарной деятельностью в период проявления вулканизма и развивается в зонах тектонических разрывов; 2) хлоритизация, карбонатизация, серицитизация; 3) окварцевание (процесс заполнения структурных трещинных полостей массивным кварцем); 4) диккитизация (в локальных зонах). С первыми тремя стадиями связано отложение пирита и редко встречающихся второстепенных рудных минералов (халькопирит, золото, молибденит, висмутин, касситерит, антимонит, буланжерит). Гидротермальный процесс последней стадии (после тектонических подвижек) заканчивается привнесом ртути и отложением киновари в зонах дробления.

Сурьяно-ртутная субформация. **К в а р ц - ф л ю о р и т - а н т и м о н и т** (к в а р ц - а н т и м о н и т) - к и н о в а р н ы й (д ж а с п е р о и д н ы й) минеральный тип имеет ведущее практическое значение в Южно-Ферганском рудном поясе. Месторождения этого типа приурочены к зоне контакта сланцев с известняками. Ртутное и ртутно-сурьянное оруденение размещается в джаспероидах и роговиках.

Бликие по минеральному составу кварц-антимонитовые (иногда с киноварью) месторождения развиты в Казахстане (Тургайское, Сарыджол и др.).

Наиболее характерным представителем этого типа является месторождение **Хайдаркан** (рис. 32). В его строении участвуют отложения силура, девона, нижнего и среднего карбона. Карбонатные породы верхнего девона слагают нижнюю часть комплекса пород в южной и северной структурах месторождения. Каменноугольные отложения широко распространены и непосредственно слагают рудоносные структуры. Низы карбона представлены массивными известняками визейского и намюрского ярусов, на которых со следами размыва залегают слоистые известняки башкирского и московского ярусов среднего карбона, перекрытые среднекарбовыми терригенными породами. Последние

тектонически (по чешуйчатым надвигам) перекрываются терригенными отложениями силура — девона. Породы собраны в две широтно ориентированные сложными построенные — антиклинальные складки — северную и южную, осложненные более мелкой складчатостью и серией широтных и косых рудоконтролирующих разломов.

Оруденение локализуется в зоне контакта известняков среднего карбона с перекрывающими их сланцами (Южная структура) и в литологически

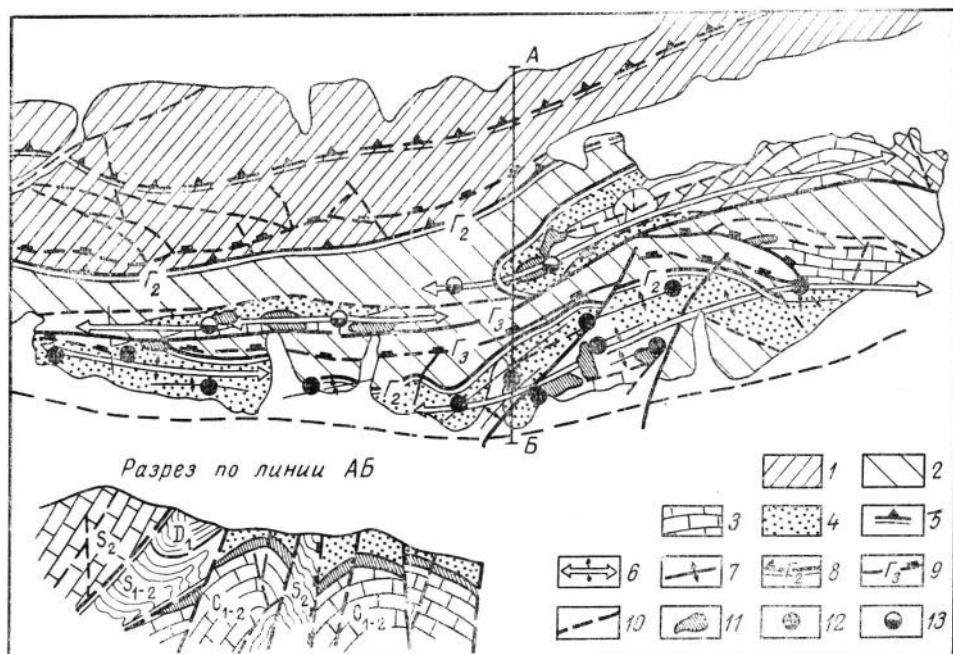


Рис. 32. Размещение ртутного оруденения на месторождении кварц-кальцит-антимонит-киноварного минерального типа.

1 — моноклиальная структура известняков силура — девона; 2 — терригенные толщи силура—девона; 3 — известняки нижнего и среднего карбона; 4 — сланцы среднего карбона; 5 — моноклинали; 6 — антиклинали второго порядка; 7 — антиклинальные складки третьего порядка; 8 — среднегерцинские нальвиги; 9 — позднегерцинские взбросы и сбросы; 10 — альпийские разломы; 11 — зоны рудной минерализации; 12 — ртутные месторождения и рудопроявления; 13 — комплексные ртутно-сурьмяные месторождения

сложной среднекарбоновой терригенно-известняковой толще (Северная антиклиналь).

Основная часть промышленных ртутных и ртутно-сурьмяных руд приурочена к джаспероидным брекчиям — продуктам гидротермального метаморфизма известняков и перекрывающих их сланцев. Минерализованные тела рудовмещающих пород — джаспероиды представлены крупными линзовидными и штокверкообразными залежами, связанными с зонами отслоения и дробления в сводовых частях складок, осложненных разломами и межпластовыми подвижками.

Для месторождения характерен следующий комплекс минералов: рудные — киноварь, метацинабарит, антимонит, реальгар, аурипигмент, фаматинит, гетчелит, бертьерит, блеклая руда, халькопирит, пирит; жильные — кварц, флюорит, серицит, кальцит, барит и др. Намечаются четыре стадии гидро-

термального минералообразования: 1) предрудная — окварцевание (кварц I) и пиритизация вмещающих пород, в перекрывающих сланцах серицитизация, слабая графитизация; 2) I рудная — кварц-флюорит-антимонит-киноварная — выделение кварца II, антимонита I, флюорита, киновари I, кальцита и барита; 3) II рудная — кальцит-киноварная — роль окварцевания уменьшается при увеличении интенсивности карбонатизации пород, выделяются значительные массы кальцита II, киновари II и антимонита II, продолжается отложение небольших количеств кварца, флюорита, барита; 4) III рудная — реальгар-аурипигментовая — образование кальцита III, реальгара, аурипигмента с небольшим количеством пирита и кварца.

На месторождении по отношению к слоистости вмещающих пород выделены рудные тела согласного, секущего и сложного типов. Преобладают следующие генетические типы текстур руд: замещение, заполнение пустот из истинных или коллоидных растворов, довольно распространены смешанные текстуры.

Комплексная ртутно-полиметаллическая субформация. Кварц-карбонат-барит-киноварный (с полиметаллами) минеральный тип (по данным В. Э. Пояркова, Т. Г. Мулдагалиева и др.) распространен в северо-западных отрогах Таласского Алатау в Казахстане (проявления Новое, Северное, Центральное, Озерное и др.).

Ртутные и ртутно-полиметаллические рудопроявления располагаются в пределах Ишим-Каратау-Таласской структурно-формационной зоны, приурочиваясь к карбонатно-морской формации. Оруденение приурочено к известнякам и песчаникам верхнего девона, а также к известнякам и доломитам нижнего карбона, тяготея к региональным разломам и оперяющим их локальным разрывам, сопровождаемым брекчированием пород.

Рудные тела представлены линзами и гнездами в брекчированных и милонитизированных известняках. Рудные минералы: галенит, сфалерит, киноварь, халькопирит, пирит, блеклые руды, антимонит, арсенипирит, нерудные — кальцит, доломит, кварц, реже встречаются барит и флюорит.

К этому же кварц-карбонат-барит-киноварному минеральному типу с полиметаллами, по-видимому, могут быть отнесены альпийские месторождения Кугитангау, Куршурли (Копетдаг) и некоторые ртутно-полиметаллические рудопроявления Памира.

Алтае-Саянская ртутная провинция

Одной из наиболее значительных рудных провинций в составе Центрально-Азиатского ртутного пояса является Алтае-Саянская ртутная провинция. В качестве этой провинции выделяется одноименная складчатая область, испытавшая длительное многоэтапное полициклическое развитие (Кузнецов, 1967). В ее составе выделяются: а) байкалиды — складчатые структуры, испытавшие консолидацию в позднем протерозое — рифее, б) ранние каледониды (салаприды), в) позднекаледонские и герцинские складчатые структуры. Среди каледонских и герцинских структур располагаются герцинские и мезо-кайнозойские прогибы: Минусинский, Тувинский и Кузнецкий, а также менее крупные, но имеющие большое значение для металлогении ртути, приразломные позднегерцинские и мезо-кайнозойские прогибы: Казаныхский в Горной Шории, Уйменско-Лебедской, Сарасинский и Курайский в Горном Алтае, Шашальский (Каргинский) в Юго-Восточном Алтае и Юго-Западной Туве и ряд других.

Для металлогении ртути, по-видимому, особое значение имел мезозойский этап тектоно-магматической активизации палеозойских структур. В Алтае-Саянской области он проявился как этап сводово-глыбовых поднятий, сопровождался появлением дайковых комплексов диабазов и лампрофиров. Именно с этим этапом мезозойской (послеюрской) активизации, по-видимому, связывается ртутное и сопутствующее ему сурьмяно-мышьяковое и флюоритовое оруденение в большей части районов Алтае-Саянской рудной провинции:

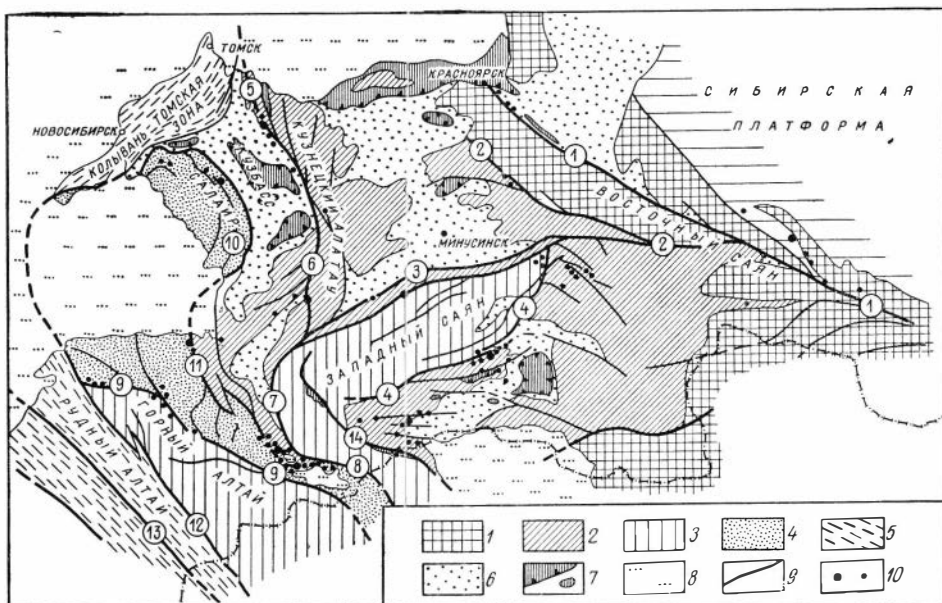


Рис. 33. Схема размещения ртутных зон в Алтае-Саянской рудной провинции.

1 — поднятия фундамента Сибирской платформы и зоны позднепротерозойской (байкальской) складчатости; 2 — зоны раннекаледонской (салаирской) складчатости; 3 — зоны позднекаледонской складчатости; 4 — зоны каледонско-герцинской складчатости; 5 — зоны позднегерцинской складчатости; 6 — герцинские прогибы различных типов; 7 — мезозойские прогибы; 8 — Западно-Сибирская низменность; 9 — глубинные разломы и разломы меньшего значения (цифры в кружках): 1 — Главный Восточно-Саянский, 2 — Сисимо-Казырский, 3 — Саяно-Минусинский, 4 — Саяно-Тувинский, 5 — Кузнецкий, 6 — Ташелгино-Кондомский, 7 — Чокракский, 8 — Курайский, 9 — Чарышско-Теректинский, 10 — Салаирский, 11 — Сарасинский, 12 — Северо-Восточная зона смятия Рудного Алтая, 13 — Иртышский; 10 — ртутные месторождения и рудопроявления

в Горном Алтае, Туве, Кузнецком Алатау, Салаире, на Западном и Восточном Саяне. Главными среди них являются Горноалтайский и Тувинский районы.

Закономерности размещения ртутного оруденения в Алтае-Саянской провинции определяют структурные факторы, причем ведущее значение имеет контроль разрывными структурами (рис. 33). Особо важную роль играют зоны региональных разломов, которые относятся к категории глубинных разломов, т. е. разрывных структур крупного масштаба и длительного развития, формирующихся в зонах максимальной неоднородности земной коры и, по-видимому, проникающих в пределы мантии Земли. К числу таких рудоконтролирующих структур относятся зоны раннепалеозойских эвгеосинклинальных трогов, выполненных офиолитовыми комплексами с цепями гипербазитовых массивов, по-видимому, древние сейсмофокальные зоны Беньофа, испытавшие позднейшие, в том числе позднегерцинские и мезозойские, подновления, активизацию

и приобретшие в связи с этим свойства зон повышенной проницаемости. Эти структуры являются рудоподводящими, причем роль рудовмещающих структур чаще всего играют сопряженные с ними разломы второго и последующих порядков. В некоторых случаях зоны региональных разломов служат и непосредственно рудовмещающими. В связи с этим ряд региональных разломов приобретает характер ртутных зон линейного типа, вдоль которых размещаются цепи ртутных месторождений и рудопроявлений.

В Алтае-Саянской ртутной провинции выделяются следующие важнейшие ртутные зоны.

Кузнецкая зона, тяготеющая к одноименной зоне разломов, отделяющих герцинский и мезозойский прогиб Кузбасса от глыбового массива Кузнецкого Алатау, объединяет Пезасское, Белоосиповское и другие рудопроявления и месторождения.

Салаирская зона выделяется в западном обрамлении прогиба Кузбасса. С ней связаны Орлиногорское, Мавринское и другие рудопроявления.

На южном продолжении тех же зон в Горной Шории располагается **Ташелгино-Кондомская зона** с Сейзакским и другими рудопроявлениями, а в северной части Горного Алтая — **Сарасинская зона** с одноименными рудопроявлениями.

Еще далее к югу располагается кулисообразно по отношению к Сарасинской зоне известная **Курайская ртутная зона** с Акташским, Чаган-Узунским и другими месторождениями и рудопроявлениями. Следующей кулисой той же системы зон является **Чарышско-Теректинская зона** с рядом рудопроявлений сурьмы и ртути.

Все эти зоны в целом образуют Кузнецко-Алтайский ртутный пояс, прослеживающийся на территории СССР на протяжении около 1000 км и продолжающийся на юго-восток на смежную территорию Монголии. Прямыми структурными продолжениями Курайской и Чарышско-Теректинской зон являются соответственно Кобдинский и Толбонурский региональные разломы в Западной Монголии, вдоль которых также установлены признаки ртутного оруденения.

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

Саяно-Тувинская зона, расположенная вдоль системы разломов, отделяющих позднепалеозойский и мезозойский Тувинский прогиб от поднятия Западного Саяна. С этой зоной связаны Терлигхайское, Чазадырское и ряд других месторождений и рудопроявлений.

Западно-Саянская зона выделяется вдоль стыка структур массива Западного Саяна и позднепалеозойского Минусинского прогиба, с Бабаковским и другими рудопроявлениями.

В структурах Восточного Саяна выделяется ряд зон ртутной минерализации — **главная Восточно-Саянская, Сисимо-Казырская, Ийско-Урикская и Ильчирская.**

Анализ размещения рудопроявлений показывает, что ртутнорудные зоны совмещаются главным образом с теми зонами глубинных разломов, которые ограничивают герцинские унаследованные и наложенные прогибы на каледонском и салаирско-каледонском складчатом основании. Характерно также то, что оруденение локализуется чаще в тех разломах, которые испытали не только позднепалеозойские, но и интенсивные глыбовые движения, связанные с проявлением тектоно-магматической активизации в мезозое и кайнозое, в связи с чем эти разломы иногда хорошо геоморфологически выделяются как зоны

проявления неотектоники и современных глыбовых поднятий, вдоль которых проходит формирование современных межгорных впадин.

Все ртутные месторождения в Алтае-Саянской провинции принадлежат к одному генетическому типу — это низкотемпературные гидротермальные образования, сформированные на умеренных глубинах или в приповерхностных условиях. Практически все месторождения и рудопроявления относятся к собственно ртутным, монометальным месторождениям и являются представителями ртутной рудной формации. Следует отметить, что ртуть, а также киноварь в крайне незначительных количествах встречаются в Алтае-Саянской рудной провинции в виде примеси в рудах месторождений и рудопроявлений другого минерального состава, принадлежащих к другим формациям. Так, присутствие киновари отмечено в кварц-антимонитовых рудопроявлениях Горного Алтая. Киноварь и антимонит обнаружены в шеелитовых рудах Кундатского месторождения в Кузнецком Алатау. Примесь ртути отмечается в рудах Урского колчеданно-полиметаллического месторождения на Салаире.

По особенностям минерального состава руд, преимущественно по преобладанию тех или иных жильных минералов и характеру окolorудных изменений вмещающих пород, ртутные месторождения подразделяются на минеральные типы. Среди месторождений Алтае-Саянской ртутной провинции различают магнезиально-карбонатно-киноварные (лиственитовые), карбонатно-киноварные, кварц-киноварные и барито-киноварные месторождения. Наиболее интересны в практическом отношении месторождения карбонатно-киноварного и лиственитового минеральных типов, меньшее значение имеют барито-киноварные месторождения. Это обстоятельство позволяет рассматривать перечисленные минеральные типы ртутных месторождений как наиболее важные промышленно-генетические типы.

Месторождения лиственитового типа. Месторождения и рудопроявления этого минерального типа известны в Горном Алтае — Чаган-Узунское, Красногорское, в Туве — Чазадырское, в Кузнецком Алатау — Кучумандинское.

Чаган-Узунское месторождение в Горном Алтае изучалось и описано многими исследователями, в том числе В. А. Кузнецовым, А. А. Сауковым, Л. Д. Староверовым, Н. Х. Белоус, А. П. Зеликовским, С. Д. Яковенко, З. С. Россихиной, В. И. Васильевым, А. А. Оболенским и др. Оно расположено в Курайской зоне регионального разлома. В геологическом строении этой зоны наиболее существенное значение имеют эвгеосинклинальные эффузивно-осадочные толщи нижнего кембрия, прорванные кембрийскими гипербазитовыми интрузиями, образующими Курайский гипербазитовый пояс, а также терригенные (карбонатно-граувакковые) толщи кембрия — ордовика. В узких приразломных грабенах залегают девонские эффузивно-осадочные красноцветные отложения и угленосные толщи карбона. Герцинские гранитоидные интрузии, широко развитые в Горном Алтае, здесь проявились очень слабо. Отмечены послегерцинские, по-видимому, мезозойские, малые интрузии щелочных базальтоидов. Отчетливо устанавливается мезо-кайнозойская тектоническая активизация, выраженная, в частности, в формировании вдоль зоны цепи межгорных прогибов.

Особенностью Чаган-Узунского месторождения является его размещение непосредственно в зоне разлома, в данном случае — в зоне одноименного глыбового надвига, одной из кулис Курайского регионального разлома.

Северное взброшенное крыло Чаган-Узунского надвига сложено зеленокаменными эффузивами и сланцами нижнего кембрия с редкими линзами

известняка, а также рассланцованными серпентинитами, залегающими непосредственно в зоне надвига, в его висячем крыле. Судя по форме тела серпентинитов и его внутренней структуре (в теле серпентинитов зажаты разобщенные бескорневые блоки габброидных пород), серпентиниты образуют плоские, сравнительно тонкие пластины, зажатые и, по-видимому, растянутые вдоль поверхности надвига, слагая его висячее крыло. Южное относительно опущенное крыло сложено песчаниками и известняками кембро-ордовика. Блок последних взброшен на пачку серо-зеленых мергелей верхнего девона, а последняя контактирует по разлому с пестроцветными эффузивами и песчаниками среднего девона.

Главный сместитель Чаган-Узунского надвига имеет сложное строение. Он сопровождается серией сопряженных с ним разрывов в лежащем крыле, в толще песчаников и известняков, и системой трещинных зон в последних. Кроме пластины серпентинитов вдоль главного сместителя располагаются тектонические блоки известняка и зеленокаменных эффузивов, захваченные из кембрийской толщи висячего крыла. Поверхность главного сместителя осложнена флексурными или волнообразными перегибами как по простиранию, так и по падению. Флексурные изгибы поверхности сместителя надвига по простиранию благоприятствуют образованию рудных столбов. Общее падение плоскости сместителя сравнительно крутое — порядка 60° , но отмечаются участки выполаживания до 40° , что способствует концентрации оруденения.

Оруденение локализуется главным образом в зоне главного сместителя, непосредственно под пластиной серпентинитов, которая, очевидно, выполняет роль структурно-литологического экрана.

Оруденению предшествовал гидротермальный метаморфизм вмещающих пород, проявившийся вдоль зоны надвига. Серпентиниты испытывают оталькование и лиственитизацию. Вдоль главного сместителя формируется узкая, но весьма выдержанная, зона отбеленных карбонатизированных серпентинитов, переходящих в зону оталькованных серпентинитов, талько-карбонатных лиственитов и кварцево-карбонатных лиственитов. Последние состоят из кварца, железомagneзиальных карбонатов, талька, серицита, иногда фуксита, альбита, образующего тонкие жилы. Известняки лежащего крыла испытывают доломитизацию и окварцевание; песчаники — карбонатизацию и аргиллизацию.

Ртутное оруденение является более поздним, явно наложенным на испытанные дробление и брекчирование листвениты, известняки и песчаники.

Главным рудным минералом является киноварь, реже встречаются арсенопирит, галенит, пирит, антимонит, реальгар. Среди нерудных минералов преобладают доломит, анкерит, кальцит, кварц, дикцит, реже встречается альбит. В виде редкой примеси в рудах установлены миллерит, герсдорфит, бравоит, сфалерит, халькопирит, теннантит. Для руд характерны прожилково-вкрапленная, брекчиевидная, штокверковая, крустификационная текстуры.

Намечается не менее трех стадий рудообразования: 1) магнезиально-карбонатно-кварцевая с ранними сульфидами железа, мышьяка, меди, цинка, сурьмы, ртути; 2) основная рудная — доломит-антимонит-киноварная и 3) послерудная карбонатно-диккитовая.

Интервал температур минералообразования по данным минералотермометрических исследований газово-жидких включений в кварце, анкерите, доломите и киновари методом гомогенизации определяется от $190-150$ до $120-100^\circ\text{C}$ (В. И. Васильев, 1970 г.).

Месторождение является низкотемпературным, гидротермальным, относится к группе эпитермальных и связывается, по-видимому, с деятельностью

глубинного рудогенерирующего очага в испытавшей мезозойскую тектономагматическую активизацию зоне Курайского глубинного разлома.

К этому же типу относится **Чазадырское** месторождение в Юго-Западной Туве, изучавшееся геологами Б. М. Штромило, В. И. Бондаренко, Ю. П. Цыпуковым, В. И. Сотниковым и др.

Месторождение приурочено к сложному по строению разлому. По нему соприкасаются метаморфические сланцы докембрия или нижнего кембрия, а также зеленокаменные порфириды, известняки и тела серпентинитов кембрийского возраста, с одной стороны, с пестроцветными песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами силура, а также с красноцветными конгломератами и песчаниками нижнего девона, с другой стороны.

В зоне разлома породы испытали существенную метасоматическую переработку, что привело к образованию метасоматических кварцитов, кварц-карбонатных пород различного состава, в том числе типичных апосерпентинитовых лиственитов, а также кварц-серицитовых, хлорит-серицитовых и других пород, возникших за счет зеленокаменных эффузивов и метаморфических сланцев. В отличие от Чаган-Узунского района рудовмещающая зона и в том числе полосы лиственитов пересекаются здесь дайками габбро-диабазов и диабазовых порфиритов, которые секут все толщи района, включая девонские.

На кварциты, листвениты и другие метасоматиты рудоносной зоны в Чазадырском месторождении наложены диабазовые дайки с сопровождающей их кварц-эпидот-гематитовой минерализацией, с аргиллизацией диабазов. Затем следовало дробление всех пород, включая и диабазы, а после этого появилось ртутное оруденение. Как видно, в данном случае рудный процесс был отделен от образования лиственитов значительным интервалом и этапом магматической деятельности — внедрением диабазов.

Минеральный состав руд относительно несложен. Главными минералами являются киноварь, кварц, кальцит. Реже и в меньших количествах встречаются железистый кальцит, барит, серицит, пирит, халькопирит, блеклые руды. К редким минералам относятся доломит, анкерит, альбит, хлорит, гематит, реальгар, галенит, швацит, метациннабарит. Текстуры руд — штокверковые, вкрапленные, брекчиевые.

Ртутные месторождения карбонатно-киноварного минерального типа локализуются среди известняков или известковистых пород. К этому типу относится ряд месторождений и рудопоявлений в Горном Алтае — Акташское, Черемшанское и др.

Акташское месторождение является представителем этой группы месторождений, хотя в нем имеются признаки, сближающие его с месторождениями лиственитового типа. Это месторождение изучалось многими исследователями: В. А. Кузнецовым, А. С. Мухиным, А. А. Сауковым, Л. Д. Староверовым, Н. Х. Белоус, Ю. В. Рождественским, Ю. К. Шумиловым, В. Е. Бурлакиным, А. Б. Русановым, Н. И. Бородаевским, В. И. Бондаренко, В. И. Васильевым и др.

Месторождение связано с той же региональной Курайской зоной разломов, в которой размещается и описанное выше Чаган-Узунское месторождение, но находится в несколько иной геологической обстановке. Акташское месторождение приурочено к зоне одноименного надвига, расположенного кулисообразно по отношению к Чаган-Узунскому надвигу. Акташский надвиг — это региональная структура, прослеженная на десятки километров и имеющая достаточно сложное геологическое строение. Северное приподнятое и взброшенное крыло надвига сложено интенсивно дислоцированными и метаморфизованными

толщами нижнего кембрия — хлоритовыми и амфиболо-хлоритовыми сланцами, хлоритизированными песчаниками и алевролитами с подчиненными им горизонтами черных битуминозных известняков и глинистых сланцев, а также полосами хлоритизированных пироксеновых и плагиоклазовых порфиритов. Среди последних и метаморфизованных сланцев встречаются вытянутые вдоль поверхности сместителя надвига и, вероятно, тектонически вовлеченные в зону надвига узкие линзы рассланцованных серпентинитов. На участке месторождения эта толща, слагающая северное крыло надвига и играющая роль экранирующей структуры, залегает моноклиально, с падением на север-северо-восток под углом 20--40°, согласно с элементами падения поверхности сместителя надвига.

В лежачем крыле надвига располагается толща песчаников и известняков курайской свиты кембрия — ордовика, собранных на месторождении в антиклинальную складку, северное крыло которой, сложенное горизонтом серо-зеленых песчаников и лежащих над ними известняков, падает на север согласно с поверхностью надвига, но под несколько более крутым углом падения — порядка 40°. Пачка известняков северного крыла антиклинали, перекрытая поверхностью надвига, является основным рудовмещающим горизонтом.

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

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

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

Рудными телами на Акташском месторождении являются минерализован-

ные участки сближенных трещин и повышенной трещиноватости известняков, локализующиеся около диагональных сбросо-сдвиговых нарушений, обычно в участках флексурных изгибов поверхности надвига. Форма рудных тел неправильная, линзовидная в плане. На глубину по падению — это трубообразные залежи.

Рудовмещающие известняки испытали дорудное, по-видимому, неоднократное, дробление, доломитизацию, частично окварцевание и особенно интенсивную кальцитизацию. Метаморфические сланцы экранирующей толщи подверглись интенсивной аргиллизации. За счет редких линз серпентинитов, затертых в зоне надвига, возникли зоны лиственитов незначительного размера.

Минеральный состав руд достаточно сложен, хотя практически руды представляются монометалльными, принадлежащими к ртутной субформации. Главные рудные минералы — киноварь и пирит; второстепенные — антимонит, гвадалкацарит (цинксодержащая разновидность метациннабарита), сфалерит, марказит, реальгар, аурипигмент. Редкими минералами, обнаруженными в ничтожных количествах, являются халькопирит, халькостибит, блеклые руды смешанного состава: теннантит и тетраэдрит с высоким содержанием ртути, шватцит, сульфосоли As и Sb — энаргит и люционит, а также вновь установленный минерал акташит, представляющий собой блеклую руду, содержащую медь, мышьяк, около 2,5% сурьмы и до 31—33% ртути (Васильев, 1968¹, 2, 1970).

Выделяются три генерации киновари: а) кристаллическая мелкозернистая, тесно ассоциирующая с сульфидами и сульфосолями других элементов и содержащая примеси сурьмы, мышьяка, меди, свинца, таллия, следы ванадия и никеля; б) кристаллическая крупнозернистая, образующая метакристаллы, концентрирующая меньше элементов-примесей и ассоциирующая с антимонитом, гвадалкацаритом, кварцем, кальцитом и диккитом; в) метаколлоидная (губчатая, дендритная и тонкодисперсная), наблюдающаяся в гнездах и жилах кальцита.

Гипергенные рудные минералы: ртуть самородная, иногда присутствующая в значительных количествах, сера самородная, обычно ассоциирующая с металлической ртутью, киноварь порошковатая и растертая, примазковая. Кроме того, встречаются халькозин, ковеллин, азурит, малахит, гематит, гетит, сурьмяные охры и др.

Нерудные гипогенные минералы: главные — кальцит, кварц; второстепенные — доломит, серицит, хлорит, диккит, графит. Гипергенные — арагонит, гипс.

Для минерального состава руд Акташского месторождения характерно полное отсутствие барита и флюорита и весьма незначительное количество антимонита.

Рудообразование происходило в приповерхностных условиях. Как и другие месторождения Курайской зоны в Горном Алтае, Акташское месторождение относится к группе эпитермальных, связанных с мезозойской активизацией рудогенерирующих очагов в зонах долгоживущих глубинных разломов.

Ртутные месторождения кварц-киноварного минерального типа локализуются преимущественно в алюмосиликатных и силикатных породах: песчаниках, алевролитах, метаморфических сланцах, кварцитах. Среди жильных минералов в рудах месторождений этого минерального типа преобладает кварц, однако в алюмосиликатных породах заметная роль принадлежит диккиту или каолиниту, что позволяет выделить кварц-диккитовый тип руд. Представителями этого минерального типа в Алтае-Саянской

ртутной провинции являются мелкие рудопоявления Курайское и Корумдауйринское в Горном Алтае, Белоосиповское месторождение в Кузнецком Алатау, Горхонское в Восточном Саяне и др. Главными рудными минералами руд данного типа являются киноварь, антимонит, пирит, марказит; второстепенными и редко встречающимися — халькопирит, блеклые руды, ртутьсодержащий сфалерит, сауковит. В рудах Горхонского месторождения установлены онофрит и тиманнит. Нерудные минералы — кварц, серицит, диксит, анкерит. Характерные гидротермальные изменения вмещающих пород — пиритизация, окварцевание, аргиллизация, карбонатизация. Месторождения локализуются под надвигами (Курайское) и в зонах дробления (Белоосиповское); в трещинных зонах встречаются серии киноварьсодержащих кварцевых жил и гнезд.

К ртутным месторождениям барит-киноварного типа относятся Терлигхайское в Туве, Орлиногорское в Салаирском кряже, Кок-Саир и другие рудопоявления. Отличает все эти месторождения и рудопоявления присутствие в рудах барита, обусловленное локализацией оруденения в вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщах, характеризующихся повышенным кларком бария.

Терлигхайское месторождение изучалось многими исследователями, в том числе С. Н. Кондаковым, А. Н. Павловым, Г. Д. Трухиным, В. И. Бондаренко, В. И. Сотниковым, И. П. Щербанем, В. А. Кузнецовым, И. С. Туркиным, В. А. Каптель-Каменщиковым, Г. С. Симкиным и др.

Терлигхайское месторождение вместе с рядом однотипных рудопоявлений структурно связано с системой субпараллельных взбросов, сопряженных с Саяно-Тувинским глубинным разломом и отделяющих Тувинский герцинский прогиб от глыбового поднятия Западного Саяна. В системе взбросов участвуют толщи кембрия, ордовика, нижнего, среднего и верхнего девона, нижнего карбона и нижней юры. Близкая к современной структура района оформилась в герцинском этапе, но несомненно имели место послеюрские блоковые поднятия, вызвавшие складкообразование в юрских толщах, а также проявления неотектоники с поднятиями по тем же швам, выраженные в современном рельефе. Молодой магматизм проявился в виде мелких штоков и даек оливиновых габбро и габбро-диабазов так называемого торгалыкского комплекса, возраст которого герцинский (320—380 млн. лет).

Терлигхайское месторождение приурочено к Пельорукскому разлому, по которому блок, сложенный ордовикской песчано-сланцевой толщей, надвинут на пестроцветную эффузивно-осадочную толщу нижнего девона, залегающую в грабене. Толща нижнего девона является рудовмещающей. Она сложена эффузивами преимущественно андезитового состава, туфокогломератами, туфобрекчиями, туфитами и песчаниками, с залегающими среди них интрузивными залежами (силлами) диабазов. Толща девонских пород дислоцирована и разбита серией разломов на ряд блоков с амплитудой относительных перемещений до 300—400 м. В некоторых участках, в том числе в детальнее других разведанном участке 2, имеются дайки габбро-диабазов, которые пересекают дислоцированную девонскую толщу, отличаются от нижнедевонских субвулканических образований более основным составом и сопоставляются с производными позднепалеозойского торгалыкского комплекса.

Гидротермальная минерализация и ртутное оруденение появляются позднее этих даек и четко контролируются разломами, не обнаруживая структурной связи с нижнедевонскими субвулканическими образованиями. Основной рудоконтролирующей структурой является Магистральный (Диагональный) разлом, к зоне которого тяготеют все рудные участки.

Оруденению предшествовали метасоматические изменения вмещающих пород, особенно интенсивные в структурно подготовленных зонах разрывов и трещин. Выделяются следующие главные типы метасоматитов: каолинит-гидрослюдистый, наиболее широко развитый; пирит-кварцевый.

Процесс гидротермальных изменений пород, вызвавший проявление указанных метасоматитов, очевидно, должен квалифицироваться как процесс аргиллизации, обычный для эпитеpmальных и телетермальных месторождений ртутной рудной формации.

Минеральный состав руд Терлигхайского месторождения также обычен для месторождений этого типа, отличаясь только повышенным количеством барита. Главными минералами являются киноварь, кварц и барит. Второстепенными — пирит, кальцит, анкерит, серицит, халцедон. Редкие минералы — сфалерит, марказит, тетраэдрит, халькопирит, хлорит. Киноварь в рудах — метаколлоидная, образующая почковидные скопления и ассоциирующая с серицитом, а также полнокристаллическая.

По геологической позиции, отношению к магматизму, характеру гидротермальных изменений вмещающих пород и минеральному составу руд Терлигхайское месторождение не отличается от других месторождений ртутной формации, развитых в той же рудной провинции. Это дает основание считать данное месторождение однотипным и, по-видимому, одновозрастным с другими ртутными месторождениями Тувы и соседнего Горного Алтая и связывать его с позднегерцинской или мезозойской минерализацией, вызванной активизацией рудогенерирующих очагов в зонах долгоживущих глубинных разломов.

Высказываются и другие взгляды по этому вопросу, в частности имеются предположения о девонском возрасте Терлигхайского месторождения и о генетической связи его с девонским вулканизмом, причем делаются ссылки на наличие среди гидротермально измененных пород характерных для месторождений вулканогенного типа вторичных кварцитов и пропилитов. Следует заметить в связи с этим, что на месторождении не установлено образований, соответствующих понятию о вторичных кварцитах. В монокварцевых и полностью каолинизированных породах, связанных с ними, не обнаружено минералов, считающихся характерными для формации вторичных кварцитов: серы, алуниита, пирофиллита, зунниита, диаспора, андалузита и др. Как было отмечено выше, каолинизация и окварцевание в данном случае с большими основаниями могут рассматриваться как проявление процесса аргиллизации. Пропилитизация, как таковая, с образованием эпидота, хлорита, серицита, кальцита, альбита, адуляра, кварца и пирита, т. е. минеральной ассоциации, считающейся характерной для пропилитов, на месторождении также не проявилась. В составе руд отсутствуют минералы, типичные для вулканогенных ртутных месторождений (опал, самородная сера, алуниит, цеолиты и др.). Все это наряду с данными о размещении большинства ртутных рудопроявлений вне связи с девонскими вулканогенными образованиями, о локализации их преимущественно в зонах разломов, оформившихся в позднем палеозое и испытавших мезо-кайнозойские подновления и т. д., не подтверждает представлений о девонском возрасте и вулканогенном типе Терлигхайского месторождения.

К тому же минеральному типу относится Орлиногорское месторождение (Салаирский кряж). Оно приурочено к крупному разлому, по которому толща порфиристов, туфов и песчаников среднего кембрия соприкасается с толщей песчаников и известняков верхнего кембрия. Вдоль этого разлома, испытавшего, по-видимому, неоднократные подновления, проявляется гематитовое оруденение кембрийского или ордовикского возраста и более позднее, наложенное

на него барит-полиметаллическое оруденение, представленное мелкими жилками барита с гематитом и сфалеритом. С ним ассоциирует еще более позднее ртутное оруденение. В составе руд участвуют в качестве главных минералов киноварь, пирит, шпатцит, кварц, барит, диккит; второстепенные — антимонит, реальгар, аурипигмент, галенит; редкие — сфалерит, метациннабарит, халькопирит, гематит, кальцит, самородная ртуть.

*Ртутносные зоны Енисейского кряжа
и юга Сибирской платформы*

Енисейский кряж представляет собой краевой выступ древнего докембрийского фундамента Сибирской платформы. Он сложен в основном архейскими и протерозойскими метаморфическими и метаморфизованными толщами пород, испытавшими докембрийскую складчатость. Кембрийские и более поздние отложения кряжа входят в состав платформенного чехла. Металлогения докембрийского фундамента здесь чрезвычайно сложна. К позднему докембрию относятся железорудные месторождения Ангаро-Илимского района. Есть основания связывать с докембрийской металлогенической эпохой формирование колчеданно-полиметаллических месторождений. Сурьмяные месторождения Енисейского кряжа (Раздольнинское, Удереysкое) также являются древними докембрийскими.

В пределах Енисейского кряжа проявилось не менее трех этапов, или эпох, послепротерозойской тектоно-магматической активизации — кембрийская, девонская и пермо-триасовая. С первой и второй эпохами связываются: а) появление сиенитовых и щелочно-гранитных интрузий, становление которых сопровождалось комплексом щелочных метасоматитов и флюоритовых жил, а также зон гидротермальных изменений с сульфидной, золото-сурьмяной и другой минерализацией; б) формирование щелочных интрузий с молибденовой минерализацией и в) становление щелочно-ультраосновного комплекса с щелочными редкометальными метасоматитами и карбонатитами. В третью эпоху активизации, которая падает на границу палеозоя и мезозоя, происходили излияния и интрузии трапшов, образование кимберлитовых трубок взрыва и ассоциирующих с ними интрузий щелочно-ультраосновных пород. С этой эпохой, с обновлением глыбовых движений по разломам, связывается ртутная минерализация.

Таким образом, в Енисейском кряже, как и в ряде других рудных провинций, ртутная минерализация является наиболее поздней, наложенной, и связывается с процессами активизации окраинной части древней Сибирской платформы, происходившей на границе палеозоя и мезозоя. Поскольку этой же эпохе соответствуют проявления подкорового базальтоидного и щелочно-ультраосновного магматизма, естественным представляется заключение о наличии парагенетической связи ртутного оруденения с очагами базальтоидной магмы. Особенностью ртутной минерализации Енисейского кряжа является ее пространственная и возрастная разобщенность от проявлений сурьмяного оруденения. В то время как сурьмяное оруденение имеет докембрийский (?) возраст, ртутная минерализация оказывается наиболее молодой в данном районе, позднегерцинской или даже раннемезозойской.

Как и в других провинциях, ртутная минерализация здесь локализуется в зонах региональных разломов. Выявлены два разлома такого типа, контролируемые ртутную минерализацию, — Чернореченский и Танаульский. Вдоль

обоих разломов, на протяжении 30—40 км, размещаются участки коренных рудопроявлений и шлиховые киноварные ореолы.

Чернореченский региональный разлом располагается вдоль западной окраины Енисейского кряжа в общем субмеридиональном направлении и имеет характер крутопадающего надвига, по которому позднепротерозойская толща глинистых сланцев и известняков надвинута на пестроцветную толщу нижнего кембрия. В зоне этого разлома выявлено одно — Чернореченское рудопроявление и оконтурен ряд шлиховых ореолов киновари. Коренное оруденение представлено киноварью и имеет прожилково-вкрапленный и гнездовый характер.

Зона Танаульского регионального разлома имеет также субмеридиональное простирание и располагается на восточной окраине кряжа. В этой зоне выявлено несколько участков ртутной минерализации — Мутовский, ключа Танженок и ключа Велинды. Наибольший интерес представляет Мутовский участок, где ртутная минерализация локализуется в зоне крутопадающего надвига, всяческое крыло которого сложено алевролитами, сланцами и кварцито-видными песчаниками, а лежащее — известняками и доломитами. Оруденение локализуется в доломитах и известняках лежащего крыла в виде тонкой вкрапленности киновари.

В южной части Сибирской платформы известны довольно многочисленные проявления ртутной и, вероятно, сопутствующей ей флюоритовой и другой эпitherмальной минерализации (Знамировский, 1966). Большая их часть представляет собой первичные ореолы рассеяния ртути и шлиховые ореолы киновари. Реже отмечаются проявления вкрапленной киновари в коренных породах: в карбонатных отложениях кембрия в бассейне р. Залаир, в песчано-глинистых и карбонатных породах ордовика и силура в районе Ангарских рудопроявлений и в терригенных и туфогенных породах пермо-триаса в бассейне р. Чапки. Наиболее интересны рудопроявления в виде вкрапленности киновари, наложенной на тела траппов и связанные с ними зоны скарнов и магнетитовых руд, установленные в Ангаро-Илимском и Ангаро-Катском железорудных районах, в частности в Чапкинском месторождении. В случае Чапкинского месторождения дайки траппов пересекают туфобрекчии, заполняющие трубку взрыва. Траппы сопровождаются скарнами и магнетитовыми рудами. Позднее появляется явно наложенная эпitherмальная кварц-пирит-киноварная минерализация (Кандер, 1969; Страхов, 1968).

Как видно, и в этом районе ртутная минерализация является наиболее поздней, она появляется позднее пермо-триасовых траппов и связанных с ними скарнов и магнетитовых руд и имеет возраст не древнее триаса. Есть все основания связывать эту минерализацию с теми же подкоровыми очагами базальтоидных магм, с явлениями позднегерцинской или раннемезозойской тектономагматической активизации юга Сибирской платформы.

Ртутная область Монголии

Установленная в последние годы общность тектонических структур Монголии и Алтае-Саянской складчатой области и Забайкалья, контролирующая размещение ртутного оруденения, и обнаружение на юге Монголии ртутных руд в коренном залегании позволяют рассматривать ее как самостоятельную ртутную область. На территории Монголии продолжают существовать структуры двух крупнейших ртутных поясов, расположенных в складчатых областях юга Сибири: Кузнецко-Алтайского и Монголо-Охотского (рис. 34).

Как видно на приведенной схеме, к числу структур, составляющих продолжение Кузнецко-Алтайского ртутного пояса, в Северо-Западной Монголии относятся зоны Толбонурского и Кобдинского глубинных разломов, являющиеся продолжением, соответственно, зоны Чарышско-Теректинского и Курайского разломов, а Шапшальский и Цаган-Шибетинский разломы по существу представляют собой единую тектоническую структуру. В качестве продолжения структур Северо-Западной Монголии в Монгольском и Гобийском Алтае могут рассматриваться зоны Ихэбогдинского, Гурбансайханского и Ман-

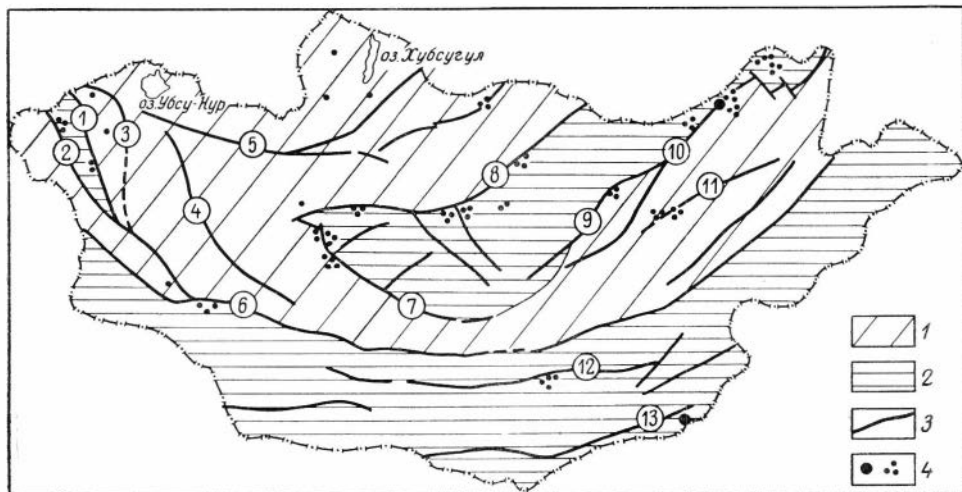


Рис. 34. Схема размещения рудоконтролирующих зон глубинных разломов и проявлений ртутного оруденения в Монголии.

1 — докембрийские и каледонские складчато-глыбовые структуры; 2 — герцинские складчатые зоны и прогибы; 3 — важнейшие региональные разломы (цифры в кружках): 1 — Кобдинский, 2 — Толбонурский, 3 — Цаган-Шибетинский, 4 — Дзабханский, 5 — Хангайский, 6 — Ихэбогдинский, 7 — Байлхонгорский, 8 — Баянгольский, 9 — Южно-Хангайский, 10 — Ононский, 11 — Керуленский, 12 — Манлайский, 13 — Солонкерский; 4 — рудопроявления и шлиховые ореолы киновари

лайского разломов. Таким образом, на территории Монголии Кузнецко-Алтайский пояс протягивается почти на 1500 км и отличается довольно сложной внутренней структурой. Составляющими его элементами служат зоны региональных разломов, обрамляющие герцинские прогибы и мезо-кайнозойские впадины, по которым наиболее четко проявлены глыбовые движения. Выдерживается и геолого-тектоническая позиция пояса, выраженная в пространственной связи с разломами, выполняющими роль краевого шва на границе герцинид Монгольского и Гобийского Алтая и каледонид Центральной Монголии.

Ртутной минерализации в коренном залегании в монгольской части Кузнецко-Алтайского пояса пока неизвестно, но отмечается ряд шлиховых ореолов киновари и геохимических аномалий, тяготеющих к зонам крупных региональных разломов и зонам лиственитизации. Зоны лиственитов, сопровождающиеся шлиховыми ореолами киновари, установлены в связи с Кобдинским, Толбонурским, Ихэбогдинским и Манлайским разломами.

Возраст ртутного оруденения — середина мезозоя. Эти представления о возрасте обосновываются определениями абсолютного возраста дорудных дайковых пород (180—200 млн. лет) и окolorудных метасоматитов 170—155 млн. лет), что соответствует раннему мезозою. Кроме того, установлено

наложение сульфоарсенидной эпitherмальной рудной минерализации на юрские отложения в зоне Цаган-Шибетинского разлома в бассейне р. Карги в Северо-Западной Монголии, что является прямым доказательством мезозойского (посленижнеюрского) возраста эпitherмальной рудной минерализации в этих районах Горного Алтая, Тувы и Монголии.

В восточной части Монголии можно наблюдать продолжение на ее территорию рудоконтролирующих структур Монголо-Охотского рудного пояса. К системе этих разломов приурочены наиболее крупные и концентрированные шлиховые ореолы киновари в бассейне рек Ульды, Дучин-Гол, Ималхуин-Гол и др., а на участке Далай-Ама-Гол киноварная минерализация была отмечена в коренных породах (Благонаров и др., 1971).

Ртутное оруденение Восточного Забайкалья (Усть-Егынское, Нерчинское и другие рудопроявления) обнаруживает структурную и парагенетическую связь с нижнемеловым вулканизмом и эпitherмальными месторождениями золото-серебряной, флюоритовой и ртутно-сурьмяно-вольфрамовой рудных формаций. Аналогичные проявления ртутной минерализации могут быть встречены и в Монголии.

На юге Монголии, в хр. Тото-Шань, в связи с Южно-Тотошанским глубинным разломом, в структурах Внутренне-Монгольской палеозойской складчатой области выделяется самостоятельная Южно-Тотошанская ртутная зона, занимающая обособленное положение по отношению к структурам, которые рассматриваются как элементы Кузнецко-Алтайского и Монголо-Охотского ртутных поясов. Эта ртутная зона пространственно связана с краевым глубинным разломом, сопровождающимся гипербазитовым поясом и расположенным на границе двух разнородных структурно-формационных зон: Солонкерской геосинклинальной зоны и Тотошанско-Эрлянского палеозойского антиклинория (О. Д. Суетенко, 1970 г.). В этой зоне расположено рудопроявление ртуты Ханги-Обо.

Рудопроявление Ханги-Обо залегает в вулканогенно-терригенных отложениях верхней перми, которыми сложено южное крыло крупной антиклинали, прослеживающейся на несколько десятков километров в широтном направлении. Ее осевая часть и южное крыло осложнены несколькими разломами и зонами дробления, вмещающими многочисленные тела и линзы серпентинитов, относящихся к Южно-Тотошанскому гипербазитовому поясу. Ртутная минерализация локализована в крупной зоне дробления среди карбонатно-терригенных пород, прослеживающейся на 2,5 км, при мощности от 2—3 до 20 м. Породы в зоне дробления карбонатизированы и окварцованы. В одном из коренных выходов встречены апосерпентинитовые листвениты. Киноварная минерализация приурочена к зоне дробления и связана с многочисленными карбонатными и карбонатно-кварцевыми прожилками, густо насыщающими породы зоны дробления. В составе руд установлены киноварь, миллерит, полидимит, пирит, бравоит, кварц, железистый доломит, анкерит. Руды относятся к лиственито-киноварному минеральному типу.

Забайкальская ртутная провинция

В Забайкальской ртутной провинции различают два района: Прибайкалье с Байкальским поясом ртутного оруденения, связанным с системой разломов Байкальской рифтовой зоны, и Забайкалье, в пределах которого располагается Монголо-Охотский (Забайкало-Амурский) ртутный пояс, приуроченный к системе глубинных разломов Восточного Забайкалья. В качестве крайнего

восточного звена этого пояса выделяется Джагдинская зона, расположенная в Приамурье, в системе Монголо-Охотского глубинного разлома (рис. 35).

В состав Байкальского ртутного пояса входят Байкало-Верхне-Ангарская зона с Манюканским, Огнейским, Янчуйским и другими рудопроявлениями

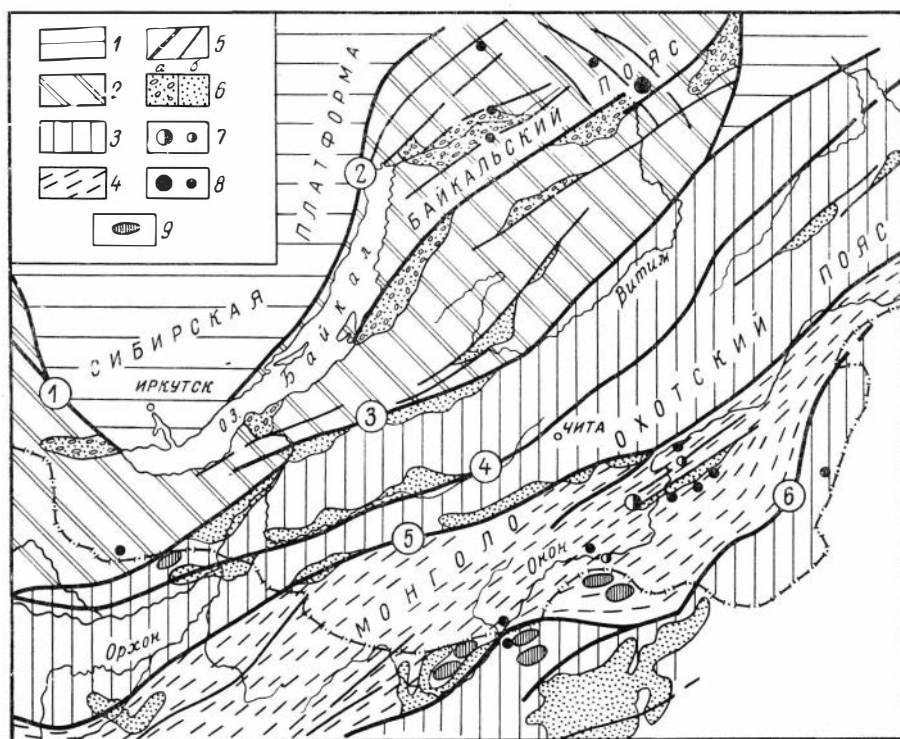


Рис. 35. Размещение ртутного оруденения в тектонических структурах Забайкальской ртутной провинции.

1 — структуры Сибирской платформы; 2 — области байкальской складчатости; 3 — области каледонской складчатости; 4 — области герцинской складчатости; 5 — важнейшие глубинные разломы; 6 — приразломные прогибы: мезозойские (а) и мезо-кайнозойские (б); 7 — месторождения и рудопроявления ртутно-сурьмяно-вольфрамовой рудной формации; 8 — месторождения и рудопроявления ртутной рудной формации; 9 — шлиховые ореолы киновари.

Разломы (цифры в кружках): 1 — Главный Восточно-Саянский, 2 — краевой шов Сибирской платформы (Лево-Миньский и Приморский разломы); 3 — Удино-Витимский; 4 — Хилокский; 5 — Монголо-Охотский; 6 — Урулунгуевский (Ононский)

и Баргузино-Муйская зона с Келянским, Мамаканским и Каролонским месторождениями (Игнатович, Каңдер, 1968). Все ртутные месторождения и рудопроявления обнаруживают пространственную связь с разрывными структурами.

Все месторождения и рудопроявления Прибайкалья однотипны и относятся к ртутной рудной формации. Лучше других изученные Келянское и Огнейское месторождения принадлежат, по-видимому, к джаспериодному (кварц-флюорит-киноварному) минеральному типу, другие рудопроявления в карбонатных породах могут быть отнесены к карбонатно-киноварному минеральному типу.

По структуре и морфологии рудных тел различаются месторождения поднадвиговые и секущие, локализующиеся в зонах крутопадающих сбросов

и сбросо-сдвигов и в минерализованных зонах дробления. Более перспективны месторождения в зонах надвигов; представителем этого структурного типа является Келянское месторождение, расположенное в Средне-Витимской горной стране.

Келянское месторождение находится в зоне Келяно-Мамаканского надвига, по которому метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы келянской свиты, относимые к нижнему протерозою, надвинуты на доломиты янгудской свиты нижнего кембрия. Непосредственно в рудном поле месторождения надвиг смещен двумя сбросами кайнозойского возраста, один из которых имеет амплитуду перемещения в несколько сотен метров и прослеживается почти на 30 км по простиранию.

Рудовмещающими структурами на месторождении служат согласные зоны дробления различной протяженности в доломитах янгудской свиты, развитые в зоне трещиноватости, достигающей мощности около 300 м. Эта зона ориентирована под углом 45° к простиранию надвига и погружается под его поверхность. Вдоль трещин, совпадающих с направлением слоистости в доломитах, развиты зоны дробления и милонитизации с ртутным оруденением. Протяженность отдельных рудных зон измеряется первыми десятками и сотнями метров. Богатые прожилковые и гнездовые руды локализованы только в пределах зон дробления, рассеянная же минерализация встречается почти во всей зоне окварцованных и трещиноватых пород. Минеральный состав руд прост: постоянно присутствуют киноварь, пирит, отмечается антимонит. В ассоциации с антимонитом очень редко и в небольших количествах встречаются галенит, сфалерит, бурнонит и халькопирит. Среди жильных минералов преобладает кварц, отмечаются доломит, кальцит и флюорит. В значительных количествах в прожилках присутствует калиевая гидрослюда.

Гидротермальный метаморфизм вмещающих пород проявился в развитии процессов доломитизации, окварцевания, гидрослюдизации и кальцитизации.

В Восточном Забайкалье ртутные месторождения и рудопроявления располагаются в пределах Монголо-Охотского ртутного пояса, образуя его центральное звено. Ртутные зоны пространственно совпадают с разломами северо-восточного простирания (Чикой-Ингодинским, Шилкинским, Богоча-Бушуйским), составляющими Монголо-Охотский глубинный разлом. Юго-западное продолжение этого пояса уходит на территорию соседней Монгольской Народной Республики, а восточное — в Приамурье. Все ртутные рудопроявления приурочены к мезозойским тектоническим депрессиям: Южно-Ононской, Шилкинской, Ундино-Даинской и др. Обнаруживают они также пространственную связь с площадями развития экструзивно-эффузивных пород: диоритовых порфиритов, андезито-дацитовых и дацитовых толщ верхнеюрского и мелового возраста. По минеральному составу руд месторождения и рудопроявления Восточного Забайкалья подразделяются на две группы: собственно киноварные и киноварно-антимонит-ферберитовые, которые, соответственно, относятся к ртутной и ртутно-сурьмяно-вольфрамовой рудным формациям.

К ртутной рудной формации относятся Ильди́канское, Усть-Егынское и Лучинное месторождения, расположенные к югу от Борщевочного кряжа, Нерчинское месторождение — к северу от него и группа рудопроявлений, выявленных в периферических частях Агинской плиты. Все это представители карбонатно-киноварного и кварц-киноварного минеральных типов. Киноварь в них ассоциирует с пиритом, антимонитом, кварцем, халцедоном, анкеритом, кальцитом. Процесс рудоотложения сопровождался доломитизацией (Ильди́канское) и аргиллизацией (Усть-Егынское, Лучинное) вмещающих пород.

К ртутно-сурьмяно-вольфрамовой формации относятся месторождения с комплексными рудами — Барун-Шивеинское, Ново-Ивановское и Ново-Казачинское, детально описанные в работах А. Д. Щеглова (1959, 1960, 1964 г.). Располагаются они среди осадочно-метаморфических пород палеозойского возраста и приурочены к зонам крупных разрывных нарушений, секущих как палеозойские, так и более молодые породы, включая нижнемеловые осадочные отложения, на основании чего возраст месторождений считается посленижнемеловым. Рудные тела локализуются в трещинах, оперяющих крупные разломы, и представляют собой зоны минерализованных брекчий среди дробленых и смятых пород. Минеральный состав довольно сложен: среди рудных минералов преобладают ферберит (шеелит), антимонит, пирит, сфалерит, арсенипирит, аргентит, халькопирит; жильные минералы представлены кварцем, наибольшими количествами карбонатов и серицита. Процесс рудообразования многостадийный, что обуславливает преобладание брекчиевых текстур в рудах. Околорудные изменения вмещающих пород выражены в окварцевании и серицитизации. Особенности минерального состава руд ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений позволяют отнести их к двум минеральным типам: киноварь-антимонит-ферберитовому (Барун-Шивеинское, Ново-Ивановское месторождения) и киноварь-антимонит-шеелитовому (Ново-Казачинское месторождение).

Крайним восточным звеном Монголо-Охотского ртутного пояса является Джагдинская сурьмяно-ртутная зона, которая протягивается в субширотном направлении более чем на 800 км. Согласно данным Э. В. Сидоренко (1968) и Ю. Б. Сазанова (1967, 1972), она приурочена к геоантиклинальному поднятию, ограниченному с севера и юга системой Северо-Тукурингского и Южно-Тукурингского разломов, трассируемых телами гипербазитов и серией приразломных мезозойских впадин, выполненных континентальными осадочными и вулканогенными образованиями. В пределах Джагдинской зоны расположено несколько мелких месторождений и рудопроявлений ртути, которые локализуются в верхнепротерозойских, палеозойских и мезозойских породах. Все они относятся к ртутной рудной формации, к листовитовому (Староянканское), кварц-диккитовому (Ланское, Соседнее, Загадочное и др.) и кварц-киноварному (Васильевское, Долохитское, Арбинское) минеральным типам.

Месторождения и рудопроявления ртути имеют посленижнемеловой возраст; они обнаруживают тесные пространственные и парагенетические связи с близкими по возрасту и генезису сурьмяными и золото-сурьмяными месторождениями и рудопроявлениями, входя в один генетический ряд рудных формаций позднемезозойского этапа тектоно-магматической активизации раннепалеозойских и герцинских складчатых структур в зоне Монголо-Охотского глубинного разлома.

Ртутоносные зоны Урала

Урал с точки зрения возможной его ртутоносности не подвергался до сих пор специальному изучению. Находки ртутных рудопроявлений носили здесь случайный характер, так как считалось, что это глубоко эродированная горная система и поэтому близповерхностные проявления ртутно-сурьмяной минерализации герцинского возраста не должны были сохраниться до настоящего времени.

Проявления ртутной минерализации известны в Центральном Урале, где они локализовались или самостоятельно — киноварь в известняках Верхне-

Исетского района, или же в тесной ассоциации с золотым и сурьмяным оруденением. На Южном Урале повышенные концентрации ртути были установлены в ряде медноколчеданных месторождений, а в последние годы здесь были выявлены обособленные зоны с проявлением рассеянной ртутной минерализации, связанной с субмеридиональными разломами, фиксирующимися выходами серпентинизированных гипербазитов. В Приполярном Урале киноварь отмечена в качестве элемента-спутника в сурьмяных и медно-полиметаллических месторождениях. Наконец, на западных склонах Урала, в областях развития меденосных песчаников перми установлен ряд ореолов рассеяния киновари, концентрирующихся вдоль крупных разломов. Еще западнее, уже в периферических частях Русской платформы, известны многочисленные находки ртути в связи с антиклинальными структурами, в том числе и нефтегазоносными, осложненными разрывными нарушениями.

Таймырская ртутносная зона

В западной части Таймыра, в районе гор Бырранга, по данным М. Г. Равича (1959 г.), выделяется зона мышьяково-ртутного оруденения, приуроченная к системе глубинных разломов северо-восточного простирания и протягивающаяся более чем на 350 км. Здесь известны два небольших коренных рудопроявления, расположенные на флангах этого пояса. Между ними отмечено несколько шлиховых ореолов киновари.

Наиболее значительное мышьяково-ртутное рудопроявление обнаружено в верховьях р. Тари-Бигаи — на одном из ее притоков — р. Извилистой, где на площади около 6 км², сложенной известняками и доломитами ордовика, концентрируются жилы, линзы, гнезда и мелкие штокверки прожилков в зонах дробления. Рудные концентрации отмечены в зонах дробления на контактах даек лампрофиров с известняками. Наиболее крупные гнезда сложены реальгаром и секутся прожилками киновари, реже отмечены антимонит, пирит и аурипигмент. Жильные минералы представлены кварцем, кальцитом и анкеритом. Околорудные изменения проявлены зонально вдоль жил в брекчиях и выражены в карбонатизации зальбандов, сменяющейся каолинизацией, и во внутренних зонах — окварцеванием раздробленных лампрофиров. Известняки и алевролиты-известковые сланцы в экзоконтактах жил также анкеритизированы и окварцованы.

Кроме р. Извилистой рудопроявления киновари известны в истоках р. Малой Убойной на крайнем западе Горного Таймыра. Рудная минерализация тяготеет к субмеридиональным зонам брекчирования (мощностью до 20 м), сложенным обломками окварцованных известняков, сцементированных кварцем. В друзовых полостях, выстланных кальцитом, отмечены антимонит, реальгар и киноварь. В кальцитовых жилах встречается только реальгар.

Мышьяково-сурьмяно-ртутные рудопроявления на Таймыре могут быть отнесены к ртутной рудной формации (мышьяково-ртутной субформации). Возраст оруденения определяется по наложению минерализации на дайки мезозойских лампрофиров. Оно, по-видимому, не древнее нижнего мела, так как повсеместно дайки прорывают толщи пермо-триасовых отложений и уже в конгломератах нижнего мела встречены гальки лампрофировых пород этого интрузивного комплекса. Мышьяково-ртутное оруденение парагенетически тесно ассоциирует со свинцово-цинковым, которое также образует рудный пояс, сливающийся с мышьяково-сурьмяно-ртутным в центре гор Бырранга, где наблюдается смешанное оруденение. К этому рудному комплексу относятся также, по-видимому, и проявления флюоритовой минерализации.

ТИХООКЕАНСКИЙ РТУТНЫЙ ПОЯС

Понятие о Тихоокеанском металлогеническом и рудном поясе как глобальной структуре, определяющей размещение рудных месторождений различных типов, разработано С. С. Смирновым (1946). При этом была выявлена зональность строения Тихоокеанского пояса и намечено положение внутренней и внешней зон, характеризующихся существенными различиями металлогении. В последующем изучении рудоносности Тихоокеанского пояса занимались многочисленные исследователи в Советском Союзе и за рубежом. Наиболее значительным вкладом в исследование металлогении советского сектора Тихоокеанского пояса явились работы Е. А. Радкевич (1968 г.), Е. Т. Шаталова, В. Т. Матвеевко (1958 г.), М. И. Ицксона (1969 г.). Ртутное оруденение в пределах этой части Тихоокеанского пояса изучали П. В. Бабкин, И. Н. Титов, В. Т. Тарасенко, Е. П. Ким, В. В. Онихимовский, Э. В. Сидоренко, В. И. Бергер, В. С. Рождественский и др. Для понимания геологии ртутных месторождений Американской ветви пояса наиболее существенное значение имеют работы Э. Бейли (Bailey, Everhart, 1964; Bailey e. a., 1973 и др.).

Тихоокеанский рудный пояс делится на две ветви: Восточно-Азиатскую и Западно-Американскую. В пределах Восточно-Азиатской ветви пояса намечается ряд ртутных провинций и областей. На Северо-Востоке СССР выделяются Колымо-Чукотская, Корякско-Камчатская и Охотско-Чукотская провинции.

Южнее в пределах Советского Союза оконтурены Приморская провинция и Сахалинская ртутная область. Еще южнее выделяются ртутная провинция Юго-Восточной Азии и ртутные области Австралии, Новой Зеландии и Океании. В пределах Западно-Американской ветви пояса выделяются ртутные провинции Северной и Южной Америки.

1. Восточно-Азиатская ветвь Тихоокеанского ртутного пояса

Ртутные провинции Северо-Востока СССР

В соответствии с тектоническими особенностями регионов и характером проявлений ртутной минерализации на Северо-Востоке СССР выделяются следующие ртутные провинции: 1) Колымо-Чукотская (область мезозойской складчатости совместно с жесткими массивами), 2) Корякско-Камчатская (область кайнозойской складчатости), 3) Охотско-Чукотская (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс). В пределах провинций обособляются региональные линейные структуры, различающиеся особенностями геологического развития, металлогении и ртутоносности.

Колымо-Чукотская ртутная провинция. Область мезозойской складчатости, соответствующая тектонически Колымо-Чукотской ртутнорудной провинции, имеет неоднородное строение. Есть различия в истории развития, в составе формаций осадочных пород и интрузивных и эффузивных образований Яно-Колымской и Чукотской складчатых систем. Гетерогенен и внутренний состав той и другой систем, составляющих мезозойскую область. Данные геофизики, анализ мощностей и фаций показывают неоднородность строения фундамента мезозойских отложений, его блоковую структуру. Блоки разделены

системами разрывных нарушений, зонами более напряженной складчатости в толщах верхнего структурного этажа, которые подчеркиваются проявлениями дайкового и интрузивного магматизма, иногда лентами или полями эффузивов. Эти зоны, участки наибольшей проницаемости, определяют положение ртутных зон и рудных узлов. Особенно четко проявления ртутного оруденения прослеживаются вдоль выходов на поверхность палеозойского основания складчатых систем. Лучше всего это видно в Яно-Колымской системе. Практически вся юго-западная, западная и северная границы Колымского массива окаймлены блоками палеозойских пород (преимущественно карбонатных), в которых зафиксирована ртутная минерализация.

Наряду с разломами, конкордантными со складчатостью, определяющими положение крупных ртутоносных зон, имеется целый ряд дискордантных тектонических нарушений, контролирующих размещение более мелких ртутных подзон.

Морфологическое разнообразие рудных тел можно свести в три группы: линейные тела, обычно крутопадающие в терригенных породах; гнездовидные в карбонатных толщах; реже встречаются тела штокверкового типа (Верхне-Тасканское и Палянское месторождения) в терригенных породах.

Минеральный состав руд обычно простой, но он также различен в месторождениях, расположенных в терригенных или карбонатных породах. В первом случае главными минералами помимо киновари являются кварц, различного типа железистые карбонаты и каолинит-диккит, во втором — основным жильным минералом является кальцит. Пирит, марказит, галенит, сфалерит и другие сульфиды обычно редки, хотя иногда первые два минерала играют заметную роль.

Проявления ртутной минерализации на срединных массивах незначительны и размещаются главным образом вдоль зон крупных разломов, развитых в краевых частях выступов блоков фундамента (Колымский, Омолонский массивы).

Выделенные ртутоносные зоны протягиваются на десятки, редко сотни километров, при узком площадном распространении. Ртутная минерализация тяготеет к литологически благоприятным разностям пород (карбонатным, песчаниковым). Морфологические типы месторождений могут быть различными.

Корякско-Камчатская ртутная провинция. Размещение ртутного оруденения, как и в мезозоидах, определяется разрывными нарушениями. Они, как правило, совпадают с направлением складчатости. В отличие от области мезозойской складчатости здесь слабее проявлены, а может быть более затушеваны, поперечные к складчатости разломы. Резко отличают область кайнозойской складчатости от области мезозойской складчатости широко распространенные в первой из них ультраосновные интрузии, которые образуют три четко выраженных пояса. Массивы ультраосновных пород расположены вдоль глубинных разломов, очевидно, крупных надвигов. В зонах развития ультраосновных пород постоянно отмечается киноарь или в шлихах, или же в коренных породах. Здесь, так же как и в мезозоидах, широко развиты линейные рудные тела — жилы, оруденелые зоны дробления. Их отличие заключается в более интенсивном проявлении антимонита, проявлении метациннабарита и некоторых других ртутных минералов. Линейные рудные тела нередко сопровождаются пластообразными, представляющими горизонты песчаников с обильной прожилковой и метасоматической вкрапленной киноварью.

В последние годы найден ряд ртутоносных тел листовитового типа, находящихся в эндо- и экзоконтактах массивов ультрабазитов. Следует упомянуть

пластообразные тела в эффузивах палеоген-четвертичного возраста, напоминающие подобные рудные тела в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе.

Минеральный состав руд близок тому, что был указан для линейных рудных тел мезозойд, но все же он богаче за счет минералов-примесей. К тому же здесь более широко развит антимонит.

В целом следует отметить, что и в морфологическом и минеральном отношении месторождения ртути Корякско-Камчатской складчатой системы разнообразнее таковых Верхояно-Чукотской системы.

Охотско-Чукотская ртутная провинция. Общие закономерности размещения ртутной минерализации в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе определяются в первую очередь самим существованием пояса как единой тектонической структуры, возникшей над гигантской зоной глубинных расколов между разнородными складчатыми областями с торцовым типом сочленения. Основными рудоконтролирующими структурами ртутного оруденения в пределах пояса являются тектонические. Размещение ртутных проявлений подчиняется крупным зонам разломов, которые рассекают пояс как в продольном, так и в поперечном направлениях и нередко распространяются далеко за его пределы.

По отношению к тектоническим структурам пояса можно выделить: продольные разломы глубокого заложения, параллельные общему направлению пояса и контролирующее размещение его главных тектонических структур; поперечные разломы, ориентированные вкрест простирания пояса, но согласные с направлением мезозойских складчатых структур, являющихся основанием пояса; диагональные разломы, отходящие от периферии пояса под острым углом и секущие структуры мезозойд и жестких массивов. Продольные и поперечные разломы обычно контролируют размещение ртутоносных зон и рудных узлов, а диагональные играют роль рудовмещающих структур. Наиболее перспективны участки пересечения систем разломов различных направлений, особенно в зоне сочленения структур пояса со структурами мезозойд и с жесткими массивами палеозойского возраста.

Не менее важное значение, чем разломы, в размещении ртутных проявлений в поясе имеют магматические факторы, которые составляют, по-видимому, одну из главных особенностей металлогении пояса. Эта особенность проявилась в тесной временной и пространственной связи оруденения с вулканической деятельностью. Среди магматических структур, влияющих на размещение ртутных проявлений, превалирующая роль принадлежит структурам близповерхностного магматизма — субвулканическим телам, экструзиям, мощным лавовым куполам. Эти структуры, как правило, приурочены к зонам разрывных нарушений и нередко представляют собой центры вулканических извержений; с ними обычно связаны конкретные ртутные проявления. Примерами могут служить ртутные проявления отдельных вулканооструктур Пегтымельского компенсационного вулкано-тектонического прогиба и Палянской вулкано-тектонической структуры на территории Центральной Чукотки, а также рудопроявления в горст-антиклинальной вулканооструктуре на Восточной Чукотке и среди образований Арманской вулкано-тектонической просядки в Охотском районе. Поэтому, выделяя на территории пояса региональные, контролирующее ртутное оруденение структуры, можно говорить о едином тектоно-магматическом контроле в размещении ртутных проявлений. Преобладающая роль тектонических факторов в контроле ртутного оруденения обычно наблюдается в структурах основания вулканогенного пояса — мезозойдах и жестких массивах, особенно в зонах сочленения их с поясом. Ртутные проявления в таких районах группируются в четкие линейно-вытянутые зоны вдоль протяженных

разрывных нарушений, тесно связанных с разломами пояса. Для вулканических зон подобная четкая линейность размещения ртутных проявлений менее характерна, ртутоносные структуры здесь часто имеют узловое расположение.

Ртутные месторождения и рудопроявления установлены: а) среди вулканогенных и субвулканических образований собственно пояса, б) в окраинных структурах пояса в пределах мезозойд, в) в зоне сочленения пояса с жесткими массивами. Повышенные концентрации ртути известны лишь в первых двух случаях. По глубине формирования оруденения можно выделить ртутные проявления малых глубин (порядка 500—1000 м) и близповерхностные (до 500 м). Благоприятными для обнаружения месторождений ртути считаются районы окраинных зон пояса и глубоко эродированные участки в его пределах. Как правило, на таких площадях хорошо обнаружены центры древних вулканических аппаратов и интрузий, вблизи которых проявились интенсивная гидротермальная деятельность и рудоогложение.

Состав, возраст, литология и стратиграфические особенности вмещающих пород для регионального размещения ртутных проявлений имеют подчиненное значение в сравнении с тектоно-магматическими, хотя роль их в локализации отдельных месторождений весьма значительна. Большая часть ртутных проявлений обнаружена в раннемеловых магматических образованиях липарит-гранитоидного ряда, для которых характерны слабая фациальная изменчивость, значительная мощность и однообразие состава пород; меньшая часть ртутных проявлений локализуется в ранне- и позднемеловых вулканитах среднего и основного состава. В окраинных частях пояса известны месторождения ртути среди верхнетриасовых отложений и нижнемеловых вулканогенно-осадочных моласс. В районах широкого развития сложно- и тонкостратифицированных вулканических толщ и палеогеновых платобазальтов ртутная минерализация проявлена очень слабо.

Выделенные ртутоносные зоны показаны на рис. 36. Во всех трех ртутных провинциях выделяются два класса месторождений: эндогенные и экзогенные. Эндогенные месторождения подразделяются на телетермальные и вулканогенные, а также собственно ртутные и комплексные, в рудах которых в заметных количествах присутствуют мышьяк, сурьма или другие элементы. Кроме того, особо выделены экзогенные месторождения, иногда (Кузьмичанское, Чимчемельский и Отроженский рудные узлы) представляющие практический интерес по двум или трем компонентам. Внутри рудных формаций по преобладающим минералам выделены минеральные типы.

Ниже дается краткое описание типовых месторождений рассматриваемых ртутных провинций.

Одним из типоморфных месторождений Колымо-Чукотской ртутной провинции является Палянское, расположенное в Паляваамской ртутоносной зоне, в области сочленения чукотских мезозойд с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом.

Рудное поле имеет линейно-блоковое строение. В его пределах два крупных меридиональных нарушения, пересекающиеся серией северо-западных разрывов, образуют три блока. В восточном и центральном блоках развиты верхнетриасовые (норийские) песчаники и алевролиты. В западном блоке те же толщи перекрыты маломощным покровом вулканогенно-осадочных пород (конгломаты, андезиты-базальты, липариты).

В центральном блоке широко проявлены мелкие складки блокирования, складки приразломного типа и флексурные перегибы, развитые на фоне общего моноклиналиного залегания пород (рис. 37).

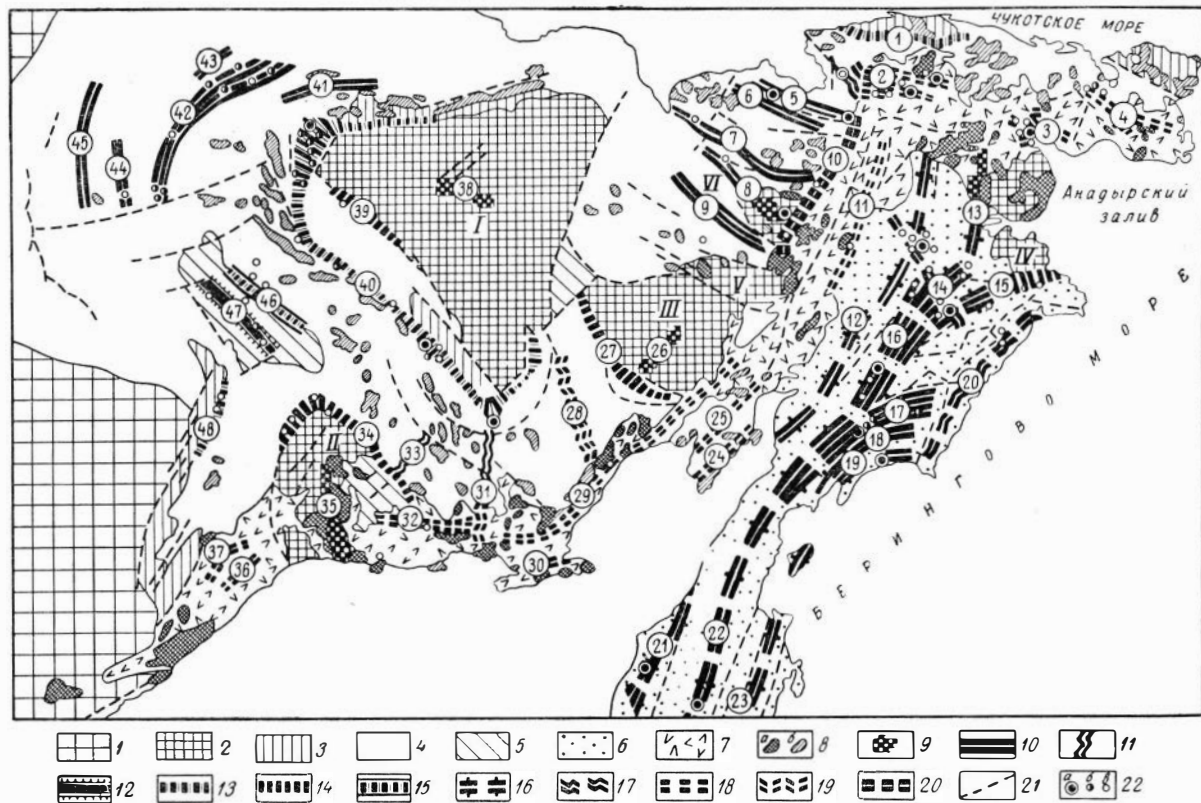


Рис. 36. Размещение рудоносных зон северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса. Составил П. В. Бабкин с использованием материалов А. В. Алдошина, М. А. Галкина, Е. П. Кима, В. С. Рождественского, З. В. Сидоренко, Т. В. Тарасенко, И. Н. Титова, В. А. Титова и автора; тектоническая основа С. М. Тильмана (1970 г.) несколько упрощена.

1 — Сибирская платформа; 2 — срединные массивы дорифейской консолидации: I — Колымский, II — Охотский, III — Омолонский, IV — Эскимосский; палеозойской консолидации: V — Еропольский, VI — Яблонский; 3 — выходы палеозойского основания мезозой; 4 — области мезозойской складчатости; 5 — районы пологих дислокаций в области мезозойской складчатости; 6 — область кайнозойской складчатости; 7 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 8 — гранитоиды (а — верхнемеловые, б — позднюрские и раннемеловые); 9—20 — рудоносные зоны: 9 — на массивах и платформе — Чимчемельская, частично (8), Канчаланская (13), Коаргычанская (26), Ульбейская (35), Алазейская (38); в складчатых мезозойских областях: А. Внутренние. 10 — согласные с направлением складчатости — Раучуанская (5), Погынденская (6), Анюйская (7), Чимчемельская, частично (8), Хетаганская (9), Полоусненская (41), Янская (42), Куларская (43), Верхне-Дулгалахская (44), Западно-Верхоянская (45); 11 — несогласные с направлением складчатости — Павьянская долина Павьянско-Морской зоны (2), Арктическая (21), Аляско-Чукотская (22), 12 — вулканы

16 — согласно с направлением складчатости — Таловско-Майнская (12), Энциайвесская (17), Найвал-Ванетатская (16), Канчаланская, частично (13), Чиринайская, частично (15), Вывенская (18), Олюторская (19), Западно-Камчатская (22), Восточно-Камчатская (23); 17 — несогласные с направлением складчатости — Прибрежная (20), Майно-Олухская (14), в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе: А. Внутренние. 18 — согласно с направлением структур — Паллавакская (2), Анадырская (11), Южно-Тайтоноская (24), Северо-Тайтоноская (25), Таватумо-Царенская (29), Коинская (30), Челюмская-Арматская (32), Ульинская (36), Майская (37); 19 — несогласные с направлением структур — Матачингайская (3), Омсукчанская (28), Арманская, частично (31), Б. Краевые. 20 — по краю вулканического пояса — Ионийская (4), Яблонская (10); 21 — глубинные разломы, 22 — рудные месторождения (а), рудопроявления (б), крупные шликвые ореолы киновари (в)

Нарушения меридионального направления определяют основные черты строения рудного поля и месторождения. Одним из них является Восточный взброс, контролирующий размещение богатого ртутного оруднения и представленный зоной сильно перемятых, брекчированных и милонитизированных пород мощностью 30—40 м. Он имеет западное падение под углом 50°. Амплитуда перемещения по взбросу составляет не менее 400 м.

Палянское месторождение является многоярусным. По вертикали выделяются (сверху вниз): 1) столбообразная штокверковая рудная залежь в висячем боку Восточного взброса; 2) слепая линзовидная рудная залежь в зоне взброса; 3) слепая линзовидная рудная залежь в пласте песчаника в лежащем боку взброса. Положение рудных залежей контролируется пересечением изгибов структурных поверхностей разрывными нарушениями. Видимо, этим объясняется наличие как согласных, так и секущих рудных залежей.

Столбообразная штокверковая рудная залежь является наиболее крупной. Оруденение располагается в центральной части куполовидной складки, где в результате складчатых разрывных деформаций породы подверглись интенсивному дроблению. Наиболее богатое оруденение верхнего структурного яруса локализовано в центральной части брекчий и приурочено к пересекающимся крутопадающим зонам сколовых трещин. В плане оно имеет изометричную форму, несколько вытянутую в меридиональном направлении, в вертикальном сечении — вид столба со склонением к юго-западу под углом 75—80°. Кроме основного столба в верхнем структурном ярусе известно несколько более мелких рудных столбов, приуроченных к зоне пересечения небольших нарушений или к послойным брекчиям.

Слепая рудная залежь в зоне взброса располагается почти под столбообразной штокверковой залежью. Оруденение локализовано в зоне тектонических брекчий, имеет крайне неравномерный и прерывистый характер. Внутри контура рудного тела выделяются несколько обогащенных участков, приуроченных к узлам пересечения разломов. Киноварь наблюдается в виде мелкой вкрапленности в обломках, реже в цементе брекчий, в виде гнезд или мономинеральных прожилков. Нижний рудный ярус размещается непосредственно под зоной взброса.

Минеральный состав месторождения сравнительно прост. Кроме киновари в рудах присутствуют пирит, марказит, кварц, диксит, сидерит, доломит. К единичным находкам относятся барит, целестин, миллерит и самородный мышьяк. Выделяется группа минералов, вероятно связанных с осадконакоплением: пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин и антраксолит. К группе минералов, связанных с вулканической деятельностью, относятся кварц, халцедон, опал, кальцит, сапонит, анкерит.

Тамватнейское месторождение является наиболее изученным объектом Корякско-Камчатской ртутоносной провинции. Оно входит в состав одноименного рудного узла, расположенного в юго-восточном окончании Чиринайской ртутоносной зоны. Положение этого рудного узла совпадает с местом пересечения зоны Койвэрэланского разлома с продолжением Усть-Хатырской (Б. М. Чиков, 1967 г.) зоны

поперечных разломов. Кроме того, в пределах рудного узла происходит сочленение Великореченского синклиниория с Тамватнейским антиклинорием.

Месторождение приурочено к Главному разлому, который является одним из составляющих зоны Койвэрэланского глубинного разлома и проходит вдоль северной границы Тамватнейского массива гипербазитов с осадочными породами тамватнейской свиты (апт — альб). Зона Главного разлома падает на юг под углом 40—60°. В ней развиты продукты гидротермально-метасоматического изменения гипербазитов (листвениты и их интенсивно окварцованные варианты) и осадочных пород. Она же является рудоконтролирующей структурой (рис. 38).

Морфология месторождения довольно проста. Это крутопадающая минерализованная зона интенсивно раздробленных лиственитов и кварцитов, располагающихся среди более пластичных пород, подвергшихся гидротермальной аргиллизации. Мощность оруденелой зоны непостоянна, отмечаются крупные раздувы и пережимы.

Основным рудным минералом является киноварь, в меньшей степени распространены реальгар, аурипигмент, пирит, марказит. Из неруд-

ных широко развит кварц и его разновидности, менее — карбонаты, глинистые минералы, твердые и жидкие битумы.



Рис. 37. Схема геологического строения Палайского месторождения.

Вулканогенно-осадочная толща нижнемелового возраста: 1 — липариты, 2 — андеситы, 3 — андesito-базальты, 4 — туфоконгломераты, конгломераты. Осадочная толща верхнетриасового возраста: 5 — песчано-сланцевые породы, 6 — мелкозернистые беслоистые песчаники, 7 — слоистые песчаники; 8 — гранодиорит-порфиры; 9 — зоны гидротермально измененных пород; 10 — рудные тела; 11 — разрывные нарушения; 12 — миониты; 13 — ореол киноварного оруденения

Тамватнейское месторождение во многих отношениях, особенно в структурном, напоминает месторождение Нью-Идрия.

Пламенное месторождение расположено в Паляваамской ртутноносной зоне Охотско-Чукотской ртутноносной провинции, приурочено к куполу вулканических пород, тяготеющему к узлу пересечения разломов глубокого заложения. Сложен купол различными эффузивными образованиями. Разрез эффузивов начинается покровом крупнопорфировых липаритов. Выше залегает горизонт туфолов (игнимбритов), туфов и флюидальных липаритов, который является маркирующим на месторождении. Им разделены покровы крупно- и мелкопорфировых липаритов. Мощность этого горизонта 30—60 м. Покров мелкопорфировых липаритов развит к югу и востоку от месторождения. Непосред-

ственно в его пределах встречаются лишь отдельные сохранившиеся от эрозии останцы этих пород мощностью 50—80 м. Абсолютный возраст крупно- и мелкопорфировых липаритов составляет 102—105 и 104—105 млн. лет, что соответствует границе апт — альба.

Интрузивные породы представлены Центральным штоком диоритов и субвулканическими телами и дайками андезитов и диоритовых порфиритов. К северо-западу от месторождения встречены нежки и дайки гранит- и гранодиорит-

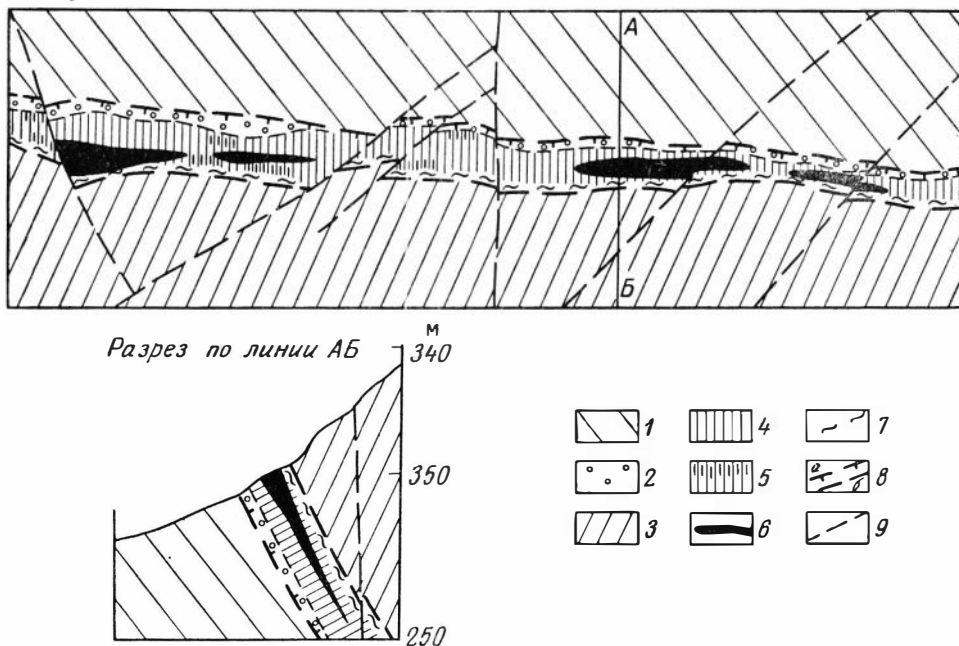


Рис. 38. Схема строения центральной части участка Основного Тамватнейского месторождения.

1 — осадочные породы тамватнейской свиты; 2 — серпентинитовые гравелиты; 3 — гипербазиты; 4 — окварцованные апогипербазитовые листвениты; 5 — реликты кварц-карбонатных лиственитов среди их окварцованных разностей; 6 — рудные тела; 7 — милониты по гипербазитам и лиственитам в висячем контакте надвига; 8 — зона надвига: а — лежачий бок, б — висячий бок; 9 — прочие разрывные нарушения

порфиров, фельзит-порфиров, представляющих корневую фацию крупнопорфировых липаритов.

Месторождение представляет собой тектоническую зону, расположенную в южной и юго-восточной краевых частях вулканического купола. От нее отходят многочисленные более мелкие нарушения, рудораспределяющие каналы, представленные минерализованными зонами дробления и брекчирования. Трещины более высоких порядков являются рудовмещающими.

Наиболее изучено рудное тело, расположенное в северной части участка Заветного. Это пластообразная залежь в зоне тектонического контакта покрова крупнопорфировых липаритов с экранирующим ее горизонтом монокварцитов. Руды представлены густовкрапленной киноварью в основной массе липаритов и во вкрапленниках полевых шпатов.

Месторождение относится к сурьмяно-ртутным. Выделяются рудные тела собственно киноварного, существенно антимонитового и антимонит-киноварного минеральных типов. В их распределении проявляется как горизонтальная, так и вертикальная зональность. На наиболее удаленных от диоритового штока Центральных участках преобладают киноварные рудные тела, тогда как существенно антимонитовые располагаются вблизи и в экзоконтакте штока. Увеличение содержания антимонита с глубиной в антимонит-киноварных рудных телах и его появление на глубине в существенно киноварных рудах обуславливает вертикальную зональность оруденения.

Для ртутных руд характерны вкрапленная до массивной, прожилково-или полосчато-вкрапленная, пятнистая и брекчиевая текстуры; в антимонитовых рудах встречаются крустификационная и друзовая текстуры. Среди гипогенных минералов выделяются киноварь, пирит, марказит, антимонит, реальгар, кварц, серицит, халцедон, гидромусковит, каолинит. Встречены единичные зерна самородного золота. Гипергенные минералы ртути представлены редкими образованиями: каломелью, эглестонитом, терлингуаитом, мозезитом, монтроидитом.

В предрудный этап породы подверглись интенсивному изменению с образованием зон вторичных кварцитов серицитовой фации (в понимании Н. И. Наконника) и кварц-каолинитовых пород. Намечается следующая последовательность в размещении зон гидротермально измененных пород от рудных тел к вмещающим породам: монокварциты — зоны серицитовых вторичных кварцитов с каолинитом и адуляром — зона серицитизации и аргиллизации — осветленные породы — неизмененные породы.

В вопросе о связи ртутного оруденения провинций Северо-Востока СССР с магматизмом нет единой точки зрения. Есть доказательства связи ртутной минерализации с золото-серебряными и оловянными эпitherмальными месторождениями вулканогенного типа, развитыми в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе (П. В. Бабкин, А. А. Сидоров, 1968 г.). Как золото-серебряные, так и оловянные близповерхностные месторождения увязываются пространственно и парагенетически с вулcano-плутоническими комплексами среднего, иногда кислого состава.

Месторождения ртути Корякского нагорья характеризуются отсутствием определенных связей с магматическими образованиями. Если они есть, то обычно только пространственные. На Камчатке иногда намечается ассоциация ртутной минерализации с вулcano-плутоническими комплексами разнообразных по составу пород, но чаще всего со средними или кислыми.

Возраст ртутного оруденения изменяется от позднего мела — палеогена до четвертичного и современного при переходе от Колымо-Чукотской к Корякско-Камчатской провинции.

Приморская ртутная провинция

Приморская ртутная провинция включает в себя область мезозойской складчатости к востоку от Буреинского срединного массива — Приамурье и Сихотэ-Алинь. В ее пределах известно большое число ртутных и сурьмяно-ртутных рудопроявлений, размещающихся преимущественно в зонах глубинных разломов, приобретающих значение ртутнорудных зон. В Приамурье и Сихотэ-Алине таких зон выделяется четыре: Хингано-Буреинская, Кур-Амгуньская, Западно-Сихотэалинская и Восточно-Сихотэалинская. На Сахалине три: Тымь-

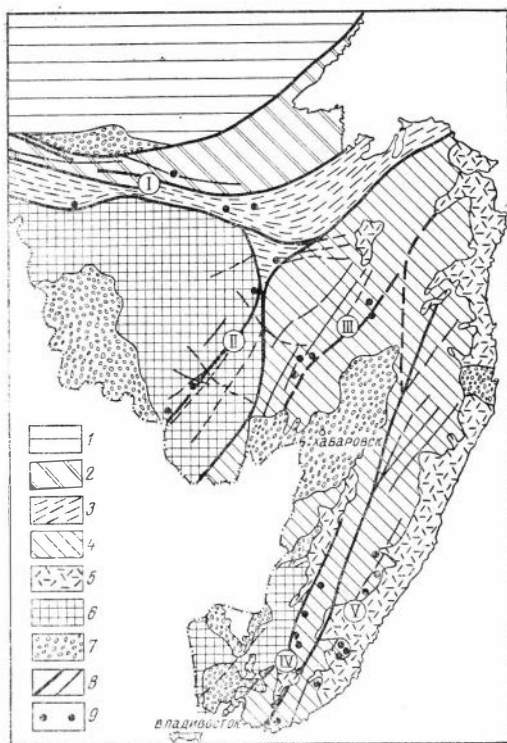
Горнайская, Западно-Сахалинская и Восточно-Сахалинская ртутные зоны (рис. 39).

Хинганско-Буреинская зона сурьмяного и ртутного оруденения располагается вдоль восточной окраины Буреинского срединного массива, протягиваясь почти на 600 км. Размещение рудопроявлений и месторождений ртути и сурьмы контролируется системой кулисообразно расположенных разломов, фиксирующих зону сочленения Буреинского срединного массива со складчатыми структурами Сихотэ-Алинской складчатой области. На севере, в районе верховьев р. Семджи и нижнего течения р. Шелали, Хинганско-Буреинская зона сочленяется с Джагдинской зоной Монголо-Охотского пояса. Проявления урьмяно-ртутной минерализации концентрируются главным образом вдоль северо-восточных разломов, образуя несколько разобщенных рудных кулис.

В северной части зоны проявлено преимущественно ртутное ору-

Рис. 39. Размещение ртутного оруденения в тектонических структурах Приамурья и Приморья. Составлена с использованием данных З. В. Сидоренко.

— окраина Алданского щита; 2 — область байкальской складчатости; 3 — Монголо-Охотская область палеозойской складчатости; 4 — Сихотэ-Алинская область мезозойской складчатости; 5 — вулканогенные пояса (мезо-кайнозойские); 6 — ридинные массивы внутри складчатых областей разного возраста; 7 — неотектонические депрессии; 8 — глубинные разломы; 9 — ртутные и урьмяно-ртутные рудопроявления. Ртутнорудные зоны: I — Джагдинская, II — Хинганско-Буреинская, III — Кур-Амгуньская, IV — Западно-Сихотэалинская, V — Восточно-Сихотэалинская



уденение, в южной — сурьмяное, что, возможно, по мнению З. В. Сидоренко (1968), отражает зональность оруденения. В пределах рудных зон иногда происходит совмещение ртутной и сурьмяной минерализации с молибденовой, что приводит к формированию сложных по составу, необычных ассоциаций из руд (Афанасьевское месторождение, Умальтинское, Александровское рудопроявления). Типичными же для зоны в целом являются рудопроявления кварц-дикит-киноварного типа, залегающие в крутопадающих зонах дробления в меловых диоритовых порфритах, песчаниках и алевролитах; кварц-киноварного в протерозойских слюдястых сланцах и гранитах и киноварь-антимонит-флюоритового (Богучанское месторождение) типов в верхнемеловых гипаритах и их туфах. Судя по минеральному составу руд, в Хинганско-Буреинской зоне развиты месторождения и рудопроявления, относящиеся к сурьмяно-ртутной субформации ртутной рудной формации.

Расположенная восточнее Кур-Амгуньская ртутная зона тяготеет к области сочленения Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых систем, охватывая прилегающие части Кур-Амгуньского (Ванданского)

антиклинория и Горинского синклинория, сложенные преимущественно терригенными, отчасти слабометаморфизованными и вулканогенно-кремнистыми формациями, перекрытыми на отдельных участках мезо-кайнозойскими эффузивами. Зона протягивается в северо-восточном направлении более чем на 600 км.

Для Кур-Амгуньской зоны характерно развитие сложной системы разрывных нарушений северо-восточного и запад-северо-западного простираний к которым приурочены интрузии позднемезозойских гранитоидов, сопровождающиеся оловянно-сульфидным оруденением. В распределении ртутных месторождений по отношению к гранитным массивам и оловоносным участкам в некоторых случаях устанавливается подобие температурной зональности (Мяо-Чанский район), что послужило основанием для выводов о единстве и тесной парагенетической связи процессов оловянного и ртутного рудообразования (Онихимовский, 1960; М. Г. Руб и др., 1962 г.; Коростелев, 1965, 1968 и др.) Однако ртутные рудопроявления известны и за пределами этих оловорудных районов. При общем северо-восточном простирании рудоконтролирующих структур Кур-Амгуньской зоны рудопроявления и шлиховые ореолы киноваря обнаруживают связь с разломами и зонами дробления самых различных направлений, что приводит к нечеткости границ и обуславливает значительную ширину зоны, достигающую 45—75 км. Ведущая роль в локализации ртутных рудопроявлений принадлежит разломам, ограничивающим Ванданский антиклинорий. Все известные рудопроявления относятся к структурному типу минерализованных трещинных зон.

Вмещающими породами служат преимущественно юрские песчаники и алевролиты (Северное, Хурмулинское, Нетка, Илекинское, Солокинское и др.) реже кремнистые породы (Ясное); верхнемеловые вулканогенные образования (Буйное, Попутное, Харпичикан); палеозойские кремнисто-глинистые сланцы (Ванданское), пермо-карбоновые песчаники, алевролиты и известняки (Короткое, Пихтовое). Околорудные изменения выражаются в аргиллизации и окварцевании, однако количественное соотношение кварца и диккита (каолинита) может значительно изменяться. Среди рудных минералов главными являются киноварь, пирит, реже встречаются антимонит, метациннабарит, арсенопирит. Жильные минералы представлены кварцем, иногда его халцедоновидной разновидью, диккитом, каолинитом, реже баритом, кальцитом. Таким образом, все они относятся к единому кварц-диккит-киноварному минеральному типу ртутной рудной формации.

Более сложным минеральным составом руд характеризуется Лево-Хурмулинское, Нетка и Северное месторождения, расположенные в Комсомольском рудном районе, детально изучавшиеся Ю. Б. Сазановым (1972), П. Г. Коростелевым (1968) и др. Своеобразие руд этих месторождений состоит в том, что в них одновременно присутствуют минералы олова и ртути.

На месторождении Северное рудные зоны представлены серией жил и прожилков халцедоновидного кварца с редкой вкрапленностью и прожилковидными обособлениями киновари, реже пирита и халькопирита. Жилы халцедоновидного кварца окаймлены зонами серицитизированных и каолинизированных пород. Различают киноварь двух генераций. В киновари I, преобладающей в рудах, установлены редкие мельчайшие включения пирита, сфалерита, галенита и обильные мелкие включения халькопирита, напоминающие эмульсионную вкрапленность. Киноварь II встречается в виде вкрапленников мелких идиоморфных кристаллов в прожилках каолинита, секущих халцедоновидный кварц. Эта киноварь не содержит примесей, характерных для киновари первой генерации.

На месторождении **Нетка** помимо аналогичных описанным выше выделяются также весьма своеобразные рудные зоны, в которых киноварь и антимонит находятся в ассоциации с халцедоновидным кварцем и такими необычными для ртутных руд минералами, как турмалин и касситерит. Турмалин вместе с антимонитом в виде тонкоигольчатых агрегатов встречается в прожилках халцедоновидного кварца, занимая промежутки между его зернами. Касситерит установлен в округлых метаколлоидных выделениях, сложенных триптокристаллическим халцедоновидным кварцем вместе с агрегатами тонкоигольчатого слабоокрашенного турмалина и антимонита. Метаколлоидные выделения кварца имеют форму оолитов или «бобовин», достигая 1,5 см в поперечнике, и вместе с обломками окварцованных песчаников сцементированы урум халцедоновидным кварцем, содержащим прожилки и вкрапленность киновари. Киноварь из халцедоновидных прожилков содержит мельчайшие включения пирита и арсенопирита и характеризуется тем же набором элементов-примесей, что и киноварь I месторождения Северное. В одной из рудных он на месторождении Нетка широко развит цинксодержащий метациннабит — гвадалкацит (Коростелев, 1968).

Наличие ртутных месторождений, содержащих в рудах касситерит и турмалин, а также установленные в ряде случаев повышенные содержания ртути некоторых оловорудных зонах Комсомольского рудного района рассматриваются как достаточно убедительные доказательства тесной генетической связи ртутной и оловянной минерализации, причем формирование ртутных зон связывалось с проявлением поздней стадии единого постмагматического процесса Онихимовский, 1960, 1965; М. Г. Руб и др., 1962 г.; Коростелев, 1965, 1968).

Пространственное обособление ртутной минерализации по периферии оловянных рудных полей является свидетельством проявления температурной зональности рудоотложения.

Вопрос о взаимоотношении оловянного и ртутного оруденения в Комсомольском (Мяо-Чанском) районе был специально рассмотрен в ряде недавно опубликованных работ (Ефременко, Иванов, Ефременко, 1971; Кузнецов, Буленский, 1970; Сазанов, 1972). Опираясь на региональный анализ пространственного размещения ореолов оловянного и ртутного оруденения относительно гранитоидных интрузий и базальтовых покровов, а также на большое количество геохимических данных по распределению ртути в оловянных рудах магматических породах, Л. Я. и Э. А. Ефременко и О. П. Иванов пришли к выводу о совмещении в Мяо-Чанском районе разнотипных и разновозрастных рудных процессов: оловянное оруденение парагенетически связано с верхнеловым гранитоидным, а ртутное — с третичным базальтоидным магматизмом. Связанность сурьяно-ртутных проявлений оловом и бором, а оловянных — тутью обусловлена, по мнению этих исследователей, общностью путей проיקновения рудоносных гидротерм, имевших различные источники, возраст состав. Ю. Б. Сазановым (1972) подчеркивается, что комплексные ртутные месторождения (золото-сурьяно-ртутные, оловянно-ртутные) в региональных ртутоносных зонах юга Дальнего Востока располагаются в тех же рудных зонах, что и собственные ртутные, но только в случаях проявления предшествовавшего мезозойского гранитоидного магматизма. Можно полагать, что комплексные месторождения возникали либо вследствие наложения разнотипного оруденения и частичной регенерации ранее отложенного вещества (олова, золота), либо при смещении восходящих рудообразующих растворов различного исходного состава и генезиса в верхних зонах земной коры.

Своеобразие минерального состава оловянно-ртутных месторождений позволяет отнести их к самостоятельному касситерит-кварц-киноварному минеральному типу ртутной рудной формации.

Следующая, Западно-Сихотэалинская ртутная зона располагается на сочленении Центрально-Сихотэалинского антиклинория с Ханкайским срединным массивом и структурно связана с Даубихинским глубинным разломом, представляющим собой крупный взброс, сопровождающийся зоной рассланцевания пород (А. И. Бурдэ и др., 1963 г.). В палеозое этот разлом ограничивал геосинклинальный трог, а в палеогене и неогене контролировал размещение вулканических зон и наложенных угленосных впадин.

Известные в Западно-Сихотэалинской зоне немногочисленные месторождения и рудопроявления ртути и шлиховые ореолы киновари тяготеют к оперяющим главный разлом разрывным нарушениям и располагаются от него на расстоянии не более 10—12 км. Минерализованные зоны дробления с ртутным оруденением установлены в известняках и кремнистых сланцах девонского возраста (Известковое, Еловое), а также в меловых песчаниках, алевролитах, порфиритах и туфах (Красное, Звездное, Понгданское). Все они характеризуются простым минеральным составом и относятся либо к кварц-киноварному, либо к кварц-диксит-киноварному минеральному типу. Ртутные рудопроявления, по-видимому (Сазанов, 1972), обнаруживают тесную парагенетическую связь с проявлениями близкой по возрасту и генезису золото-сурьмяной минерализации (Боринское, Сидажинское). По мнению З. В. Сидоренко (1968), Западно-Сихотэалинская зона, сопрягаясь по широте р. Бикин с Наданьхада-Алинской ртутной зоной, прослеживающейся с территории КНР в северо-восточном направлении, простирается на север в низовья р. Амура.

Восточно-Сихотэалинская зона располагается в общем параллельно Западно-Сихотэалинской зоне и приурочена к западной границе Приморского вулканического пояса. Она контролируется Береговым глубинным разломом, протягиваясь приблизительно на 400 км. Ртутное оруденение размещается как в продольных, так и в поперечных разломах, которыми разбита на блоки, смещенные друг относительно друга по вертикали. Отчетливо проявляется экранирующая роль покровов мезо-кайнозойских эффузивов и тенденция к локализации оруденения в ослабленных контактах даек и мелких субвулканических тел.

Ртутные рудопроявления Падь Кедровая и др. расположены в Кавалеровском рудном районе. Ртутная минерализация приурочена к гидротермальным измененным дайкам плагиопорфиров и диабазовых порфиритов, а также к зонам дробления в триасово-юрских песчаниках и кремнистых сланцах. Минеральный состав руд крайне прост: среди рудных минералов преобладает киноварь, иногда метациннабарит, обычен пирит. На одном участке встречалась самородная ртуть. Обычными жильными минералами являются халцедоновидный кварц и каолинит. Относятся эти рудопроявления к кварц-каолинит-киноварному минеральному типу ртутной рудной формации.

В Приморской ртутной провинции в Сихотэ-Алине, по мнению З. В. Сидоренко (1968), проявились два этапа сурьмяно-ртутной минерализации. Большая часть рудопроявлений ртути имеет, по-видимому, палеогеновый возраст на что указывают структурная позиция ртутных зон и пространственная связь оруденения с меловыми вулканогенно-осадочными породами в удалении от центров неоген-четвертичного вулканизма. Вместе с тем имеются признаки более поздней плиоцен-четвертичной ртутной минерализации, связанной с базальтоидным вулканизмом этого возраста — возможным отзвуком мощных

вулканических процессов кайнозойской Охотско-Ниппонской геосинклинальной области, где по имеющимся сведениям (S. Nogi, 1953 г.; В. С. Рождественский, 1966 г.) с ними связано поствулканическое ртутное рудообразование.

Ртутное оруденение является самым молодым в Приморской рудной провинции и отчетливо наложенным на более раннее оловянно-сульфидное и полиметаллическое оруденение.

Сахалинская ртутная область

В Сахалинской ртутной области известные месторождения и рудопроявления ртути сосредоточены в трех линейных рудных зонах: Западно-Сахалинской, Тымь-Поронайской и Восточно-Сахалинской, вытянутых в меридиональном направлении вдоль систем крупных глубинных разломов — Западного, проходящего вдоль западного побережья о. Сахалин; Тымь-Поронайского, разделяющего Центральную и Западную структурно-формационные зоны; Мерейского, Первомайского и Центрального, контролирующего положение офиолитового пояса Сахалинской геосинклинали, расположенного на границе Центральной и Восточной структурно-формационных зон. Ртутные рудопроявления располагаются преимущественно на участках пересечений или сочленений крупных разломов, образуя сближенные группы. Такие участки выделяются в качестве рудных районов. В Восточно-Сахалинской ртутной зоне выделено четыре рудных района: Шмидтовский, Восточно-Сахалинский, Таулан-Армуданский и Тонино-Анивский. В Западной зоне два — Ламанон-Вахрушевский и Монерон-Крильонский.

Ртутные месторождения и рудопроявления о. Сахалин по особенностям минерального состава руд, окolorудных изменений вмещающих пород и связям с магматизмом относятся к эпитермальной ртутной и вулканогенно-гидротермальной и «опалитовой» ртутной рудным формациям (В. С. Рождественский, 1968, 1971 гг.).

Большинство месторождений и рудопроявлений, расположенных в Восточно-Сахалинской зоне, относится к монометальной ртутной формации. Оруденение локализуется в палеозойских и мезозойских вулканогенно-осадочных породах и зонах лиственитов на контактах тел гипербазитов. Руды отличаются простым минеральным составом, явления зональности отсутствуют. Устанавливается парагенетическая связь оруденения с поясами базальтоидных пород. Месторождения и рудопроявления Восточно-Сахалинской зоны относятся к трем минеральным типам: магнезиально-карбонатно-киноварному или лиственитовому (Светлое, Ключевое), кварц-киноварному (Остринское, Ясное) и кварц-карбонатно-киноварному (Надежда, Мерейское, Скальное, Кукуйское и др.).

Возраст месторождений и рудопроявлений ртутной рудной формации определяется как палеоген-среднемиоценовый в связи с отсутствием ртутной минерализации и гидротермальных изменений близ месторождений и рудных зон в верхнемиоценовых и более молодых отложениях (В. С. Рождественский, 1971 г.).

В Тымь-Поронайской и Западно-Сахалинской зонах располагаются месторождения и рудопроявления ртути, обнаруживающие связь с неогеновым вулканизмом. Они отличаются более сложным минеральным составом руд, развитием пропилитов, вторичных кварцитов и зон аргиллизации во вмещающих породах, отчетливо проявленной вертикальной

зональностью рудоотложения. Располагаются они в районах развития среднемиоценового и плиоцен-раннечетвертичного вулканизма. Перечисленные признаки позволяют отнести эти проявления к вулканогенно-гидротермальным месторождениям опалитовой ртутной формации (В. С. Рождественский, 1968, 1971 гг.). Среди месторождений опалитовой ртутной формации в Сахалинской провинции различаются два минеральных типа — кварц-каолинит-метациннабаритовый (рудопоявление Бирюза) и кварц-серицит-киноварный во вторичных кварцитах (Иньское месторождение).

Рудопоявление **Бирюза** находится в Западно-Сахалинской ртутной зоне. Структурно оно приурочено к зоне дробления на контакте всяческого бока дайки каолинизированных андезитов и вмещающих ее палеогеновых песчаников нижней угленосной свиты, которыми сложена небольшая брахиантиклиналь, рассеянная разломом, вмещающим дайку. В рудной зоне обломки окремненных алевролитов и мелкозернистых песчаников сцементированы кварцем и каолинитом, среди которых наблюдается редкая вкрапленность кристаллов и зерен метациннабарита, реже киновари. Кроме того, в рудах установлены мельчайшие корродированные зерна марказита, пирита, халькопирита, причем все они находятся в киновари. По мнению В. И. Васильева и В. С. Рождественского, изучавших минеральный состав руд, киноварь этого рудопоявления образовалась за счет преобразования эндогенного метациннабарита. В этом отношении рудопоявление Бирюза очень сходно с ртутными месторождениями Закарпатья (Васильев, Рождественский, Речкин, 1969).

Иньское месторождение ртути располагается в северо-восточной части Ламанон-Вахрушевского рудного района на участке пересечения Тымь-Поронайского глубинного разлома с одной из ветвей Ламанонского разлома субширотного простирания. К участку пересечения разломов приурочена крупная вулканоструктура, сложенная субвулканическими интрузивными и эффузивно-пирокластическими образованиями, прорывающими песчано-алевролитовые отложения верхнего мела и нижнего миоцена. Рудное поле Иньского месторождения вытянуто вдоль тектонического контакта субвулканического массива диоритовых порфиритов с андезито-базальтами, который сопровождается несколькими крупными зонами пропилитизированных пород и вторичных кварцитов. В совокупности тела пропилитов и вторичных кварцитов образуют дугообразную зону метасоматически измененных субвулканических пород, обращенную выпуклостью к северо-западу и огибающую массив диоритовых порфиритов. Зоны с ртутным оруденением находятся на южном фланге дуги и примыкают к вертикальному разрыву типа сбросо-сдвига. В размещении фаций гидротермально измененных пород наблюдается горизонтальная зональность, выраженная сменой к востоку от разлома каолинитовых, каолинит-серицитовых и серицитовых вторичных кварцитов зоной карбонатно-хлорит-кварцевых пропилитов с актинолитом и тремолитом, переходящих в пропилитизированные диоритовые порфириты.

Ртутная минерализация локализована в телах вторичных кварцитов. Киноварь находится в них либо в виде прожилков, либо в виде гнездообразных скоплений вдоль трещин. Кроме киновари в большом количестве присутствуют пирит, мельниквит, марказит, образующие самостоятельные жилы и прожилки. В меньших количествах встречаются метациннабарит, реальгар, галенит, сфалерит, халькопирит, золото. Жильные минералы представлены кварцем, железистым доломитом, кальцитом и каолинитом. В пропилитах развиты карбонатно-кварцевые прожилки с пиритом, халькопиритом, галени-том и сфалеритом, не содержащие киновари.

Помимо описанных месторождений на о. Сахалин встречаются мелкие проявления ртутной минерализации в выбросах грязевых вулканов (Пугачевское) и на сводах и крыльях антиклиналей, сложенных опоково-терригенными нефтеносными отложениями неогена (Юбилейное, Обманчивое). Киноварь находится в них в виде порошковатых примазок и вкрапленности в песчаниках, кремнистых опоковидных аргиллитах и мергелистых конкрециях в сопровождении глинистых минералов и пирита. По мнению В. С. Рождественского (1971 г.), подобные проявления имеют регенерированное происхождение и связаны с деятельностью термальных источников в районах, удаленных от центров неогенового вулканизма.

Ртутная область Японских островов

На территории Японских островов известно около 70 ртутных и ртуть-содержащих месторождений, относящихся преимущественно к группе вулканогенных. Однако систематически разрабатываются лишь 2—3 из них, а спорадически — еще 10—15. Суммарная годовая добыча ртути не превышает 200 т. По размерам месторождения небольшие (до средних).

Проявления ртутной минерализации группируются в две субмеридиональные зоны, объединяющие ряд рудных полей, связанных с системами разрывных нарушений того же простирания. Месторождения часто тяготеют к вулканическим структурам и ассоциируют, как правило, с термальными источниками. Представлены карбонатно-полиаргиллитовым, алунито-опалитовым, листовитовым и травертиновым типами. Основное промышленное значение имеют монометалльные ртутные месторождения карбонатно-полиаргиллитового типа, наиболее известным среди которых является Итомука.

Месторождение **Итомука** относится к четко выраженным жильным образованиям. Жилы мощностью до 1—2 м, длиной до 100—200 м, при таком же протяжении на глубину, образуют в совокупности рудный пучок, расширяющийся к поверхности и выклинивающийся на нижних горизонтах. Оруденение локализуется вдоль системы соприлегающих друг с другом сбросов, падающих под углом 30—40°. Вмещающие породы — диккитизированные и каолинизированные глинистые сланцы и пропилитизированные основные эффузивы. Характерная особенность месторождения — ведущая роль самородной ртути гипогенного происхождения. На долю киновари приходится лишь около 15—20% общего количества металла, добываемого на руднике. К описываемому типу относится также большое число жильных ртутных месторождений, локализуемых как в глинистых сланцах, так и в толщах терригенно-эффузивных пород и массивах гранитоидов. Однако в последнем случае они характеризуются более сложным строением и незначительной протяженностью на глубину. Определяющим видом околорудного изменения является аргиллизация.

На второе место по промышленному значению следует отнести ртутные и ртуть-содержащие месторождения алунито-опалитового типа, представленные субгоризонтальными и грибообразными залежами в кислых эффузивах и их туфах. С глубиной они часто смещаются системой секущих жилообразных тел, главными рудными компонентами в которых являются уже не ртуть, а серебро, золото, медь, свинец, цинк (месторождения Китано, Икутавара, Сёва).

В пределах рудного поля Бейхай, а также в ряде других ртутоносных районов Японии значительно распространены ртутные месторождения листовитового типа, связанные с небольшими телами серпентинизированных гипербазитов в зонах глубинных разломов меридионального простирания. В этом

можно усмотреть аналогию с ртутоносными зонами о. Сахалин, образующими вместе с описываемыми рудными районами Японии единый ртутнорудный пояс.

Месторождения лиственитового типа представлены небольшими рудными столбами, локализующимися как непосредственно у контакта серпентинитов с прорываемыми ими сланцами и эффузивами, так и в сопряженных с ним зонах тектонических нарушений.

К травертиновому типу относятся, по-видимому, трубчатые и воронкообразные тела в карбонатных породах, связанные с карстовыми структурами. Порошковатая киноварь и окисные минералы ртути вместе с арагонитом и глинистым материалом выполняют здесь карстовые полости, образовавшиеся в результате воздействия поствулканических термальных вод, циркулировавших вдоль зон крутопадающих разломов.

Помимо собственно ртутных в Японии известно большое число ртути-содержащих месторождений, что является одной из главных специфических особенностей описываемой металлогенической провинции. Ртуть — один из наиболее характерных типоморфных элементов геохимического (металлогенического) фона Японских островов, однако вопрос о том, следует ли ее рассматривать в качестве неперменного компонента рудогенерирующих растворов и эманаций или же она накладывалась на уже сформировавшиеся месторождения других металлов, остается пока нерешенным.

Наиболее часто ртуть ассоциирует с минералами серебра и золотом в жильных месторождениях этих двух металлов. Иногда она выходит непосредственно в состав золото-серебряных руд, но чаще образует выдержанные ореолы первичного рассеяния вокруг отдельных жил. Так, на месторождении Эбисутата среди многих десятков рудных жил, связанных с двумя системами взаимно пересекающихся сбросов, выделяются как чисто золото-сурьмяные, так и монометалльные ртутные жилы, а также жилы с комплексным золото-серебряно-ртутным оруденением. В районе месторождений группы Тамакидайсацу ртуть помимо золото-серебряных жил тесно ассоциирует с сурьмяной минерализацией — в жилах кварц-антимонитового состава. Ряд известных медноколчеданных вулканогенных месторождений характеризуется наличием участков, обогащенных ртутью (Мэнди и др.); киноварь в них часто встречается совместно с антимонитом (Бэсси). Выделяются и самостоятельные месторождения комплексных ртутно-сурьмяных руд (Цугу). Некоторые ртутные месторождения (Ямато и др.) отличаются столь высокой концентрацией пирита, что последний приобретает самостоятельное значение: при обогащении получают мономинеральный пиритовый и комплексный пирит-киноварный концентраты.

Весьма интересными парагенетическими минеральными ассоциациями характеризуются марганцевые и хром-никелевые ртути-содержащие месторождения, известные за пределами Японии только в ограниченном числе рудных районов (Югославия). Так, пластообразные залежи марганцевых руд месторождения Анаай содержат местами заметные скопления киновари, а на месторождении Вакаяма сульфиды ртути тесно ассоциируют с редкими минералами хрома и никеля, а также платиноидами (осмистый иридий и др.).

В некоторых жильных месторождениях основную массу нерудных компонентов составляет барит, а роль киновари падает до значения лишь попутного компонента (Инауси, Хацунари). На месторождении Ваки, относящемся к алуни-опалитовому типу, главную ценность представляет пиррофиллит, содержащий рассеянную мелкую вкрапленность киновари. Наложенная ртутная минерализация, причем нередко в промышленных концентрациях, установлена в ряде угольных месторождений (Айноура и др.).

Охарактеризованные выше особенности ртутных и ртутьсодержащих месторождений Японии свидетельствуют о принадлежности их к вулканогенному типу и позволяют рассматривать Японские острова как молодую металлогеническую область с четко выраженной ртутной специализацией.

Ртутная провинция Юго-Восточной Азии

Многочисленные ртутные месторождения Юго-Восточной Азии систематически разрабатываются в течение уже нескольких тысячелетий. Основная масса их сконцентрирована в южных провинциях Китая (Хунань, Юньнань, Сычуань и др.).

Наибольшей известностью пользуется Ваньшаньская группа месторождений, описание которой приведено в работах Ф. Тегенгрена (Tegengren, 1920), Чжоу Дэ-чжуна (1958 г.), Фэн Чи-дэ и др. (1957 г.), Тянь Ци-цзюня (1957 г.) и др. Отрывочные сведения о месторождениях других типов можно почерпнуть из статей Ян Мин-чжи (1958 г.), Чжен Кан-ле (1959 г.), Хао Цзюня (1957 г.) и др. Оценка масштабов распространения ртутного оруденения дается в разобренных работах (Ресурсы..., 1959 и др.). Общие закономерности размещения ртутных месторождений описываемой рудной провинции охарактеризованы в работах Хуан Бо-цзиня (1952 г.), Ся Сян-жуна, Чжу Цзюня (1957) и др. Приводимые ниже данные основываются преимущественно на публикациях указанных исследователей.

Южно-Китайская ртутная область соответствует южной составляющей Китайской платформы. В пределах последней выделяются, по Хуан Бо-Цзиню (1952 г.), четыре стабильных массива, центральное — «осевое» положение среди которых занимает Цзяньнаньский массив. На тектонических схемах он выделяется в виде сравнительно неширокой (200—300 км), но протяженной (более 2 тыс. км) полосы развития досинийских гнейсов, прослеживающейся в юго-западном направлении — от побережья Желтого моря до провинции Гуйчжоу. К юго-западу от района замыкания этого массива располагается Тонкинский стабильный массив, сложенный древними метаморфизованными отложениями, прорываемыми многочисленными массивами гранитоидов.

На северо-западе описываемой области намечается изометричный в плане массив, почти целиком перекрытый чехлом молодых отложений (Сычуаньская глыба). Наконец, в крайней западной ее части располагается узкая структура меридионального простиранья, осевая часть которой также сложена досиний-

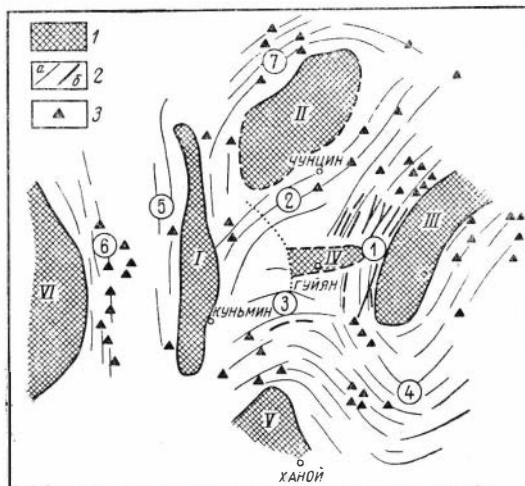


Рис. 40. Основные элементы тектоники, определяющие закономерности размещения ртутного оруденения в пределах Юго-Восточной Азии. По Хуан Бо-цзиню (1952) и др.

1 — жесткие массивы: I — Кам-Юньнаньская ось, II — Сычуаньская глыба, III — Цзяньнаньский массив, IV — Гуйанский выступ, V — Тонкинский массив, VI — Бирманский массив; 2 — системы разломов (a), в том числе рудоуправляющие (б); 3 — районы развития ртутной минерализации (цифры в кружках)

скими гнейсами. Эта так называемая Кам-Юньнаньская ось соответствует стабильному массиву (рис. 40).

В периферических зонах стабильных массивов, слагаемых досинийскими гнейсами — породами нижнего структурного яруса, преобладают относительно слабо метаморфизованные отложения среднего структурного яруса, представленные свитой синийских сланцев, песчаников и конгломератов, сменяющейся мощной (до 2—3 тыс. м) толщей кембрийских известняков и доломитов, перемежающихся иногда с пачками сланцев. В прогибах, соответствующих, по Чен Куо-та (1957 г.), зонам активизации Китайской платформы, развиты отложения среднего и верхнего палеозоя (существенно карбонатные толщи девона — карбона и красноцветы пермо-триаса — верхний структурный ярус). Еще более молодые прогибы выполнены отложениями мезо-кайнозоя; они, однако, не входят в состав продуктивной части разреза: последняя включает только породы трех перечисленных выше структурных ярусов.

Для Южного Китая, в отличие от других ртутнорудных провинций мира, отмечается исключительно четко выраженный стратиграфо-литологический контроль ртутного оруденения, определяющий многоярусный характер распределения рудных залежей, отличающихся к тому же различным вещественным составом.

В нижнем структурном ярусе широко развиты ртутьсодержащие сурьмяные месторождения жильного типа.

Месторождения относятся к классу плутоногенных, тип — кварц-хлоритосерицитовой. Руды комплексные, преимущественно сурьмяно-вольфрамовые. Отдельные жилы являются монометальными — сурьмяными (кварц-антимонитовыми) или вольфрамовыми (кварц-шеелитовыми), однако большая их часть принадлежит к группе полисульфидных (иногда с золотом). Ртуть входит, как правило, в состав блеклых руд; отмечаются, кроме того, киноварь, часто порошокватая, и самородная ртуть.

Основная масса ртутных месторождений Южного Китая локализуется в среднем структурном ярусе, представленном мощной толщей терригенно-карбонатных пород нижнего и среднего палеозоя. Рудные залежи, как правило, согласные, многоярусные. В основании разреза, в свите существенно терригенных отложений синия, выделяются пачки мергелистых известняков и доломитов, к которым приурочиваются пластообразные залежи ртутьсодержащих медных руд, сложенных халькопиритом и сложными сульфосолями меди, свинца и сурьмы. Выше, в свите карбонатных отложений кембрия, выделяются две толщи рудоносных доломитов мощностью каждая от 200—300 до 600—800 м.

Основную промышленную ценность представляют ртутные месторождения, заключенные в верхней — среднекембрийской толще доломитов. Локализируются они в средних частях тонкослоистых мергелистых доломитов; согласные залежи в них контролируются структурами внутриформационного расслоения. Такие же рудные залежи, но меньшей мощности, устанавливаются и в нижней толще доломитов (нижнекембрийских). Суммарное количество рудоносных горизонтов достигает иногда 12—14. Для части согласных залежей характерны местные раздувы, связанные с поперечными разломами; вдоль последних отмечаются рудные апофизы. Руды, как правило, монометальные — ртутные, хотя в ряде месторождений и отмечается наличие гнезд антимонита и реже реальгара с аурипигментом. Отличительный признак — высокая селеноносность темных высокотемпературных разностей киновари, ассоциирующей с кварцем и битумами. Установлены и самостоятельные минералы селена — тиманнит и онофрит (Tegengren, 1920).

Верхний структурный ярус представлен большей частью толщей карбонатных, преимущественно известняковых отложений верхнего кембрия — карбона. В этом случае преобладающее развитие получают ртутные месторождения жильно-гнездового типа, связанные с системами крутопадающих разрывных нарушений. Киноварь в них часто встречается совместно с низкотемпературным сфалеритом, для которого (как и для сфалерита из полисульфидных секущих жил нижнего структурного яруса) характерна повышенная концентрация ряда типоморфных элементов-примесей: кадмия, галлия и германия. Установлены и самостоятельные месторождения свинцово-цинковых и цинковых руд. В отдельных районах известны обособленные залежи мышьяковых руд, связанные с пропластками мергелистых сланцев и представленных наряду с наиболее обычным реальгаром также аурипигментом и самородным мышьяком. Последний является иногда главным рудным минералом.

В наложенных тектонических прогибах, характеризующихся разрезами сокращенного типа, описанный выше многоярусный характер локализации ртутного и ртутьсодержащего оруденения нарушается. Так, в случае выпадения среднего члена разреза — толщи существенно доломитовых образований кембрия, ведущую рудокализующую роль начинают играть породы верхнего яруса, среди которых особой благоприятностью отличаются известняки девона. Именно к последним приурочивается наиболее крупное сурьмяное месторождение Южного Китая — Сигуаньшань. В других районах такая же роль принадлежит иногда известнякам карбона (юг провинции Гуйчжоу).

В наиболее полном виде многоярусность ртутного оруденения выдерживается в районах пологого — близкого к горизонтальному — залегания рудовмещающих толщ (Ваньшань). В узких тектонических зонах наиболее интенсивной активизации платформы, где преобладающее развитие получают сжатые изоклинальные складки, разбитые большим количеством субогласных разломов, многоярусность нарушается еще больше: оруденение здесь приурочивается к системам крутопадающих разломов и в меньшей степени к крыльям крутопадающих складок (Даньчжай, Сунтао).

Судя по регионально-металлогеническим схемам, приведенным в работах Хуан Бо-цзиня (1952 г.) и Ся Сян-жуна и Чжу Цзюня (1957), в пределах Южного Китая можно выделить не менее пяти основных зон (поясов) распространения ртутной минерализации (рис. 41). Две из них опоясывают с северо-запада (Хунань-Гуйчжоуская) и с юго-востока (Гуандун-Гуансийская) юго-западный выступ Цзяньнаньского стабильного массива, одна (Сычуаньская) примыкает

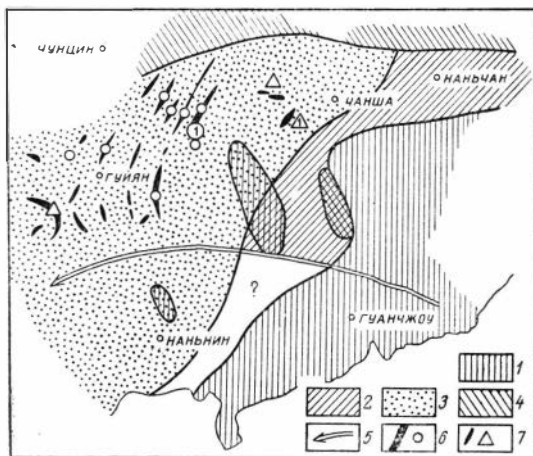


Рис. 41. Металлогеническая позиция ртутных месторождений ваньшаньского типа. По Ся Сян-жуна и др. (1957 г.).

1—2 и 4 — зоны преимущественного развития оловянно-вольфрамового и полиметаллического оруденения; 3 — области распространения ртутно-сурьмяно-мышьякового (с флюоритом и баритом) оруденения; 5 — граница металлогенических зон; 6 — ртутнорудные кулисы (1 — Ваньшаньская); 7 — сурьмянорудные кулисы (1 — Сигуаньшаньская)

с юга к Сычуаньской глыбе, еще одна (Юньнаньская) тектонически соответствует обрамлению древнего Тонкинского выступа и, наконец, последняя (Юньнань-Сиканская) контролируется субмеридиональной структурой Кам-Юньнаньской оси. Контуры зон нечеткие, местами они смыкаются (Хунань-Гуйчжоуская и Гуандун-Гуансийская) или перекрывают друг друга (Сычуаньская и Кам-Юньнаньская); известен также ряд месторождений и рудопроявлений, не укладывающихся в намеченную схему (провинции Хубэй и Шэньси); обособленные положения занимают рудопроявления, выявленные на островах Тайвань и Хайнань.

Наиболее изученной является Хунань-Гуйчжоуская зона. Особенности ее строения отражены в ряде статей Тянь Ци-цзюня (1957 г.) и Чжоу Дэ-чжуна и Ли Вэнь-яня (1958 г.). Наиболее насыщена проявлениями ртутной минерализации Ваньшаньская подзона, протягивающаяся непосредственно вдоль границы с досинийскими отложениями Цзяньнани более чем на 200 км, при ширине от 20 до 40 км.

Отмеченные выше особенности стратиграфо-литологического контроля размещения ртутного и ассоциирующего с ним медно-полиметаллического и мышьякового оруденения установлены в основном на примере изучения месторождений именно этой подзоны.

Месторождения остальных ртутных подзон Хунань-Гуйчжоуской зоны отличаются большим развитием рудных тел секущего типа, что объясняется, по-видимому, значительной дислоцированностью рудомещающих толщ.

Рудные тела локализируются, как правило, в пределах субогласных зон полосчатых и осветленных доломитов, реже известняков. Киноварь в них ассоциирует с доломитом, кальцитом, антраколлитом, иногда кварцем и баритом; нередко устанавливаются также антимонит, реальгар и сфалерит; на отдельных месторождениях зафиксирован иордизит.

Ртутные проявления Гуандун-Гуансийской зоны, как и предыдущей, локализируются преимущественно в толще карбонатных пород кембрия, однако морфология рудных залежей несколько иная: здесь, по данным Чжен Кан-ле (1959 г.), преобладают или крутопадающие согласные залежи (Даньчжай), или же секущие жилы и минерализованные зоны дробления (Цзяоли).

Ртутные проявления Сычуаньской зоны представлены, по данным Тянь Ци-цзюня (1957 г.) и Чжоу Дэ-чжуна и др. (1958 г.), как согласными, так и секущими формами. Первые приурочиваются к толщам полого залегающих карбонатных пород кембрия, а вторые — к более молодым комплексам верхнего структурного яруса — вплоть до красноцветных отложений пермо-триаса. Характерная особенность этой зоны — скорее площадное, чем линейное, как в двух предыдущих случаях, распространение оруденения. Следующая особенность — более тесная пространственная и геолого-структурная ассоциация с проявлениями свинцово-цинковой (Цзинь Фэн-жун, Лю Юань-чжень, 1950 г.) и мышьяковой — реальгар-аурипигментовой (Ли Шэн-сы, 1950 г.) минерализации.

Месторождения Юньнаньской зоны, охватывающей частично и территорию соседних Гуйчжоуской и Гуансийской провинций, отличаются гораздо большим разнообразием как генетических, так и структурно-морфологических типов. Здесь помимо традиционных для Южно-Китайской ртутной области согласных залежей в доломитах широко развиты штокверкообразные тела, связанные с зонами крутопадающих разломов в массивных известняках и доломитах, переслаивающихся с глинистыми битуминозными сланцами.

В пределах описываемой, а также смыкающейся с ней на западе Кам-

Юньнаньской (в литературе она почти не охарактеризована) ртутных зон довольно широким развитием пользуются термальные источники, воды которых содержат углекислоту и сероводород. Отлагаемые ими травертины по составу относятся как к кремнистым, так и к карбонатным образованиям. С некоторыми из них ассоциируют ртутные рудопроявления травертинового типа, такие, как, например, Чжешуйцзин, представленное секущим телом раскристаллизованного киноварьсодержащего опала.

Возраст ртутного оруденения в Южном Китае, по мнению Хуан Бо-диня (1952 г.), яньшанский — киммерийский. С этим, однако, несколько не согласуется наличие месторождений травертинового типа, связанных с современными термальными источниками. Возможно, формирование последних обусловлено процессами регенерации ранее образованных рудных залежей; не исключена возможность и проявления нескольких эпох рудообразования.

В специфических условиях Юго-Восточной Азии (субтропический влажный климат, бессточный карстовый рельеф) существовали предпосылки для формирования экзогенных ртутных месторождений, представленных, по Чжоу Дэ-чжуну и Ли Вэнь-яню (1958 г.), остаточными россыпями карстового и латеритного типов. На протяжении многих лет они служили объектом кустарного промысла — добычи киновари для получения краски.

Ртутнорудная провинция Юго-Восточной Азии объединяет кроме описанных выше рудоносных зон, связанных с зонами активизации Южно-Китайской платформы, еще ряд обособленных и слабо изученных рудных районов. Одни из них занимают такую же тектоно-металлогеническую позицию, тяготея к периферическим частям стабильных массивов, другие связаны с разломами в областях молодой вулканической деятельности. К первой категории относятся, например, проявления ртутной минерализации на Индокитайском полуострове, концентрирующиеся вдоль зоны, опоясывающей Тонкинский выступ. Ртутные месторождения представлены здесь как согласными залежами ваньшаньского типа, так и секущими телами в породах разного состава, преимущественно терригенных. Такая же позиция характерна и для ртутных рудопроявлений, расположенных в северной части Китайской платформы: они укладываются в рамки описанных ранее рудоносных зон Приамурья, локализуясь вдоль разломов, осложняющих периферические части Зейя-Буреинского выступа.

Ртутные месторождения, выявленные на Корейском полуострове, связаны, по-видимому, с крутопадающими разломами, пересекающими породы нижнего структурного яруса — метаморфизованные сланцы. Представлены они секущими минерализованными зонами дробления.

Неясным остается пока характер сопряжения юго-восточной ветви Средиземноморского пояса с тектоническими структурами, контролирующими распределение оруденения в пределах ртутнорудной провинции Юго-Восточной Азии. В литературе есть упоминания о слабо изученных рудопроявлениях, расположенных в Гималаях и на Тибете и играющих роль связующего звена между двумя глобальными поясами. Они контролируются системой разломов, развивавшихся вдоль молодых прогибов, ограничивающих с севера древние сооружения Индийского субконтинента.

Ртутные месторождения островной части Восточно-Азиатской ветви Тихоокеанского пояса представлены разнообразными типами: телетермальными стратиформными залежами ваньшаньского облика (Тайвань, Хайнань), плутоногенными жильными месторождениями комплексных ртутьсодержащих руд (Филиппины, Индонезия), вулканогенными собственно ртутными месторождениями карбонатно-полиаргиллитового, алунито-опалитового и травертинового

(вплоть до отложений современных термальных источников) типов. Изучены они также недостаточно, хотя в отдельных случаях штокверкообразные тела ртутных руд в аргиллизированных сланцах и эффузивах могут достигать значительных размеров (многие тысячи тонн). Месторождения подобного типа обеспечивают получение до 200 т ртути ежегодно (Филиппины).

Ртутная провинция Австралии, Новой Зеландии и Океании

В пределах Австралии и сопредельных островов Тасманова и Кораллового морей ртутное оруденение развито (рис. 42) в основном на востоке Австралийского континента, в штатах Квинсленд, Новый Южный Уэльс и Виктория, и на о. Северном Новозеландского архипелага, где известна группа мелких ртутных месторождений, весьма сходных с опалитовыми залежами Калифорнии. На остальной территории Австралии и островов Меланезии самостоятельные проявления ртутных руд пока не выявлены. Здесь отмечена лишь рассеянная ртутная минерализация в форме киновари и колорадоита. Последняя зафиксирована в ряде месторождений теллуристого золота района Калгурли (Западная Австралия), в полиметаллических рудах Брокен-Хилла и в золото-сульфидных месторождениях Интерпрайс, Мери-Крик,

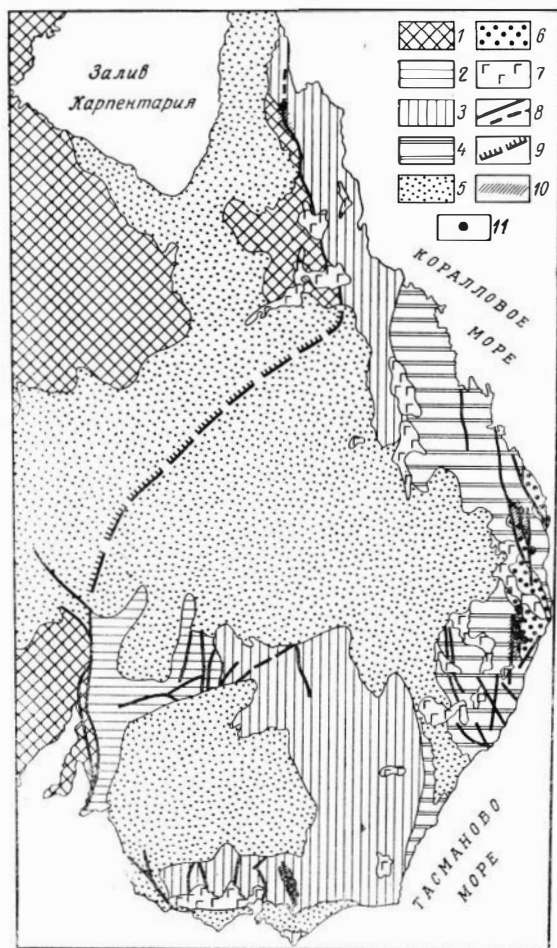


Рис. 42. Схема размещения ртутнорудных зон в структурах Восточной Австралии. Составлена с использованием тектонической карты Австралии (Н. А. Богданов, 1967 г.) и металлогенической карты (Metallogenic map Australia..., 1972).

1 — Австралийская платформа; 2 — байкальская складчатая область Аделаида; 3 — область каледонской складчатости (Лакланская складчатая система); 4 — область герцинской складчатости (складчатая система Новой Англии); 5 — эпипалеозойский платформенный чехол; 6 — мезозойские наложенные впадины; 7 — третичные плато-базальты; 8 — разрывные нарушения; 9 — предполагаемая граница Австралийской платформы под эпипалеозойским чехлом; 10 — ртутнорудные зоны; 11 — месторождения ртути, подвергавшиеся эксплуатации.

Эди-Крик и Мороб-Голдфилд, расположенных в Папуа Новая Гвинея (McLeod, 1965).

Хотя в целом для Австралийского материка ртутное оруденение не характерно, восточная его часть, насыщенная мелкими месторождениями и рудопроявлениями ртути, выделяется в качестве самостоятельной ртутной области

весьма отчетливо. В настоящее время в ее пределах известно свыше шестидесяти ртутных месторождений и рудопроявлений, которые неравномерно распределены на обширной территории Тасманской палеозойской складчатой области, заключенной между Австралийской платформой и глубоководной впадиной Тасманова моря. В металлогеническом отношении Восточно-Австралийская ртутная область представляет собой фрагмент одноименной рудной провинции сложного геохимического профиля и многоэтапного полициклического развития, которая входит в состав внешней мегазоны Тихоокеанского рудного пояса, характеризующейся исключительным развитием полиметаллических и золоторудных месторождений байкальского, каледонского и герцинского возраста (Waggen, 1972; Радкевич, 1973).

К востоку от Австралийской платформы в составе полициклического геосинклинального пояса выделяются следующие крупные тектонические элементы: 1) байкальская складчатая область Аделаида; 2) область каледонской складчатости (Лахланская складчатая система); 3) область герцинской складчатости, известная в литературе под названием «складчатой системы Новой Англии» (Н. А. Богданов, 1967 г.; Д. Браун и др., 1970 г.).

Байкальская складчатая область Аделаида заключена между Австралийской платформой и каледонидами Лахланской системы. Согласно Н. А. Богданову (1967 г.) и Ю. М. Пушаровскому (1973 г.), она состоит из западной и восточной геосинклинальных зон, разделенных срединным массивом Брокен-Хилл, в пределах которого выступают древние метаморфические образования протерозоя, образующие фундамент позднекембрийских (рифейских) геосинклинальных комплексов. Специфика металлогении складчатой области состоит в том, что в ее пределах практически отсутствуют золоторудные и редкометалльные месторождения, однако широкое развитие получают месторождения меди и полиметаллов, которые в ряде районов пространственно совмещены с проявлениями урановой минерализации.

Область каледонской складчатости (Лахланская складчатая система, по Н. А. Богданову) с востока окаймляет байкалиды Аделаиды, а на северо-западе, на территории Квинсленда, по линии Тасман граничит со структурами Австралийской платформы (Hill, 1960). Геосинклинальное развитие каледонид началось в верхнем докембрии и после перерыва в среднем девоне продолжалось вплоть до среднего карбона.

Процесс геосинклинального развития каледонид сопровождался интенсивным магматизмом. Собственно геосинклинальному этапу соответствуют мощные толщи вулканитов спилитового состава, вмещающие не крупные медные и медноколчеданные месторождения, пояса гипербазитовых интрузий, сопровождаемые проявлениями хрома, никеля, магнетита и платиноидов, и крупные массивы гранитов предположительно дониждевонского возраста, металлогеническая специализация которых не ясна. Одновременно в пределах каледонской складчатой области известны соскладчатые гранитоидные интрузии девонского возраста и постскладчатые малые тела диабазов, габбро-диабазов и гранодиоритов, с которыми ассоциирует золоторудное оруденение. Развитые на севере области вольфрамовые, висмутовые и оловянные месторождения генетически связаны с более молодыми, пермскими, интрузиями, внедрившимися в уже консолидированные каледонские структуры в среднюю стадию развития соседней герцинской геосинклинали (Waggen, 1972).

Область герцинской складчатости (складчатая система Новой Англии) по строению и развитию магматизма отличается от каледонской складчатой системы.

В поперечном сечении герцинской геосинклинали Новой Англии отчетливо выделяются внутренняя и внешняя периферические зоны, разделенные системой разломов, служивших на ранней стадии геосинклиналичного развития проводниками основных и ультраосновных магм. Согласно Н. А. Богданову (1967 г.) и Д. Брауну (Браун и др., 1970 г.), внешняя зона Хантер от девона до ранней перми включительно характеризовалась накоплением мощных осадочных и вулканогенных толщ миеосинклиналичного типа, в то время как во внутренней Брисбенской зоне происходило формирование эвгеосинклиналичной кремнисто-сланцевой формации мощностью до 18 км. В результате пермской фазы складчатости на месте внутренней зоны возник антиклинорий, образованию которого сопутствовало одноактное внедрение батолитических масс гранитоидов и становление не крупных тел ультрабазитов, интродуцировавших вдоль разломов преимущественно во внешнюю синклиналичную зону.

Начиная с триаса герциниды Восточной Австралии и прилегающие к ним части каледонской складчатой области вновь были вовлечены в тектонические движения этапа мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации.

Ртутное и сопутствующее ему сурьмяное оруденение Восточно-Австралийской рудной области, видимо, связано с мезо-кайнозойской активизацией палеозойских структур, о чем свидетельствует его тесная связь с зонами молодых региональных разломов глубокого заложения, наследующих ориентировку древних тектонических швов. Месторождения и рудопроявления ртути обычно локализуются как в самих разломных зонах, так и в сопряженных с ними тектонических ограничениях мезозойских наложенных впадин.

В соответствии с расположением рудоконтролирующих глубинных разломов в рамках области намечается ряд не крупных линейных ртутнорудных зон. На территории складчатой системы Новой Англии могут быть выделены две такие зоны.

Наиболее крупная Килкиванская зона протяженностью свыше 50 км контролируется системой кулисообразно расположенных разломов сбросового типа, фиксирующих область сочленения грабена Эск, выполненного континентальными вулканогенными и угленосными толщами Т — Сг₁, с блоковым поднятием Д'Агайла, в строении которого участвуют метаморфические образования нижнего палеозоя, прорванные гранитоидами, ультрабазитами и субвулканическими дайками андезитов. Ртутное оруденение концентрируется главным образом в субмеридиональных и северо-западных разломах, сопряженных с рудоконтролирующими сбросами. Оно локализуется в сланцах, песчаниках, филлитах, гранитах и андезитах. На некоторых участках зоны имеет место наложение гидротермальных процессов на серпентиниты с образованием ртутных руд листовитового типа (Denmead, 1945). В целом месторождения зоны относятся к ртутной рудной формации и принадлежат к структурному типу минерализованных трещинных зон.

Самым представительным в этой зоне является ртутное месторождение Килкиван, в геологическом строении которого принимают участие метаморфические сланцы, филлиты и песчаники нижнего палеозоя, прорванные верхнепалеозойскими гранитами и несогласно перекрытые вулканическими и осадочными породами мезозоя. Оруденение контролируется системами трещин северо-западного направления, которые рассекают сланцы палеозоя и осложняют контакты субвулканических дайкообразных тел андезитов предположительно мезозойского возраста. Наиболее крупные рудные тела имеют форму жил и гнезвидных залежей сложной конфигурации мощностью от нескольких сантиметров до 2—3 м (Denmead, 1945). Они размещаются на контактах даек

андезитов с вмещающими их сланцами и представлены брекчией измененных андезитов, сцементированной кварцем, кальцитом и сидеритом с вкрапленностью и прожилковидными обособлениями киновари, реже шватцита. За пределами даек, в сланцах палеозоя, киноварная минерализация установлена в рубцовых жилах кварц-карбонатного состава на участках пересечения последних с трещинами северо-западного простирания (McLeod, 1965).

Вторая ртутная зона структурно приурочена к сочленению мезозойской наложенной впадины Кларенс-Моретон со складчатыми структурами Центрального антиклинория внутренней Брисбенской зоны. Ртутное оруденение локализуется в линейных зонах дробления вдоль меридионального пограничного разлома, представляющего собой сложную систему сбросов и надвигов с направлением горизонтальных перемещений с востока на запад. Большая часть месторождений и рудопроявлений залегает среди гранитов (Пулганбар, Лионсвилл) и в контактовых зонах даек диоритов, подвергшихся интенсивному окварцеванию (Юлджибар). Наряду с этим мелкие залежи ртутных руд установлены в апосерпентинитовых листовниках (Спринг-Крик) на контактах тел гипербазитов с аргиллитами и известняками девона (Lloyd, 1940; McLeod, 1965). Руды месторождений монометалльные ртутные. В ряде случаев ртутная минерализация совмещается с медной (халькопиритовой), что приводит к образованию в рудах сложных, необычных минеральных ассоциаций. По минеральному составу основную часть ртутных проявлений зоны можно отнести к кварц-киноварному и магнезиально-карбонатно-киноварному (лиственитовому) типам собственно ртутной субформации.

В пределах каледонской складчатой области небольшие по масштабам ртутнорудные зоны контролируются древними субмеридиональными разломами геосинклинального заложения, движения по которым, по-видимому, возобновлялись в период их тектонической активизации. Наиболее северная ртутная зона, расположенная на северо-западе штата Квинсленд, совпадает с крупным тектоническим швом, получившим наименование «линия Тасман» (Hill, 1960).

Известные здесь мелкие месторождения и рудопроявления ртути заключены в палеозойских отложениях и каолинизированных андезитах неясного происхождения (Литл-Ривер). Судя по заметкам Р. Яка (Jack, 1882), Л. Болла (Ball, 1910) и Е. Мак-Леода (McLeod, 1965), руды имеют сложный состав, что связано с совместным развитием в них киновари и медных минералов. По данным Мак-Леода, содержание ртути и меди в рудах месторождения Литл-Ривер составляет 0,3 и 0,7% соответственно.

Следующая безымянная ртутная зона прослеживается на юге штата Виктория вдоль субмеридионального древнего разлома, служащего тектоническим ограничением Аванской наложенной мульды, сложенной континентальными и вулканогенно-осадочными толщами $D_2 - C_1$, которые с резким угловым несогласием залегают на сложнодислоцированных сланцах ордовика и песчано-карбонатных отложениях нижнего девона. К этой зоне принадлежит ртутное месторождение Джемисон, представленное серией кварцевых жил с киноварью и самородной ртутью, заключенных в сланцах и песчаниках палеозоя.

Относительно возраста ртутного оруденения Восточной Австралии существуют различные точки зрения. Р. Варрен (Warren, 1972), например, склонен увязывать его с герцидскими гранитоидами, в то время как, по мнению А. Денмида (Denmead, 1945), ртутное рудообразование происходило в мезозое, а возможно даже в третичное время. Предположение о молодом возрасте ртутного оруденения хорошо согласуется с наблюдаемой приуроченностью ртутных

месторождений к краевым ограничениям мезозойских наложенных впадин, в строении которых немалая роль принадлежит вулканогенным породам типа андезитов, трахитов и риолитов, и их повсеместной связью с разломами глубокого заложения, претерпевшими в мезозое тектоническую активизацию. Некоторую удаленность месторождений от центров вулканических извержений третичного времени, вероятно, можно истолковывать как факт в пользу верхне-мезозойского возраста ртутного оруденения, сформировавшегося, очевидно, в связи с проявлением процессов ранней стадии мезо-кайнозойской тектономагматической активизации.

В пределах Новой Зеландии ртутное оруденение проявляется в иной геологической обстановке.

Согласно Ю. М. Пущаровскому (1973 г.), почти вся территория Новой Зеландии представляет собой позднекайнозойскую складчатую область, возникшую на каледонском складчатом фундаменте. В ее строении принимают участие геосинклинальные комплексы мезозоя, представленные мощными граувакковыми толщами пермского, триасового и юрского возраста, угленосные континентальные формации юры и мела, неогеновые морские терригенные отложения, а также вулканические и изверженные породы мезозоя и кайнозоя.

Известные в Новой Зеландии немногочисленные ртутные месторождения и рудопроявления сконцентрированы на о. Северном, где они контролируются меридиональными разломами, которые пересекают мезозойские терригенные толщи, перекрытые на значительных площадях четвертичными плато-базальтами.

Месторождения и рудопроявления ртути локализуются в породах мезозоя вблизи базальтовых покровов и обнаруживают тесную пространственную связь с термальными источниками. По минеральному составу, типам гидротермальных изменений и соотношениям с эффузивными породами ртутные проявления района очень сходны с «опалитовыми» месторождениями Берегового хребта Калифорнии. Как и последние, они принадлежат к классу гнездовых рудных залежей и относятся к вулканогенно-гидротермальной «опалитовой» ртутной рудной формации.

Наиболее представительными в этой группе являются месторождения Ньява и Пуи-Пуи. Месторождение Ньява пространственно связано с одноименными термальными источниками, которые по геологической обстановке и химическому составу вод весьма напоминают район Сульфур-Бенк в Калифорнии. По данным Д. Э. Уайта (1970), источники Ньява приурочены к выходам глинистых сланцев и песчаников мелового — раннетретичного возраста, перекрытых позднекайнозойскими вулканогенными породами, а также аллювиальными и озерными осадками. В непосредственной близости от месторождения залегают четвертичные базальты и риолиты, слагающие небольшой массив севернее оз. Ньява. Упомянутые породы на глубине 600 м подстилаются толщей граувакк юрского возраста, которые, по свидетельству Д. Уайта, почти идентичны породам францисканской формации Калифорнии.

Ртутное оруденение локализуется в пределах трехметровой зоны кислотного выщелачивания озерных осадков, торфов и травертинов, выполняющих чашеобразную депрессию, возникшую на месте кратера взрыва. Рудовмещающие породы сильно силифицированы и превращены в агрегат опала, халцедона и самородной серы. Ассоциация рудных минералов представлена киноварью, самородной ртутью, марказитом, редко антимонитом, которым постоянно сопутствуют углеводороды. Киноварь образует мелкую вкрапленность в опалитах: иногда встречается в виде тонких корочек на корнях обугленных де-

реьев среди силифицированных озерных осадков. Содержание металла в рудах низкое. Попытки разрабатывать месторождение шахтным способом из-за высоких температур потерпели неудачу. В 1930 г. добыча руды осуществлялась с помощью дражного экскаватора.

Месторождение Пуи-Пуи, по данным Я. Гендерсона (Henderson, 1944), приурочено к толще граувакк, песчаников и аргиллитов позднемезозойского возраста, прорванных четвертичными базальтами, образующими покров мощностью 32 м. В пределах рудоносной площади ртутное оруденение локализовано в аргиллизированных аргиллитах и силифицированных песчаниках под покровом базальтов и в натечных травертиновых образованиях предположительно верхнемиоценового возраста, которые сконцентрированы вдоль сбросовой зоны субмеридионального простирания. Киноварь находится в них либо в виде тонкой рассеянной вкрапленности и сплошных зернистых агрегатов, либо в форме гроздевидных скоплений мелких кристаллов на стенках пустот выщелачивания и мелких трещин. Отложению киновари, кристаллизовавшейся преимущественно в открытых полостях, предшествовало образование обильного марказита и подчиненного ему пирита. Часть марказита, согласно Я. Гендерсону (Henderson, 1944), отлагалась совместно с киноварью, причем в этих случаях сульфиды развивались метасоматически путем замещения халцедоновидного кварца и породообразующих минералов.

Рудные тела Пуи-Пуи имеют форму линз и гнезд мощностью от 1 до 10 м. Известны также неправильные залежи плащеобразной формы, площадь которых превышает 3500 м². Разработке подвергались лишь богатые руды со средним содержанием ртути 3—5%.

Возраст ртутных месторождений о. Северного определен Я. Гендерсоном и Д. Уайтом как четвертичный в связи с присутствием ртутной минерализации в верхнемиоценовых травертиновых образованиях и наличием гидротермальных изменений в подошве раннечетвертичного покрова базальтов.

2. Западно-Американская ветвь Тихоокеанского ртутного пояса

Ртутная провинция Северной Америки

Ртутная провинция Северной Америки входит в состав глобального ртутноносного Тихоокеанского пояса, выделенного впервые Г. Ф. Беккером (Becker, 1888). Ареал распространения ртутного оруденения охватывает весь запад континента от Аляски на севере до Трансмексиканского вулканического пояса на юге Мексики, а на востоке ограничивается восточным фронтом Кордильер. Лишь отдельные редкие месторождения ртути обнаружены за пределами этого пояса — на территории штатов Техас и Арканзас в складчатой системе Уачита. Еще восточнее, в зонах активизации платформы, известны разобщенные шлиховые ореолы киновари.

К настоящему времени на территории Северной Америки известно свыше 1500 месторождений и рудопроявлений ртути. Значительная часть из них служила объектом добычи, как правило, кратковременной. Лишь отдельные месторождения обрабатывались более продолжительное время — десятки лет, в исключительных случаях — до 100 лет. Библиография о ртутных месторождениях Северной Америки составляет несколько тысяч названий. Это работы Ф. Диксона, Е. Эккеля, Г. Танелла, Э. Бейли, Д. Уайта и др.

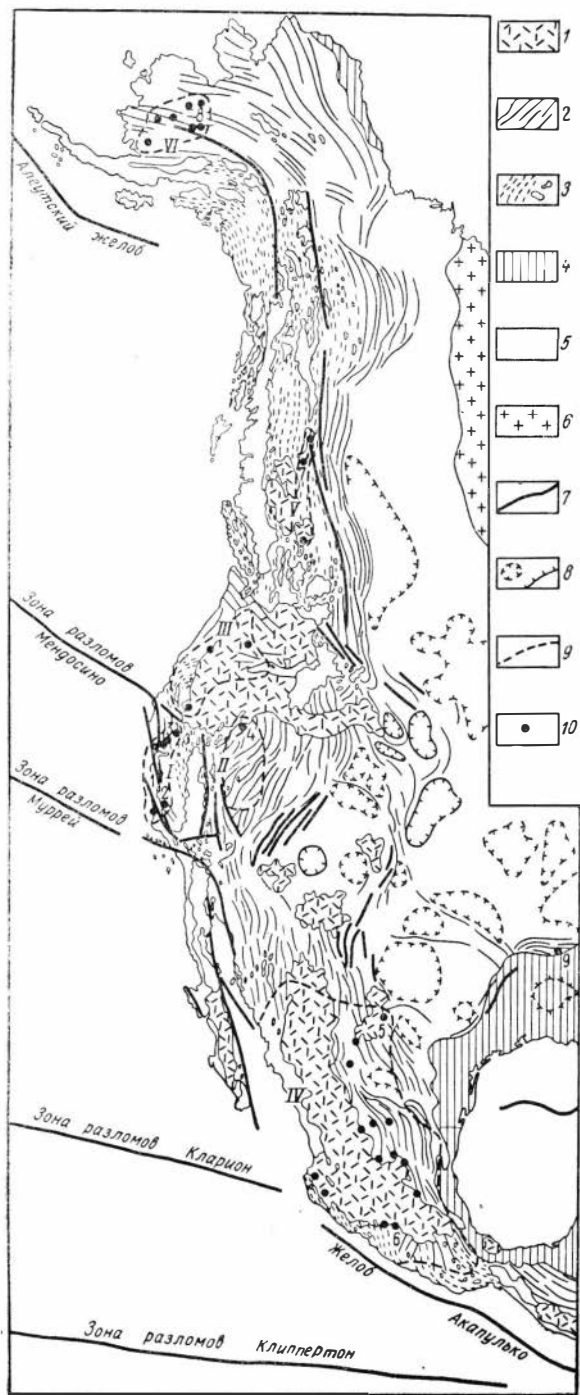


Рис. 43. Ртугоносные зоны Северной Америки.

1 — крупные вулканические поля и нагорья; 2 — области развития мезозойских и кайнозойских миогесинклинальных формаций; 3 — области развития мезозойских и кайнозойских эвгесинклинальных формаций и мезозойских гранитоидных массивов; 4 — прибрежные равнины (области крупных молодых трансгрессий); 5 — области развития слабодисцированных мезозойских и кайнозойских осадочных формаций; 6 — выходы на поверхность древних щитов; 7 — глубинные разломы; 8 — контуры крупных пологих структур; 9 — ртутные пояса и области: I — ртутный пояс Береговых хребтов Калифорнии, II — ртутный пояс Бассейнов и Хребтов Невады, III — ртутная область в вулканических породах Северо-Запада, IV — ртутная область Техаса — Мексики, V — ртутный пояс Канады, VI — ртутная область Юго-Западной Аляски; 10 — рудные поля: 1 — Нью-Альмаден, 2 — Нью-Идрия, 3 — Уилбур-Спрингс, 4 — Опалит, 5 — Терлингва, 6 — Гуитцко, 7 — Пинчи-Лейк, 8 — Ред-Девил, 9 — Паркер-Хилл

На территории Северной Америки выделяется несколько крупных региональных рудных поясов (рис. 43), среди которых наиболее ясно выраженным является ртутный пояс Береговых хребтов Калифорнии, намеченный еще Г. Беккером (1888 г.) и В. Линдгреном (1933 г.). Он протягивается более чем на 600 км — от района Клиер-Лейк на северо-западе до зоны Поперечных хребтов на юго-востоке, при ширине порядка 60 км. В его состав входят такие широко известные ртутные рудные поля и месторождения, как Сульфур-Бенк, Нью-Альмаден, Нью-Идрия и др.

Второй ртутный пояс выделяется в провинции Бассейнов и Хребтов, в основном на территории Великого Бассейна (Невада, США). Промышленная значимость этого пояса меньше, однако и в его пределах есть крупные ртутные месторождения и, в частности, рудное поле Опалит.

Третий крупный ареал ртутного оруденения выделяется на территории вулканических провинций Северо-Запада США. Наиболее значительными месторождениями здесь являются Алтуна, Хос-Хэвен, Блэк-Батт, Мортон.

Четвертым ртутоносным поясом, или провинцией, можно считать ареал, охватывающий юг Техаса и почти всю Мексику. На севере этот пояс начинается рудным узлом Терлингуа, а на юге заканчивается месторождением Гуитццоко. Всего в пределах пояса выявлено свыше 200 месторождений и рудных полей.

Наконец, выделяется ртутный пояс Внутренних Кордильер Канады, объединяющий рудное поле Пинчи-Лейк и ряд ртутоносных областей Юго-Западной Аляски (Ред-Девил и другие месторождения).

Ртутный пояс Береговых хребтов Калифорнии занимает первое место в Северной Америке по числу известных месторождений, в том числе крупных. Эксплуатация их развернулась в 50—60-е годы XIX века, а к 1960 г. общая продукция достигла 95 тыс. т ртути, что составляло 86% ртути, добытой в США, и около 75% в Северной Америке. В пределах пояса обнаружено свыше 300 отдельных проявлений и участков развития ртутной минерализации, группирующихся в месторождения, которые, в свою очередь, объединяются в рудные районы (поля), отстоящие друг от друга на 30—40 км: Клиер-Лейк, Уилбур-Спрингс, Ноксвилл, Восточный и Западный Маякмас, Гернвилл, Оуквилл, Сульфур-Спрингс, Маунт-Диабло, Эмеральд-Лейк, Нью-Альмаден, Стейтон, Центральный Сан-Бенито, Нью-Идрия, Паркфилд, Кембрия-Оушеник, Аделаида, Ринконада, Качума, Лос-Приетос. Кроме того, выделяется еще свыше двадцати более мелких рудных участков (рис. 44).

Положение ртутного пояса в геотектонических структурах определяется его пространственной связью с провинцией Береговых хребтов Калифорнии. Главнейшей его особенностью является развитие францисканского комплекса, с которым пространственно связано большинство промышленных ртутных месторождений. Этот комплекс представлен мощной серией преимущественно морских вулканогенно-осадочных пород: туфопесчаников, песчаников, туфов, туфобрекчий, базальтоидных лав, алевролитов, глинистых сланцев с прослоями и пачками кремнистых сланцев, радиоляритов и известняков. По своему облику этот комплекс схож с группой относительно глубоководных спилит-кератофиновых формаций, характерных для начальных этапов развития геосинклинальных прогибов. Вместе с тем разрезам этого комплекса (Bailey, Everhart, 1964; Р. К. Линн, 1973 г. и др.) присущи черты, свидетельствующие о мелководности и спокойной обстановке формирования, что отличает его от типичных представителей формаций этой группы. Слагающие его породы в целом слабо метаморфизованы; вулканогенные составляющие изменены до зеленокаменной

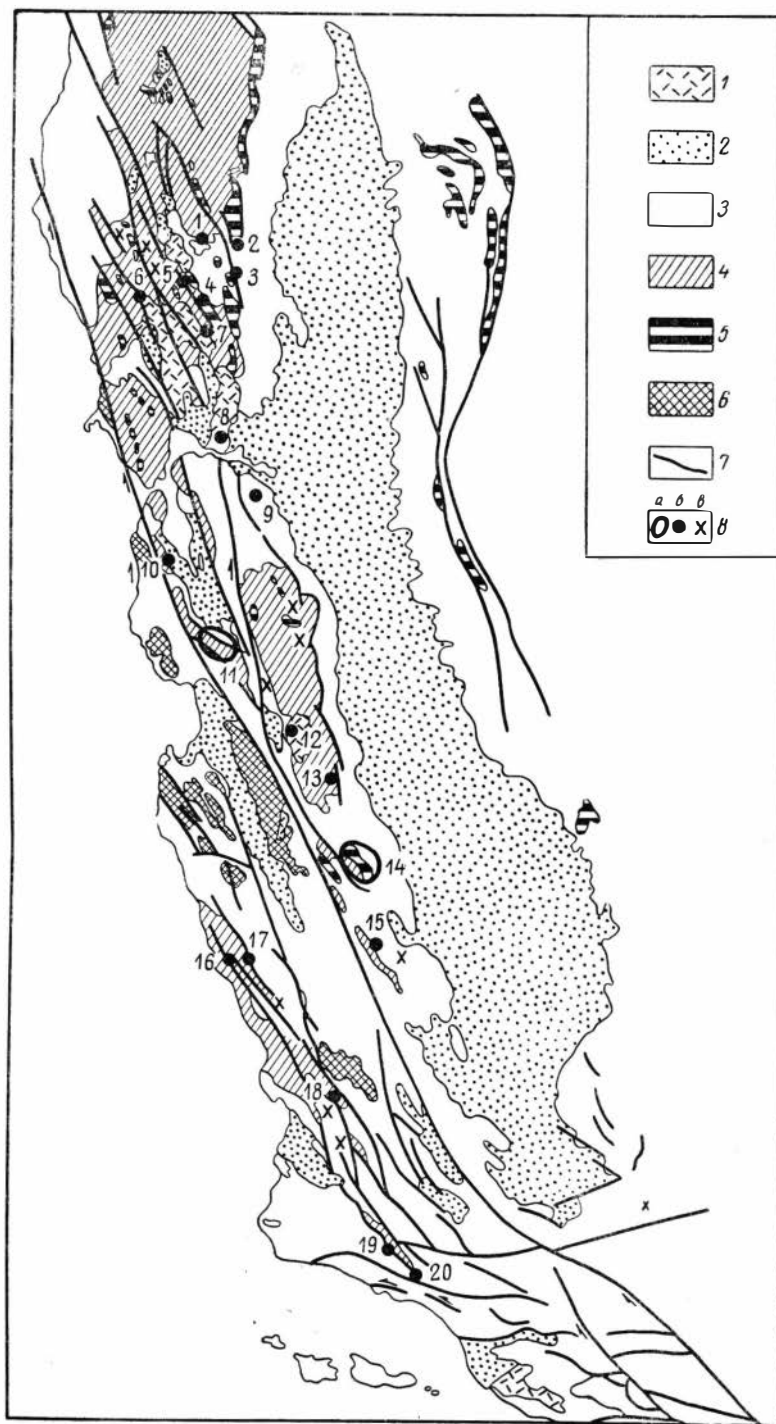


Рис. 44. Ртутный пояс Береговых хребтов Калифорнии. Структура по данным Ф. Кинга (1961 и др.).

1 — молодые вулканические образования; 2 — преимущественно терригенные формации третичных прогибов; 3 — комплекс Большой Долины; 4 — францисканский комплекс; 5 — ультраосновные породы; 6 — граниты; 7 — глубинные и крупные региональные разломы; 8 — ртутные рудные районы (а — крупные, б — средние, в — небольшие); 1 — Клиер-Лейк, 2 — Уилбур-Спрингс, 3 — Ноксвилл, 4 — Восточный Маякмас, 5 — Западный Маякмас, 6 — Гернвилл, 7 — Оуквилл, 8 — Сульфур-Спрингс, 9 — Маунт-Диабло, 10 — Эмеральд-Лейк, 11 — Нью-Альмаден, 12 — Стейтон, 13 — Центральный Сан-Бенито, 14 — Нью-Идрия, 15 — Паркфилд, 16 — Кембрия-Оушеник, 17 — Аделаида, 18 — Ринюнада, 19 — Качума, 20 — Лос-Приетос

стадии. Комплекс формировался на протяжении длительного периода времени: от верхней юры — титона до верхнего мела — сеномана.

Внутренняя структура францисканского комплекса еще не расшифрована, что связано со сложностью его строения. Установлен ряд крупных надвигов и запрокинутых сложно построенных складок, формирование которых часто сопровождалось внедрением ультрабазитов.

На северо-востоке францисканский комплекс сменяется отложениями комплекса Большой Долины, в состав которого входят терригенные породы того же возраста, но несколько иного состава. Состав терригенных пород этого комплекса аркозовый, лишь в немногих районах вдоль границы с францисканским комплексом встречаются вулканогенные базальтоидные породы, по облику сходные с таковыми францисканского комплекса. Причины возникновения этих двух разновозрастных и близких по мощности комплексов в тесном структурном сопряжении трактуются по-разному. По мнению одних исследователей (F. King, 1959 г.; Э. Бейли, М. Блейк, 1969 г.), францисканский комплекс вместе с серпентинитами — это «меланж», продукт океанической коры, собранный в складки в результате подтока и погружения океанической коры под плиту континента. Согласно второй гипотезе, францисканский комплекс и комплекс Большой Долины сформировались в одном крупном интенсивно погружавшемся бассейне, а разделение осадков на два комплекса обусловлено поднятием цепи вулканических островов.

К концу мезозоя породы францисканского комплекса были прорваны телами ультрабазитов и смяты в складки.

На стадии ларамийского орогенеза (мел — палеоген) началось формирование орогенных структур Береговых хребтов с образованием впадин, заполненных третичными вулканогенно-осадочными образованиями. К концу эоцена в областях относительных поднятий развились крупные зоны чешуйчатых надвигов, а в седиментационных мульдах формировались морские молассы, содержащие значительное количество вулканогенного материала. В миоцене началось общее поднятие региона; при этом во впадинах морские отложения сменяются солоноватоводными. В конце среднего миоцена значительные подвижки произошли в основном по тем же структурным элементам, по которым ранее внедрялись интрузии ультрабазитов. В результате образовалось большое количество так называемых кластических серпентинитов, а в районе рудного поля Нью-Идрия сформировалась даже целая пачка конгломератов — формация Биг-Блу мощностью до 300 м, почти целиком сложенная обломками серпентинитов.

В районах развития ртутных месторождений и проявлений нередко присутствуют вулканогенные третичные образования — бентонитовые глины и туффиты формации Крейенхаген эоцена и олигоценовые потоки и туфы базальтов гор Санта-Крус. В разрезе миоцена рудного района Нью-Альмаден имеются измененные дациты и дацитовые туфобрекчии, слагающие в районе месторождения Сенатор пласт мощностью до 12 м. На месторождении Нью-Альмаден отмечено проявление термального карста и минерализованных вод. К северу от залива Сан-Франциско распространены вулканогенные образования плиоцена, представленные андезитовыми лавами, брекчиями и туфами формации Сонома. С ртутными месторождениями здесь обычно ассоциируют горячие источники. Еще севернее, в районах ртутных рудных полей оз. Клиру, Сульфур-Бенк, Гейзерс, Уилбур-Спрингс, развиты четвертичные вулканогенные образования, с которыми связаны горячие источники, отлагающие ртуть и в настоящее время (F. Dickson, G. Tunell, 1968 г.).

Восточнее и юго-восточнее основного ареала развития ртутных месторождений пояса также встречаются разрозненные проявления ртутной минерализации, локализующиеся в измененных послемезоценовых вулканогенных породах — дайках, силлах и др. обычно андезитового и риолитового состава (Могум-Пик, Пармаунт, Косо, Валобу-Тустин, Дезерт Маркури).

По ареалу распространения, характеру связи с вулканизмом и особенностям внутреннего строения рудных районов последние можно разделить на три группы. Первым ареалом, или региональной ртутоносной зоной, является центральная часть пояса — от залива Сан-Франциско до округа Кингс, включающая ртутные рудные районы от Маунт-Диабло на севере до Паркфилд на юге. Наиболее крупными являются рудные районы Нью-Альмаден и Нью-Идрия. Второй ареал включает район к юго-западу от батолита Береговых хребтов, сложенный породами францисканской серии, развитыми непосредственно вдоль побережья Тихого океана параллельно зоне Поперечных хребтов. Он включает ртутные районы от Кембрия-Оушеник на северо-западе до Лос-Приетос на юго-востоке. И, наконец, к третьему ареалу относится группа ртутных районов, расположенных к северу от залива Сан-Франциско и наиболее тесно генетически связанных с молодым вулканизмом.

Ниже приводится характеристика наиболее крупных ртутных районов Калифорнии, представляющих интерес не только с промышленной точки зрения, но и являющихся ключевыми объектами для понимания условий размещения и локализации ртутного оруденения всей Северо-Американской ртутной провинции.

Рудный район Нью-Альмаден расположен в округе Санта-Клара — в средней части ртутного пояса. Часть месторождений этого округа известна с 1848 г., и за время эксплуатации этот район дал около 40% всей промышленной ртути Калифорнии. Наиболее полная сводка по геологии и рудоносности района была опубликована Э. Бейли и Д. Эверхартом (Bailey, Everhart, 1964).

Рудный район Нью-Альмаден связан с зоной глубинных разломов Шеннон и Бен-Тровато, на поздних этапах развивавшихся как правые сдвиги. Клиновидный блок Лос-Капитансильос, заключенный между этими разломами и сложенный главным образом францисканским комплексом, прорванным интрузиями серпентинизированных гипербазитов, объединяет ряд месторождений, расположенных единой полосой длиной около 8 км и тяготеющих к наиболее приподнятой и интенсивно раздробленной юго-западной части блока. С запада на восток это: Гваделупе, Сенатор, Сан-Матео, Энрикета, Провайденс, Америка и Нью-Альмаден. Большинство из них, в свою очередь, состоит из рудных участков и рудных тел, количество которых на отдельных месторождениях (Нью-Альмаден) может достигать 20. Вторая рудная зона расположена в 2—2,5 км к северу от разлома Шеннон — вдоль параллельного ему регионального дизъюнктивного нарушения, по которому породы францисканского комплекса и серпентиниты подняты и несколько надвинуты на юго-запад на более молодые отложения мела. В пределах этой зоны известно два месторождения — Санта-Тереза и Бернал, существенно уступающих по масштабам объектам первой рудной зоны.

Наиболее крупным является месторождение Нью-Альмаден, добыча на котором составила около 36 тыс. т ртути. Большая часть рудных тел этого месторождения приурочена к кремнисто-карбонатным породам типа лиственитов, развитым вдоль верхней поверхности серпентинитового силла, для которого Э. Бейли отмечает наличие интрузивных контактов и приконтактных изменений в породах францисканского комплекса. Серпентиниты образуют интрузии

типа силлов, в большинстве случаев интенсивно нарушенные последующими подвижками. Вдоль тектонического контакта серпентинитов и пород францисканского комплекса развивается так называемая альта — порода, представляющая собой милонит — тектоническую глинку трения с включением дробленных обломков окружающих пород и лиственитов. Мелкие тела серпентинитов иногда раздроблены полностью. Листвениты — продукт гидротермального изменения как серпентинитов, так и пород францисканской серии. Они образуют тела мощностью от 1—2 до 20—30 м. Листвениты, «альта» и вмещающие породы разбиты тектоническими трещинами северного и северо-восточного простираний, несущими киноварное оруденение.

Рудные тела, сформировавшиеся в зонах дробления на контакте серпентинитов и пород францисканского комплекса — непосредственно под «альтой», относятся к наиболее крупным. Особенно благоприятным является случай, когда верхний контакт силла серпентинитов относительно пологий. При крутом падении контактовой поверхности большую роль играют поперечные трещиноватые зоны. Помимо этих двух вариантов на месторождении и в рудном районе наблюдаются и некоторые другие структурные типы рудных тел. Так, например, у нижнего контакта силла серпентинитов встречаются иногда очень богатые, но мелкие рудные тела, бедные рудные тела преобладают в карбонатизированных участках внутри силла серпентинитов, а также в измененных грауваках францисканского комплекса.

Для рудного района Нью-Альмаден характерен весьма значительный вертикальный размах промышленного ртутного оруденения — свыше 850 м.

Единственным промышленным ртутным минералом на месторождении является киноварь, но в небольших количествах присутствуют также самородная ртуть, метациннабарит и тиманит. Из других сульфидов широко распространен пирит, в меньших количествах отмечаются антимонит, халькопирит, сфалерит и галенит. На ряде участков отмечены высокие концентрации углеводородов, смолы и нефти, участвующих в образовании так называемых «пенистых» ртутных руд, строение которых позволяет говорить о совместной циркуляции жидких углеводородов и ртутьсодержащих растворов.

На глубоких горизонтах месторождения Нью-Альмаден наблюдались интенсивные выделения углекислого газа и метана. Поблизости от месторождения расположены холодные углекислые источники Сода-Спрингс.

Э. Бейли (Bailey, Everhart, 1964) считает, что месторождение сформировалось в шесть основных стадий. На первой стадии — в позднем мелу — внедрились серпентиниты и образовалась «альта» вдоль края интрузивного тела. На второй стадии — в позднем миоцене или плиоцене — были сформированы тела кварц-карбонатных пород (за счет дробленных серпентинитов в контакте с «альтой»). На третьей стадии возникла система мелких крутых открытых трещин северо-восточного простирания, секущих листвениты у интрузивного контакта. На четвертой стадии — в плиоцене — формировались ртутные рудные тела путем замещения киноварью кремнисто-карбонатных пород в зальбандах трещин. На пятой стадии — в плиоцене — происходило заполнение открытых трещин доломитом и кварцем в ассоциации с небольшим количеством киновари. На шестой стадии — в плейстоцене (и поныне) — происходила эрозия участка месторождения и рудных тел и локально формировались киноварные россыпи, содержащие гальку богатых руд и служившие предметом промышленной добычи.

Рудный район Нью-Идрия расположен в южной части гор Диабло. По значимости он второй в Северной Америке (Р. К. Линн, 1973 г.).

Главной структурной особенностью этого рудного района является тяготение к крупному (21 × 8 км), вытянутому в субширотном направлении массиву серпентинитов, прорванному францисканский комплекс и внедрившемуся в терригенные породы формации Паноч верхнемелового возраста. Он окружен кольцевым сбросом, и поэтому серпентиниты не имеют интрузивных контактов и интенсивно раздроблены даже в центре массива.

Ртутные месторождения приурочены к зоне тектонического контакта и реже к линейным зонам дробления внутри блока серпентинитов. Всего в районе насчитывается более 20 месторождений, но главнейшее из них — Нью-Идрия. Это месторождение расположено на северо-востоке района в зоне одноименного крутого надвига, ограничивающего блок серпентинитов. На месторождении развиты рудные тела трех типов — гнезда в дробленных зонах, линзообразные скопления массивных руд в структурных ловушках и вкрапленность киновари в пористых пластах терригенных пород. На месторождении широко распространены кварц-карбонатные породы (листвениты), но обычно они содержат бедную ртутную минерализацию, а наиболее крупные рудные тела заключены в гидротермально измененных терригенных породах формации Паноч и реже — францисканского комплекса. Протяженность рудных тел на глубину достигает нескольких сотен метров. Главным ртутным минералом является киноварь, однако в некоторых рудных телах ведущую роль играет метациннабарит. В заметных количествах присутствует и самородная ртуть, по-видимому, гипогенная.

Остальные ртутные рудные районы центральной части пояса Береговых хребтов обнаруживают черты сходства либо с месторождением Нью-Альмаден, либо Нью-Идрия.

Несколько особняком стоит рудный район Стейтон, расположенный в районе развития третичных вулканитов. На одноименном месторождении, первоначально разрабатывавшемся на сурьму, ртутная минерализация развита в зоне разломов, секущей базальты. Мощность оруденелых пород — до 25 м. На месторождении Джипси ртутное оруденение также приурочено к окремнелой брекчированной зоне в измененных базальтах. В рудном районе Сан-Бенито большинство рудных тел заключено в измененных песчаниках францисканского комплекса и формации Паноч.

Юго-восточная часть пояса Береговых хребтов включает рудные районы Кембрия-Оушеник, Аделаида, Ринконада, Качума и Лос-Приетос. Характерной их особенностью является приуроченность к блоку францисканских пород, отделенному от северной области развития этого комплекса Салинийским гранитно-метаморфическим блоком — частью батолита Береговых хребтов, ограниченного с юго-запада глубинным разломом Насименто. Породы францисканского комплекса нередко перекрыты миоценовой морской мелководной молассой, включающей местами силлы диабазов. Молодой вулканизм представлен в регионе дайками и штоками риолитов и андезит-базальтоидов третичного или четвертичного возраста. Характерно развитие вертикальных подвижек, в результате которых породы францисканского комплекса и серпентиниты имеют тектонические контакты с более молодыми осадочными и вулканогенными породами.

Для ртутного оруденения этой зоны наряду с чертами, общими для центральной части пояса — связью с контактами серпентинитов, приуроченностью к кварц-карбонатным породам, наблюдаются и некоторые отличия, проявляющиеся в большей роли в рудолокализации зон дробления, особенно пористых пород. Так, на месторождении Оушеник вмещающими являются третичные

осадочные породы, представленные конгломератами, сланцами и песчаниками, интродуцированными дайками анальцимовых диабазов. Основное рудное тело локализуется в миоценовых песчаниках. Наиболее богатые руды представлены густой вкрапленностью киновари в среднезернистых миоценовых песчаниках, а бедные их разности — самородной ртутью и порошокватой киноварью в тонкозернистых песчаниках. В миоценовых глинистых сланцах наряду с киноварью отмечаются высокие содержания битумов. Выработки взрывоопасны из-за выделений метана.

Северо-западная часть пояса Береговых хребтов протягивается от залива Сан-Франциско на юге до оз. Клиер на севере и включает в себя восемь рудных районов: Сульфур-Спрингс, Оуквилл, Гернвилл, Западный и Восточный Маякмас, Ноксвилл, Уилбур-Спрингс, Клиер-Лейк.

Относительно широкое развитие молодого вулканизма в пределах зоны распространения пород францисканского комплекса и наличие здесь же многочисленных термальных источников, в ряде рудных районов ассоциирующих с ртутными месторождениями, отличают эту часть пояса от описанных выше.

На ряде месторождений одновременно встречаются рудные тела, обычные для листовенитового типа, и тела, связанные с поствулканогенными образованиями — зонами опалитизации, алунитизации и аргиллизации.

Пространственная и геолого-структурная связь рудных тел с контактовыми зонами серпентинитовых массивов и локализующимися вдоль них кварц-карбонатными породами (лиственитами) четко прослеживается на многих месторождениях Западного и Восточного Маякмаса, района Уилбур-Спрингс, Ноксвилл. Вместе с тем здесь же, в непосредственной близости от ртутных месторождений, распространены и термальные источники. Так, на месторождении Уилбур-Спрингс, тяготеющем к периферическим частям крупного серпентинитового массива, внедрившегося по глубинному разлому, ограничивающему область распространения францисканского комплекса Большой Долины, большая часть рудных тел группируется вдоль зоны разлома Сульфур-Крик, к которой приурочено и большинство термальных источников. При этом около каждого месторождения ртути есть как минимум один источник, а там, где нет источников, нет и ртутных месторождений.

В пределах рудных полей широко распространены углеводороды нефтяного ряда, нередко ассоциирующие непосредственно с рудными телами. Кроме киновари — главного рудного минерала — на ряде месторождений развиты самородная ртуть и метациннабарит. На месторождении Ноксвилл основным минералом вообще является первичный метациннабарит, скопления которого приурочены к зоне дробления, представленной милонитами типа «альта» и кремнисто-карбонатными породами.

Многие месторождения этого района приурочены не к серпентинитам, а к зонам проявления молодого вулканизма. Наиболее значительными объектами этого типа являются месторождения Оут-Хилл и Оут-Хилл-Икстешн. На месторождении Оут-Хилл рудные тела приурочены к зонам каолинизации, развитым вдоль разломов, секущих песчаники францисканского комплекса. Они образовались вблизи поверхности под покровом базальтовых лав третичного возраста. Рудные тела локализуются иногда и в зонах дробления и измененных базальтах и туфах, что отмечается, например, для месторождений Манхэттен (Ноксвилл) и Сент-Джонс (Сульфур-Спрингс).

Существенной структурной особенностью многих рудных районов региона является развитие разломов широтного и северо-восточного простираний — поперечных к простиранию основных складчатых структур региона. Так,

например, месторождение Сульфур-Бенк приурочено к зоне разломов северо-восточного простирания, месторождение Ноксвилл локализовано в блоке, ограниченном разломами широтного простирания.

В ряде случаев совместно с ртутью отмечается и золото. Месторождение Мансанита (Уилбур-Спрингс) первоначально разрабатывалось на золото, а киноварь на нем получали лишь попутно.

Ртутный пояс провинции Бассейнов и Хребтов был выделен на территории США еще Г. Ф. Беккером (1888 г.) и В. Линдгреном (1933 г.). Он протягивается меридиональной полосой около 600 км в длину при ширине 200—250 км от юго-восточной части штата Орегон на севере до юга Невады. Суммарная продукция пояса составляет около 3—4% ртути, полученной в Северной Америке. Пояс объединяет около 40 месторождений или рудных округов, из которых самые значительные — Опалит (Кордеро), Ботл-Крик, Ангелоп-Спрингс, Унион, Пилот-Маунтейнс, Фиш-Лайк. Он выражен менее четко, чем описанный выше ртутный пояс Береговых хребтов. Ясное поясовое размещение наблюдается главным образом для упомянутых выше месторождений, расположенных вдоль центральной оси пояса. Мелкие месторождения и проявления образуют довольно неопределенный ареал вокруг осевой части пояса.

Главной структурной особенностью провинции Бассейнов и Хребтов является наличие системы крупных субмеридиональных блоковых поднятий и прогибов, интенсивно развивавшихся в позднечетвертичное и четвертичное время и вызвавших образование многочисленных хребтов и межгорных впадин. Структура блокового типа наложена на более древние структуры запада Северной Америки.

Все промышленные ртутные месторождения пояса расположены в зоне развития эвгеосинклинальных формаций палеозоя и мезозоя, крайнее восточное распространение которых определяется системой надвигов (Кинг, 1961), по которым эвгеосинклинальные отложения надвинуты с запада на миогеосинклинальные комплексы пород с амплитудой перемещения до 65 км. Можно наметить три основных типа ртутного оруденения. Первым является опалитовый тип, хорошо изученный на одноименном месторождении. Второй связан с зонами изменения в молодых вулканогенных, чаще всего риолитовых и базальтоидных породах (месторождение Кордеро). К третьему типу относятся проявления ртутной минерализации вдоль зон дробления в разнообразных породах.

Рудное поле **Опалит (Кордеро)** располагается на границе между штатами Орегон и Невада и включает месторождения Опалит, Бретц и Кордеро, на которых добыто в общей сложности не менее 3 тыс. т ртути. Месторождения приурочены к зонам крутопадающих разрывов, образующих в совокупности полукольцо длиной 35 км на границе вулканической кальдеры.

В основании разреза залегают миоценовые андезитово-базальтовые лавы и туфы, перекрытые тонкослойными озерными отложениями, заполнившими обрушенную кальдероподобную структуру (Альберс, Клейнхэмпл, 1970 г.). Большинство известных месторождений ртути (Опалит, Бретц и др.) лежат вдоль северного отрезка края кальдеры, а месторождение Кордеро располагается непосредственно на ее предполагаемом юго-восточном фланге.

На месторождении Опалит ртутное оруденение приурочено к зонам брекчирования в теле опалитовых пород площадью около 85 тыс. м², при мощности до 30 м. Это грибообразное тело сформировалось, по-видимому, в плиоцене в результате окремнения пластов туфов и озерных отложений при поствулканической гидротермальной деятельности. Киноварная минерализация одновременна с последними стадиями окремнения, которым предшествовала фаза

деформации и дробления, вследствие чего опалитовое тело приобрело форму пологой седловидной залежи и было разбито системами разрывных нарушений. Киноварь образует вкрапленность в верхних частях опалитового тела, но наиболее богатые ее скопления приурочены к зонам крутых разрывов. Киновари сопутствуют небольшие количества самородной ртути, терлингуаита и пирита. Породы ниже тела опалитов интенсивно аргиллизированы и также содержат вкрапленники киновари.

Месторождение Кордеро залегает в крутопадающей толще андезитовых лав, туфов, брекчий, а также озерных отложений, секущихся серией крутопадающих же разрывных нарушений северо-восточного простирания. На верхних горизонтах месторождения развиты опалиты, содержащие мелкие рудные тела с вертикальной протяженностью до 30 м. Ниже области развития опалитовых тел располагаются породы, характерным процессом изменения которых является не окремнение, а каолинизация, монтмориллонитизация и алунизация.

Основная масса добычи шла за счет отработки крупного рудного тела, залегающего на глубинах от 75 до 250 м от поверхности. Вмещающие породы здесь представлены интенсивно монтмориллонитизированными, каолинитизированными и частично опалитизированными риолитами. Киноварь в ассоциации с обильным марказитом, гематитом и пиритом образует вкрапленность, а также прожилки и гнезда вдоль висячего крыла хорошо выраженного разрывного смещения. Отложение марказита и некоторой части пирита предшествовало образованию киновари.

Многочисленные обогащенные рудные гнезда приурочены к мелким разрывам и местам их пересечения. Для богатых руд характерно присутствие баддингтонита (NH_4 -содержащей разновидности полевого шпата). Повсеместно по рудной зоне встречается барит. Ниже уровня грунтовых вод отмечаются местами значительные скопления алунита, ярозита и глинистых минералов. Температура в горных выработках Кордеро значительно повышена. На глубинах 200 и 270 м наблюдается большой приток термальных вод. В последние годы крупная залежь выявлена в озерных осадках на границе с риолитами (месторождение Мак-Дермит). Рудный минерал — оксихлорид ртути кордероит.

В пределах пояса известны месторождения, где ртутная минерализация целиком представлена опалитовым типом. Так, например, небольшое месторождение Бакскин Пик, входящее в горнорудный район Нейшенэл, известное первоначально как золотодобывающий, представлено выдержанной (450×250 м) и достаточно мощной (до 35 м) залежью опалитов (окремненных вулканических пеплов и туфов), образующей покров у вершины пика Бакскин.

Вместе с тем на большинстве крупных объектов распространены секущие рудные тела, либо связанные с зонами дробления в породах разнообразного состава, в том числе и вулканогенных, либо метасоматически замещающие вулканисты. Многие ртутные месторождения пояса входят в состав эпитермальных золоторудных рудных полей, например рудный округ Националь, Имлай, Гольдбенкс, Элко, Неите, Флюорин.

Ртутоносные районы вулканических провинций Северо-Запада США (штаты Орегон, Вашингтон, Айдахо и Калифорния) связаны с проявлениями третичной и четвертичной эффузивной деятельности. Вулканогенные породы и структуры — лавовые плато, конусы вулканов, складчатые или образованные блоковыми сбросами хребты, созданные деформацией вулканогенных комплексов, играют доминирующую роль в облике структуры Кордильер в этом регионе. Здесь выделяются Береговые хребты, протягивающиеся вдоль Тихоокеанского

побережья; Каскадные горы, отделенные от Береговых хребтов поясом депрессий; Колумбийское плато.

Береговые хребты в районе штатов Орегон и Вашингтон сложены в основном мощной ранне- и среднетретичной толщей спилит-кератофирового облика. В пределах Каскадных гор в северной части штата Вашингтон развиты преимущественно породы мезозоя, метаморфизованные и прорванные гранитными интрузиями. В четвертичном периоде на территории Каскадных гор возникла цепь вулканических конусов, из которых самый южный — Лассен-Пик — активен и в настоящее время. Колумбийское плато сложено среднетретичными платобазальтами, обычно слабо деформированными и образующими плоскогорья.

Ни платобазальты Колумбийского плато, ни плиоценовые андезиты Восточных (Высоких) Каскадных гор, ни молодые интрузивы не несут ртутного оруденения. В северо-западной вулканической провинции можно выделить две основные области развития ртутной минерализации: пояс, простирающийся от северо-западной части штата Вашингтон (месторождение Роял-Ривод) до юго-западной части Орегона (месторождение Маунтин-Кинг) и севера Калифорнии (месторождение Алтуна), и рудный район, связанный с поднятием Очоко-Голубые горы.

Наиболее крупным ртутным месторождением области является Алтуна, расположенное на юге в горах Кламат. Рудные тела на нем связаны с крутопадающей зоной дробленых пород, секущей окремненные и карбонатизированные порфиритовые диориты и серпентинизированные перидотиты. Рудные тела обнаружены только в диоритах; промышленное оруденение в серпентинитах в отличие от месторождений Береговых хребтов Калифорнии отсутствует.

Месторождение Грин-Ривер (штат Вашингтон) локализовано в толще углистых сланцев и песчаников эоценового возраста. Киноварь в ассоциации с реальгаром и аурипигментом выполняет трещины в зонах рассланцевания, а также образует обильную вкрапленность в углистых сланцах и глинистых углях. На одном из участков киноварная (в ассоциации с реальгаром и аурипигментом) минерализация приурочена к крутопадающему угольному пласту.

В ртутном округе Очоко (центральный Орегон) область распространения рудной минерализации приурочена к андезитам, туфам, грубообломочным брекчиям и грязевым лавам формации Кларно эоценового возраста. Наиболее продуктивные рудные тела приурочены к брекчированным зонам, развивающимся по контактам интрузий риолитов и риодацитов с вмещающими породами. Наиболее распространенный ртутный минерал — киноварь, местами обильна самородная ртуть, широко распространен, хотя и в малых количествах, метациннабарит. Из ассоциирующих минералов отмечаются марказит и углеводороды. Жильные представлены карбонатными и кремнистыми минералами.

Ртутная область Блоковых плато Техаса — Мексики расположена в пределах крупной зоны, охваченной молодой орогенной, именуемой системой Блоковых плато Соноры-Чиахуа (Eardley, 1964 г.). На севере и северо-востоке она накладывается на краевую зону верхнепалеозойской складчатой системы Уачита, на юге ограничена Трансмексиканским вулканическим поясом в пределах которого широко развит современный вулканизм и который является геологической границей континента Северной Америки. В пределах этой обширной области молодые орогенные движения наложены на гетерогенное основание, сложенное мио- и эвгеосинклинальными формациями мезозоя и терригенно-

карбонатными и вулканогенными мезозойскими и раннетретичными формациями.

Наибольший интерес представляют рудный узел Терлингуа на западе Техаса и некоторые рудные поля Мексики.

Ртутный район Терлингуа дал около 5 тыс. т ртути, из них свыше 90% приходится на долю рудников Чизос-Рэйнбоу, Марипоза и Стади-Батт. Всего в ртутный район Терлингуа входит свыше двадцати ртутных рудных полей и месторождений, и, по-видимому, он может рассматриваться как сложный рудный узел.

Тектонической особенностью позиции рудного узла является его приуроченность к району наложения молодой орогении и вулканизма на периферическую часть области структур верхнепалеозойской складчатой системы Уачита.

Большинство месторождений сконцентрировано в субширотной полосе длиной около 35 км, прослеживающейся вдоль моноклинали Терлингуа, сложенной карбонатной толщей нижнемелового и толщей глинистых сланцев верхнемелового возраста. В районе широко развиты карстовые явления, особенно вблизи кровли известняков формации Буда. При этом соотношение карста и вулканизма неоднозначно. Есть карст более поздний, чем основные проявления вулканизма района, например, на месторождении Брустер, где столб карстовой брекчии сечет пластовую интрузию, и есть проявления вулканизма, более молодые, чем карст, как, например, на участке месторождения Марипоза, где вулканическая порода заполняет более древнюю карстовую полость.

Одно из наиболее крупных месторождений района (Чизос-Рэйнбоу) приурочено к слабодислоцированным, но интенсивно раздробленным меловым глинистым сланцам и известнякам. В районе месторождения вулканы представлены щелочными трахиандезитами. Здесь распространены три типа рудных тел: киноварная минерализация в кальцитовых жилах; залежи на контакте известняков Девилс-Ривер с перекрывающими их породами формации глинистых сланцев Грэйсон поздне мелового возраста; трубчатые залежи в брекчированных породах. В кальцитовых жилах наблюдается слабая киноварная минерализация; то же можно сказать и о зоне контакта между породами формации Грэйсон и подстилающими их известняками. Основная масса руд концентрируется в брекчированных породах, часто приуроченных к зонам разломов в известняках. В карбонатно-терригенных породах формаций Грэйсон и Буда отмечаются столбообразные тела брекчий, формирование которых обусловлено процессами карстообразования. Так, наиболее крупное столбообразное рудное тело представляет собой вертикальный цилиндр, состоящий из глыб и обломков известняка, сцементированных глинистым цементом. Наибольшее количество ртути дало уникальное рудное тело, представляющее собой карстовую брекчиевую трубку, прослеженную с поверхности на глубину до 75 м от древнего уровня грунтовых вод.

На месторождении Марипоза породы надрудной формации Грэйсон эродированы почти на всей площади и большинство рудных тел выходит на поверхность. Они концентрируются вдоль разломов северо-восточного простирания и связаны с протяженными карстовыми полостями, заполненными измененным и оруденелым глинистым матервалом.

Месторождение Стади-Батт пространственно связано с клинообразным силлом тонкозернистых кварцевых сиенитов, внедрившимся в поздне меловые глинистые сланцы Терлингуа, сильно обожженные в зоне контакта. Ртутную минерализацию несут многие трещины, развитые как в интрузивных, так и в осадочных породах; наиболее богатые руды установлены в зоне контакта.

На верхних горизонтах месторождения Терлингва установлены значительные количества каломели, оксихлоридов ртути, самородной ртути, монтроидита и других редких вторичных минералов ртути. С. С. Смирнов (1936 г.) объяснял обилие в районе Терлингва редких минералов ртути среди прочих условий крайне сухим климатом, обусловившим повышенное содержание хлоридов в поверхностных водах. Кроме того, в рудах Терлингва сравнительно обильны пирит и пиролюзит.

На мексиканской части рассматриваемой ртутоносной области известно более 200 месторождений ртути. Наиболее распространенными являются месторождения, приуроченные к третичным риолитам, где киноварь образует небольшие гнезда, вкрапленность и маломощные жилы. Часто встречаются также метасоматические залежи в карбонатных породах, ассоциирующие с метасоматическими же залежами гипса.

Примером первого типа является месторождение Лус-Жульета, район которого сложен третичными андезитами, риолитами и туфами риолитов, разбитыми крутопадающими нарушениями. Основные рудные тела приурочены к межформационным брекчиям на контакте риолитов и андезитов, а рассеянная ртутная минерализация установлена вдоль зон тектонических нарушений и рассланцевания в риолитах, обычно сильно окварцованных.

Типичным примером месторождения типа замещения в карбонатных породах является месторождение Гуитцук (в Герреро). С 1869 по 1943 г. на нем было добыто 2500 т ртути и 738 т сурьмы. На верхних горизонтах содержание ртути достигало 0,3%, а сурьмы 16%.

Район месторождения сложен брекчированными известняками, нарушенными многочисленными сбросами и прорванными интрузией биотитовых гранитов. Известняки первоначально подверглись процессу доломитизации, а затем в результате воздействия сернокислых растворов были замещены ангидритом, превратившимся потом в гипс. Залежи гипса в сильной степени закарстованы, карстовые полости и карманы заполнены глинистой брекчией. Рудные минералы замещали цемент брекчии и обломочный материал в карстовых пустотах. Ливингстонит — комплексный ртутно-сурьмяный сульфид — основной компонент руды. Гуитцук — единственное в мире ливингстонитовое месторождение. Руда содержит также антимонит, киноварь, метациннабарит и пирит. Среди жильных минералов преобладают гипс, кальцит, самородная сера, графит и флюорит.

На другом, сходном с описанным, месторождении Найка (район Чиауауа), ртутные руды представлены уже киноварью, с которой ассоциируют серебряно-висмутовые минералы и халькопирит. На этом месторождении проявлены и несколько более ранние арсенипирит-пиритовая и сфалерит-галенит-халькопиритовая стадии рудной минерализации.

Ртутный пояс Внутренних Кордильер Канады начинается в Юконе россыпными месторождениями Миллер-Крик и Ливингстон-Крик и оканчивается в Британской Колумбии у границы с штатом Вашингтон (США). В его пределах выделяется несколько изолированных рудных зон и полей.

Область распространения месторождений и проявлений ртути ограничена пределами Внутреннего (Межгорного) тектонического пояса Канадской Кордильеры. Он располагается между Береговым кристаллическим поясом (Прибрежный батолит) на западе и поясом Оминика на востоке. Комплекс кислых плутонических пород, составляющих Береговую кристаллический пояс, прослеживается непрерывно на расстоянии 1700 км от п-ова Юкон через выступ Аляски до южных районов Британской Колумбии. Тектонический пояс Оми-

нека, сложенный протерозойскими и раннепалеозойскими осадочными и метаморфическими породами, протягивается длинной узкой полосой через всю Британскую Колумбию к западу от рва Скалистых гор. Межгорный тектонический пояс по общим чертам тектоники и магматизма обнаруживает аналогию с областью Бассейнов и Хребтов США (Sutherland, Brown, 1971 г.).

Все месторождения и проявления ртути в Межгорном тектоническом поясе Канадской Кордильеры, за исключением группы Кемлуис, приурочены к сбросовым нарушениям, развивающимся на границе с соседними структурами Оминька и Берегового кристаллического пояса. Вдоль зон этих краевых разломов происходило внедрение гипербазитов. Возраст их предположительно доюрский. Выделяются три основные ртутнорудные зоны.

Первая и наиболее значительная приурочена к сбросовому нарушению Пинчи-Лэйк и примыкающему к нему сбросу Мэнсон. В этой зоне располагаются крупные месторождения Пинчи и Такла, а также многочисленные проявления и киноварные россыпи (например, Квеснел-Форк). К сбросу Фрезер-Ялаком, на своем протяжении частично совпадающему с границей Берегового кристаллического и Межгорного поясов, тяготеет рудное поле Бралорн.

Месторождения и проявления ртути в Канадской Кордильере размещаются в разнообразных породах: от позднепалеозойских известняков, песчаных известняков, кварцитов и ультраосновных пород до мезозойских и третичных осадочных (преимущественно кварц-сланцевых и глаукофановых сланцев), а также эффузивных пород. Обычно вмещающие породы интенсивно гематитизированы и доломитизированы.

Возраст ртутной минерализации по аналогии с более южными районами предположительно кайнозойский.

Месторождение Пинчи является крупнейшим в описываемой зоне. Слагающие его породы представлены пермскими частично метаморфизованными осадочными образованиями: известняками, кварцитами, глаукофановыми сланцами, секущимися многочисленными дайками и силлами гранодиоритов, пироксенитов, габбро и серпентинитов. Возраст ультраосновных интрузий пермотриасовый. Верхняя часть разреза представлена туфами, андезитами и базальтами третичного возраста.

Месторождение приурочено к зоне брекчирования (вдоль сброса Пинчи-Лэйк). Киноварь встречается в небольших прожилках, а также образует импрегнацию в кремнисто-карбонатных породах (лиственитах) по контакту с ультраосновными интрузиями. Из других минералов отмечаются аркверит, антимонит, реальгар, самородный мышьяк и пирит. Из жильных присутствуют кварц, кальцит, доломит, алунит и барит.

В непосредственной близости от месторождений ртути Внутреннего пояса находятся месторождения сурьмы и проявления золота.

Ртутная область Внутренних Кордильер Аляски занимает срединное положение между расположенной на юге дугообразной Тихоокеанской горной системой и простирающейся на восток системой Скалистых гор на севере. Ртутная рудная зона протягивается на 400 км параллельно северо-западному склону Алеуто-Аляскинского хребта, входящего в Тихоокеанскую горную систему.

Основные структуры ртутной рудной зоны Юго-Западной Аляски имеют северо-восточное простирание. Дизъюнктивные нарушения являются частями крупной системы разрывов Денали, прослеживающейся по дуге от Бристольского залива до Юго-Восточной Аляски и далее в Канаду параллельно границе континента (Amand, 1957 г.).

Ртутное оруденение локализуется преимущественно в породах осадочных формаций — в сланцах ордовика — силура, девона — карбона и мела, интродуцированных многочисленными дайками, силлами и штоками пород различного состава — от диабазов и толеитов до альбитовых риолитов и гранитов. Излившиеся породы представлены оливиновыми базальтами и риолитами позднемелового и третичного возраста. Они приурочены в основном к центральной части ртутной рудной зоны, залегая несогласно на породах групп Гемук и Кускоквим.

Все перечисленные выше толщи секутся разрывными нарушениями. Некоторые из них активны и в настоящее время. Большинство месторождений ртути находится в тесной связи с сильно измененными дайками, интродуцировавшими граувакки, сланцы и алевролиты групп Кускоквим и Гемук.

Месторождения ртутной рудной зоны Юго-Западной Аляски относятся к ртутной и сурьмяно-ртутной рудным формациям, реже к мышьяково-ртутной.

Месторождение Ред-Девил относится к наиболее типичным для Аляски. Наряду с месторождениями Элис и Бесси, Уиллис, Барометр и др. оно может быть включено в группу кварц-диккитовых месторождений. Месторождение Ред-Девил является самым крупным производителем ртути на Аляске: здесь получено более 700 т металла. Месторождение приурочено к юго-западному крылу Слитмутской антиклинали, имеющей северо-западное простирание. Его район сложен граувакками и сланцами группы Кускоквим, которые интродуцированы диабазовыми дайками. Ртутное оруденение локализуется в местах пересечения измененных даек с многочисленными более молодыми разрывными нарушениями. Рудные тела имеют форму столбов: при мощности до 1—2 м они прослеживаются на глубину до нескольких сотен метров.

Последовательность проявления стадий минерализации на месторождении Ред-Девил выражается следующим рядом: карбонаты I стадии — кварц I стадии — минералы мышьяка — антимонит — киноварь — кварц II стадии, карбонаты II стадии — глинистые минералы.

Ртутная провинция Южной Америки

На территории Южно-Американского континента ртутное оруденение приурочено почти исключительно к подвижному поясу Анд. Последний является составной частью Тихоокеанского кольца — южным продолжением складчатых сооружений Северо-Американских Кордильер.

Андийский складчатый пояс (рис. 45) является западным обрамлением древней Южно-Американской платформы; его контуры в плане согласуются с расположением щитов и массивов. Складчатый пояс развивался вдоль системы линеаментов — долгоживущих, древнего заложения глубинных разломов, проходящих вдоль передового прогиба Анд и отделяющих складчатое сооружение от платформы. На севере — это Перуанско-Боливийский, а на юге Аргентинский линеаменты, сопрягающиеся под острым углом. Складчатый пояс рассекается поперечными разломами на отдельные сегменты. Некоторые из этих разломов являются структурами планетарного масштаба.

В продольном направлении Андийский пояс делится на сегменты (с севера на юг):

1) Антильско-Карибская область, ограниченная с севера и с юга глубинными разломами, продолжающимися как в океаническую область, так и в глубь континента (Венесуэла);

2) Северные (Карибские) Анды (Колумбия, Эквадор), ограниченные с юга субэкваториальной зоной поперечных разломов; последняя, являясь продол-

жением Галапагосской зоны Тихого океана и уходя далее в Атлантический океан, относится к важнейшим линейам планетарного масштаба;

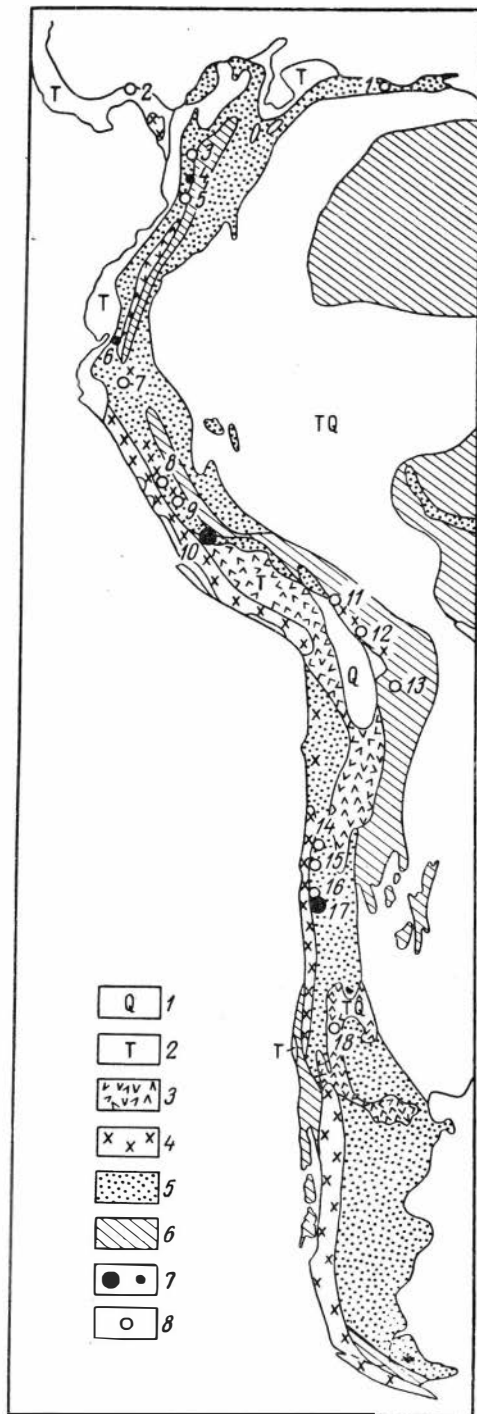
3) Центральные Анды, достигающие наибольшей ширины в районе изгиба и сопряжения двух глубинных разломов. В их восточной части расположен древний выступ фундамента — глыба Пуна. Центральные Анды охватывают территорию Перу, Боливии и Северного Чили. Южное окончание их ограничено поперечным разломом, разделяющим массивы Сьерра-Пампа и Северо-Патагонский;

4) Южные, или Патагонские, Анды — наиболее узкая часть складчатого пояса, состоящего здесь из одного только антиклинория — Патагонской Кордильеры, расположенной на территории Южного Чили.

Ртутное и ассоциирующее с ним сурьмяно-ртутное оруденение образует несколько обособленных районов и зон: 1) район очень слабо проявленной ртутной минерализации в Антильско-Карибской области; 2) меридиональная зона ртутных проявлений в Северных Андах; 3) ртутные месторождения района Хуанкавелика и рудопроявления Боливии в Центральных Андах; 4) протяженная зона медных, ртутьсодержащих и золото-ртутных месторождений на юге Центральных Анд (район Пуника), затухающая в Южных Андах.

Рис. 45. Ртутоносные районы Южной Америки. На основе металлогенической схемы. По У. Петерсену (Petersen, 1970).

1 — четвертичные отложения; 2 — третичные отложения; 3 — вулканические породы третично-четвертичного возраста; 4 — гранитоидные массивы Андского батолита (меловые и третичные); 5 — осадочные породы палеозоя и мезозоя; 6 — верхнепалеозойские платформенные осадки; 7 — ртутные месторождения и 8 — рудопроявления: 1 — район термальных источников Чакьюрамас (Венесуэла); 2 — минерализованные породы (Панама); 3, 4, 5 — ртутная зона Колумбии; 6 — рудопроявление Азоке (Эквадор); 7—10 — ртутный пояс Перу; 11, 12, 13 — Пеньяс-Уфино, Эль-Триумфо, Эмилия (Боливия); 14, 15 — Северная зона Чили; 16, 17, 18 — Южная зона Чили



В пределах Антильско-Карибской области ртутоносность проявлена очень слабо, только в Береговом хребте Венесуэлы (Кордильера де ла Коста).

Здесь ртутные руды обнаружены лишь на руднике Сан-Хасинто в районе известных ранее медных и золотых разработок. Рудные жилы располагаются в осадочных породах эоцен-миоцена. В районе проявления термальных источников Чахьюрамас наблюдается современное отложение киновари вместе с серой.

В Северных Андах ртутная зона протягивается вдоль Центральной Кордильеры от департамента Антьокия до Талима. Здесь известны рудопроявления Санта-Роза, Кинто-Агьюдас, Нуэва-Эсперанца, Мирафлорес, ассоциирующие с дайками трахитов и андезитов (Pennigton, 1959).

На территории Эквадора ртутное оруденение известно в Церро де Гусизгум близ Сан-Маркос; оно представлено тонкими прожилками киновари в ассоциации с карбонатами в меловых песчаниках. Отдельные участки (Азоквес и др.) обрабатывались в колониальный период.

Центральные Анды располагаются на территории Перу, Боливии, Северного Чили и Северо-Западной и Западной Аргентины.

Ртутные проявления Центральных Анд объединяются в два ртутоносных пояса: ртутный пояс Перу и пояс комплексных с ртутью месторождений Чили. Кроме того, в восточной части Анд (в Боливии) известен ряд разобщенных ртутных рудопроявлений.

Ртутный пояс Перу протягивается на расстояние около 80 км, при ширине 3—4 км. Промышленное оруденение сосредоточено в пределах зоны длиной 8 км и шириной 2 км, представляющей собой ртутный узел Хуанкавелика. Геотектоническая позиция последнего определяется приуроченностью его к структурному узлу, образованному сопряжением северо-западных линейных складок Центрального Перу со структурами меридионального направления, развитыми в южной части Перу (Yates e. a., 1951).

Древнейшими породами в районе рудного узла являются известняки Пукара нижнеюрского возраста, которые иногда вмещают непромышленную ртутную минерализацию. Толщи этих известняков перекрыты породами серии Гойльярискасга мелового возраста, разделенными на две формации. Нижняя — преимущественно терригенная формация Гранфаральон сложена массивными кварцевыми песчаниками с прослоями глинистых сланцев и известняков. Горизонты песчаников являются рудовмещающими породами для большинства ртутных месторождений района. Верхняя — вулканогенно-терригенная формация сложена главным образом лавами основного состава и туфами с прослоями известняков и конгломератов. Выше по разрезу залегает формация известняков Мачай, представленная слоистыми известняками и мергелями с прослоями красных сланцев. Пачки мергелистых пород в низах этой формации иногда включают промышленное ртутное оруденение. Комплекс мезозойских пород перекрывается с разрывом терригенной, частично паравулканогенной формацией Касапалка раннетретичного возраста. Последняя сложена конгломератами и сланцами, переслаивающимися с туфами; по простиранию, за пределами района, она переходит в свиту красноцветных отложений. Эти породы иногда также вмещают промышленное ртутное оруденение.

Выше с несогласием залегают потоки риолитов, базальтов и андезитов и их туфов. Эта вулканогенно-осадочная формация прорвана вулканическими neckами, сложенными дацитами и эруптивными брекчиями. Обычно породы, вмещающие вулканические трубки, окремнены и пиритизированы. Измененные породы секутся многочисленными барит-полиметаллическими жилами, структурно и пространственно связанными с трубками вулканических брекчий;

по отношению к ртутному оруденению они более ранние. Киноварь найдена в дацитах на месторождениях Санта-Барбара и к востоку от него в зоне интрузивного контакта дацитов и известняков.

Большая часть ртути рудного узла Хуанкавелика была добыта на месторождении Санта-Барбара и расположенных рядом более мелких рудниках. Ртутная минерализация представлена главным образом киноварью и в незначительной степени самородной ртутью и метациннабаритом. В подчиненном количестве встречаются арсенопирит, реальгар, аурипигмент и антимонит. Антимонит в виде тонких прожилков ассоциирует иногда с галенитом и сфалеритом. На глубоких горизонтах месторождения арсенопирит преобладает над киноварью, а на верхних — большим развитием пользуются аурипигмент и реальгар. В пределах рудной зоны широкое распространение получили битумы: нефть, жидкие смолы, гудроны.

В рудном узле Хуанкавелика известно три промышленных типа ртутных месторождений: 1) в песчаниках, 2) в карбонатных породах, 3) в вулканических образованиях.

В песчаниках находится крупнейшее в Перу месторождение ртути Санта-Барбара. Главная масса оруденения приурочена к пластам песчаника (формация Гранфаральон), перекрытых сланцами. Последние, по-видимому, выполняли функции экрана для рудообразующих растворов. Вкрапленность и гнезда киновари располагаются в песчаниках вдоль трещин в зонах дробления, а также в участках сопряжения трещин.

На руднике Санта-Барбара оруденение вскрыто до глубины 450 м. Общая продукция (с 1600 г.) составляет около 53 тыс. т ртути (Pennigton, 1959; Cabrera la Rosa, 1956), причем в отдельные периоды рудник давал продукции больше, чем Альмаден.

Оруденение в известняках представлено как секущими телами в зонах дробления, так и согласными пластообразными залежами. Наиболее богатые рудные тела формировались в глинистых (рыхлых и пористых) и раскарстованных известняках. Представителями этого типа являются небольшие месторождения Ботиха-Пуико, Сан-Роке, Кичкауайхо и др.

Проявления оруденения в вулканических породах известны на южном фланге рудного узла. Они связаны с телами риолитов и интрузивных брекчий. Киноварь и иногда самородная ртуть встречаются вдоль контактов вулканических пород с известняками. Промышленные ее концентрации редки. Иногда в такой ситуации встречаются баритовые жилы с галенитом и сфалеритом. Примером подобных месторождений может служить участок Дьюи (Санта-Барбара III).

Проявления ртутного оруденения в Боливии немногочисленны, и по масштабам относятся к небольшим месторождениям. Они располагаются в пределах Рудного пояса Боливии, тесно ассоциируя с сурьмяными и сурьмяно-вольфрамовыми жильными месторождениями (F. Ahlfeld, 1936 г.; Schneider-Scherbina, 1964).

Структурно-тектоническая позиция Рудного пояса Боливии характеризуется приуроченностью его к области Восточно-Андийского мегантиклинория, объединяющего Восточную и Центральные Кордильеры, а также расположением его вдоль зоны краевого разлома Конири.

В Боливии выделяются три цикла рудообразования (Schneider-Scherbina, 1964 и др.): древнеандийский (T_3 — $I?$), среднеандийский ($K?$) и юноандийский (N_1 — N_2). Собственно ртутные месторождения относятся к древнеандийскому циклу.

Известны три участка проявления собственно ртутного (киноварного) оруденения: Пеньяс-Уфино, Эль-Триумфо, Эмилия.

Кроме того, в Боливии широко развиты месторождения ртутно-сурьмяно-вольфрамовой формации, относящиеся к юноандийскому циклу рудообразования. Наиболее значительными представителями этого типа являются месторождения Льяльягуа, Оруро, Потоси, Тасна. Оруденение размещается в пределах субвулканических интрузий дацитового или риолитового состава или же приурочено к полям развития миоценовых лав. Руды комплексные, оловянно-вольфрамовые с серебром и сурьмой. Ртуть содержится в виде примеси в тетраэдрите, имеющем на отдельных участках весьма широкое развитие.

В Боливии находится экзотическое ртутьсодержащее рудопроявление Пакахаке. Оно расположено в районе Хиака, вблизи массива Колькечака, представляющего собой крупный дацитовый штوك среди палеозойских осадочных пород, насыщенный кварцевыми жилами с касситеритовыми и пирит-сфалерит-касситеритовыми рудами. На верхних горизонтах месторождения широкое развитие приобретают сульфосоли серебра и сурьмы (Ahlfeld, 1939). Район массива Колькечака является известным серебросодержащим районом. Кроме упомянутого типа оруденения в палеозойских сланцах развиты кальцит-сидерит-баритовые жилы с серебросодержащим галенитом и блеклой рудой. В одной из таких жил — Пакахаке — установлен оригинальный тип рудной минерализации, представленный главным образом блокитом — $(Ni, Cu)Se_2$ с селенидами серебра и свинца (науманнит и клаусталит). Блокит, составляющий основную массу руды, содержит примеси серебра, ртути и палладия. Жила заинтересовала предпринимателей как источник селена (в блоките его содержится 60—70%). При анализе рудных проб было обнаружено, что содержание ртути в блоките колеблется от 1,41 до 4,12%, что на рудную массу (концентрат) составляет более 1,0% (Herrenberg, Ahlfeld, 1935; H. Block, 1937 г.; P. Герценберг, 1956 г.). При этом в минерале содержится до 5% серебра и около 0,15% платиноидов. Как известно, блокит является очень редким минералом и наличие его в таких количествах, как это установлено в жиле Пакахаке, является уникальным. В других жилах района Хиака блокит встречен только в отдельных образцах.

Ртутные месторождения Чили образуют протяженный (около 500 км) пояс от г. Копиано на севере до г. Иллапель на юге. В структурном отношении он соответствует зоне Западной Кордильеры, характеризующейся широким развитием мезозойских вулканических пород так называемой порфиритовой формации, прорываемых гранитоидными массивами андского батолитового комплекса (позднемелового раннетретичного возраста) и дайками лампрофиров (Allister и др., 1950).

В пределах пояса ртутные месторождения группируются в две разобщенные зоны: северную и южную. Северная зона протягивается на расстояние около 200 км от Копиано до Домейко и включает ртутоносные районы Ла Плата (рудник Алианца, рудопроявление Регалона) и Церро дель Фрайль (рудопроявления Трес Германос, Негра, Канделария и др.). Южная зона прослежена на 150 км; она включает наиболее крупные промышленные ртутоносные районы Пунитаки (рудники Лос-Мантос, Делирио, Азокьес и др.); Хуанилло (рудники Алгарробо, Мерседитас, Дишоза и др.), Иллапель (рудопроявление Комбарбала).

Ртутные месторождения Чили относятся к комплексным золото-серебряным с ртутью или медно-ртутным. По масштабам они небольшие. Так, максимальная продукция рудника Лос-Мантос составляла 69 т ртути в год.

Оруденение жильного типа и располагается в зонах дробления и интенсивного изменения пород. Рудная минерализация представлена блеклой рудой ртути (ртутьсодержащий тетраэдрит), киноварью, самородной ртутью, халькозином, пиритом (золотосодержащим), халькопиритом, магнетитом и др. Жильная массалагается карбонатом и кварцем, иногда баритом. Для месторождений района Пунитаки отмечается необычная закономерность в распределении оруденения, именно: увеличение содержания ртути в рудах с глубиной.

В южной зоне, в районе Пунитаки, находится крупнейший в Чили источник золота и ртути — рудник Лос-Мантос. На руднике Делирио добывают олоото и медь, а ртуть является побочным продуктом. Только на руднике Азобьес ртуть являлась главным и, по-видимому, единственным рудным компо-

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ материалов по геологии ртутных месторождений в глобальном масштабе позволяет сделать ряд выводов.

Многие закономерности образования и размещения ртутных месторождений, приведенные в первой части данной работы, можно считать достаточно твердо установленными. Очевидно, они могут быть использованы в качестве основы при разработке прогнозов и оценке перспектив тех или иных территорий на ртутные руды.

Следует считать обоснованным ряд положений.

Практически все месторождения ртути относятся к классу гидротермальных, низкотемпературных. Среди них выделяются группы телетермальных эпитеермальных и вулканогенных гидротермальных месторождений. Промышленных месторождений других типов, в том числе осадочных или вулканогенно осадочных, неизвестно, если не учитывать признаков такого оруденения в месторождении Идрия и не принимать во внимание незначительные по масштабам россыпные концентрации киновари. По особенностям минерального состава почти все месторождения относятся к ртутной формации, в которой выделяются сурьмяно-ртутная и мышьяково-ртутная субформации, принадлежащие к различным структурным и промышленным типам. Кроме того, существует сложная группа ртутьсодержащих месторождений комплексных руд, имеющих меньшее значение. Для большинства ртутных месторождений прямая связь с магматизмом отсутствует или намечается в форме отдаленной парагенетической ассоциации с производными глубинного подкорового базальтоидного магматизма. Связь ртутного оруденения с внутрикоровым гранитоидным магматизмом труднодоказуема и требует убедительного обоснования. Главным источником рудного вещества ртутных месторождений скорее всего являются глубинные подкоровые рудогенерирующие очаги. Явления мобилизации рудного вещества рассеянного в породах земной коры, и их концентрация гидротермальными растворами имеют, по-видимому, подчиненное значение, хотя эта проблема требует дальнейшего исследования. Метаморфогенно-гидротермальных месторождений ртути неизвестно.

Месторождения ртути формируются главным образом на поздних стадиях развития геосинклинальных систем и в связи с тектоно-магматической активизацией складчатых областей и древних платформ. Большинство ртутных месторождений мира связано с альпийской и мезозойской металлогеническими эпохами. Меньшее значение имела позднегерцинская эпоха. Каледонские и более древних месторождений ртути не выявлено, возможно, они были уничтожены денудацией и процессами метаморфизма.

Главной закономерностью размещения ртутных месторождений мира является пространственная связь их с планетарными и трансконтинентальными рудными поясами — Средиземноморским, Тихоокеанским и Центрально-Азиатским. Важнейшим фактором размещения оруденения является структурный контроль; особое значение имеют зоны региональных глубинных разломов

в том числе системы разрывных нарушений, сопровождающихся гипербазитовыми поясами, в которых можно видеть аналоги современных сейсмофокальных зон или тектоноферов.

Наличие таких зон во многих случаях определяет формирование линейных ртутных зон и поясов. Большинство ртутных месторождений мира размещается в подобного типа зонах и поясах. Структурный контроль, главным образом контроль разрывными структурами, играет основную роль при локализации ртутного оруденения и в масштабах рудных узлов, рудных полей и месторождений.

В пределах планетарных рудных поясов выделяются ртутные провинции и области. Ртутными провинциями могут быть территории различного геологического строения — складчатые области различных типов, вулканические пояса, платформы, области тектоно-магматической активизации древних складчатых систем и платформ. Выделяются главные типы ртутных провинций, наиболее перспективных на ртутное оруденение. Установлено, что ртутное оруденение в различных провинциях может ассоциировать с различными рудными формациями, входить в различные по составу рудные комплексы. В провинциях с проявлениями современного и синхронного с оруденением вулканизма (камчатско-курильского типа) ртутная формация ассоциирует с серной, золото-серебряной, медно-молибденовой, оловянной риолитовой формациями. В провинциях алтае-саянского и тьянь-шаньского типов ртутная формация ассоциирует с сурьмяной, флюоритовой и эпитермальной свинцово-цинковой рудными формациями.

Таким образом, многие вопросы металлогении ртути более или менее разработаны и главные региональные закономерности размещения ртутных месторождений в основном выяснены.

Однако далеко не все проблемы образования ртутных месторождений решены до конца и существуют противоречивые представления по ряду принципиальных вопросов. Наиболее спорными являются вопросы генезиса месторождений ртути. Даже по поводу происхождения таких уникальных и давно известных месторождений, как Альмаден и Идрия, высказываются самые противоречивые точки зрения, а из них, естественно, вытекают различные представления о закономерностях размещения месторождений. Отсюда становится совершенно очевидным вывод о необходимости дальнейших исследований для углубленного изучения вопросов генезиса ртутных месторождений, включая проблемы геологического возраста оруденения и связи его с развитием тектонических структур, связи оруденения с магматизмом, проблемы природы рудообразующих растворов и источников рудного вещества, возможной связи оруденения с процессами регенерации предшествовавших образований и мобилизации рассеянного рудного вещества из пород земной коры и т. д. Очевидно, при изучении этих вопросов необходимо использование методов геохимии, физико-химии и моделирования природных процессов.

Кроме этого, представляются необходимыми дальнейшие настойчивые исследования для выяснения локальных закономерностей размещения промышленного оруденения в пределах рудных районов и рудных узлов, т. е. углубленное изучение вопросов металлогении ртути в масштабах рудных районов.

Наконец, необходимы исследования в области региональной металлогении ртути. Весьма перспективным направлением следует считать сравнительное изучение ртутных провинций различных типов, с использованием формационного анализа и выяснением положения ртутных и ртутьсодержащих формаций

в рудных комплексах и рудноформационных рядах, характерных для этих провинций. Такие исследования, по-видимому, расширят наши представления о типах ртутных провинций и позволят выявить новые закономерности размещения ртутного оруденения.

В заключение следует указать на необходимость привлечения при исследованиях регионально-металлогенического направления новых геотектонических концепций, позволяющих наметить связь проявлений ртутной минерализации с основными элементами планетарной тектоники.

Айдиньян Н. Х., Озерова Н. А., Унанова О. Г. Ртуть в современных гидротермах. — В кн.: Очерки геохимии ртути, молибдена и серы в гидротермальном процессе. М., «Наука», 1970, с. 9—48.

Андреев В. Д., Бушмакин А. Г. О геологической позиции ртутного оруденения Копетдага. — В кн.: Сборник материалов по итогам научно-исследовательских работ Ташкентского политехнического института. 1973, с. 78—83 («Геология и горное дело», вып. 81).

Баакашвили Г. Т. Ртутный пояс Абхазии. — Тр. Грузинского НИИТИ и ТЭИ, 1970, сер. геол., № 4, с. 17—23.

Бабкин П. В. Генезис и закономерности размещения ртутнорудных формаций в Северо-Восточной ртутной провинции. — В кн.: Вопросы металлогении ртути. М., «Наука», 1968, с. 199—209.

Бабкин П. В. О гипергенных минералах на Чукотке. — «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1961, ч. 90, вып. 3, с. 299—301.

Бабкин П. В. Ртутное оруденение Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1969. 183 с. (Труды Северо-Восточного комплексного НИИ, вып. 28).

Барышников Э. К., Мерлич Б. В., Славская А. И. Метациннабарит из Закарпатья. Минер. сб. Львов. геол. об-ва, 1957, № 11, с. 342—346.

Безуглый М. М. О некоторых закономерностях размещения сурьмяно-ртутного оруденения на Памире. — «Докл. АН ТаджССР», 1971, т. XIV, № 5, с. 23—27.

Белоус И. Р., Утехин Г. М., Кирикилица С. И. К вопросу о закономерностях локализации оруденения в Никитовском рудном поле. — «Геология рудных месторождений», 1967, т. 9, № 3, с. 102—105.

Бергер В. И. Некоторые особенности связей ртутной формации с магматизмом. — В кн.: Геологические формации. Л., 1968, с. 145—149.

Бергер В. И., Мурина Г. А. Новые данные о возрасте ртутного оруденения Байкальского пояса. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 203, № 3, с. 647—649.

Благодеров В. А., Налетов А. Д., Шаболовский А. Б. Проявления киноварной минерализации в МНР и перспективы обнаружения коренных месторождений. М., «Наука», 1971, с. 10—17 (Труды Советско-Монгольской экспед., вып. 4).

Богдасаров А. А. Новые данные о селеноносности ртутных месторождений Южной Ферганы. — «Геохимия», 1972, № 6, с. 743—746.

Большаков А. П. Деякі дані про акцесорні рідкоземельні та розсіяні елементи у рудах і мінералах Микитівського ртутного родовища. — «Доповіді АН УССР», 1963, № 8, с. 24—26.

Большаков А. П., Кирикилица С. И., Ольховский Н. Я. О вертикальном размахе и глубине рудоотложения на Никитовском ртутном месторождении. — «Геология рудных месторождений», 1960, № 4, с. 128—132.

Булкин Г. А. Первичные ореолы выщелачивания на Никитовском рудном поле. — В кн.: Методика прогнозирования, поисков и разведки скрытого ртутного и сурьмяного оруденения. М., Изд-во ОНТИ ВИЭМС, 1967, с. 55—58.

Бутурлинов Н. В., Корчевагин В. А. Ртуть в магматических породах Донецкого бассейна. — «Геохимия», 1968, № 5, с. 640—644.

Васильев В. И. Сауковит — новый цинк-кадмийсодержащий сульфид ртути. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 168, № 1, с. 182—185.

Васильев В. И. Акташское месторождение как пример карбонатно-киноварного минерального типа ртутной рудной формации. — В кн.: Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1968₁, с. 76—113.

Васильев В. И. Новые рудные минералы ртутных месторождений Горного Алтая и их парагенезисы. — В кн.: Вопросы металлогении ртути, М., «Наука», 1968₂, с. 111—129.

Васильев В. И. Минералогия и некоторые вопросы генезиса ртутных месторождений Алтае-Саянской складчатой области. — Автореф. канд. дисс., Новосибирск, 1970. 33 с.

Васильев В. И., Оболенский А. А., Борисенко А. С. Температурные условия формирования ртутных месторождений. — «Докл. АН СССР», 1973, т. 209, № 2, с. 451—454.

Васильев В. И., Рождественский В. С., Речкин А. И. Некоторые особенности ртутной минерализации о. Сахалин. — «Геология рудных месторождений», 1969, т. XI, № 2, с. 88—94.

Вебер В. Н. Киноварь в Фергане. — «Геологический Вестник», 1915, № 1, с. 17—24.

Великий А. С., Волгин В. Ю. Редкие элементы в сурьмяно-ртутно-мышьяковых месторождениях. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. 3, М., «Наука», 1966, с. 516—533.

Великий А. С., Волгин В. Ю., Иванов В. С. Редкие элементы в сурьмяно-ртутных месторождениях Средней Азии. — В кн.: Формы нахождения и особенности распределения редких элементов в некоторых типах гидротермальных месторождений. М., «Наука», 1967, с. 180—212.

Вершковская О. В., Крапива Л. Я. Сравнительная характеристика эндогенных геохимических ореолов ртутных месторождений и рудопроявлений. — В кн.: Геохимические методы при поисках ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений. М., «Недра», 1973, с. 53—61.

Виноградов А. П. О происхождении вещества земной коры. — «Геохимия», 1971, № 1, с. 3—29.

Виноградов В. И., Озерова Н. А., Волгин В. Ю. Об изотопном составе серы в сульфидах ртутно-сурьмяного месторождения Джижикрут (Средняя Азия). — «Советская геология», 1972, № 5, с. 142—146.

Виноградов В. И., Озерова Н. А., Галкин М. А. О сульфатном источнике серы в рудах ртутных месторождений Лево-Сахынджинского рудного узла (Якутия) по данным изотопного состава серы. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 202, № 3, с. 689—692.

Виноградов П. Д. Геологическое строение восточной части Зеравшано-Гиссарского сурьмяно-ртутного пояса. — «Инф. сб. ВСЕГЕИ», 1961, № 46, с. 23—34.

Власов Г. М., Василевский М. М. Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М., «Недра», 1964. 220 с.

Вопросы металлогении ртути (по материалам Сибири и Дальнего Востока). М., «Наука», 1968. 290 с.

Галкин М. А. Тектонические закономерности размещения ртутного оруденения на востоке Якутии. — В кн.: Тектоника Восточной Сибири и Дальнего Востока СССР. Новосибирск, 1967, с. 201—202.

Галкин М. А. Структурно-минералогические особенности ртутных месторождений Северо-Восточной Якутии. — В кн.: Вопросы металлогении ртути. М., «Наука», 1968, с. 163—177.

Галкин М. А. Ртутная формация Якутии. — В кн.: Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых. М., «Наука», 1969, с. 302—308.

Генкин Ю. Б. О связи ртутного оруденения с листовитами в Чарском ультрабазитовом поясе. «Геология и геофизика», 1969, № 6, с. 23—28.

Геологическая позиция ртутного оруденения Северо-Западного Кавказа. — «Советская геология», 1971, № 5, с. 74—84. Авт.: А. В. Нетреба, М. Л. Хурин, В. Б. Хояков, Т. Т. Шипкунов.

Головня С. В., Зленко Б. Ф. К вопросу о поведении ртути в процессе локального динамотермального метаморфизма. — В кн.: Очерки геохимии ртути, молибдена и серы в гидротермальном процессе. М., «Наука», 1970, с. 81—88.

Груздев В. С., Черницова Н. М., Шумкова Н. Г. Акташит — новые данные. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 206, № 3, с. 694—697.

Грушкин Г. Г. О месте флюорит-ртутно-сурьмяной формации в современных классификациях рудных месторождений. — «Труды Ин-та геологии АН УзССР», 1954, вып. 11, с. 48—51.

Демидова Н. Г. Геологические закономерности размещения ртутной минерализации на территории Большого Кавказа. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. т. VII. М., «Наука», 1964, с. 235—256.

Дербигов И. В. О возрасте ртути Салаира. — «Вестн. ЗСГУ», 1937, № 4, с. 86—102.

Диксон Ф. Происхождение ореолов рассеяния ртути. Пер. с англ. — В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М., «Мир», 1971, с. 45—52.

Диксон Ф., Танелл Дж. Ртутные и сурьмяные месторождения западного побережья США, связанные с термальными минеральными источниками. Пер. с англ. — В кн.: Рудные месторождения США, т. 2. М., «Мир», 1973, с. 380—418.

Епифанцев О. Г. О локализации рудных столбов на Западно-Курайском ртутном месторождении Горного Алтая. — В кн.: Проблемы образования рудных столбов. М., «Наука», 1972, с. 329—333.

Ершов А. Д. Новый тип промышленного ртутного оруденения. — «Советская геология», 1941, № 3, с. 21—33.

Ефременко Л. Я., Иванов О. П., Ефременко Э. А. К вопросу о взаимоотношении оловянного и ртутного оруденения в Мяо-Чанском районе (Приамурье). — «Геология и геофизика», 1971, № 12, с. 19—29.

Жариков М. Г. Особенности размещения ртутного оруденения гор Карачатыр. — В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых (тезисы докладов совещания). Ташкент, 1971, с. 89—90.

Журавлев В. С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенальных впадин Европейской платформы. — «Труды ГИН», 1972, вып. 232. 399 с.

Захаров Е. Е., Королев Н. И. Структура рудного поля, минералогический состав и генезис Никитовского ртутного месторождения в Донецком бассейне. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940. 170 с.

Знамировский В. Н. Ртутная и ассоциирующая с ней минерализация на юге Сибирской платформы. — «Советская геология», 1966, № 12, с. 11—20.

Иванкин П. Ф., Туркин И. С. Вопросы генезиса ртутного оруденения. — «Советская геология», 1972, № 1, с. 53—61.

И г н а т о в и ч В. И., К а н д е р В. М. Геологические особенности и возраст ртутного оруденения Прибайкалья. — В кн.: Вопросы металлогении ртути. М., «Наука», 1968, с. 219—227.

К а н д е р В. М. Ртутное оруденение зон активизации юга Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1969, 33 с.

К а р а с и к М. А., Д в о р н и к о в А. Г. Ртутоносность углей Донецкого бассейна и продуктов их переработки. ОНТИ, ВИЭМС. Серия: геология месторождений полезных ископаемых; региональная геология, 1968, № 6, 44 с.

К а р п о в а Е. Д. Металлогеническое районирование Тянь-Шаня и Памира. — «Советская геология», 1959, № 8, с. 81—101.

К а ш к а й М. А., Н а с и б о в Т. Н. Ртутоносность Севано-Акеринской металлогенической зоны Малого Кавказа. — «Геология рудных месторождений», 1965, т. 7, № 6, с. 87—90.

К а ш к а й М. А., Н а с и б о в Т. Н. Геолого-структурные особенности ртутной минерализации на Кавказе. — «Изв. АН АзербССР. Серия наук о Земле», 1969, № 2, с. 30—39.

К и н г Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1961. 296 с.

К о р о л е в А. В. Условия локализации ртутных месторождений Средней Азии и методы их изучения. — Труды Среднеазиатского индустриального ин-та, 1947, вып. 2, с. 25—64.

К о р о с т е л е в П. Г. Минералого-геохимические особенности сурьмяно-ртутной минерализации в Комсомольском районе. — В кн.: Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока. Владивосток, 1965, с. 171—200.

К о р о с т е л е в П. Г. Геохимические связи формирования оловянной и ртутной минерализации. — В кн.: Вопросы металлогении ртути. М., «Наука», 1968, с. 142—148.

К у з н е ц о в В. А. Ртутные месторождения Ойротии. — В кн.: Ойротия. М., Изд-во АН СССР, 1938, с. 48—60.

К у з н е ц о в В. А. Западно-Сибирская ртутная провинция. — Вестник Западно-Сибирского геологического управления, 1943, № 5, с. 48—61.

К у з н е ц о в В. А. Закономерности образования и пространственного размещения ртутных месторождений в Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 302—314.

К у з н е ц о в В. А. Некоторые вопросы геологии ртутных месторождений Тувы и закономерности их размещения. Кызыл, 1960, с. 147—157. (Труды регионального совещания по развитию производительных сил Тувинской автономной области).

К у з н е ц о в В. А. Ртутные формации Сибири и Дальнего Востока и некоторые закономерности их размещения. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VII. М., «Наука», 1964, с. 300—316.

К у з н е ц о в В. А. Ртутные провинции СССР. — «Геология рудных месторождений», 1970, т. 3, XII, № 1, с. 3—21.

К у з н е ц о в В. А. Основные вопросы металлогении ртути. — В кн.: Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1971, с. 447—459.

К у з н е ц о в В. А. Ртутные формации и провинции СССР. — В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М., «Наука», 1972, с. 23—52.

К у з н е ц о в В. А. Центрально-Азиатский ртутный пояс. — «Геология и геофизика», 1974, № 5, с. 68—73.

К у з н е ц о в В. А., О б о л е н с к и й А. А., В а с и л ь е в В. И. Опыт систематики рудных месторождений Сибири и Дальнего Востока на формационной основе. — В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966, с. 197—202.

Кузнецов В. А., Оболенский А. А. Проблема возраста ртутного оруденения Алтае-Саянской складчатой области. — «Геология и геофизика», 1969, № 5, с. 3—12.

Кузнецов В. А., Оболенский А. А. Вопросы генезиса ртутных месторождений и проблема источников рудного вещества. — «Геология и геофизика», 1970, № 4, с. 44—56.

Кузнецов В. А., Оболенский А. А. Некоторые вопросы генезиса ртутных месторождений и характер их связи с магматизмом. — В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. М., «Наука», 1972, с. 137—144.

Лазаренко Э. Л., Гнилко М. И., Зайцева В. Н. Металлогения Закарпатья. Львов, Изд-во Львовского ун-та, 1968. 173 с.

Магакьян И. Г. Закономерности размещения оруденения на территории Армянской ССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VIII. М., «Наука», 1967, с. 239—250.

Малых В. С. Некоторые особенности металлогении Байкальской горной области. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VIII. М., «Наука», 1967, с. 159—176.

Манучарянц Б. О., Наумов В. Б., Ходаковский И. Л. Физико-химические условия формирования месторождений сурьмы и ртути. — «Геохимия», 1970, № 11, с. 1291—1301.

Матвеевко В. Т., Шаталов Е. Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 169—240.

Мерлич Б. В. Закономерности формирования ртутного оруденения в Закарпатье. — «Советская геология», 1958, № 2, с. 73—89.

Мерлич Б. В. О генезисе метациннабарита из Закарпатья. — «Геология рудных месторождений», 1963, № 5, с. 95—99.

Металлогения Кавказа. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 7. М., «Недра», 1964, с. 5—47. Авт.: Ш. А. Азизбеков, И. Г. Магакьян, Г. А. Твалчрелидзе, Л. П. Харчук.

Минералы, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Мудрогина Н. С. Особенности процесса минерализации при формировании некоторых сурьмяно-ртутных месторождений Центрального Таджикистана. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Средней Азии. М., Госгеолтехиздат, 1956, с. 58—72.

Мулдагалиев Т. Г. Геологические особенности и перспективы рудоносности Джунгарского Алатау. Алма-Ата, Изд-во ОНТИ КазИМСа, 1972. 38 с.

Набоко С. И., Главатских С. Ф. Современная рудная минерализация в кальдере Узон. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 191, № 3, с. 684—687.

Невский В. А. Тектонические брекчии и структуры расщавления сурьмяных и сурьмяно-ртутных месторождений Средней Азии. — «Докл. АН СССР, нов. серия», 1948, т. 61, № 6, с. 1079—1081.

Невский В. А. Некоторые вопросы генезиса ртутных, сурьмяных и сурьмяно-ртутных месторождений Южной Ферганы. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1955, № 5, с. 72—82.

Некоторые минералого-геохимические особенности современного ртутно-сурьмяного рудообразования (на примере действующих гидротерм Камчатки, Курильских островов, Калифорнии и других районов). — В кн.: Очерки геохимии отдельных элементов. М., «Наука», 1973, с. 50—93. Авт.: Н. А. Озерова, Л. М. Лебедев, В. И. Виноградов и др.

Некрасов И. Я. Ртутное оруденение на северо-востоке Якутии. — «Советская геология», 1964, № 1, с. 95—104.

Никифоров Н. А. Значение литологических и геолого-структурных факторов в размещении ртутно-сурьмяного оруденения на месторождениях Южной Ферганы. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 411—424.

Никифоров Н. А. Геолого-структурные типы ртутно-сурьмяных рудных полей Южной Ферганы. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 3, с. 43—56.

Никифоров Н. А. Ртутно-сурьмяное оруденение Южного Тявь-Шаня. Условия размещения и вопросы методики прогнозирования. Фрунзе, «Илим», 1969. 239 с.

Никольский И. Л. Геология ртутных месторождений Центрального района Донецкого бассейна. Донецк, 1959. 87 с. (Донецк. индустр. ин-т).

Никольский И. Л., Добрянский А. М., Корчемагин В. А. К вопросу об источниках и путях миграции ртути. — «Геологический журнал», 1970, № 30, вып. 3, с. 91—99.

Новикова Т. И. О находке гвадалкацарита в Таджикистане. — «Докл. АН ТаджССР», 1959, т. 2, № 3, с. 21—24.

Новый тип ртутного оруденения на Северном Кавказе. — «Геология рудных месторождений», 1973, № 4, с. 84—87. Авт.: В. Б. Черницын, В. А. Нетреба, В. И. Радько, А. Я. Месечко и др.

Ножкин А. Д. Послепротерозойские эпохи тектоно-магматической активизации в Енисейском кряже и некоторые особенности их металлогении. — В кн.: Металлогения активизированных областей. Иркутск, 1973, с. 127—134.

Оболенский А. А., Борисенко А. С., Васильев В. И. Физико-химические условия и некоторые факторы рудоотложения при формировании ртутных месторождений. — В кн.: Термобарогеохимия процессов минералообразования. Ростов-на-Дону, 1974, с. 28—43.

Оболенский А. А., Васильев В. И., Оболенская Р. В. Геологическое строение и генезис Бело-Осиповского месторождения ртути в Кузнецком Алатау. — В кн.: Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. М., «Недра», 1968, с. 56—75.

Озерова Н. А. Первичные ореолы рассеяния ртути. — «Труды ИГЕМ», 1962, вып. 72. Вопросы геохимии, IV. 133 с.

Озерова Н. А., Айдиньян Н. Х., Виноградов В. И. Изотопный состав серы ртутных месторождений. — В кн.: Изотопы серы и вопросы рудообразования. М., «Наука», 1967, с. 84—105.

Озерова Н. А., Айдиньян Н. Х., Головня С. В. О поведении ртути в процессе регионального метаморфизма осадочных пород. — В кн.: Очерки геохимии ртути, молибдена и серы в гидротермальном процессе. М., «Наука», 1970, с. 70—80.

Озерова Н. А., Набоко С. И., Виноградов В. И. Ртутно-сурьмяно-мышьяковая минерализация современных гидротерм Камчатки и Курильских островов. — «Геология и геофизика», 1971, № 1, с. 3—9.

Онихимовский В. В. О перспективах выявления ртутных месторождений на территории деятельности Дальневосточного геологического управления. — «Советская геология», 1960, № 9, с. 87—93.

О связи углеродистых веществ с сурьмяно-ртутным оруденением. — В кн.: Люминесцентная битуминология. М., Изд-во МГУ, 1974, с. 131—138. Авт.: Ю. И. Пиковский, О. В. Вершковская, Л. Я. Крапива и др.

Особенности магматизма и металлогении геосинклинальной и платформенной стадий развития западной части Большого Кавказа. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. т. VII. М., «Наука», 1964. 476 с. Авт.: В. И. Смирнов, Ю. С. Бородаев, Г. И. Бочарова и др.

О ртути в нефтяных и газовых месторождениях. — «Геология рудных месторождений», 1974, № 4, с. 37—48. Авт.: Н. А. Озерова, Ю. И. Пиковский, Н. Д. Шипкина, М. А. Груздева.

Павлов А. Л. Физико-химическая обстановка миграции и отложения ртути и сопутствующих элементов при низкой температуре. — В кн.: Вопросы металлогении ртути. М., «Наука», 1968, с. 53—74.

Первичные ореолы рассеяния ртутно-сурьмяных месторождений Средней Азии. — В кн.: Геохимические поиски рудных месторождений. М., «Недра», 1972, с. 66—77. Авт.: Г. А. Терехова, Л. П. Быковская, Д. С. Мукумова и др.

Пиотровский Г. Л. Соотношение киновари и метациннабарита в закарпатских месторождениях. — В кн.: Материалы комиссии минералогии и геохимии, № 1. Изд-во Львов. гос. ун-та (МГК, Карпатско-Балканская ассоциация), 1961, с. 48—53.

Попов В. М. Проблема генезиса пластовых месторождений ртути. — В кн.: Ртуть в осадочных породах Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1970, с. 3—30.

Поярков В. Э. Хайдаркан. — В кн.: Геология и рудоносность. М., Изд-во АН СССР, 1937. 284 с. (Труды Таджикско-Памирской экспедиции, вып. 62).

Поярков В. Э. Ртуть и сурьма. М., Госгеолтехиздат, 1955. 208 с. («Оценка месторождений при поисках и разведке», вып. 15).

Поярков В. Э. Классификация геологических типов ртутных и сурьмяных месторождений. — «Разведка и охрана недр», 1962, № 11, с. 5—14.

Поярков В. Э. О некоторых общих закономерностях распространения ртути. — «Вестник АН КазССР», 1966, № 2, с. 13—23.

Радкевич Е. А. Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. XI. М., «Наука», 1973, с. 183—205.

Розанов Ю. А., Никифоров Н. А. Физико-механические свойства горных пород ртутных и сурьмяных месторождений и роль этих свойств в формировании структур и локализации оруденения. Ташкент, 1967. 134 с. (Труды Ташкентского политехнического ин-та, № 34).

Сазанов Ю. Б. Минералогия, рудные формации и особенности размещения ртутных месторождений южной части Дальнего Востока. — В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Л., «Наука», 1972, с. 143—151.

Сауков А. А. Хайдарканское ртутно-сурьмяное месторождение. М., Изд-во АН СССР, 1932₁, 125 с. (Труды Таджикско-Памирской экспедиции 1930 г., вып. 3 (13)).

Сауков А. А. Чаувайское месторождение. М., Изд-во АН СССР, 1932₂, 87 с. (Труды Таджикско-Памирской экспедиции 1930 г., вып. 3 (13)).

Сауков А. А. Ртутная зона Ойротии. — В кн.: Ойротия. М., Изд-во АН СССР, 1938, с. 181—189.

Сауков А. А. Геохимия ртути. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1946, вып. 78. 126 с.

Сауков А. А., Айдиньян Н. Х., Озерова Н. А. Очерки геохимии ртути. М., «Наука», 1972. 308 с.

Сидоренко З. В. Сурьмяно-ртутные металлогенические зоны юга Дальнего Востока. — В кн.: Вопросы металлогении ртути. М., «Наука», 1968, с. 130—141.

Сидоренко З. В. Основные черты металлогении ртути и сурьмы Тихоокеанского пояса и принципы регионального прогнозирования. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. X. М., «Наука», 1973, с. 265—278.

Синицын Н. М. О возрасте ртутно-сурьмяного оруденения Западного Тянь-Шаня. — «Советская геология», 1959, № 2, с. 105—107.

Смирнов В. И. О стадиях и формах отложения рудообразующих минералов в сурьмяно-ртутных месторождениях Средней Азии. — «Зап. Всеросс. минерал. об-ва», 1945, ч. 74, № 3, с. 230—231.

Смирнов В. И. Геология ртутных месторождений Средней Азии. М., Госгеолтехиздат, 1947. 80 с.

Смирнов В. И. Особенности металлогении северо-западной части Тихоокеанского пояса. — «Вестник МГУ», серия IV, геология, 1966, № 5, с. 3—12.

Смирнов В. И. Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 3, с. 3—27.

Смирнов В. И. Металлогенический анализ источников рудообразующих веществ. — В кн.: Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1971, с. 5—15.

Смирнов В. И., Рыженко Л. М. Некоторые особенности образования и размещения ртутных месторождений. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 288—302.

Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе. М., Изд-во АН СССР, 1946, с. 161—175.

Соболев В. С., Соболев Н. В. Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли. — «Докл. АН СССР», 1964, т. 158, № 1, с. 108—111.

Соболев В. С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. Тринадцатое чтение им. В. И. Вернадского 12 марта 1971 г. М., «Наука», 1973, 34 с.

Сотников В. И. О метаколлоидных образованиях киновари в рудах Терлигхайского ртутного месторождения Тувы и возможном состоянии ртутьсодержащих гидротермальных растворов. — «Геология и геофизика», 1962, № 1, с. 78—87.

Сулейманов С. М., Насибов Т. Н. Некоторые вопросы локализации ртутной минерализации в пределах Севано-Акеринской складчатой зоны Малого Кавказа. — «Уч. зап. Азерб. ун-та. Серия геол.-геогр. наук», 1965, № 5, с. 17—28.

Сургай В. Т. Геологические закономерности локализации сурьмяно-ртутного оруденения Киргизии. Фрунзе, Изд. КиргССР, 1955, с. 28—43 (Труды Ин-та геологии АН КиргССР, вып. 1).

Сургай В. Т. Регионально-геохимические особенности локализации ртути и сурьмы в Тянь-Шане. — В кн.: Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1971, с. 131—138.

Сургай В. Т. О генезисе некоторых месторождений ртути зарубежных стран и СССР. — В кн.: Геология и геохимия ртути и сурьмы Киргизии. Фрунзе, «Илим», 1972, с. 3—57.

Ся Сян-жун, Чжу-Цзюнь. Металлогенические провинции магматогенных (постмагматических) месторождений цветных и редких металлов Юго-Центрального Китая (на кит. языке). — Геологический сборник Центрального Китая, 1957, № 1, Чанша, с. 17—48.

Тарасенко Т. В., Титов И. Н. Основные черты металлогении центральной и юго-западной частей Корякского нагорья. Петропавловск-Камчатский, 1969, с. 3—20 (Материалы по геологии и полезным ископаемым Корякского нагорья. Камчатский отдел геогр. об-ва при АН СССР).

Твалчрелидзе Г. А. Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). М., «Недра», 1972. 387 с.

Твалчрелидзе Г. А. Основные типы и закономерности размещения ртутных месторождений Грузии. — «Разведка и охрана недр», 1968, № 8, с. 7—13.

Терехова Г. А. Жильные породы ртутно-сурьмяных полей Южной Ферганы. — Уч. зап. САИГИМС, 1961, вып. 5, с. 23—28.

Терехова Г. А. Первичные ореолы рассеяния некоторых ртутно-сурьмяных месторождений согласного типа. М., ОНТИ ВИЭМС. Серия: методика съемки, поисков, разведки и оценки месторождений полезных ископаемых, 1966, № 1. 67 с.

Туркин И. С., Лидин Н. С., Буй Е. Г. Эффузивный магматизм и ртутное

оруденение Северо-Западной Тувы. — В кн.: Вулканизм и рудообразование. — «Труды СНИИГГМС», 1969, вып. 90, с. 123—129.

Гэмс А. Н., Розенков В. С. Некоторые данные о проявлении ртути в Мугоджарах. — В сб. Геология и разведка месторождений твердых полезных ископаемых Казахстана. (Материалы научной конференции). Алма-Ата, 1968, с. 53—54.

Уайт Д. Месторождения ртути и цветных металлов, связанные с термальными минеральными источниками. Пер. с англ. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970, с. 479—528.

Федорчук В. П. Главнейшие типы структур рудных полей и месторождений Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного пояса. — «Труды ИГЕМ», 1961, вып. 41, с. 15—36.

Федорчук В. П. Некоторые вопросы генезиса ртутно-сурьмяных месторождений. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Т. 1. Прага, 1963, с. 235—239.

Федорчук В. П. О тектоно-металлогенической позиции ртутно-сурьмяных поясов и зон. — В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения ртутных месторождений. М., «Недра», 1964, с. 211—221.

Федорчук В. П. Методика поисков и разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруденения. М., «Недра», 1964, с. 286 с.

Федорчук В. П. Телетермальные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 544—585.

Федорчук В. П. Околорудные изменения ртутно-сурьмяных месторождений. М., «Недра», 1969, 264 с.

Федорчук В. П. Металлогения ртути и сурьмы Тянь-Шаня. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IX. М., «Наука», 1970, с. 137—181.

Федорчук В. П., Габриэльянц Г. А. О некоторых геохимических особенностях пород сиваликской молассовой толщи, развитых в нефтеносных районах юго-западных предгорий Гималаев. — В кн.: Проблемы геологии на XXII сессии Международного геологического конгресса. М., «Наука», 1966, с. 14—45.

Федорчук В. П., Дин Лун-сян, Фэн Чин-дэ. Околорудные изменения в ртутно-сурьмяных месторождениях и их значение при поисках скрытых рудных тел (на кит. языке). — «Геология и разведка», Пекин, 1959, № 13, с. 14—21.

Финкельштейн Ю. В. Геологические закономерности размещения ртутного оруденения в западной части Туркестанского хребта в Мальгузарских горах (Зап. Узбекистан). — Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1969. 33 с.

Финкельштейн Ю. В. О селеноносности западной части Южно-Тяньшаньского ртутного пояса и находке тимагнита в Кызыл-Кумах. — «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1971, ч. 100, вып. 1, с. 92—95.

Фиск Э. Л. Месторождение Кордеро в рудном районе Опелайт. Пер. с англ. — В кн.: Рудные месторождения США, т. 2. М., «Мир», 1973, с. 360—379.

Фурсов В. З. Ртуть в горных породах и рудах и температура ее возгонки. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 204, № 2, с. 451—454.

Хайруллин Б. Г. К вопросу о специализации гранитоидов на ртуть (на примере монзонитоидной гранодиорит-адамеллитовой формации) (C₂—C₃) Кураминского хребта. Изд-во АН АзССР, 1969, с. 141—147. (Материалы Всесоюз. петрограф. совещ.).

Церквадзе З. Я. Условия формирования и геохимические поисковые признаки ртутных, мышьяковых и сурьмяных месторождений. М., «Недра», 1972. 256 с.

Циссарц А. Полезные ископаемые Югославии. Пер. с нем. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1958. 239 с.

Хуан Бо-цин. Основные черты тектонического строения Китая. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1962. 152 с.

Черницын В. Б., Андрущук В. Л., Рубцов Н. Ф. Металлогенические зоны Центрального и Северо-Западного Кавказа. М., «Недра», 1971. 173 с.

Чичинадзе К. И. Металлогения Горной Рачи и Сванетии. М., Изд-во АН СССР, 1945. 137 с.

Шамрай И. А., Труфанов В. Н. Термодинамические условия формирования рудопоявлений киновари на Северном Кавказе. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия, т. 2. М., «Наука», 1968, с. 223—229.

Шаталов Е. Т. Основные принципы генетической классификации рудоносных площадей. — В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М., «Недра», 1965, с. 48—83.

Щеглов А. Д. О некоторых особенностях формирования ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений Забайкалья. — «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1959, ч. 88, вып. 1, с. 48—59.

Щеглов А. Д. Генетические особенности ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений Забайкалья. — В кн.: Генетические проблемы руд. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 139—144.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. М., «Недра», 1968. 180 с.

Щеглов А. Д. Основные особенности эндогенной металлогении южной части Западного Пакистана. — «Геология рудных месторождений», 1969, № 3, с. 40—51.

Щеглов И. И. О современном отложении киновари в источнике Апапель. — Докл. АН СССР, 1962, т. 145, № 6, с. 1373—1375.

Щербakov Д. И. Ртуть и сурьма в Средней Азии и проблемы их использования. — В кн.: Минеральные богатства Средней Азии. М., 1935, с. 95—107.

Achterberg A., Zaanen J. J. Sporen kwik in het Groninger aardgas. Chemisch Weekblad, 14 jan., 1972, p. 9—11.

Ahlfeld F., Munoz Reyes J. Die Bodenschätze Boliviens. 1939. 368S.

Angermeier H. O. Die Antimonit-Scheelit-Lagerstätten des Gerrei (Süd-Ost-Sardinien, Italien) und ihr geologischer Rahmen. Inaug. — Diss., 62 S., Univ. München, 1964, S. 35—56.

Bailey E. H. Quicksilver deposits of the Parkfield district, California. — U. S. Geol. Survey, Bull. 936-F, 1942, 136 p.

Bailey E. H. Froth veins, formed by immiscible hydrothermal fluids, in mercury deposits, California. — Bull. of the Geological Soc. of America, 1959, v. 70, N 5, p. 661—663.

Bailey E. H., Clark A. L., Smith R. M. Mercury. U. S. Geol. Survey, Prof. paper 820, 1973, 873 p.

Bailey E. H., Everhart D. L. Geology and Quicksilver Deposits of the New Almaden District, Santa Clara County, California, U. S. Geol. Survey, Prof. paper 360, 1964, 270 p.

Bailey E. H., Snavely P. D. Jr., White D. E. Chemical analysis of brines and crude oil, Cymric field, Kern County, California. U. S. Geol. Survey, Prof. paper 424-D, 1961, p. 306—309.

Ball L. C. Certain mines and mineral fields in North Queensland. Publ. Geol. Qld., 1910, 222 p.

Barnes J. W., Nackowski M. P., Bailey E. H. Geology and Ore Deposits of the Sizma-Ladik Mercury District, Turkey. Report on the mining district studied during the Fourth CENTO Training Program in Geological Mapping Techniques, 1969, p. 75—130.

Becker G. F. Geology of the quicksilver deposits of the Pacific slope. U. S. Geol. Survey Monogr., v. 13, 1888, 780 p.

- Berčec B. The problem on structure and origin of the Hg ore-deposit Idrija. — «Econ. geol.», 1965, v. 60, N 7, p. 7—20.
- Berčec B. Geology of the Idrija mercury deposit. — *Geologia*, 4 knjiga. Beograd, 1965.
- Bernard J. H. Polyascendent regional zoning in the metallogenic region of the Spísko-gemerské rudohorie Mts., Czechoslovakia, 1963, 187 p.
- Бончев Е. С. Проблеми на Българската геотектоника. ДН «Техника», София, 1971, с. 1—204.
- Boström K., Fisher D. E. Distribution of mercury in East Pacific sediments. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1969, v. 33, N 6, p. 743—745.
- Cabrera la Rosa A. Situacion actual de la mineria del mercurio en el Pery. *Mineria y metal.*, 1956, t. 16, N 178, s. 19—23.
- Cameron E. M., U Jonasson I. R. Mercury in Precambrian shales of Canadian Shield. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1972, v. 36, p. 985—1005.
- Certain peculiarities on the distribution of mercury in meteorites. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1973, v. 37, № 3, p. 569—582. Aut.: N. A. Ozerova, L. G. Kvasha, G. A. Bulkin, N. Kh. Aidinian.
- Chen Kuota. Preliminary Notes on the Phenomena of the Activization of Platforms in China. Труды Горно-Металлургического института Юго-Восточного Китая. Том II, № 2, часть 1, Чаита, 1957, с. 67—80.
- Chon Tе-chung, Li Wеn-yеn. Geological Characteristics of Wanshan Mercury Ore Deposit, Kueichow. *Geological Review*. 1958, v. 18, N 1, Pekin, p. 11—24.
- Chon Tе-chung. Reply to Tien's Opinions. *Geological Review*, 1958, v. 18, N 1, p. 77—79.
- Denmead A. K. Kilkivan mercury mining. *Queens. Govt. Min. J.*, 1945, v. 46, 520, 49—52.
- Dickenstein G. Ch., Gluschko W. W. e. a. Zum Auftreten von Quecksilber in Erdgasen am Beispiel der Rotligenderdgaslagerstätten. *Zeitschrift für angewandte Geologie*, Heft 10, 1973, S. 492—494.
- Dickson F. W., Tunell G. Stability relations of cinnabar and metacinnabar., *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1956, v. 67, N 12, pt. 2.
- Dickson F. W., Tunell G. The stability relations of cinnabar. *Am. Miner.* 1959, v. 44, N 5—6.
- Dreyer G., Emmermann K. H., Réе Chr. Uran-Quecksilbervererzungen in Eruptivgesteinen des pfälzischen Rotliegenden. Ein Beitrag zur Urogenese im Saar-Nahe-Gebiet. *N. Jahrbuch f. Mineralogie. Abhandlungen*. Bd. 115. Stuttgart, 1971, S. 1—30.
- Eckel E. B. Mercury Industry in Italy. American Institute of Mining and Metallurgical Engineers. Technical Publication, N 2292. Class I, Mining Technology, 1948, p. 346.
- Eckel E. B., Myers W. B. Quicksilver deposits of the New-Idria district, San Benito and Fresno Counties, California. *Calif. Journ. Mines and Geol.*, 1946, v. 42, N 2, p. 17—43.
- Eckel E. B., Yates R. G., Grandger A. E. Quicksilver deposits in San Luis Obispo County and South-western Monterey County, California, U. S. Geol. Survey Bulletin 922-R, 1941, 86 p.
- Ehmann W. D., Lovering Y. F. The abundance of mercury in meteorite, and rocks by neutron activation analysis. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1967, v. 31, N 3s p. 357—376.
- Eshleman A., Siegel S. M., Siegel B. Z. Is mercury from Hawaiian volcanoes a natural sources of pollution? — «Nature», 233, N 5320, 1971, p. 471—472.
- Faick J. N. Geology of the Ord Mine Mazatzal Mountains Quicksilver District, Arizona. U. S. Geol. Survey Bulletin 1042-R, 1958, 48 p.

Friedrich G. H., Hawkes H. E. Mercury dispersion halos as ore guides for massive sulfide deposits, West Shasta District, California. — «Mineralium Deposita», 1966, N 2, p. 77—88.

Goldbecher K., Müller E.-P. Betrachtungen zur Geochemie und Genese Stickstoffreicher Erdgase. — В кн.: Доклады по геохимическим и химико-физическим вопросам разведки и добычи нефти и газа, т. 1, Геохимия, 1973, p. 116—134.

Grdenić D., Tunell G. Mercury. — In Handbook of Geochemistry, II, Chap. 8, 1970, pp. 80-A-I—80-M-I.

Green J. Geochemical table of the elements for 1959. Geol. Soc. An. Bull., 1959, v. 70, N 9, p. 1127—1183.

Grip E. On the occurrence of mercury in Boliden and in some other sulfide deposits in Northern Sweden. Sweriges geol. undersökning, ser C., N 499, 1948, S. 3—12.

Harris R. G. Mercury content of deep-sea manganese nodules. — «Nature», 1968, 219, N 5149, p. 54—55.

Henderson F. B. Hydrothermal Alteration and Ore Deposition in Serpentine Type Mercury Deposits. — «Econ. Geol.», 1969, v. 64, N 5, p. 489—499.

Henderson J. Cinnabar at Puhupuhi and Ngawha, north Auckland. New Zealand J. Sci. Technol., 1944, sec. B, v. 26, N 2, p. 47—60.

Herzenberg R., Ahlfeld F. Blockit ein neues Selenerz aus Bolivien. — Neues Jahrb. Mineral., Geol. und Paläontol., Abt., A, 1935, 69, N 9.

Höll R. Genese und Altersstellung von Vorkommen der Sb-W-Hg-Formation in der Türkei und auf Chios (Griechenland). München, 1966, 119 S.

Hill D. Geological structure. — In: Geology of Queensland. J. Geol. Soc. Australia, 1960, 7. Introduction to Japanese minerals. Geol. Surv. of Japan, 1970, p. 486.

Jack R. L. The Little River Coalfield near Cooktown. Publ. Geol. Surv. Qld, 1882, N 11.

Jadrnin D. Ni-paragenesis in the Suplij Stena Mercury Mine. Vesnik zavoda za geoloska i geofizicka istrazivanja, ser. A, N 22—23, 1964/65, p. 139—145.

Jonasson J. R. Mercury in the natural Environment: a review of recent work. Geol. Survey of Canada, Paper 70—57, 1970, p. 1—20.

Jonasson J. R., Boyle R. W. Geochemistry of mercury. Geol. Survey of Canada, 1971, p. 1—16.

Jovanović S., Reed G. W. Hg on metamorphic rocks. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1968, 32, N 3, p. 341—346.

Иовчев С. И. Полезни ископаеми на НР България. Цветни метали. «Техника». София, 1961, 378 p.

de Kalb C., Ransome F. L. The Almaden quicksilver mine. — «Econ. Geol.», 1921, v. 16, N 4—5, p. 301—321.

Kingston G. A. The occurrence of platinoid bismutho-tellurides in the Merensky Reef at Rustenburg platinummine in the Western Bushveld. Mineral. Magaz., 1966, 35, N 274, p. 37—53.

Kossmat F. Geologie des idrianer Quecksilberglanes. Jb. Geol. R. A. Wien. 1911, p. 339—384.

Костов И., Бресковска В. е. а. Минералите в България. Изд-во на Български Академич. на Науките. София. 1964, 540 с.

Kožely A. Rudnik živega srebra Idrija in njegovi problemi. Rudarsko-metalurški zbornik, št. 1, Beograd, 1958, S. 1—25.

Král R. Quecksilberhaltige Fahlerze aus Růdnany, Ostslowakei. Geologie, Jahrgang 8, H. 4, 1959, 87 S.

Kropač J. Über die Lagerstättenverhältnisse des Bergbaugesbietes von Idria. Wien, 1912, 52 S.

K u t i n a J. The distinguishing of the monoascendent and polyascendent origin of associated minerals in the study of the zoning of the Příbram ore veins. Symposium «Problems of postmagmatic ore deposition», Prague, 1963, p. 174—193.

L a G e t c h e l l i t e AsSbS₃ de Zareh shuran. Afshar, Jran. Bull. Soc. franc. mineral et cristallogr., 1968, 91, N 4. Aut.: F. Bariand, F. Cesbron, H. Agrinier, J. Geffroy.

L a h u s e n L. Schicht und zeitgebundene Antimonit-Scheelit-Vorkommen und Zinnober-Vererzungen in Kärnten und Osttirol (Osterreich). — «Mineral diposit», 1972, v. 7, N 1, p. 31—60.

L l o y d A. C. Recent discoveries of cinnabar near Tabulam and Lionsvill. Geol. Survey N. S. W. Geol. Reps., 1940, 1939—1945.

M a n i l i c i V., G i u s c ă D., S t i o p o l V. Studiul zăcămintului de la Baia Sprie (reg. Baia Mare). Memoru, v. VII, Bucuresti, 1965, 76 p.

M a r o w s k y G., W e d e p o h l K. H. General trends in the behavior of Cd, Hg, Tl and Bi in some major rock forming processes. Geochim. et. Cosmochim. Acta, 1971, v. 9, N 12, p. 1255—1267.

M a u c h e r A. Die Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik. Freiburger Forschungsh., 1965, C 186, p. 173—188.

M c A l l i s t e r J. F., O r t i z D. H. Quicksilver-antimony deposits of Huitzuc, Guerrero, Mexico. U. S. Geol. Survey Bulletin, 946-B, 1945, p. 49—71.

M c A l l i s t e r J. F., F l o r e s H., R u i z C. Quicksilver Deposits of Chile. U. S. Geol. Survey. Bulletin 964-E, 1950, p. 361—399.

M c L e o d Ed. Mercury. — In: Mineral Industry of Australia. Dept. Nat. Develop. Bur. Miner. Resour. Geol. Geoph. Bull., 1965, p. 72.

Mercury in the Environment. Geol. Survey, Prof. paper 713, 1970, 65 p.

M e t a l l o g e n i c map Australia and Papua New Guinea, scale 1 : 5 000 000. Bur. Min. Res. Geol. Geoph. Canberra ACT., 1972.

M i n e r i a y metalurgia, 1956, v. 16, N 178, Madrid p. 19—23.

M l a k a r J. Primerjava spodnje in zgornje zgradbe idrijskega rudisca. Geologija, 10 kn, Ljubljana, 1967, p. 37—46.

M l a k a r J. Krovna zgradba idrijsko zirovskega ozemlja. Geologia, 12 kn., Ljubljana, 1969, p. 41—53.

M l a k a r I., D r o v e n i k M. Strukture in genetske posebnosti Idrijskega rudisca. Geologija, 14 kn, 1971, 126 p.

M o i s e y e v A. M. The Wilbur Springs Quicksilver District (California). Examp. of study of Hydrothermal Processes by Combining Field Geology and Theoretical Geochemistry. — «Econ. Geol.», 1968, v. 63, N 2, p. 169—181.

M o i s e y e v A. M. A non-magmatic source for mercury ore deposits? — «Econ. Geol.», 1971, v. 66, N 4, p. 591—601.

M o r r i s o n Y. Nam recovers mercury produced with Dutch natural gas. — «Oil and Gas Journ.», 1972, v. 70, April 17, p. 72—73.

O z e r o v a N. A., K v a s h a L. G. e. a. Certain peculiarities on the distribution of mercury in meteorites. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1973, v. 37, N 3, p. 569—582.

P e n n i g t o n J. W. Mercury. U. S. Bur. of Min. Inform. Circ. 7941, 1959.

P e t e r s e n U. Metallogenic Provinces in South America. Geologische Rundschau, 1970, B. 59, H. 3, p. 834—897.

P o u b a Z. Polymagmatic zoning of ore deposits on a regional scale. Конф. «Пробл. постмагматич. рудообр.», т. 1, Прага, 1963, с. 52—58.

R e e d G. W. Mercury (80) — In: Handbook of Elemental Abundances in Meteoritic Matter, 1971, p. 487—491.

Р е с у р с ы полезных ископаемых нашей страны (КНР), «Ртуть». Обзор, составлен-

ный сотрудниками Всекитайских геологических фондов (на китайском языке). «Геология», № 6, Пекин, 1959, с. 47—49.

R o s s C. P. Quicksilver deposits. Ore deposits of the Western States. N. Y., 1933, 84 p.

R o s s C. P. Some concepts on the geology of quicksilver deposits in the United States. — «Econ. Geol.», 1942, v. 37, N 6, p. 34—47.

R u c h R. R., G l u s k o t e r H. J., K e n n e d y E. J. Mercury Content of Illinois coals. Environmental Geology Notes, N 43, February, 1971, p. 1—14.

S a i n f e l d P a u l. Les Gites plombo-zinciferes de Tunisie. Annales des mines et de la Geologie, N 9, Tunis, 1952, p. 43.

S a i n s b u r y C. L., M c K e v e t t E. M. Quicksilver deposits of Southwestern Alaska. U. S. Geol. Survey Bulletin, 1187, 1965, 48 p.

S a u p é F. La géologie du gisement de mercure d'Almadèn (province de Ciudad Real, Espagne). Sciences de la Terre, Mémoire N 29, 1973, 342 p.

S c h n e i d e r — S c h e r b i n a A. Über metallogenetische Epochen Boliviens und den hydriden Charakter der sogenannten Zinn-Silber-Formation. — «Geol. Jahrb.», 1964, 81.

S c h n e i d e r h ö h n H. Lehrbuch der Lagerstättenkunde. 1941, 680 p.

S c h u e t t e C. N. Occurrence of quicksilver ore bodies. — Trans. Amer. Inst. Min. Eng., 1931, v. 79, p. 37—62.

S h u e t t e i t e, a new supergene mineral. Am. Miner., 1959, v. 44, N 9—10, Aut. E. H. Bailey, F. A. Hildebrand, C. L. Christ, J. J. Fahey.

S c h u l z H. Beobachtungen an westerzgebirgischen Quecksilbervorkommen. — «Z. angew. Geol.», 1964, N 11, S. 588—592.

S e a r s W. P. Mercury in base metal and gold ores of the province Quebec. Geochemical Exploration Proceedings, 3rd International Geochemical Exploration Symposium, Toronto, April 16—18, 1970. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy. Special v. 11, 1971, p. 384—390.

T e f i a n i M. Le Flysch «schisto-gréseux» nord-kabyle de la region de l'Arba (Alger). Bull. de la Societe d'Histoire Naturelle de l'Afrique du Nord., v. 60, 1969, p. 39—41.

T e f i a n i M. Le Flysch cretace-nummulitique de l'unité du Djebel Zima (Sud-Est Algerois). Publ. Serv. geol. Algerie. Bull. N 35, 1967, p. 77—80.

T e g e n g r e n F. R. The Quicksilver deposits of China. Bull. of the geological Survey of China, Peking, 1920, N 2, 1—36.

T h e d i s t r i b u t i o n o f M e r c u r y i n N o r t h A t l a n t i c D e e p - S e e S e d i m e n t s. — Nature Physical Science, 1972, June 19, v. 237, 125 p. Aut.: S. R. Aston, D. Bruty, R. Chester J. P. Riley.

T i e n C. C. Opinions on «Geological Characteristics of Wanshan Mercury Ore Deposit, Kueichow» by Chon Te-chung and Li Wen-yen. Geological Review, Peking, 1958, v. 18, N 1, p. 76—77.

T u n n W. Quecksilberspuren in Erdgasen aus deutschen Erdgasfeldern und ihr Einfluss auf die Luft, Erdöl und Kohle. Erdgas. Petrochemie vereinigt mit Brennstoff — Chemie 1973, Bd. 26, Heft 9, p. 498—500.

T u n e l l G. Chemical processes in the formation of mercury ores and ores of mercury and antimony. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1964, v. 28, N 7, p. 17—31.

V a r č e k C. Specialities of regional zoning of hydrothermal mineralization in the Spisso-gemerske rudohorie Mts. Czechoslovakia. — In.: «Проблемы постмагматического рудообразования», т. 1, Прага, 1963, с. 137—145.

W a r r e n R. G. Notes to accompany the metallogenic map of Australia. Dep. Nat. Burn. Miner. Resour. Geol. Geoph., 1972, p. 13—27.

W a t l i n g R. G., D a v i d J. R., M e y r W. T. Strase identification of mercury compounds as a quaitte to sulphides mineralisation of Keel Aire. Geochim. Explor., 1972 (Proc 4th Intern. Simp., London 1972) London, 1973, p. 59—69.

Webb A. W., McDougall I. V. Granites of Lower Cretaceous age near Eungella, Queensland. J. Geol. Soc. Australia, 1964, pt. 1, 11 p.

Weissberg B. G. Getchellite, AsSbS_3 , a new mineral from Humboldt County, Nevada. Am. Miner., 1965, v. 50, N 11—12.

White D. E., Hinkle M. E., Barnes I. Mercury contents of natural thermal and mineral fluids. — In: Mercury in the Environment. Geol. Survey Prof. paper 713, 1970, p. 25—27.

Yates R. G., Hilpert L. S. Quicksilver Deposits of Eastern Mayacmas District, Lake and Napa Counties, California, Calif. Journ. of Mines and Geology, 1946, v. 42, N 2, p. 37—42.

Yates R. G., Kent D. F., Fernandez Concha J. Geology of the Huan-cavelica Quicksilver District Pery. Geol. Survey. Bull., 957-A, 1951, 44.

Yates R. G., Thompson G. A. Geology and Quicksilver Deposits of the Terlingua District, Texas. Geol. Survey, Prof. paper 312, Washington, 1959.

- Аббадиа Сан-Сальвадоре 122, 123, 124
 Абдуллашагинское 131
 Авадхарское 18, 65, 129
 Авала 121
 Агармышское 125
 Агдуздахское 132
 Агепское 129
 Агурипста 129
 Агятагское 19, 24, 57, 126, 131, 135
 Аданге 129
 Аделаида 213, 214, 218
 Адыракоу 18, 23, 95, 163
 Азокьес 227, 228, 231
 Айн-Арко 154
 Айн-Ашур 153
 Ака-Дерек 150
 Акджал 146
 Аксагата 19, 26, 60
 Акташское 9, 11, 15, 47, 49, 50, 52, 53,
 56, 60, 61, 71, 168, 171, 172, 173
 Алашехирское 147
 Алгарробо 231
 Александровское 193
 Алианца 231
 Алнейское 8
 Алтуна 213, 222
 Алтыаул 19, 23, 163
 Алшар 122
 Альбукол 108, 112
 Альдейре 108, 112
 Алькудиа 108, 112
 Альмаден 8, 9, 12, 14, 15, 17, 18, 48, 50,
 59, 65, 74, 81, 94, 106, 107, 108, 109,
 110, 111, 115, 229, 233
 Альмегийар 112
 Альминское 125
 Аль-Мудриэль 108, 109
 Амерпка 216
 Ананай 200
 Антелоп-Спрингс 220
 Апапель 9, 12, 19, 27, 46, 47, 59
 Арбинское 182
 Аргус 123
 Арнавуткёй 146
 Арчман 19, 162
 Афанасьевское 193
 Афсхар 53
 Ахахчинское 129
 Ажейское 14, 94, 129, 133
 Ахцу-Кацырха 129
 Ашат 81
 Аятское 33
 Багни Сан-Филиппо 123
 Байард 108, 112
 Бакскин Пик 221
 Банска-Штъявница 116
 Барометр 65, 226
 Барун-Шивенинское 18, 182
 Бахор-Ау 150
 Башкацара 129
 Бая-Маре 118
 Бая-Спрые 118
 Бейхай 199
 Белоосиповское 49, 55, 168, 174
 Берджа 108, 112
 Бернулес 112
 Бернал 216
 Берчулес 108, 112
 Бесси 226
 Бетага 129
 Бир-Бени-Салах 16, 152
 Бирксу 19, 23, 66, 95, 163
 Бирюза 198
 Блэк-Батт 213
 Богучанское 193
 Бойлинг-Спрингс 47
 Болиден 32
 Большой Шаян 19, 24, 47, 117
 Бонанца 95
 Борджетто 123
 Боринское 196
 Боркут 9, 19, 24, 117
 Ботиха-Пунко 229
 Ботл-Крик 220
 Бралорн 225
 Бретц 220
 Брокен-Хилл 206
 Брустер 223
 Буджудун 152
 Буйное 194
 Буратапинское 131
 Буржует 108, 109
 Бускиюстар 112
 Буэна-Виста 48
 Бэсси 200
 Вакайма 200
 Ваки 200
 Ванданское 194
 Ваньшань 9, 11, 13, 15, 18, 22, 47, 55,
 80, 95, 201, 203,
 Васильевское 182
 Верхнеубинское 14
 Веселовское 125
 Волновахское 138
 Воти 16, 18
 Вышковское 60, 84, 117
 Гайское 32
 Гал-Хая 48, 49, 53, 55
 Гвадалкацар 47, 61, 66
 Гваделупе 216
 Гваштхва 129
 Гейдаринское 131
 Гейзерс 215
 Гейнюк 146, 147
 Гервилл 213, 214, 219
 Геррей 125
 Гетчел 53
 Глатсах 116

Короткое 194

- Кортевечча 123
Корумдуайринское 174
Коручу 146
Косо 216
Котел 130
Коттербах 14
Красноаульское 130
Красногорское 57, 169
Красное 196
Крейдек 116
Крешево 121
Крупань 121
Кубадру 52
Кугитангтау 166
Кузьмичанское 187
Кукуйское 197
Кукурвиран 146
Кулдама 163
Кульджук I 48
Кундатское 169
Курайское 52, 174
Куртовское 144
Курумду-Айры 52
Куршурли 14, 162, 166
Кучумандинское 169
Кызыл-Чар 160
Кышкытское 130
Лаадик-Куршунлу 146, 147, 148
Ла-Буферера 107, 108
Ла-Каролина 108
Ла-Люсетт 114
Ла-Крус 49
Ландсберг 113
Ланское 19, 24, 60, 182
Ла Плата 231
Левильяни 47
Лево-Сакинджинское 18, 35
Лево-Хурмулинское 194
Лемберг 113, 114
Лети 129
Ливингстон-Крик 224
Лионсвилл 209
Литл-Ривер 209
Лобрес 112
Лозовское 125
Лом 116
Лос-Мантос 231
Лос-Приетос 213, 214, 216, 218
Лус-Жульета 224
Лучинное 181
Лухуми 12, 137
Льяльягуа 230
Мавринское 168
Магурка 116
Макратела 15, 129
Малахово 116
Малой Убойной р. 183
Мамаканское 180
Мансанита 18, 220
Манто де-Вальдевия 50
Манхэттен 219
Манюканское 180
Марипоза 13, 95, 223
Мария-Река 121
Масьяк 114
Маукское 32
Маунт-Джексон 57
Маунт-Диабло 213, 214, 216
Маунтин-Кинг 222
Маунт-Перри 61, 66
Маякмас 213, 214, 219
Мерейское 197
Мери-Крик 206
Мерисвейл 47
Мерник 116
Мерседитас 231
Мзымта 129
Миллер-Крик 224
Мирафлорес 228
Мпчуринское 139
Монте-Амната 8, 9, 14, 15, 19, 24, 48, 59, 60, 68, 94, 99, 106, 114, 122, 124
Монте-Лаббро 123
Моро5-Голдфилд 206
Морозе 123
Мортон 213
Мотрил 108, 112
Мра-С'Ма 153
Мударли 146
Музаия 152
Мутовское 177
Мэнди 200
Нагдильчайское 131
Надежда 197
Найка 224
Наро-Мамисонское 127
Негре 231
Нейшенэл 221
Нерон 108, 109
Нерчинское 179
Нетка 194, 195
Никиловское 8, 9, 12, 14, 15, 17, 18, 40, 50, 54, 59, 78, 83, 91, 94, 96, 139, 141, 142, 143, 145
Никудтак 121, 122
Нишвиномаки 53
Новое 141, 142, 166
Новозаводское 139
Ново-Ивановское 182
Ново-Казачинское 182
Ноксвилл 19, 213, 214, 219, 220
Норанда 86
Нотаец 112
Нуэва-Эсперанца 228
Нью-Альмаден 8, 9, 11, 15, 19, 24, 27, 47, 54, 60, 68, 212, 213, 214, 215, 216, 217, 218
Нью-Идрия 8, 19, 47, 48, 60, 190, 212, 213, 214, 215, 216, 217, 218
Ньява 210
Обмаечивое 199
Огнейское 180
Озерное 166
Оленевское 117
Опалит 9, 12, 19, 25, 212, 220
Орд 50

Гранде Путизза 123, 124
Грендеш 117
Грин-Ривер 222
Гуйтцуко 11, 21, 42, 47, 49, 212, 213, 224
Гушсай 19, 26, 60
Гюмюшлер 18, 146, 147, 148
Даньчжай 19, 22, 203, 204
Дари-Даг 12
Делирио 231
Делла-Сенна 123
Де-Луна 107, 108
Дель-Сегно 123
Демиркапы 146
Джанахмедское 131
Джартыгумбез 161
Джебель-Аджа 18, 153
Джебель-Бу-Джабер 152
Джебраил 146
Джемисон 209
Дженише-Сагир 146, 149
Дженише-Кебир 146
Джизжикрут 47
Джипси 218
Джылкыдал 42, 50, 52, 55, 71
Джубалес 108, 112
Диабло 48
Дишоза 231
Доглат 146
Доллар 108, 112
Долохитское 182
Дражевичи 121
Дружковско-Константиновское 138, 143
Дубриничское 117
Дубровка 116
Дудас 18, 146, 149
Дукдон 161
Дьюи 230
Елису 162
Еленовское 18
Елкинское 33
Еловое 196
Есентьколь 164
Железнянское 139
Загадочное 182
Закки-дон 127
Западно-Пальянское 12, 18, 53
Зарехсуран 53
Заяча-Костайник 121
Звездное 196
Звездочка 18
Злата Баня 116
Зопхито 65
Зруг 127
Идрия 9, 11, 14, 15, 19, 24, 50, 60, 84,
94, 106, 114, 119, 120, 121, 153, 232, 233
Известковое 196
Извилистой р. 183
Икутавара 199

Инаусп 200
Интерпрайс 206
Инфовина 123
Иньское 198
Исмаил 60, 153
Итауз 164
Итомука 19, 50, 199
Целлоу-Пайн 66
Кавнок 161
Кагети-Лейк 61, 66
Кадамджай 12, 61, 86, 121
Казардикам 82
Каледжик 146, 148
Калгурли 206
Кальяр 112
Каменный Карьер 117
Кан 83, 160
Канделария 231
Карадаг-Балтали 146
Караелчинское 162
Кара-Кавак 66
Каракуль 161
Карареис 146, 148, 149
Карасу 14, 18, 23, 48, 52, 79, 163
Каролонское 180
Каса Гатти 123
Каса Замарчи 123
Каса Каппеллетти 123
Каса Паоло 123
Каса Тести 123
Кастарас 108, 112
Катушкинское 140
Качума 213, 214, 218
Келянское 91, 180, 181
Кембрия-Оушеник 213, 214, 216, 218
Кенингсберг 114
Керамос 146
Кесаманское 131
Кестанелик-Тепе 146
Киблер 117
Килкиван 61, 66, 208
Киник 146
Киноварное 164
Кинто-Агьюдас 228
Киприана 123
Китано 199
Кичкауйхо 229
Клиер-Лейк 213, 214, 219
Ключевое 197
Кобетское 129
Кодис-Даири 65, 127, 137
Кок-Саир 42, 174
Кокури 50, 52
Комбарбала 231
Комсомольское 32
Константиновское 144
Кончоч 14, 15, 80, 161, 164
Копаннике 121
Кордеро 25, 58, 220, 221
Корначино 123

Орлиногорское 9, 12, 42, 50, 52, 168, 174, 175
 Орихуэла 108, 112
 Оруро 230
 Осанице 121
 Остринское 197
 Отсалар 50, 52
 Оуквилл 213, 214, 219
 Оут-Хилл 18, 219
 Оут-Хилл-Икстешн 219
 Охна 13, 163
 Падь Кедровая 196
 Паипциоле 123
 Пакахаке 230
 Палянское 185, 187, 189, 190
 Парамант 216
 Паркер-Хилл 212
 Паркфилд 213, 214, 216
 Паскуча 19
 Педросо 107, 108
 Пезасское 168
 Пелучано 107, 108
 Пеньяс-Уфино 227, 230
 Перетта 124
 Перевальное 9, 12, 94
 Пилот-Маунтейнс 220
 Пинчи-Лейк 212, 213, 225
 Питрес 112
 Пихтовое 194
 Пламенное 14, 19, 27, 60, 68, 95, 190
 Поггио Паулорио 123
 Поггио Феллосо 123
 Поггио Фолаца 123
 Поггиола-Вольпе 123
 Пола-де-Лена 47
 Полевское 32
 Понгданское 196
 Попутное 194
 Порто 108
 Потоси 230
 Приветнинское 125
 Провайденс 216
 Птоу 23
 Пулганбар 61, 66, 209.
 Пунитаки 66, 228, 231
 Пуи-Пуи 27, 59, 210, 211
 Раздольнинское 176
 Рас Эль-Ма 15, 19, 24, 46, 47, 60, 79, 119, 152, 153
 Регалона 231
 Ренаполи 123
 Рето 123
 Ред-Девил 15, 18, 61, 65, 70, 95, 212, 213, 226
 Риано 107, 108
 Ригацци 123
 Риконада 213, 214, 218
 Рокния 153
 Роял-Ривод 222
 Рутное 164
 Рудняны 42, 50, 52, 57
 Рустави 127
 Салкинбель 164
 Сальвеганна 123
 Сан-Антонио де Падуа 47
 Сан-Бенито 213, 214, 218
 Сандикей 146, 147, 148
 Сан-Марино 124
 Сан-Мартино ди-Монтиччио 123
 Сан-Матео 216
 Сан-Онофре 47
 Сан-Роке 229
 Санта-Барбара 48, 229, 230
 Санта-Клара 48, 216
 Санта Круз-де-ла-Муделля 108
 Санта-Тереза 216
 Сантандер 70
 Санта-Роза 228
 Сант-Ло 113
 Сан-Хасинто 228
 Сараландж 131
 Сарасинское 168
 Сарыджол 164
 Сарыташ 14, 95
 Сатурния 123
 Саудаль 107, 108
 Саурель 107, 108
 Сахалинское 12, 17, 79, 94, 133, 134
 Светлое 197
 Северное 194, 195
 Сезионе Поггали 123
 Сейзакское 168
 Сейнайоки 62
 Сельва 123
 Сельвена 123, 124
 Сенатор 215, 216
 Сент-Джонс 219
 Сёва 199
 Спашь 16
 Сибайское 32
 Сигуаньшань 203
 Сидажинское 196
 Сиеде 123
 Сизма 54, 146, 147, 148
 Сипистави 129
 Скаггс-Спрингс 47
 Скальное 197
 Славянское 91, 138, 139, 144, 145
 Сологинское 194
 Сольфорате 123
 Сольфорате дель-Спеле 123
 Сольфорате Монте-Амиата 123
 Сомиедо 108
 Соседнее 182
 Софиевское 140, 141, 142
 Спринг-Крик 209
 Спич-Папани 121
 Стади-Батт 223
 Староянканское 182
 Стейтон 213, 214, 218
 Стимбоот-Спрингс 7, 59
 Сулуклю-Эмир 146
 Сульфур-Бенк 7, 15, 19, 27, 52, 59, 74, 81, 210, 213, 215, 220,
 Сульфур-Спрингс 19, 214, 219
 Сунтао 203
 Суровское 144
 Сымапское 8, 9, 11, 14, 18, 23, 95, 163

- Сьювас-де-Вера 108, 112
 Тагит 18, 152
 Тадергут 152
 Такла 225
 Талахиани 65, 127
 Тамакидайсэцу 200
 Тамватнейское 9, 11, 24, 55, 189, 190, 191
 Тасна 230
 Татлиджу 146
 Ташбулак 13, 14
 Ташдиби 146
 Ташрабат 163
 Тепар 17, 18
 Терлигхайское 9, 12, 56, 57, 68, 168 174, 175
 Терлингва 15, 19, 27, 59, 77, 212, 213, 223, 224
 Тибское 14, 94
 Тимар 112
 Тозман 146
 Торренуэва 108
 Трасиерра 108
 Трес Германос 231
 Трешница 121
 Триче-Чабар 121
 Трояне 121
 Тургайское 164
 Турица 14
 Турхал 146
 Тюркёню 146, 147
 Убин-Су 71
 Углянское 117
 Удерейское 176
 Узагре 108, 109
 Узон 9, 12, 34, 59
 Уилбур-Спрингс 212, 213, 214, 215, 219 220
 Уиллис 226
 Уланду 48
 Умальтинское 193
 Унион 220
 Урское 169
 Усть-Еггинское 179, 181
 Учалинское 32
 Ушак-Кютахияское 147
 Уэд-Маден 153
 Ферейра 108, 112
 Фипш-Лайк 220
 Фонте дель-Беллино 123
 Хабиблер 146, 147
 Хайдаркан 9, 11, 13, 15, 18, 20, 48, 49, 50, 53, 58, 61, 80, 84, 87, 88, 94, 121, 164
 Халикёй 88, 146, 147
 Ханш-Обо 179
 Харпичикан 194
 Хартенштейн 114
 Хацунари 200
 Хиака 230
 Хигуэла де-ла-Сьерра 108, 109
 Хос-Хэвен 213
 Хпек 82, 132
 Хрмзы 121
 Хуанилло 231
 Хуанкавелика 13, 18, 48, 60, 95, 228, 229
 Хурмулнское 194
 Цезари 123
 Церроне 123
 Цзяоли 18, 204
 Центральное 166
 Церро де Гусизгум 228
 Церро дель Фрайль 231
 Цимрик 30, 38
 Циннабар-Крик 65
 Цохис-Ру 127
 Цугу 200
 Чаган-Узунское 9, 11, 15, 19, 24, 50, 53, 57, 60, 71, 74, 168, 169, 171
 Чадарское 32
 Чазадырское 11, 71, 168, 169, 171
 Чакьюрамас 227, 228
 Чамлича 146
 Чапкинское 61, 177
 Чаувайское 11, 13, 18, 20, 58, 61, 121
 Чегарникское 140, 141, 142
 Чемерница 121
 Чеппуринское 8, 9, 12, 15, 19, 25, 26, 60
 Черемшанское 171
 Чернанское 131
 Чернобугорское 139
 Чернокурганское 139
 Чернореченское 177
 Чжешуйцзин 19, 205
 Чизос 13
 Чизос-Рейнбоу 223
 Чильгизское 131
 Чиченлы-Тепе 146
 Чичхва 127
 Човар-Эслида 108
 Чонкойское 8, 9, 11, 15, 19, 24, 60, 162
 Шабет Кешрида 153
 Шейх-Шабан 146, 149
 Шорбулах 24, 131
 Штальберг 113, 114
 Штокенбой 116
 Шунк 14, 23
 Эбисутатэ 200
 Эди-Крик 206
 Элис 226
 Элко 221
 Эль-Беррокаль 108, 109
 Эль-Визодель-Маркез 108
 Эль-Триумфо 227, 230
 Эмеральд-Лейк 213, 214
 Эмиди 47
 Эмилия 227, 230
 Эмирлы 146, 147
 Энехан-Анхисар 146
 Энгледже-Эшкикёй 146
 Энрикита 216
 Юбилейное 199
 Юлджибар 61, 66, 209
 Ямато 200
 Янчуйское 180
 Ясное (Приамурье) 194
 Ясное (Сахалин) 197

Алтае-Саянская ртутная провинция. <i>В. А. Кузнецов, А. А. Оболенский</i>	166
Ртутоносные зоны Енисейского кряжа и юга Сибирской платформы. <i>В. А. Кузнецов, А. А. Оболенский</i>	176
Ртутная область Монголии. <i>В. А. Кузнецов, А. А. Оболенский</i>	177
Забайкальская ртутная провинция. <i>В. А. Кузнецов, А. А. Оболенский</i>	179
Ртутоносные зоны Урала. <i>В. А. Кузнецов, А. А. Оболенский</i>	182
Таймырская ртутоносная зона. <i>В. А. Кузнецов, А. А. Оболенский</i>	183
Глава VI. Тихоокеанский ртутный пояс	184
1. Восточно-Азиатская ветвь Тихоокеанского ртутного пояса	184
Ртутные провинции Северо-Востока СССР. <i>П. В. Бабкин</i>	184
Приморская ртутная провинция. <i>А. А. Оболенский</i>	192
Сахалинская ртутная область. <i>А. А. Оболенский</i>	197
Ртутная область Японских островов. <i>В. П. Федорчук</i>	199
Ртутная провинция Юго-Восточной Азии. <i>В. П. Федорчук</i>	201
Ртутная провинция Австралии, Новой Зеландии и Океании. <i>Н. Г. Демидова</i>	206
2. Западно-Американская ветвь Тихоокеанского ртутного пояса	211
Ртутная провинция Северной Америки. <i>Ю. Е. Баранов, В. П. Федорчук</i>	211
Ртутная провинция Южной Америки. <i>Г. А. Терехова, Ю. Е. Баранов</i>	226
Заключение. <i>В. И. Смирнов, В. А. Кузнецов, В. П. Федорчук</i>	232
Список литературы	235
Указатель месторождений и рудопроявлений	249

МЕТАЛЛОГЕНИЯ РТУТИ

Редактор издательства *З. Д. Соломатина*
 Переплет художника *А. Д. Смелякова*
 Художественный редактор *В. В. Евдокимов*
 Техн. редактор *О. Н. Ласточкина*
 Корректор *К. С. Теропцева*

Сдано в набор 22/XII 1975 г. Подписано в печать 27/V 1976 г. Т-11323.
 Формат 70 × 100¹/₁₆. Бумага № 1. Печ. л. 16,0. Усл. п. л. 20,64.
 Уч.-изд. л. 21,38. Тираж 1200 экз. Заказ № 711/4725—4. Цена 2 р. 50 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
 Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома Государственного комитета Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.

196006, Ленинград, Московский пр., 91.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. *В. И. Смирнов, В. А. Кузнецов, В. П. Федорчук* 3

ЧАСТЬ I

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Глава I. Систематика ртутных месторождений	7
1. Генетические группы, рудные формации и минеральные типы ртутных месторождений. <i>В. А. Кузнецов</i>	7
2. Структурные типы ртутных месторождений. <i>Н. А. Никифоров</i>	12
3. Промышленные типы ртутных месторождений. <i>В. П. Федорчук</i>	15
Глава II. Генезис ртутных месторождений	28
1. Некоторые вопросы геохимии ртути и проблема источников рудного вещества. <i>Н. А. Озерова</i>	28
2. Минералогия ртутных месторождений. <i>В. И. Васильев, П. В. Бабкин</i>	42
3. Связь ртутных месторождений с магматизмом. <i>В. А. Кузнецов, Г. А. Терехова, А. А. Оболенский</i>	59
4. Физико-химические условия образования ртутных месторождений. <i>А. А. Оболенский</i>	68
5. Околорудные изменения вмещающих пород. <i>В. П. Федорчук</i>	77
6. Первичные ореолы рассеяния ртути. <i>Н. А. Озерова</i>	82
Глава III. Закономерности размещения ртутных месторождений	90
1. Связь ртутного оруденения с этапами тектонического развития. Эпохи ртутного оруденения. <i>В. А. Кузнецов</i>	90
2. Стратиграфо-литологический контроль оруденения. <i>Н. А. Никифоров</i>	92
3. Структурный контроль оруденения. <i>В. П. Федорчук</i>	97
4. Ртутные провинции и их типы. <i>В. А. Кузнецов</i>	100

ЧАСТЬ II

РТУТНЫЕ ПРОВИНЦИИ МИРА

Глава IV. Средиземноморский ртутный пояс	106
1. Северная ветвь Средиземноморского ртутного пояса	106
Пиренейская ртутная провинция. <i>В. П. Федорчук</i>	106
Средне-Европейская ртутнорудная область. <i>В. П. Федорчук</i>	112
Альпийско-Карпато-Балканская ртутнорудная провинция. <i>В. П. Федорчук</i>	114
Крымская ртутоносная зона. <i>В. П. Федорчук</i>	125
Кавказская ртутная провинция. <i>Н. Г. Демидова</i>	126
Донецкая ртутная провинция. <i>С. И. Кирикилица</i>	138
Анатолийская ртутная область. <i>В. П. Федорчук</i>	145
Гиндукуш-Памирская ртутная область. <i>В. П. Федорчук</i>	149
2. Южная ветвь Средиземноморского ртутного пояса. <i>В. П. Федорчук</i>	152
3. Южно-Африканский ртутоносный район. <i>В. П. Федорчук</i>	154
Глава V. Центрально-Азиатский ртутный пояс	155
Среднеазиатская ртутная провинция и ртутоносные зоны Казахстана. <i>Н. А. Никифоров</i>	155