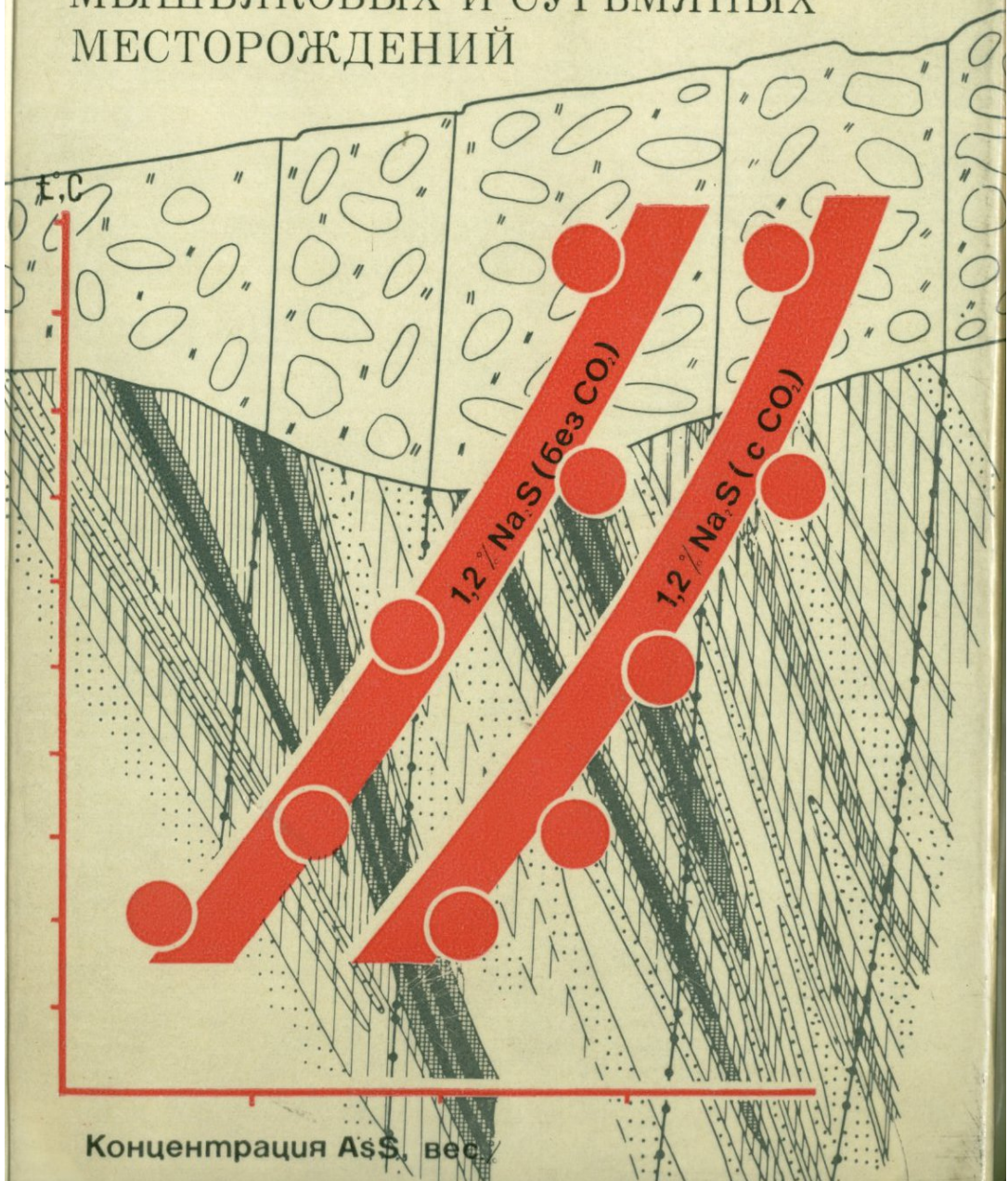


УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ РТУТНЫХ, МЫШЬЯКОВЫХ И СУРЬМЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



Уважаемый товарищ!

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НЕДРА»
ГОТОВИТСЯ К ПЕЧАТИ КНИГА

Иванов В. В., Мейтув Г. М. ГЕО-
ЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
РУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ.

25 л. 2 р. 75 к.

Книга посвящена выяснению связей между геологической историей рудных районов и геохимической спецификой эндогенных пород и руд с целью нахождения наиболее действенных приемов прогнозирования скрытого оруднения. В книге широко использованы палеотектонические и палеогеографические данные, многочисленные анализы пород и руд, большое число определений абсолютного возраста, относительных температур породо- и рудообразования и т. д. Для систематизации материалов и проверки выводов использованы методы математической статистики. В качестве характерных примеров приведены соответствующие геолого-геохимические данные по Восточному Забайкалью, Якутии, Дальнему Востоку и другим регионам СССР и зарубежных стран.

Книга может быть полезной геологам широкого профиля, занимающимся вопросами магматизма, рудообразования и поисков полезных ископаемых.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел „книга—почтой“ магазинов:

№ 17—199178. Ленинград, В. О. Средний проспект, 61

№ 59—127412. Москва, И-412, Коровинское шоссе, 20

Издательство „Недра“

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ РТУТНЫХ, МЫШЬЯКОВЫХ И СУРЬМЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

(ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
НА ПРИМЕРЕ КAVKAZA)

350



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА • 1972

1-6-2
11-11

Церцвадзе З. Я. Условия формирования и геохимические поисковые признаки ртутных, мышьяковых и сурьмяных месторождений (геохимические исследования на примере Кавказа). М., «Недра», 1972, 255 с.

Описаны геохимические показатели условий формирования и закономерности размещения ртутного, мышьякового и сурьмяного оруденения Кавказа.

Изучены зональность и процессы формирования первичных ореолов, выделены отдельные типы гидротермально измененных рудовмещающих пород, рассмотрены условия образования аномальных зон вторичных ореолов рассеяния, выявлены поисковые признаки и критерии ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения.

Все выводы основываются на конкретных полевых наблюдениях, результатах экспериментальных работ и на данных большого количества спектральных и химических анализов. В работе использованы современные методы высокочувствительного анализа и экспериментальных исследований, методы математической и графической обработки геохимических результатов. Все геохимические новые данные обобщены с учетом основных геологических факторов для получения надежных и устойчивых параметров прогноза ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения.

Книга представляет интерес для широкого круга геологов, минералогов и геохимиков.

Таблиц 17, иллюстраций 95, список литературы — 195 названий.



ВВЕДЕНИЕ

Выявление слепого ртутного, мышьякового и сурьмяного оруденения является одним из актуальных вопросов при проведении поисково-разведочных работ во многих регионах, в том числе в пределах Кавказа. В настоящее время при оценке перспективных площадей на указанное оруденение появляется все большая необходимость проведения комплексных геологических, геофизических и геохимических исследований.

В области геологии эндогенных рудных месторождений В. И. Смирнов (1965) называет следующие проблемы, имеющие важнейшее теоретическое и практическое значение:

- 1) металлогения как исследование, направленное на выяснение региональных условий формирования и размещения рудных месторождений;
- 2) анализ интервалов глубин, условий формирования и зонального распределения рудообразующих веществ по глубинам для разных генетических групп месторождений и геологических обстановок;
- 3) экспериментальное и расчетное определение точных физико-химических условий эндогенного рудообразования.

В геологических исследованиях в последние годы все шире применяются новые эффективные и более точные методы поисков труднооткрываемых месторождений. Среди них большое значение приобрели геохимические методы поисков рудных месторождений.

В настоящей работе рассматривается методика проведения геохимических исследований путем изучения первичных и вторичных ореолов рассеяния и распределения ртути, мышьяка и сурьмы в районах ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения Кавказа с целью получения дополнительных данных об условиях формирования, размещения и поисковых признаках данного оруденения. Исследования проводились в двух направлениях:

1. Изучение распределения ртути, мышьяка и сурьмы в районах ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения и вдали от них: в зонах глубинных разломов, в магматических комплексах пород и разновозрастных отложениях. Проведены также экспериментальные работы для установления некоторых физико-химических факторов, влияющих на распределение ртутно-мышьяково-сурьмяных руд. Цель всех проведенных исследований — выявление геохимических

показателей условий образования и размещения ртутного, мышьякового и сурьмяного оруденений в пределах Кавказа.

2. Изучение первичных и вторичных ореолов рассеяния ртути, мышьяка, сурьмы и других элементов-спутников на площадях разведываемых ртутных, мышьяковых и сурьмяных месторождений и рудопроявлений с целью выявления геохимических критериев, которые можно использовать для прогноза рудоносности на флангах и на глубине и для поисков слепого ртутного оруденения.

В связи с тем что изучение первичных ореолов и распределения ртути, мышьяка, сурьмы и других элементов в районах ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения Кавказа проводилось впервые, сначала были проведены опытно-методические исследования для установления методов опробования, аналитических и экспериментальных работ, графической и математической интерпретации результатов исследования, определения геохимического фона и выделения аномалий. Геохимические полевые работы автор проводил с 1960 по 1969 г. Основными объектами исследования являлись районы ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения южного склона Большого Кавказа. С целью сравнения было изучено до двадцати ртутных, ртутно-мышьяковых, мышьяковых и сурьмяных месторождений и рудопроявлений северного склона Большого Кавказа и Малого Кавказа. Изучение распределения ртути, мышьяка и сурьмы проводилось также на большинстве баритовых и некоторых полиметаллических месторождениях Большого Кавказа. Для выполнения работы было отобрано и проанализировано высокочувствительными методами около 20 000 проб и описано до 2500 шлифов. Спектральные, химические, люминесцентные и другие анализы проводились в лабораториях геологического факультета МГУ и Управления геологии Грузинской ССР при участии автора. Совместно с Л. А. Борисенко автор усовершенствовал высокочувствительный спектральный метод с использованием двойной дуги для совместного определения ртути, мышьяка и сурьмы.

Экспериментальные исследования по изучению растворимости реальгара в растворе Na_2S и по термометрическому изучению минералов ртутно-мышьяково-сурьмяных месторождений проводились автором на кафедрах геохимии, полезных ископаемых и неорганической химии МГУ. Большая часть работы выполнена на кафедре геохимии геологического факультета МГУ под руководством А. А. Саукова и А. П. Соловова, которым автор весьма признателен.

Автор выражает глубокую благодарность за всемерную помощь в выполнении работы академику А. П. Виноградову, М. Г. Валяшко, руководителям Управления геологии Грузинской ССР Б. И. Гуджеджиани, Д. Н. Чихладзе, Д. П. Долидзе, всем сотрудникам кафедры геохимии геологического факультета МГУ, геологам, работающим на поисках и разведке ртутных, мышьяковых и сурьмяных месторождений в пределах Кавказа, помощью которых автор пользовался, и В. П. Федорчуку, давшему полезные советы после прочтения рукописи.

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ И MORFOГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ РТУТНО-МЫШЬЯКОВО-СУРЬМЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ БОЛЬШОГО И МАЛОГО КАВКАЗА

Кавказ является одной из основных провинций ртутного, мышьякового и сурьмяного оруденения Советского Союза. В пределах Кавказа ртутно-мышьяково-сурьмяное оруденение встречается в разных структурно-литологических условиях. Особенно широким распространением низкотемпературной минерализации отличается Большой Кавказ, где почти во всех геотектонических зонах известны ртутные, мышьяковые и сурьмяные месторождения, рудопроявления, литохимические и шлиховые ореолы (рис. 1).

На Малом Кавказе основным районом ртутного оруденения является Севано-Карабахская тектоническая зона, а низкотемпературное мышьяковое оруденение приурочено к Даррыдагскому поднятию Приараксинской мегасинклинальной зоны. Ртутно-мышьяково-сурьмяные проявления размещены также в Ереванской мегантиклинальной зоне, в Шамшадинском районе Алавердской мегантиклинальной зоны и в других районах.

В пределах Кавказа наиболее перспективной для ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения считается альпийская металлогеническая эпоха.

На северном склоне Большого Кавказа ртутное оруденение В. И. Смирнов, Г. А. Твалчрелидзе, В. Б. Черницын относят к мономинеральной ртутной, сурьмяно-ртутной и мышьяково-сурьмяно-ртутной рудным формациям. На северном склоне в эти же минеральные ассоциации входят отдельные проявления низкотемпературных сурьмяных и мышьяковых руд.

На южном склоне Большого Кавказа Г. А. Твалчрелидзе (1961) ртутно-мышьяково-сурьмяную низкотемпературную минерализацию объединяет в одну рудную формацию. По вещественному составу в этой рудной формации выделяются следующие типы руд: ртутные, мышьяково-ртутные, мышьяково-сурьмяно-ртутные, мышьяковые, мышьяково-сурьмяные, сурьмяные и вольфрамово-сурьмяные.

Малый Кавказ отличается от Большого Кавказа большим разнообразием минеральных ассоциаций ртутно-мышьяково-сурьмяной формации руд.

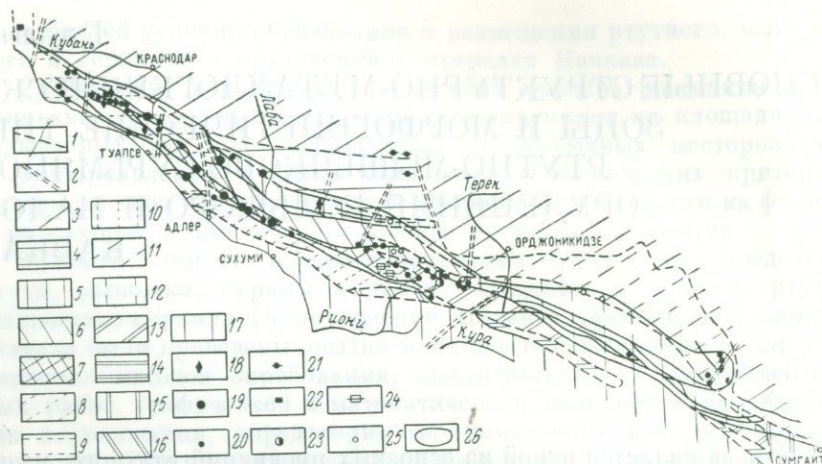


Рис. 1. Схема размещения сурьяно-ртутно-мышьякового оруденения в структуре Большого Кавказа (составили М. Г. Шишкунов, В. Б. Хомяков, Г. К. Макаров по материалам К. Н. Паффенгольца, Е. Е. Милановского, В. Е. Ханна, Г. А. Твалчрелидзе, А. В. Нетреба, Д. В. Абуева и др.)

1 — продольные глубинные разломы; 2 — зоны поперечных дислокаций. Структурно-фациальные зоны (по В. Е. Ханну и Е. Е. Милановскому): 3 — пояс предкавказских передовых прогибов. Мегантиклинорий Большого Кавказа; 4 — Лабинско-Малкинская зона; 5 — зона Передового хребта; 6 — зона поднятия Главного хребта; 7 — зона южного склона; 8 — Абхазо-Рачинская зона; 9 — флишевая зона Северо-Западного Кавказа; 10 — Таманская зона; 11 — зона Известнякового Дагестана — Остии; 12 — зона центрального сланцевой поднятия Восточного Кавказа; 13 — флишевая зона Восточного Кавказа; 14 — Кахетинская шовная зона; 15 — Апшероно-Кобустанская зона; 16 — Рача-Лечхумская зона. 17 — Закавказский межгорный пояс. Проявления эндогенного оруденения: 18 — ртутные месторождения; 19 — группы ртутных рудопроявлений; 20 — ртутные рудопроявления; 21 — геохимические аномалии ртути; 22 — проявления аллотитенной кинвари; 23 — группы мышьяково-ртутных рудопроявлений; 24 — мышьяковые месторождения и рудопроявления; 25 — сурьянные месторождения и рудопроявления; 26 — контуры рудных районов.

С. М. Сулейманов, Т. Н. Насибов (1965) в пределах Севано-Карабахской тектонической зоны выделяют следующие минеральные ассоциации: собственно ртутную, ртутно-золото-вольфрамово-полиметаллическую, ртутно-мышьяковую, ртутно-золото-мышьяковую с серебром и ртутно-золото-серебряную. В северо-западной части этой зоны выделяется сурьяно-мышьяковая формация руд. За пределами указанной рудной зоны известны мономинеральные ртутные, ртутно-полиметаллические, мышьяковые и мышьяково-сурьянные минеральные ассоциации руд.

Ртутно-мышьяково-сурьянные формации руд в пределах Кавказа, так же как и в большинстве других регионов, почти все исследователи относят к типу эндогенных телетермальных месторождений. Следует отметить, что фактов, подтверждающих осадочно-метаморфогенное происхождение ртутного оруденения (как это считают некоторые исследователи отдельных рудопроявлений ртути Средней Азии, Карпат и т. д.), кавказские специалисты не приводят.

В пределах Кавказа, по Е. Е. Милановскому, с севера на юг выделяются следующие главные продольные тектонические зоны,

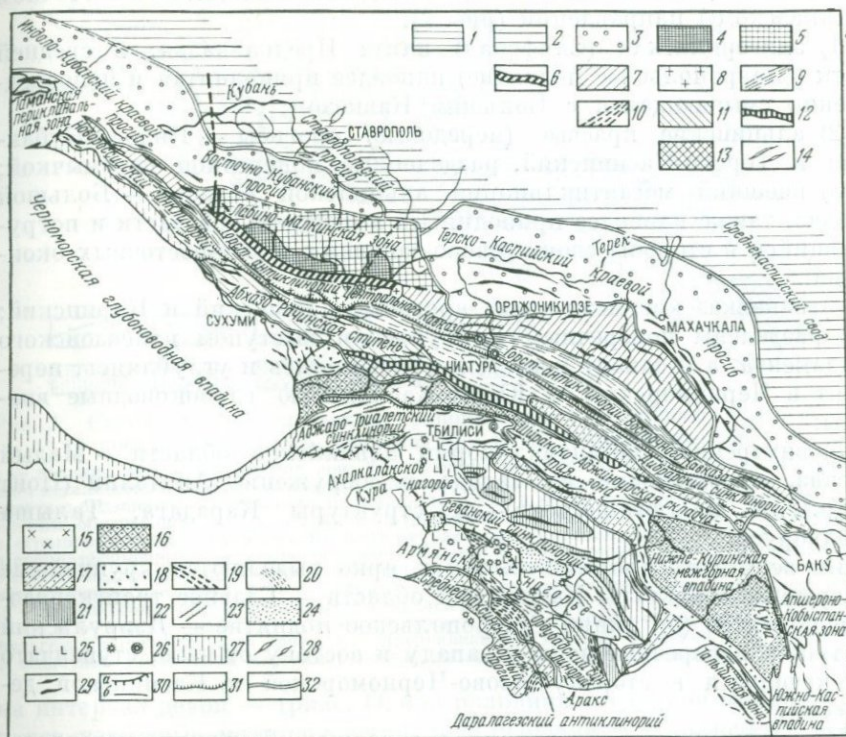


Рис. 2. Схематическая тектоническая карта Кавказа (по Е. Е. Милановскому, 1968)

1 — эпигерцинская Скифская плита, приподнятые участки; 2 — то же, опущенные участки; 3 — предкавказские альпийские краевые прогибы, выполненные кайнозойскими молассами. Мегантиклинорий Большого Кавказа; 4 — Дабинско-Маличнинская зона, выступы палеозойского фундамента; 5 — то же, полого моноклиналиный мезозойский чехол; 6 — Тырнгузская зона, сложенная палеозоем и юрой; 7 — северное крыло мегантиклинория, сложенное умеренно складчатым мезозоем; 8 — унаследованный от герцинского цикла горст-антиклинорий Центрального Кавказа, сложенный кристаллическими породами палеозоя; 9 — инверсионные антиклинории ядра Большого Кавказа, сложенные интенсивно смятыми метаморфизованными породами лейаса — доггера; 10 — синклинорий южного крыла Большого Кавказа, выполненный изоклиналиным складчатым флишем малайма и мела; 11 — антиклинории и ступени южного крыла Большого Кавказа, сложенные умеренно складчатым нефлишевым мезозоем; 12 — Кахетинско-Ичхумская шовная зона; 13 — участок Грузинского среднего массива, вовлеченный в поднятие южного крыла Большого Кавказа; 14 — складчатые зоны периклиналиных погружений Большого Кавказа, сложенные мощными кайнозойскими отложениями, Рионо-Куринская и Среднеаркавская межгорные депрессии, выполненные кайнозойскими молассами; 15 — выступ палеозойского фундамента Грузинского среднего массива; 16 — участки межгорных впадин, наложенные в неогене на средние массивы; 17 — то же, наложенные на альпийские складчатые сооружения; 18 — зоны межгорных впадин, испытавшие длительное погружение. Мегантиклинорий Малого Кавказа; 19 — антиклинории, сложенные метаморфизованным нижним палеозоем; 20 — то же, сложенные средним палеозоем — триасом; 21 — антиклинории, сложенные вулканогенным мезозоем (внутренние поднятия); 22 — то же, частные прогибы; 23 — синклинории, выполненные преимущественно вулканогенными образованиями мела и палеогена; 24 — реликтовые внутригорные впадины в них, выполненные олигоценом — антропогеном; 25 — полого залегающие покровы неоген-антропогеновых наземных лав и пирокластитов; 26 — плиоценовые и антропогеновые вулканы; 27 — участки мегантиклинориев, опущенные под волю Черного моря; 28 — пологие брахискладки платформенного чехла Скифской плиты; 29 — оси некоторых крупных антиклинальных складок в Альпийском поясе; 30 — крупные крутые разломы и флексуры (а — установленные, б — предполагаемые); 31 — крупные надвиги и тектонические покровы; 32 — границы главнейших тектонических зон

протягивающиеся в запад-северо-западном — восток-юго-восточном («кавказском») направлении (рис. 2):

1) эпигердинская (Скифская) плита Предкавказья, в средней части (Ставропольское поднятие) наиболее приподнятая и непосредственно смыкающаяся с Большим Кавказом;

2) альпийские краевые (передовые) прогибы — Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский, разделенные поперечной перемычкой;

3) внешний мегантиклинорий альпийской области — Большой Кавказ, также наиболее приподнятый в центральной части и погружающийся в стороны своих северо-западных и юго-восточных окончаний;

4) закавказские межгорные прогибы — Рионский и Куринский; они разделены поперечным Дзирульским выступом палеозойского фундамента, а к западу и востоку, расширяясь и углубляясь, переходят в Черноморскую и Южно-Каспийскую глубоководные впадины;

5) внутренний мегантиклинорий альпийской области — Малый Кавказ, переходящий на западе в сооружение Анатолии (Понт и др.), а на юго-востоке — в структуры Карадага, Талыша и Эльбруса.

Во всех этих продольных зонах ярко выделяются крупнейшие поперечные структуры Кавказской области — Главное транскавказское поднятие (по линии Ставропольское поднятие — Дзирульский выступ) и поперечные зоны к западу и востоку от него, ступенчато опускающиеся в сторону Азово-Черноморской и Каспийской депрессий.

Ниже кратко рассматриваются основные структурно-металлогенетические зоны и морфогенетические типы ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения северного и южного склонов Большого Кавказа, а по Малому Кавказу — главным образом Севано-Карабахской и Араксинской тектонических зон.

§ 1. Северный склон Большого Кавказа

Проводя металлогенетическое районирование Северного Кавказа для послепалеозойского времени, В. Б. Черницын (1967) выделяет следующие районы развития месторождений и рудопроявлений ртути: 1) Баканско-Краснополянский; 2) Абино-Гунайский; 3) Мамисонский; 4) Безепский; 5) Джифудагскую антиклинальную зону (рис. 3).

Рассматривая территориальную приуроченность ртутного оруденения к определенным географическим областям, на Северном Кавказе выделяют следующие районы: Западный (Кубанский) ртутноносный район, Краснополянский, Баксан-Белореченский и Южно-Дагестанский.

В целом по Северному Кавказу, по Д. В. Абуеву и А. В. Нетреба, наибольшее число проявлений ртути локализуется в породах мелового (42%) и юрского (28%) возраста, лишь около 10% приходится



Рис. 3. Схема металлогенического районирования Северного Кавказа для послепалеозойского времени (по В. Б. Чернышину, 1967)

1 — границы металлогенических зон; 2 — границы металлогенических подзон. Киммерийская металлогеническая эпоха. Геосинклинальная область. Металлогеническая зона Главного хребта с подзонами; 3 — Южная с полиметаллическим и медно-широтитовым нижне-среднеюрским оруденением; 4 — Северная с оруденением складчатой стадии, располагающимся в ограничивающих и рассекающих подзону разломах. Молодая эпигерцинская платформа и сублатформенные (позднеюрское время) области; 5 — предгорная минералогеническая зона с месторождениями и проявлениями железа, гипса, галита, свинца, цинка и пр. Альпийская металлогеническая эпоха; 6 — 8 — районы развития месторождений и рудопроявлений ртути (6 — ртутьносные зоны во флишевых и субфлишевых прогибах; А — Бакаско-Краснополянская. В — Абино-Гунайская, В — Мамисонская; 7 — Безлесский рудный район; 8 — Джи-фудаская антиклинальная зона); 9 — Предкавказская минералогеническая зона россышных и осадочных проявлений марганца, железа, титана; 10 — Кавминводский рудный район

на интервал девон — триас. Около половины всех проявлений ртути и все известные месторождения локализованы в обломочных породах — песчаниках и брекчиях. Около 30% рудопроявлений залегают в глинистых сланцах. Примерно 15% из них размещено в карбонатных толщах, а в магматических и метаморфических породах известны лишь единичные проявления.

Низкотемпературное сурьмяно-мышьяковое оруденение в пределах северного склона Большого Кавказа мало развито. Среди сурьмяных месторождений выделяются Гитче-Тырныузское в районе Тырныузского рудника и Хуландойское в Чечено-Ингушетии. Рельгар-аурипигментовая минерализация устанавливается в долинах рек Кубани и Худес в Эльбрусском и других более мелких рудопроявлениях.

Западный (Кубанский) ртутьносный район наиболее перспективен на ртуть в пределах Кавказа.

В Кубанском рудном районе выделяются три структурно-тектонические подзоны: Северная, Южная и Западная.

В Западной и Южной подзонах рудопроявления размещены в существенно терригенных толщах, в Южной и Северной подзонах — в толщах, сложенных метаморфическими, эффузивными и интрузивными породами; наконец, во всех трех подзонах встречаются рудопроявления, залегающие в карбонатных породах (Д. В. Абуев, А. В. Нетреба).

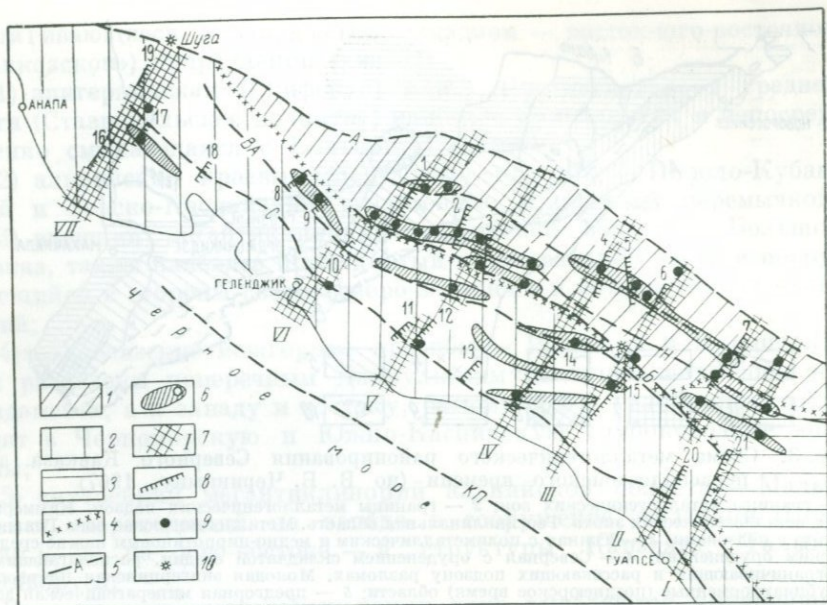


Рис. 4. Размещение ртутных месторождений и рудопроявлений в структурно-фациальных зонах Северо-Западного Кавказа (по А. В. Нетреба)

Структурно-фациальные зоны: I — Афи́нская; 2 — Новороссийско-Лазаревская; 3 — Гойтхско-Ачишхинская; 4 — границы структурно-фациальных зон; 5 — продольные глубинные разломы: А — Ахтырский; Б — Безепский; ВА — Верхне-Абинский; Н — Навагинский; КЛ — Кешшинский; С — Семисамский; Т — Тхamaхинский; 6 — рудные поля; 7 — зоны поперечных дислокаций: I — Туапсинская; II — Агойская; III — Нечепсухская; IV — Джубгинская; V — Пшадская; VI — Геленджикская; VII — Семисамская; 8 — участки, где установлены поперечные дислокации: 1 — Хабальский; 2 — Убинский; 3 — Верхне-Афипский; 4 — Безепский; 5 — Псекабский; 6 — Чепсинский; 7 — Псекупский; 8 — Шапарский; 9 — Абинский; 10 — Геленджикский; 11 — Джанхотский; 12 — Пшадский; 13 — Вуланский; 14 — Джубгинский; 15 — Нечепсухский; 16 — Семисамский; 17 — Гайдукский; 18 — Новороссийский; 19 — Гостагаевский; 20 — Агойский; 21 — Туапсинский; 9 — ртутные месторождения и рудопроявления; 10 — грязевые сопки

Ртутные и ртутно-сурьмяные месторождения и рудопроявления в основном размещены в пределах Афи́нской, Новороссийско-Лазаревской и Гойтхско-Ачишхинской тектонических зон. Зоны ртутного оруденения располагаются кулисообразно и контролируются как региональными глубинными разломами общекавказского прости́рания (Ахтырским, Бекишейским, Безепским, Верхне-Абинским, Навагинским, Тхamaхинским, Капшинским, Семисамским, Планчешским и др.), так и поперечными разломами (Туапсинским, Агойским, Нечепсухским, Джубгинским, Пшадским, Геленджикским, Семисамским) (рис. 4). Разломы общекавказского прости́рания в большинстве случаев прослеживаются на границах структурно-фациальных зон.

К тектоническим зонам указанных разломов общекавказского прости́рания приурочены следующие месторождения и рудопроявления: а) к зоне Безепского разлома — Перевальное, Сахалинское, Убин-Су и др.; б) к зоне Тхamaнского разлома — Красноуральское,

Белокаменное и др.; в) к зоне Навагинского разлома — Пластунские, Запорожское и др.; г) к зоне Планчевского разлома — отдельные рудопроявления Верхне-Убинского рудного поля; д) в зоне Ахтырского разлома устанавливаются шлиховые и геохимические аномалии.

В Западном ртутном районе основная часть ртутного оруденения приурочена к определенному горизонту нижнемеловых флишевых отложений валанжин-готерив-баррема, оно отсутствует в апт-альбе. Здесь, по В. Б. Хомякову, из 36 коренных проявлений ртути 31 располагается в нижнемеловых отложениях и 5 — в карбонатном флише верхнего мела. В породах верхней юры, развитых в восточной части Северо-Западного Кавказа, оруденение нигде не обнаружено, а в палеогеновых отложениях имеются только шлиховые ореолы и геохимические аномалии, пространственно тяготеющие к зоне Ахтырского разлома.

Довольно отчетливо стратиграфо-литологический фактор в контроле оруденения устанавливается в центральной части Верхне-Убинского рудного поля. Здесь, по А. С. Кандаурову (1968), все известные ртутные проявления приурочены к грубозернистым породам свиты дербы нижнего готерива (песчаники, гравелиты, конгломераты с прослоями глин общей мощностью 120—260 м).

В песчано-глинистых отложениях валанжин-готерив-баррема основная часть ртутных месторождений и рудопроявлений распределена следующим образом: в песчаниках и конгломератах локализованы Перевальное, Запорожское, Белокаменное, Фанарское, Убин-Су, Дерби. Каскадное, Дальное, а в глинах — Сахалинское, Широкое, Планчевское, Пластунское, Хабльское, Ахтырское, Красноуральское, Хребтовая группа и др.

Структурными факторами контроля ртутного оруденения в Западном ртутном районе являются (Хомяков, Шишкунов, 1968): 1) зоны дробления и повышенной трещиноватости пород в присводовых частях антиклинальных структур; 2) периклинальные замыкания основных антиклинальных структур на участках пересечения их рудоподводящими разрывами (Перевальное месторождение); 3) участки куполовидных поднятий в своде основной структуры (Запорожское, Белокаменное месторождения); 4) наличие на крыльях основной структуры изоклинальных складок четвертого порядка, осложненных в своде разрывами (Сахалинское месторождение); 5) резкие изменения элементов залегания рудоконтролирующих разломов (Сахалинское месторождение); 6) изгибы поверхности рудоподводящих разломов и оперяющих их разрывов (Перевальное, Белокаменное и Сахалинское месторождения).

На Сахалинском месторождении маркирующим горизонтом, по И. В. Виноградову, является слой глин с прослоями и линзами мергелистого известняка, прослеживание которого позволило выявить брахиантиклинальную складку, осложняющую присводовую часть южной антиклинали второго порядка. К брахиантиклинали, названной осевой, приурочено указанное месторождение.

Характеристику структурно-морфогенетических типов ртутного оруденения Западного Кавказа дали В. П. Федорчук, Н. А. Никифоров, А. В. Нетреба, И. В. Виноградов, Д. В. Абуев.

На Западном Кавказе, по Д. В. Абуеву и А. В. Нетреба, в соответствии с характером разреза рудоносных площадей развиты проявления ртути следующих структурно-морфогенетических типов:

I. Месторождения в неоднородных существенно терригенных толщах:

1) согласные минерализованные зоны в слабо измененных минеральных глинах (Сосново-Орловская рудная кулиса — Красноаульское рудопроявление);

2) зоны минерализации в смятых и трещиноватых глинах и аргиллитах (Сосново-Орловская, Фанарская, Тхаманская, Верхне-Убинская, Дефановская, Головинская, Агепская рудные кулисы — Широкое, Ахтырское, Хребтовое, Планчское, фланги Перевального и Сахалинского месторождений и рудопроявлений);

3) штокверкообразные тела и рудные столбы в брекчированных аргиллитах (Верхне-Убинская, Агепская рудные кулисы — Сахалинское месторождение);

4) рудные столбы и линзы в брекчированных конгломератах (Дефановская рудная кулиса — Перевальное месторождение, Береговое рудопроявление);

5) штокверкообразные и гнездообразные рудные тела в пачках сложнопереслаивающихся песчаников, гравелитов, конгломератов, подвергшихся дроблению (Медвежьегорская рудная кулиса — Белокаменное и Упорное месторождения);

6) гнездообразные и штокверкообразные рудные тела в мощных пачках песчаников, подвергшихся дроблению (Агепская, Верхне-Убинская рудные кулисы — Запорожское месторождение, Агепское рудопроявление);

7) гнездообразные тела в сложнопереслаивающихся пачках мало-мощных песчаников и глин (Верхне-Убинская, Фанарская, Хохопсинская рудные кулисы — Каскадное, Фанарское, Каштановое месторождения и рудопроявления).

II. Месторождения в неоднородных толщах, сложенных метаморфическими, эффузивными и интрузивными породами:

8) жилы и штокверкообразные тела в зонах повышенной трещиноватости и брекчирования метаморфических сланцев и интрузивных пород (Андрюковская рудная кулиса — Горстовое, Сбросовое, Дождливое рудопроявления);

9) секущие жилообразные тела в зонах дробления лиственитов (Хамышкская рудная кулиса — рудопроявления балка Станкевича и балка Бугаева);

10) секущие жилообразные и штокверкообразные тела в гидротермально измененных эффузивных породах основного и среднего состава (Агепская, Аибгинская, Бабук-Аульская рудные кулисы — Ржаное, Тугупсинское, Крайнее рудопроявления).

III. Месторождения в карбонатных породах:

11) кальцитовые жилы в мощных пластах известняков (месторождение Хамышкинское, рудопроявление Раскол-Скала);

12) гнездообразные тела в сложно дислоцированных известняках (Чвежипсинская рудная кулиса);

13) зоны минерализации в сложно переслаивающихся карбонатных флишевых отложениях (мергели, известняки, глины; Новороссийская рудная кулиса — Новороссийское, Гайдукское, Верхне-Баканское рудопроявления);

14) рудные тела в мощных толщах карбонатного состава.

Сравнительно высокая степень разведанности Сахалинского месторождения, по И. В. Виноградову, дала возможность выделить три структурно-морфологических типа рудных тел: минерализованные кварц-диккитовые брекчии линзообразной формы; минерализованные трещинные зоны в отложениях горизонта глин с прослоями сидеритов ленточной формы; минерализованные пропластки кварцевого песчаника и сидеритов среди отложений глинистых алевролитов и алевролитистых аргиллитов с частыми прослоями песчаников и частично сидеритов.

Среди ртутных месторождений и рудопроявлений Западного Кавказа выделяются главные морфологические типы: рудные столбы в брекчированных конгломератах (Перевальное месторождение), сложные линзовидные и штокверкообразные тела (Сахалинское месторождение).

Морфология ртутного оруденения часто во многом зависит, кроме основных структур, от степени трещиноватости. Изучение трещиноватости на Сахалинском месторождении позволило И. В. Виноградову установить некоторую зависимость между трещиноватостью и распространением ртутной минерализации: трещиноватость максимально проявлена в центральной части месторождения, в месте воздымания шарнира брахиантиклинали, где она колеблется в пределах 40—137 трещин на 1 м. На флангах месторождения интенсивность трещиноватости не превышает 10—25 трещин на 1 м. В центральной части месторождения в пределах рудных тел она составляет 78—137 трещин на 1 м, достигая максимальных значений в зоне кварц-диккитовых брекчий. На остальных участках она колеблется в пределах от 40 до 60 трещин на 1 м. С глубиной интенсивность трещиноватости медленно падает.

Схема формирования ртутных месторождений на Западном Кавказе, по В. Б. Хомякову, укладывается в три этапа, каждому из которых соответствуют определенные тектонические деформации и фазы гидротермального процесса. Первый этап, дорудный, связан с главными фазами складчатости, проявившейся в предпалеогеновое время. Второй этап, рудный, по времени, видимо, связан с заключительными фазами альпийской складчатости, проявившейся в предолигоценное время. Третий этап пострудный. Тектонические деформации этого этапа привели к усложнению формы рудных тел и дробиению руд.

Во втором этапе выделяются следующие рудные стадии минералообразования: кварц-карбонат-киноварная; кварц-диккит-киноварная и диккит-киноварная. Указанная схема является общей схемой минералообразования. Изучение отдельных месторождений и рудопроявлений показывает отклонения от приведенной схемы. Например, на Сахалинском месторождении, по И. В. Виноградову, выделяются следующие стадии гипогенной минерализации: диккитовая, кварц-диккит-антимонит-киноварная и кальцитовая. На Запорожском и Широком рудопроявлениях ртутное оруденение связано с одной диккит-киноварной стадией минерализации и т. п.

В Западном ртутном районе в отмеченных месторождениях и рудопроявлениях минеральный состав простой, однообразный. В связи с тем что главным рудным минералом является киноварь, большинство месторождений и рудопроявлений относится к классу мономинеральной ртутной формации.

Минеральным составом от всех зон ртутного оруденения отличается Сахалинское месторождение, где совместно с киноварью в достаточном большом количестве присутствует антимонит. Поэтому его относят к сурьмяно-ртутной формации.

Из второстепенных рудных минералов в ртутоносных зонах в незначительном количестве присутствуют пирит, халькопирит, марказит, реальгар, антимонит, самородная ртуть, метациннабарит, барит, галенит, сфалерит, арсенопирит, блеклая руда, буланжерит, бертьерит, ливингстонит и др.

Следует отметить, что нет определенного представления о генезисе самородной ртути и метациннабарита. На некоторых ртутных месторождениях Северо-Западного Кавказа метациннабарит присутствует в малом количестве в виде черных примазок в зоне окисления и предполагается, что он гипергенного происхождения. На одном из ртутных месторождений в Западном ртутном районе В. И. Зубов (1967) установил метациннабарит в виде хорошо образованных кристаллов размером от 0,2 до 3 мм. Он же говорит о более раннем образовании метациннабарита, чем киновари, и последовательность образования основных гидротермальных минералов на месторождении представляет следующим образом: кварц, диккит I, марказит, метациннабарит, пирит, антимонит, киноварь, диккит II, кальцит.

Более раннее образование метациннабарита, чем киновари, устанавливается некоторыми исследователями и в других регионах. В. И. Васильев и др. (1969), изучая особенности ртутной минерализации о. Сахалин, отмечают, что на рудопроявлении Бирюза очень часто можно видеть начинающееся или далеко зашедшее превращение гипогенного метациннабарита в киноварь.

Кристаллографические исследования киновари, выполненные И. А. Шамрай, В. И. Труфановым и др., показали, что на всех ртутных проявлениях Северо-Западного Кавказа развиты ромбоэдрические кристаллы, сдвойникованные по (001), только на Белокаменном месторождении и Береговом рудопроявлении отмечаются единичные таблитчатые монокристаллы.

Киноварь в пределах Западного ртутного района встречается в виде прожилков, вкрапленников и примазок. Из нерудных минералов в ртутоносных зонах присутствуют кварц, кальцит, диксит, серицит и др.

В *Краснополянском ртутном районе* выделяются три группы ртутных рудопроявлений — Эстонская, Шахэ-Головинская, Агепская и одно рудопроявление (Каштановое). Первая группа рудопроявлений приурочена к вулканогенным образованиям средней юры, вторая — к контакту глинистых сланцев и плагиопорфиристов, а Агепская группа и Каштановое рудопроявление приурочены к песчано-глинистой толще лейаса.

Агепская и Эстонская группы рудопроявлений расположены в бассейне р. Мзымта. По В. Б. Хомякову, в состав первой группы входят пять рудопроявлений, два из которых локализованы в мало-мощных прослоях кварцевых песчаников в сводовых частях антиклиналей, два — в брекчированных и передробленных глинистых сланцах и одно — на контакте сланцев и туфов верхнего лейаса.

На рудопроявлениях Эстонской группы, по Б. М. Штромило, установлены крупные гнезда с содержанием ртути до 1,43%.

В пределах Шахэ-Головинской группы рудопроявлений зоны убогой ртутной минерализации приурочены к брекчированным плагиопорфиристам. Каштановое рудопроявление, расположенное в верховьях р. Псекупс, приурочено к зоне дробления, смятия и трещиноватости в песчано-глинистой толще лейаса.

В рудопроявлениях Краснополянского ртутного района киноварь представлена примазками, вкрапленниками, прожилками, иногда образует небольшие гнезда. На рудопроявлениях Агепской группы совместно с киноварью встречаются метациннабарит, антимонит, пирит и халькопирит. На рудопроявлении Приустьевое встречается реальгар. Остальные два рудопроявления Агепской группы представлены в основном киноварью. На рудопроявлениях Шахэ-Головинской группы киноварь устанавливается отдельными изолированными участками в зоне брекчирования и окварцевания, которая прослеживается на несколько сот метров.

В Краснополянском районе основной рудоконтролирующей структурой регионального характера являются Главный надвиг и Краснополянский разлом. Большинство известных ртутных месторождений и рудопроявлений закономерно приурочено к разрывам северо-западного и широтного простирания, являющимся составными элементами Краснополянского глубинного разлома (Демидова, 1964). Указанный разлом ограничивает с юга Гойтхскую зону.

В *Баксан-Белореченском ртутоносном районе* ртутные и сурьмяные рудопроявления приурочены к палеозойским образованиям (от девона до триаса). Некоторые исследователи эти рудопроявления относят к герцинскому этапу. Все рудопроявления герцинского этапа, по В. Б. Хомякову, в Аксаут-Белореченском ртутоносном районе, в зоне Передового хребта, ограничены с севера и юга долгоживущими региональными разломами — Северным и Тырныуз-

Пшекинским. К первому из них в центральной части зоны приурочены ртутные проявления Котел и Кишкитское, на ее западном окончании располагается Мамрюкское рудопроявление. В зоне Тырнауз-Пшекинского разлома располагаются Хамышкинское ртутное и Тырнаузское сурьмяное проявления, первое на западном его окончании, второе — на восточном. Здесь ртутная минерализация часто приурочена к оперяющим внутрiformационным разломам: Андрюкскому (Котел), Джазлыкскому (Кишкит), Хамышкинскому (Хамышки) и др.

Указанные рудопроявления, расположенные в зоне Передового хребта, локализуются в разных по составу осадочных и вулканогенных образованиях палеозойского возраста и в разнообразных структурах.

Андрюкское рудопроявление (Котел) состоит из четырех участков, где ртутно-сурьмяное оруденение приурочено к брекчированным, рассланцованным и местами раздробленным метаморфизованным кварц-хлоритовым сланцам девона, чередующимся с телами диабаз-кератофирового состава и с кварцевыми порфирами. Местами киноварь встречается в граносиенитах, туфах, туфопесчаниках, порфиритах и в некоторых других разновидности пород.

Зона минерализации в целом характеризуется низкими содержаниями ртути. Киноварь представлена примазками, вкрапленностью и тонкими прожилками, часто встречается в массе кальцита и местами в кварце. В ртутносных зонах совместно с киноварью присутствуют антимонит, реальгар, аурипигмент, иногда барит, местами повышенные содержания золота. В пределах этого рудопроявления на участке балки Медной совместно с киноварью в виде редких налетов и вкрапленников присутствует метациннабарит. На участке Дождливый выделяется небольшая зона мономинеральных сурьмяных руд, которая локализована на контакте массива граносиенитов.

Кишкитское рудопроявление приурочено к отложениям нижней перми, которые представлены песчаниками, кварцевыми альбитофирами и фельзодацитами киньрадской свиты. Все ртутносные зоны Кишкитского рудопроявления расположены в пределах сводовой части одноименной антиклинали и контролируются Джазлыкским разломом; в ядре антиклинали устанавливаются выходы альбитофиров.

Ртутная минерализация выявлена на четырех участках и в большинстве случаев приурочена к окварцованным и трещиноватым зонам. Самые богатые выделения киновари встречаются в виде прожилков.

Хамышкинское рудопроявление приурочено к отложениям нижней перми и контролируется Хамышкинским разломом. Ртутносными являются лиственитизированные серпентиниты и пермские известняки, в которых киноварь присутствует в виде тонких прожилков с кальцитом и мелкой вкрапленности.

Мамрюкское рудопроявление локализовано в окварцованных аргиллитах триаса в зоне контакта с гранитами Сазарайского массива.

Тырныаузское сурьмяное рудопоявление, по В. Б. Хомякову, локализовано в песчано-сланцевых отложениях среднего карбона. Рудные тела, представленные линзами и быстро выклинивающимися жилами, локализованы в зонах крутопадающих разломов широтного простирания. В антимонитовых рудах присутствует значительное количество галенита.

Южно-Дагестанская ртутносная зона находится в восточных районах Самурской ступени и Северной моноклинали в пределах Джифудагского антиклинория. Здесь зона восточного погружения толщи юры располагается вблизи границы Кусаро-Дивичинского передового прогиба. По Д. В. Абуеву, В. И. Радько и др., рудопоявления этой группы вытянуты в субмеридиональном направлении вдоль предполагаемого Самурского поперечного разлома, хотя все они отчетливо группируются вокруг продольных разломов, служащих границами структурных зон.

Из продольных разломов общекавказского направления наиболее четко проявлен Адайком-Казбегский, который прослеживается далеко на запад и является рудоконтролирующим и для Северо-Осетинской группы рудопоявлений. Указанный разлом в пределах Восточного Кавказа называется Тляртинским.

В Южном Дагестане выделяется Хпекское рудное поле, в пределах которого установлено около десяти рудопоявлений и зон ртутной минерализации. Самая интенсивная зона ртутного оруденения (Хпекское месторождение) локализуется в песчаниках хпекской свиты верхнеааленского возраста. Хпекское месторождение размещено на северо-восточном крыле Чафардагской антиклинали и, по Д. В. Абуеву, в старом руднике приурочено к раздробленным брекчированным трещиноватым песчаникам в месте пересечения двух разрывных нарушений (Главного северо-восточного простирания и Мекензирекречского меридионального простирания); по указанному разломам отмечается еще несколько участков ртутной минерализации — Лотапхор, Мекензирек и др.

В пределах Южно-Дагестанской ртутной зоны в отложениях нижней и средней юры (аален), кроме Хпекского месторождения, размещены Гопцинское, Казардикамское, Гюльгерчайское и другие ртутные проявления, а также несколько небольших кварц-антимонитовых проявлений.

Для дагестанских проявлений ртути, по Д. В. Абуеву и др. (1967), характерны мелкозернистые алевритистые песчаники с 10—20% глинистого вещества и до 20% кальцита в цементе, которые обладают невысокой пористостью.

Зоны ртутной минерализации представлены диксит-киноварной формацией. Киноварь встречается в виде вкрапленников, кристаллов и мелких прожилков. Кроме киновари, в рудоносных зонах встречаются антимонит, самородная ртуть, пирит, галенит, халькопирит, метациннабарит, кальцит и кварц.

Севернее указанной полосы ртутного оруденения в пределах зоны Известкового Дагестана в известняках верхней юры

размещено Яргильское ртутное проявление. Ртутная минерализация на его площади проявлена следами самородной ртути в мелких трещинках известняков. Киноварь на участке рудопроявления отмечена только в шлихах аллювия.

Все ртутные месторождения и рудопроявления Северного Кавказа, по Д. В. Абуеву и А. В. Нетреба, объединяются в четыре рудные формации (табл. 1).

Таблица 1

Рудные формации Северного Кавказа

Рудная формация	Содержание ртути, %	Главные минералы		Второстепенные минералы
		рудные	нерудные	
Кварц-диккит-киноварная	До 1	Киноварь	Кварц, диккит	Пирит, антимонит, халькопирит, барит, битум, кальцит
Диккит-киноварная	До 0,3	»	Диккит	Антимонит, самородная ртуть, пирит, галенит, халькопирит, метациннабарит, кальцит, кварц
Кварц-киноварная	До 0,1	»	Кварц	Антимонит, диккит, кальцит, пирит, халькопирит
Кальцит-киноварная	До 0,1	»	Кальцит	Пирит, диккит, кварц

§ 2. Южный склон Большого Кавказа

На южном склоне в пределах Северо-Западного Кавказа, Абхазии и Сванетии развита мономинеральная ртутная минерализация, хотя в ртутоносных зонах присутствуют антимонит, реальгар и аурипигмент. В Верхней Раче, Северной и Южной Осетии четко выделяются низкотемпературные мономинеральные сурьмяные, ртутные, мышьяковые и комплексные мышьяково-ртутно-сурьмяные и мышьяково-сурьмяные месторождения. В связи с этим отдельно будут описаны структурно-металлогенетические зоны и основные типы сурьмяного, ртутного и мышьякового оруденения (рис. 5).

Среди рудных провинций Кавказа особенно широким распространением сурьмяного оруденения отличается южный склон Большого Кавказа. Здесь известны многочисленные рудопроявления и несколько месторождений сурьмы. Сурьмяное оруденение в основном размещено в зоне Главного надвига, вдоль которого древний кристаллический комплекс приведен в соприкосновение с отложениями нижней юры. Здесь сурьмяное оруденение приурочено к нижним частям песчано-глинистых отложений лейаса, а местами — к гранитам Главного хребта.

Основным районом сурьмяного оруденения на южном склоне является Верхняя Рача. В этом районе устанавливается несколько типов зонального рудоотложения и антимонитовые руды в разнообразных минеральных ассоциациях.

Зональность оруденения в юрских отложениях проявлена в направлении с севера на юг. Высокотемпературные ферберит-антимонитовые руды, локализованные в отложениях нижнего лейаса, стратиграфически снизу вверх сменяются более низкотемпературными полиметаллически антимонитовыми, кварц-антимонитовыми и кинварными рудами. Еще южнее в более молодых верхнеюрских флишевых отложениях размещены реальгар-аурипигментовые руды. В Каробском рудном узле, в зоне Главного надвига, устанавливается концентрическая зональность, которая в общий зональный ряд размещения руд Горной Рачи не укладывается. Здесь, по Г. А. Твалчрелидзе (1961), вблизи дацитов развиты наиболее глубинные проявления молибденового оруденения, по периферии — полиметаллические с наложенным антимонитовым оруденением (Киртышо, Домбурула, Кароби — сурьмяное), а во внешней зоне — собственно сурьмяные проявления (Санарцхия, Домба и др.).

По данным К. И. Чичинадзе (1945), в ферберит-антимонитовом комплексе руд выделяются три стадии минерализации, которым соответствуют определенные минеральные ассоциации. Первая стадия характеризуется образованием зоны смятия и гидротермальным изменением рудовмещающих пород. Наиболее интенсивно проявлены окварцевание, серицитизация, хлоритизация и пиритизация. К этой же стадии относится образование андалузита. Совместно с окварцеванием произошло выделение малых количеств пирита, арсенопирита и гематита. Во вторую стадию выделилась главная масса ферберита существенно вольфрамовых месторождений. Сфалерит и галенит этой стадии образуются в ряде антимонитовых месторождений. На ферберитовых рудопроявлениях (Сагеби, Моцанцара) они более поздние и ассоциируют с антимонитом. Полиметаллическое оруденение, согласно Т. А. Твалчрелидзе (1959), локализовано в висячем или лежащем боках рудных тел, а иногда представлено изолированно, что позволяет резко отделить эту стадию от последующей антимонитовой. Рудоотложение третьей стадии начинается с образования на стенках пустот тонких корочек микрокристаллического кварца, содержащего шеелит. На них нарастают радиальнолучистые и шестоватые агрегаты антимонита, содержащие марказит. В контактовой зоне полиметаллически-антимонитового оруденения устанавливается буланжерит. С этой же стадией, по-видимому связано самородное золото, повышенные содержания которого устанавливаются в основном в антимонитах.

Сурьмяные месторождения и рудопроявления в Верхней Раче делят на две основные группы: Зопхитскую и Чвешурскую. Зопхитское рудное поле расположено в полосе сочленения ороговикованных сланцев нижнего и среднего лейаса с гранитами Главного хребта (в зоне Главного надвига). В пределах рудного поля, которое

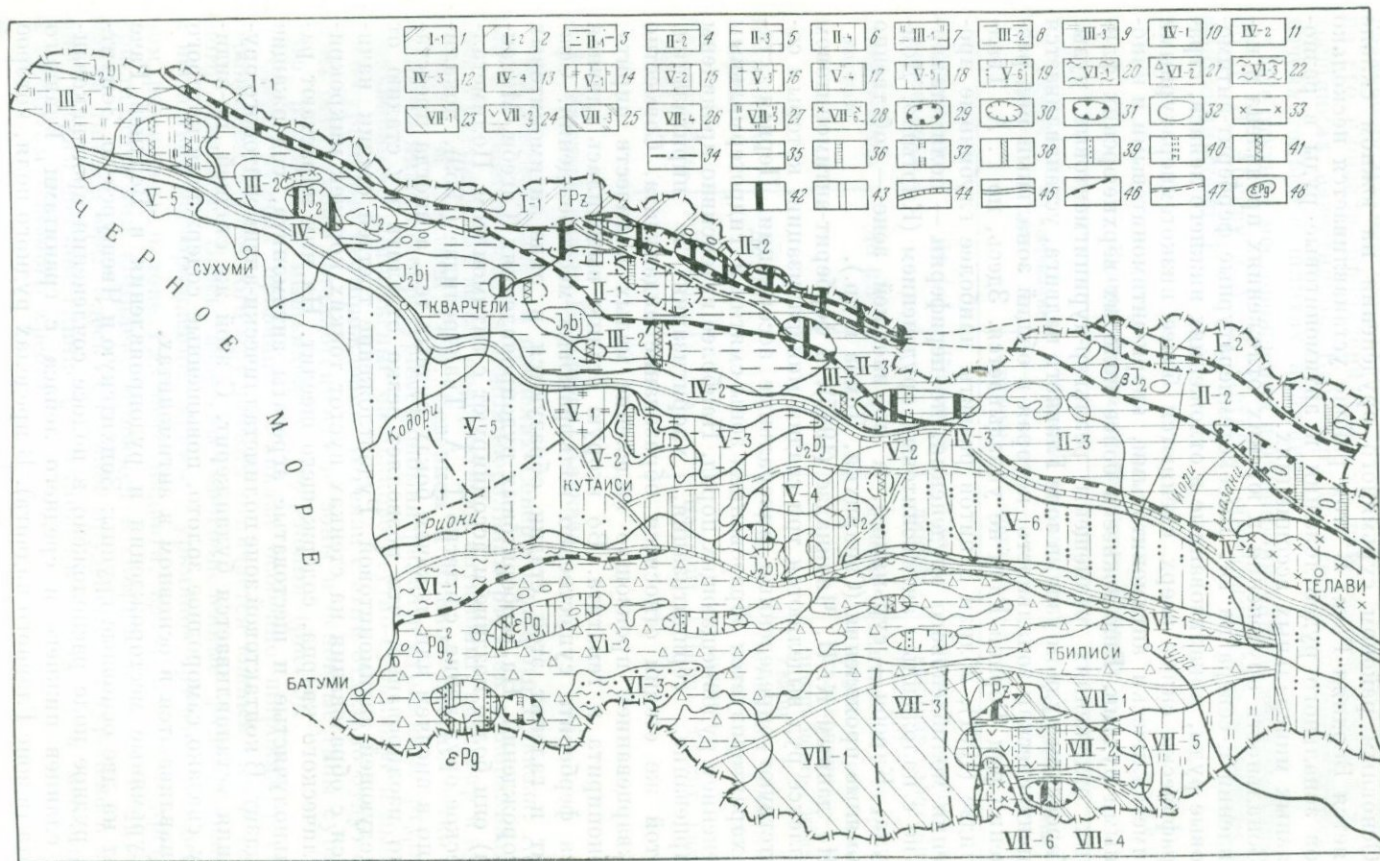


Рис. 5. Схема структурно-формационного районирования территории Грузинской ССР и размещения эндогенных рудных районов (по В. В. Панцулая)

Геотектонические зоны: I — геосинклиналь южного склона Большого Кавказа (Агреско-Дикавская); II — миогеосинклиналь южного склона Большого Кавказа (Агреско-Дикавская); III — эвгеосинклиналь южного склона Большого Кавказа (Трунцкая глыба); IV — шовная зона Большого Кавказа; V — северо-западная часть Закавказского геосинклинального пояса.

VI — Ардино-Большинская геосинклинальная зона.

Структурно-формационные зоны: 1 — горст-антиклинорийное поднятие доорского консталакского фундамента; 2 — относительное опускание Фрунженского-Ташкентского-Чкалтиско-Найкисского пояса (омоложенное поднятие); 3 — изоциально-горстное поднятие Кара-Алашского-Догодского пояса; 4 — фланжевое поднятие; 5 — фланжевое поднятие; 6 — Алашский наложенный метаморфизм; 7 — Алашское синклиноно-горстное поднятие; 8 — зона обратных складчатых валик; 9 — Кайыпская приразломная зона; 10 — Аксаринско-Томарская горст-антиклиналь; 11 — Рача-Дехумская синклиналь; 12 — Юго-Осетинско-Самурская антиклинорийная зона; 13 — Жинвальско-Томарская горст-антиклиналь; 14 — Ахсинская зона складчатого-глыбового поднятия; 15 — Окриско-Самурская антиклинорийная зона, приращенная к Трунцкой глыбе; 16 — Шаурская наложенная синклиналь; 17 — Дзигурльская зона сводово-глыбового поднятия доорского консталакского фундамента; 18 — Рюкский межгорный прогиб; 19 — Куриский межгорный прогиб; 20 — Северный антиклинорий центральной части Ахваро-Триалетский; 21 — Ахалцихская синклинорийная зона; 22 — Ахалцихская синклинорийная зона; 23 — зона дифференцированных алышских движений с газэиной молодой надземно-вулканической и терригенных формаций; 24 — куполообразное поднятие Храмской остаточной геосинклинали; 25 — Большинский наложенный субгеосинклинальный прогиб; 26 — антиклинорийное поднятие Локской остаточной геосинклинали; 27 — Марисулская межгорная впадина; 28 — Савирская наложенная моноклинал; 29 — оруденение, парагенетически связанное с даскчалым комплексом; 30 — оруденение, парагенетически связанное с интузскими комплексами. Районы с оруденением поздних (орогенных) стадий развития; 31 — оруденение, предположительно связанное с комплексами малых интузи; 32 — оруденение, не имеющее ясной связи с магматизмом.

Характерные рудные формации или их группы: 33 — гердинская; 34 — киммерийская; 35 — альпийская. Металлогенетические эпохи: 36 — медно-пирротиновая; 37 — колчеданная; 38 — марганцево-гематитовая; 39 — медно-полиметаллическая; 40 — полиметаллическая; 41 — редкометаллическая; 42 — золоторудная; 43 — барит-полиметаллическая. Глубинные разломы, разграничивающие структурно-формационные зоны. Краевые швы: 44 — установленные; 45 — предполагаемые. Структурные швы: 46 — установленные; 47 — осадочных геосинклинальных формаций

занимает узкую полосу, протягивающуюся с запада на восток, размещены шесть кварц-антимонитовых месторождений и рудопроявлений, из которых два локализованы в ороговикованных и метаморфизованных глинистых сланцах лейаса, а остальные среди палеозойских гранитов и кварцевых гранодиоритов.

На площадях распространения кварц-антимонитовых жил развита трещиноватость, которая определила наличие рудовмещающих зияющих трещин. К подобным структурным элементам приурочены также широко развитые в районе молодые альбитофировые и диабазовые тела. Дайки альбитофиров третичного возраста во многих местах ассоциируют с жильными проявлениями антимонитового оруденения.

Рудные тела на месторождении Зопхито (Хирхи), количество которых достигает 50, моложе альбитофиров и приурочены к нескольким системам трещин. Рудные трещины обычно четко выражены и имеют большие размеры по простиранию и падению. Обычной формой кварц-антимонитовых тел являются рудные столбы, ориентированные по падению трещин и приуроченные к местам изгиба рудовмещающих структур (Г. И. Тогоидзе).

Зоны кварц-антимонитовых жил, приуроченные к гранитам палеозоя, часто представлены брекчированными

Минеральный состав кварц-сурьмяных руд

Месторождения	Гипогенные			Гипергенные	
	постоянно встречающиеся		спорадически встречающиеся	часто встречающиеся	редко встречающиеся
	главные	второстепенные			
Санарцхия, Квардзахети, Домбурула	Кварц, антимонит	Пирит, арсенопирит, серицит, кальцит, бертьерит (Санарцхия), хлорит (Квардзахети, Домбурула)	Сфалерит, станнин, халькопирит, марказит, галенит, бертьерит, золото, самородное — Квардзахети)	Лимонит (кермезит, сенармонтит — Квардзахети), валентинит (Санарцхия, Домбурула)	Стибиконит (Санарцхия, Квардзахети), кермезит (Санарцхия, Домбурула), сенармонтит (Домбурула)

гранитами, цементированными кварцем. Большую часть жильных трещин по простиранию занимает антимонит, местами наблюдается полное замещение трещин кварцем, с небольшой вкрапленностью и скоплениями антимонита.

В составе руд Зопхитского рудного поля главными минералами являются антимонит и кварц. В незначительном количестве присутствуют пирит, арсенопирит, ферберит, бертьерит, шеелит, сфалерит, карбонаты; местами устанавливаются блеклые руды, пирротин, халькопирит, галенит, киноварь, золото, серебро и др.

В Чвешурском рудном поле сурьмяное оруденение также размещено в полосе влияния Главного надвига и локализовано в палеозойских гранитах и в отложениях нижнего лейаса.

Палеогеновая минерализация в Чвешурском рудном поле, по Т. А. Твалчрелидзе, отличается большим разнообразием вещественного состава. Она представлена молибденовыми (Кароби), мышьяково-оловянно-сурьмяными (Киртишо), вольфрамово-сурьмяными (Домба II) и сурьмяными (Домба I, Санарцхия, Квардзахети, Домбурула) рудопроявлениями. Они приурочены к зонам разломов и смятий, сопровождающимся интенсивным гидротермальным изменением — окварцеванием, пиритизацией и серицитизацией вмещающих пород.

В районе широко распространена сурьмяная минерализация. Как уже отмечалось, сурьма встречается в виде мономинеральных кварц-антимонитовых руд, а также в мышьяково-оловянно-сурьмяных и вольфрамово-сурьмяных месторождениях.

Минеральный состав кварц-сурьмяных руд, по данным Т. А. Твалчрелидзе, приведен в табл. 2.

Различные сочетания кварца с антимонитом вызывают разнообразие текстур и структур руд; широко развиты брекчиевые и друзовые текстуры.

На месторождении Киртышо, по Т. А. Твалчрелидзе, в связи с наложением сурьмяной стадии на полиметаллическую возник ряд реакционных минералов: тетраэдрит, бурнонит, цинкениит и буланжерит.

За пределами Верхней Рачи на южном склоне Большого Кавказа антимонитовое оруденение встречается в Верхней и Нижней Сванетии и в Казбегском районе.

В первом районе расположено несколько кварц-антимонитовых и кварц-антимонит-реальгаровых рудопроявлений. Кварц-антимонитовые жилы рудопроявления Босела приурочены к туфобрекчиям, туфопесчаникам, порфирирам и сланцам порфирировой свиты байоса. В антимонитовых жилах местами устанавливаются примазки реальгара. Рудопроявление Ручуа приурочено к тектонической зоне, прослеживающейся по контакту мергелей и песчаников с порфиритами и туфопесчаниками порфирировой свиты байоса. Каджиянское и Чадуанское рудопроявления, представленные кварц-антимонитовыми жилами, локализованы в песчано-глинистой свите лейаса и приурочены к зонам дробления и тектонического нарушения. На Каджиянском рудопроявлении устанавливаются повышенные содержания мышьяка и ртути.

В Сванетии сурьмяное оруденение распространено широко, наиболее значительным является Гульское рудопроявление. По данным З. И. Чхиквишвили и Т. А. Твалчрелидзе, антимонитовое оруденение Гульского рудопроявления приурочено к тектоническому разлому, прослеживаемому на контакте отложений среднего и верхнего лейаса. Вдоль разлома породы сильно раздроблены, окварцованы и местами интенсивно гидротермально изменены. По вещественному составу руды относятся к полиметаллически-сурьмяному типу. Наряду с антимонитом, по Г. А. Твалчрелидзе, в рудах Гульского рудопроявления присутствуют пирит и арсенопирит и в подчиненном количестве — марказит, сфалерит, галенит, халькопирит и блеклые руды. В ничтожных количествах встречается пирротин. Ведущим жильным минералом является кварц, в небольших количествах присутствуют кальцит и хлорит. К более мелким антимонитовым рудопроявлениям относятся: Эцерское, приуроченное к гидротермально измененным гранодиоритам Эцерского массива; Лак-Чилдарское, приуроченное к палеозойским гранитам в северо-западной части хребта Лак-Чилдар; Беткен-Ашхадское, представленное тонкими прожилками чистого антимонита и приуроченное к гранитоидам в районе Местия. Антимонитовые рудопроявления Нешали, Халде и др. локализируются в песчано-глинистой свите лейаса.

В Казбегском районе известны антимонитовые проявления Саджоге, Элиа, Артхмо и Ткаршетское, приуроченные к небольшим зонам дробления, брекчирования, смятия и гидротермального изменения пород песчано-глинистой свиты верхнего лейаса.

В месторождениях мышьяковых и ртутных руд в заметных количествах встречается антимонит. К таким месторождениям относятся Цанское арсенопиритовое, Лухумское, Чичхвинское и Кодис-Дзирское реальгар-аурипигментовые, Ахейское ртутное и др.

Зоны ртутной минерализации на южном склоне Большого Кавказа в виде отдельных участков протягиваются через Северную Осетию, Верхнюю Рачу, Южную Осетию, Сванетию, Горную Абхазию и район Туапсе до меридиана Новороссийска. Ртутная минерализация на южном склоне в основном сосредоточена в песчано-глинистых отложениях верхнего лейаса и средней юры. В этих отложениях киноварь в шлихах фиксируется почти повсеместно. Известно несколько сот участков с повышенным содержанием киновари в шлихах и несколько десятков месторождений и рудопроявлений (Ахей, Авадхара, Талахиани, Брхо, Молиса, Мамисони, Тибское, Цесское и др.). Ртутное оруденение на южном склоне локализовано и в более молодых отложениях: 1) в порфиритовой свите байоса в Абхазии в верховьях р. Псоу (рудопроявление Ахахча) и в Сванетии в ущелье р. Ингури (рудопроявления Лебурцдила и Цителихеви); 2) в верхнеюрских, ниже- и верхнемеловых флишевых отложениях в Верхней Раче (рудопроявление Чиора, Кодис-Дзири, Чичхва, Зруги и Закка) и в районе Туапсе (месторождения Перевальное, Сахалинское, Запорожское, Белокаменное и др.); 3) в терригенных и рифогенно-лагунных верхнеюрских отложениях в Южной Осетии (рудопроявления Эрцо и Кемульты).

Исследованные нами районы ртутного оруденения расположены в следующих геотектонических зонах складчатой системы южного склона Большого Кавказа: в Чхалтинско-Лайлинской, Казбегско-Лагодехской, Местийско-Тианетской, Гарско-Джавской и Туапсе-Новороссийской.

Закономерностям размещения ртутных месторождений посвящены работы А. Е. Бенделшани, Л. А. Вардавянца, Г. А. Твалчрелидзе, А. Д. Каландадзе, К. И. Чичинадзе, Г. И. Тогоидзе и др. Все они выделяют вдоль южного склона Большого Кавказа единый протяженный ртутный пояс, обосновывая это размещением ртутных месторождений и рудопроявлений в песчано-глинистой свите нижней и средней юры и пространственной приуроченностью ртутного оруденения к Главному надвигу. В соответствии с расположением краевых разломов внешних зон флишевых прогибов Н. Г. Демидова (1964) в пределах Большого Кавказа выделяет четыре самостоятельные ртутные зоны: 1) Рача-Осетинскую, 2) Онийско-Эрцойскую, 3) Краснополяско-Кодорскую и 4) Новороссийскую.

Рассматривая основные типы и закономерности размещения ртутных месторождений Грузии, Г. А. Твалчрелидзе и др. (1968) выделяют следующие основные районы ртутного оруденения Грузии: Абхазский, Сванетский и Горно-Рачинский.

По данным многих исследователей устанавливается, что ртутная минерализация, размещенная в песчано-глинистой толще верхнего

лейаса и средней юры, приурочена к Главному надвику *. Кроме того, известно, что вдоль южного склона песчано-глинистая толща представлена фациально однотипными отложениями. В связи с этим не следует данную зону разделять на две части: Рача-Осетинскую и Краснополянско-Кодорскую. Надо учесть и то обстоятельство, что между указанными зонами в Сванетии и Мингрелии в песчано-глинистой толще отмечаются находки богатых содержаний киновари в шпихлах, а в верховьях р. Хобис-цкали обнаружено ртутное проявление на контакте диабазов и глинистых сланцев лейаса.

В Верхней Раче и Северной Осетии мышьяково-ртутное оруденение контролируется Гебско-Лагодехским и Тибским разломами, а на Северо-Западном Кавказе ртутное оруденение контролируется Краснополянским, Бекишейским, Безепским и другими разломами. В этих районах ртутные и мышьяково-ртутные рудопроявления локализованы в фациально однотипных флишевых отложениях. На основании фациального сходства флишевых отложений и приуроченности ртутных рудопроявлений к краевым разломам флишевых прогибов следует объединить рудопроявления, размещенные во флишевых отложениях на Северо-Западном и Юго-Восточном Кавказе, в одну структурную фациальную зону, в которой можно выделить две подзоны. К этой же структурно-фациальной зоне следует отнести ртутные рудопроявления, размещенные в прилегающих с юга к юго-восточному флишевому бассейну терригенных и рифогенно-лагунных отложениях. Это определяется тем, что указанные рудопроявления размещены вблизи флишевых отложений и пространственно контролируются южным краевым разломом флишевого прогиба.

На южном склоне Большого Кавказа ртутная минерализация в порфиритовой свите обнаружена в ядрах антиклинальных структур, в верховьях р. Псоу и в ущелье р. Ингури. Учитывая это, в порфиритовой свите байоса следует выделить одну ртутную зону, установленную преимущественно в антиклинальных структурах.

Исходя из всего сказанного, мы выделяем на южном склоне Большого Кавказа следующие структурно-фациальные зоны ртутной минерализации:

1. *Песчано-глинистую толщу верхнего лейаса и средней юры.* В ней локализуется основная часть мономинеральных ртутных месторождений и рудопроявлений, пространственно приуроченных к зоне Главного надвига.

2. *Верхнеюрско-меловые флишевые отложения и прилегающие к ним с юга терригенные и рифогенно-лагунные отложения верхней юры.* В них локализованы ртутные и ртутно-мышьяковые рудопроявления, пространственно приуроченные к молодым краевым глубинным разломам внешних зон геосинклинальных флишевых прогибов. В этой зоне выделяются три подзоны: а) северо-западный бассейн флишевых отложений, б) юго-восточный бассейн флишевых отложений,

* Зона Главного надвига в пределах Северной Осетии называется зоной Адайкомских разломов.

в) прилегающие с юга к юго-восточному флишевому бассейну терригенные, песчано-глинистые и рифогенно-лагунные карбонатные отложения.

3. Ядра антиклинальных структур, сложенных порфиритами байоса. Ртутные рудопроявления размещены в зонах кордильер и пространственно приурочены к разрывным нарушениям, прослеживающимся вдоль и в зоне этих же структур.

На южном склоне Большого Кавказа интенсивные зоны ртутной минерализации размещены в Горной Абхазии и на Западном Кавказе, о чем уже говорилось.

В Горной Абхазии ртутное оруденение в основном сконцентрировано в песчано-глинистой свите верхнего лейаса и известно как Ахей-Авадхарское рудное поле. В указанной свите ртутные месторождения и рудопроявления тянутся в виде цепочек вдоль региональных глубинных разломов и размещены в зонах интенсивного дробления, брекчирования, трещиноватости и гидротермального изменения пород (рис. 6).

В песчано-глинистой толще верхнего лейаса самыми благоприятными породами для концентрации ртути являются песчаники, переслаивающиеся с глинистыми сланцами. Ртутное оруденение локализовано также в эффузивах, сланцах и в других породах.

На южном склоне Большого Кавказа основным представителем ртутной минерализации является Ахейское месторождение, локализованное в верхнелейасских отложениях Абхазии. Зона ртутной минерализации приурочена к Ахейскому надвигу, вдоль которого песчано-сланцевые отложения сорской свиты тоара надвинуты с севера на юг на глинистые сланцы анчхойской свиты аалена. Ртутоносная зона, которая прослеживается висячем боку Ахейского надвига, представлена раздробленными, интенсивно трещиноватыми, перетертыми, смятыми, брекчированными, окварцованными и местами кальцитизированными песчаниками, глинистыми сланцами, аргиллитами, алевролитами и вулканогенными образованиями.

Надвиг имеет изогнутую форму и прослеживается в северо-западном направлении. По данным Г. Н. Абесадзе и А. И. Кавелашвили, падение сместителя разлома на СЗ 20—СВ 40° под углом от 20—30° до 50—80°. По отношению к простиранию слоев разрыв продольный, падение сместителя и слоев в основном согласное. Несогласие наблюдается в местах выполаживания надвига, где он косо сечет под углом не более 10—15° относительно крутонадающие породы. Смещение по падению надвига не превышает 200—250 м при горизонтальном смещении 150—170 м.

Ахейское месторождение состоит из двух основных участков: Шура и Чамашха. С участком Шура связана большая часть наших геохимических работ.

Участок Чамашха Ахейского месторождения расположен к юго-востоку от участка Шура и сложен аспидными сланцами лейаса и вулканогенными породами. Оруденение локализовано в тектонической зоне брекчированных, окварцованных, смятых

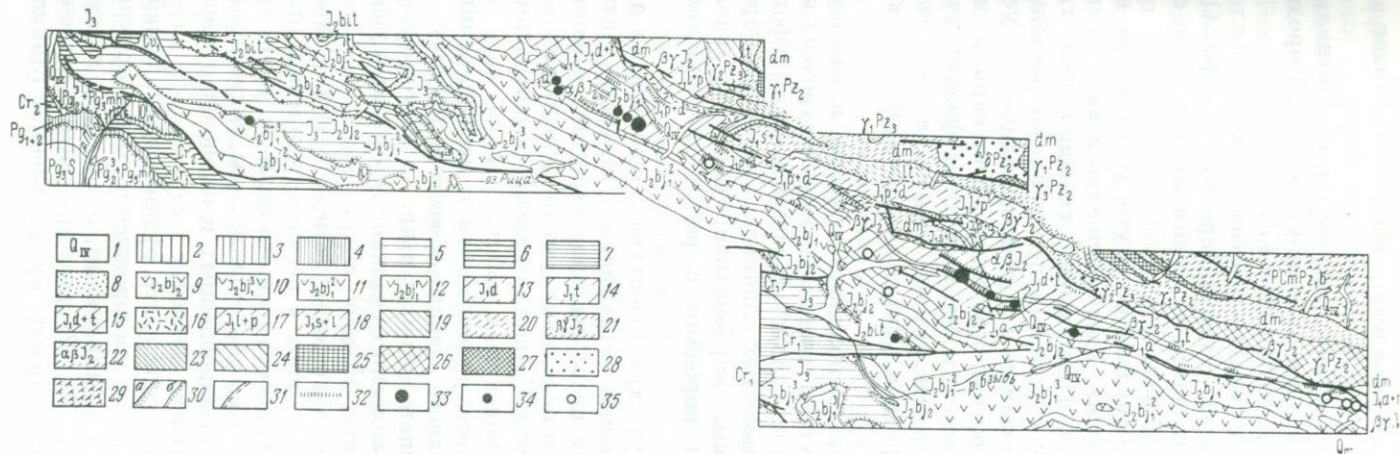


Рис. 6. Геологическая карта центральной и западной частей Горной Абхазии с размещением ртутных месторождений, рудопроявлений, зон минерализации и гидротермального изменения (по материалам С. Г. Букия и Г. Н. Абесадзе)

1 — современные четвертичные отложения; 2 — олигоценовые отложения, сочинская свита; 3 — мекхадирская свита; 4 — эоцен — палеоцен; 5 — нижний мел; 6 — верхний мел; 7 — верхняя юра; 8 — бетакская свита; 9 — верхний байос; 10 — нижний байос, верхний горизонт; 11 — шкный байос, средний горизонт; 12 — нижний байос, спилитовый горизонт; 13 — ааленский ярус, анчхойская свита; 14 — тоарсорская свита; 15 — домер — нижний тоар, ацгарская свита; 16 — плинсбах — домер, авадхарская свита; 17 — лотаринг — плинсбах, верхнелашипинская подсвита; 18 — синемюр — лотарин, нижнелашипинская подсвита; 19 — верхний протерозой (?) — нижний и средний палеозой, дамхурцевская свита; 20 — верхний протерозой (?) — нижний и средний палеозой, дамхурцевская свита; 21 — кардивачская и санцарская интрузии, диабазы, гибридные породы, гранитоиды среднеюрские; 22 — порфириды и кварцевые порфириды, диоритовые порфириды, жилы и дайки; 23 — позднепалеозойские биотитовые граниты и гранодиориты; 24 — позднепалеозойские двуслюдяные граниты; 25 — среднепалеозойские гнейсовидные хлоритизированные граниты; 26 — среднепалеозойские гнейсовидные плагииграниты; 27 — среднепалеозойские гнейсовидные лейкократовые граниты; 28 — среднепалеозойские гнейсовидные диориты и кварцевые диориты; 29 — докембрий — нижний палеозой. Бульгеская свита, биотитовые и амфиболитовые гнейсы и амфиболиты; 30 — зоны контактового метаморфизма (а), границы несогласного залегания отложений (б); 31 — разломы установленные и предполагаемые; 32 — зоны смятия, дробления и гидротермального изменения с повышенным содержанием ртути; 33 — ртутные месторождения; 34 — ртутные рудопроявления; 35 — зоны ртутной минерализации

и гидротермально измененных туфоалевролитов, алевролитов и глинистых сланцев.

Породы участка Чамашха слагают северное крыло антиклинали Чамашха. Антиклинальная складка опрокинута на юг. Породы падают на северо-запад (30°) под углом $30-35^\circ$.

В осевой части антиклинали Чамашха выходят глинистые сланцы, а на периферии северного крыла — туфоалевролиты и туфы. Оруденение встречается в виде вкрапленников и примазок киновари с прожилками кварца в микротрещинах.

Сравнительно интенсивное оруденение ртути установлено в центральной части участка Чамашха. Здесь киноварь в виде примазок и вкрапленников фиксируется в интенсивно трещиноватых глинистых сланцах и алевролитах с тонкими прослойками песчаных алевролитов. В зоне минерализации в большом количестве устанавливаются маломощные кварцевые прожилки. Киноварь в кварцевых прожилках устанавливается и на восточном фланге участка Чамашха. Из рудных минералов, кроме киновари встречаются пирит, халькопирит и самородная ртуть, а из нерудных — кварц, кальцит и диксит.

Рудопоявление Гваштва расположено в 30 км к юго-востоку от участка Шура. Убогая ртутная минерализация приурочена к вулканогенному горизонту песчано-глинистой свиты лейаса (туфопесчанников, туфоалевролитов и глинистых сланцев). Указанный горизонт представлен окварцованными, карбонатизированными, каолинизированными и перемьятыми породами с редкой вкрапленностью и примазками киновари.

Ртутная минерализация участка Гваштва локализована в южном крыле восточного окончания антиклинали Чамашха. Антиклинальная складка здесь имеет изоклинальное строение, опрокинута на юго-запад, а слагающие ее породы падают на северо-восток (30°) под углом $35-40^\circ$. На участке Гваштва сильно развиты оползни, что затрудняет проведение поисковых работ.

В западной части Ахейского рудного поля в песчано-глинистых отложениях среднего и верхнего лейаса известны ртутные рудопоявления Санчара, Агурипста, Анчо и др., а восточнее — ряд шлиховых ореолов и зон с высокими содержаниями ртути в ущельях рек Грибза, Гваштва, Аданге, Кодори и др.

Авадхарское рудное поле размещено в западной части Чхалтыньско-Лайлинской тектонической зоны в песчано-глинистых отложениях лейаса. В состав Авадхарского рудного поля А. И. Кавелашвили и др. включают четыре субпараллельные зоны гидротермально измененных, сильно смятых, раздробленных и интенсивно трещиноватых пород среднего и верхнего лейаса.

Первая зона размещена в южной части рудного поля. В ней расположено собственно Авадхарское месторождение. Зона приурочена к южному крылу Кутыхукской синклинали, падающему на северо-восток ($20-40^\circ$) под углом $30-70^\circ$. Ртутное оруденение встречается в анчхойской свите ааленского возраста, представленной глинистыми

сланцами, алевролитами и песчаниками, в которых отмечаются пластовые дайки туфов, альбитофиров и диабазов. Ядро Кутыкухской синклинали, находящееся несколько севернее оруденелой зоны, сложено отложениями кутыкухской свиты верхнего аалена.

Вторая зона расположена в 700—800 м северо-восточнее первой зоны в ущелье р. Авадхара. Зона, представленная гидротермально измененными и раздробленными породами местами с видимой ртутной минерализацией, приурочена к сорской песчано-сланцевой свите тоар — аален, слагающей северное крыло Кутыкухской синклинали (или южное крыло Авадхарской антиклинали). Элементы залегания зоны согласные с общими элементами залегания пород (СВ 25—30°, $\angle 60$ —80°). С этой зоной связаны минеральные источники ущелья р. Авадхара.

Предполагается, что в восточном направлении вторая зона прослеживается до перевала Анчо, где известно несколько участков раздробленных и гидротермально измененных пород.

Третья зона, расположенная на левом берегу р. Авадхара в 600—700 м севернее второй зоны, приурочена к северному крылу Авадхарской антиклинали. Зона представлена гидротермально измененными песчаниками сорской свиты с мелкой вкрапленностью киновари в прожилках кварца. Элементы залегания пород сорской свиты: СВ 10—30°, $\angle 50$ —70°.

Четвертая северная зона гидротермально измененных и раздробленных пород без видимой ртутной минерализации расположена в ущелье правого притока р. Лашипсе. Она приурочена к глинистым сланцам и алевролитам ацгарской свиты (средний — верхний лейас).

Авадхарское месторождение состоит из трех участков — Тхасоу, Макратела, Мзимна, которые расположены в первой зоне Авадхарского рудного поля на протяжении 4 км. Основными участками месторождения являются Тхасоу и Макратела, описание которых дано в IV главе.

Участок Мзимна расположен между участками Тхасоу и Макратела. Здесь ртутно-мышьяковое оруденение приурочено к брекчированным, раздробленным и гидротермально измененным туфам, к контактам туфов и глинистых сланцев верхнего лейаса и к углесто-глинистым сланцам. В последних ртутная минерализация отмечается в зонах смятия, где породы интенсивно гидротермально изменены.

В туфах мышьяково-ртутная минерализация приурочена к трещинам скалывания. Зоны дробления и интенсивной трещиноватости в туфах расположены кулисообразно. Из рудных минералов на этом участке присутствуют реальгар и киноварь, из нерудных — кварц, кальцит и диксит.

Гидротермально измененные зоны с видимой ртутной минерализацией, с повышенными содержаниями ртути или интенсивными шликровыми ореолами в пределах песчано-глинистой толщи лейаса в Абхазии известны во многих местах: восточнее Ахейского рудного

поля, между Ахейскими и Авадхарскими рудными полями и западнее Авадхарского рудного поля.

Восточнее Абхазского ртутного пояса, в Сванетии, в песчано-глинистых отложениях среднего и верхнего лейаса в нескольких местах установлены аномальные содержания ртути и интенсивные шлиховые ореолы. В этой части Сванетского рудного района, по Т. А. Твалчрелидзе и др. (1968), известны контролируемые молодыми разрывными нарушениями альпийские вольфрамовые и сурьмяные проявления (Кванарское, Эцерское, Гульское, Чалаатское), с которыми ассоциирует киноварь. В этом районе ртутоносные зоны, приуроченные к песчано-глинистым отложениям лейаса, смещены к северу.

Еще восточнее, в пределах Мингрелии, в верховьях р. Хобисцкали в отложениях лейаса недавно была обнаружена гидротермально измененная зона с присутствием киновари в диабазах и на контакте диабазов и глинистых сланцев песчано-глинистой толщи лейаса.

Для ртутоносных зон, размещенных в песчано-глинистых отложениях лейаса, Сванетско-Мингрельская часть ртутного пояса с убогой минерализацией является как бы соединяющим звеном между зонами более интенсивной ртутоносности Горной Абхазии и Верхней Рачи.

В пределах южного склона Большого Кавказа Верхне-Рачинская ртутоносная зона, которая прослеживается до Мамисонского перевала, в юго-восточном направлении продолжается в Северной Осетии под названием Нара-Мамисонского рудного поля. Еще восточнее указанная зона переходит на северный склон Большого Кавказа.

В Верхней Раче в песчано-глинистой толще основная часть ртутного оруденения (Талахианское месторождение) приурочена к пачкам песчаников, чередующихся с туфогенными песчаниками и песчано-глинистыми сланцами. Эти отложения, как уже отмечалось, выделены К. И. Чичинадзе (1945) под названием талахианского горизонта и отнесены к средней юре. Некоторые исследователи указанные отложения датируют верхним лейасом.

Месторождение Талахиани расположено на водораздельном хребте между реками Нацарула и Хваргула. Ртутное оруденение приурочено к северо-восточному крылу антиклинальной складки, сложенной перемычками и раздробленными песчано-глинистыми отложениями байоса и бата. Севернее проходит разлом, ограничивающий указанные отложения от глинистых сланцев верхнего лейаса. В глинистых сланцах включены среднеюрские дайки альбит-пироксеновых диабазов.

Рудная зона имеет протяженность 1,5 км и мощность 300—400 м. В пределах этой зоны выделяются несколько подзон северо-западного простирания мощностью от 5 до 30 м. Зона ртутного оруденения падает на северо-восток под углом 50—60°.

Во всех подзонах оруденение связано главным образом с породами окварцованных, диккитизированных и карбонатизирован-

ных песчаников и сланцев; мощность отдельных прослоев песчаников достигает 3 м. В подзонах выделяется ряд параллельных участков со сравнительно интенсивным оруденением. Здесь отмечено повышенные содержания ртути в северо-восточном направлении. Породы всех подзон разбиты двумя системами трещин: вдоль и поперек сланцеватости.

Главный рудный минерал — киноварь — обычно встречается в виде мелкой вкрапленности в породах и прожилках кварца, а также в виде примазок и более крупных кристаллов.

Из рудных минералов, кроме киновари, в зоне оруденения присутствуют пирит, антимонит, метациннабарит, халькопирит и арсенопирит, а из нерудных — кварц, кальцит и серицит. М. С. Сахаровой экспериментально доказано, что минералы группы каолинита в основном представлены дикимитом. В зоне окисления присутствуют лимонит и вторичные сурьмяные минералы.

Для Талахянского месторождения Е. К. Везиришвили выделяет две стадии минерализации: кварц-пирит-арсенопиритовую и кварц-кальцит-антимонит-киноварную.

Рудопроявление Боко расположено в конгломератовидных песчаниках южного крыла антиклинальной складки, сложенной глинисто-песчанистыми сланцами верхнего лейаса. Киноварь присутствует в виде тонких прожилков и вкрапленников в кварцевых жилах в ассоциации с антимонитом, метациннабаритом и пиритом.

Впервые присутствие призматических граней у кристаллов киновари из рудопроявления Боко было установлено Е. К. Везиришвили, что позволило автору выделить кристаллы Верхне-Рачинских месторождений в самостоятельный тип «Боко».

На Мамисонском рудопроявлении киноварь в виде вкрапленников и примазок устанавливается в интенсивно трещиноватых и раздробленных глинистых сланцах и маломощных прослоях песчаников лейаса.

Кроме указанных рудопроявлений, в пределах Верхней Рачи в песчано-глинистых отложениях лейаса известен ряд мелких рудопроявлений ртути: Бубис-Цхали, Кваишури, Коднарула-Санархия и др.

Основные ртутные концентрации в Наро-Мамисонском рудном поле локализованы в интенсивно раздробленных и трещиноватых отложениях верхнего лейаса, а в структурном отношении сосредоточены в Нарской антиклинали. По Н. Г. Демидовой, эта узкая линейная складка, слабо опрокинута на юг, имеет запад-северо-западное простирание. В ядре складки расположены филлитизированные сланцы и песчаники казбегской свиты, а крылья сложены филлитовидными сланцами нижней части гудушаурской свиты.

В зоне локализации ртутного оруденения на участках Тибского и Цесского месторождений прослеживается Цесский разлом, по которому гудушаурские сланцы надвинуты на песчано-сланцевые толщи казбегской свиты. Зона Цесского разлома осложнена также продольными нарушениями, вдоль которых породы ослаблены

и интенсивно трещиноваты. К ослабленным зонам часто приурочено ртутное оруденение.

В контурах рудных зон, выделяемых по данным опробования Н. Г. Демидовой, установлены три структурно-морфологических типа рудных тел: 1) линзовидные тела в пологих зонах трещиноватости; 2) линзовидные тела в минерализованных зонах дробления; 3) жилы в трещинах скола и межпластовых срывах. Главную ценность месторождений представляют рудные тела первого структурно-морфологического типа.

В пределах Нарской антиклинали, в южном крыле которой локализовано Тибское, а в северном — Цесское месторождения, известен также ряд зон с убогой ртутной минерализацией, с повышенными содержаниями ртути и интенсивными шлиховыми ореолами, в связи с чем в целом Наро-Мамисонское рудное поле является одной из перспективных зон Большого Кавказа.

Ртутные месторождения Наро-Мамисонского рудного поля моно-минеральны. Основным рудным минералом является киноварь, а нерудными — кварц и дикцит.

Эволюция рудного процесса, по Н. Г. Демидовой, определяется последовательной сменой трех стадий минерализации:

1) кварц — пирит — арсенопирит — блеклая руда — сфалерит — станнин — халькопирит — галенит;

2) кварц — антимонит — пирит;

3) карбонаты — кварц — метациннабарит — киноварь — дикцит.

В связи с тем что рудные тела часто не имеют определенных форм и о морфологии ртутного оруденения в некоторых случаях судят по анализам, выделение морфогенетических типов осложняется. Сложность выделения морфогенетических типов в песчано-глинистой толще нижней и средней юры нередко вызвана однообразием толщ, вмещающих ртутное оруденение, сходством структурных условий их локализации и простым минеральным составом. Несмотря на это, мы попытались выделить несколько морфогенетических типов ртутного и ртутно-мышьякового оруденения в песчано-глинистой свите нижней и средней юры южного склона Большого Кавказа.

1. Линзообразные и штокверкообразные рудные тела в раздробленных, смятых, трещиноватых и брекчированных мощных пачках песчаников, чередующихся с глинистыми сланцами (участок Шура Ахейского месторождения).

2. Гнездообразные зоны минерализации в раздробленных, трещиноватых, смятых и брекчированных глинистых сланцах, аргиллитах, алевролитах и тонких прослойках песчаников (участок Тхасоу Авадхарского месторождения).

3. Гнездообразные и прожилкообразные зоны минерализации в раздробленных, трещиноватых и брекчированных алевролитах, туфоалевролитах и глинистых сланцах (участок Чамашха Ахейского месторождения).

4. Линзообразные тела и прожилки в переслаивающихся пачках раздробленных, трещиноватых, смятых и брекчированных песчани-

ков, глинистых сланцев и алевролитов (Талахианское и Тибское месторождения и рудопроявления Боко, Мамисони, Цесское и др.).

5. Прожилкообразные и штокверкообразные тела в гидротермально измененных вулканогенных породах (диабазы, туфы, альбитофиры) и на их контактах с глинистыми сланцами (участки Макратела и Мзимна Авадхарского месторождения, рудопроявления Агурипта и Белая, рудная зона III, вулканогенный горизонт, участка Шура Ахейского месторождения).

На южном склоне в песчано-глинистых отложениях лейаса ртутный пояс прослеживается еще дальше в бассейне р. Арагви в Душетском районе, где несколько мелких рудопроявлений киновари и самородной ртути (Горбани, Боговатчас-Геле и др.) зафиксированы в зоне развития кварцевых жил, залегающих в сланцевой толще. Среди песчаников лейаса киноварь отмечается также в антимонитовом оруденении Элиа-Саджогской группы в Казбегском районе (Гвалчрелидзе и др., 1968).

Аномальные содержания ртути и шлиховые ореолы киновари в последние годы установлены во многих местах в песчано-глинистых отложениях лейаса: в восточном окончании Большого Кавказа в пределах Хевсуретии, Горной Кахетии и Горного Азербайджана.

На территории Азербайджана интенсивные ореолы ртути, занимающие большие площади в песчано-глинистых отложениях лейаса, установлены как на северном, так и на южном склонах Большого Кавказа, а в Горной Кахетии выделяются определенные горизонты, в которых фиксируются повышенные содержания ртути и в единичных местах вкрапленники киновари.

Таким образом, перспективность ртутоносных зон, приуроченных к песчано-глинистой толще лейаса на южном склоне Большого Кавказа, очевидна, в связи с чем ставится вопрос о необходимости проведения дальнейших детальных геолого-геохимических исследований в этой структурно-металлогенической зоне.

Южнее описанной зоны ртутного оруденения, приуроченной к песчано-глинистой толще лейаса, в западной части Гагрско-Джавской тектонической зоны размещена зона ртутной минерализации, которую некоторые исследователи называют Ахахчинско-Бетагской. Здесь заслуживает внимания рудопроявление Ахахча, локализованное в порфиридах и туфобрекчиях порфиритовой свиты байоса в ядре Ахду-Кацирхской антиклинали. Ртутоносная зона, местами с интенсивной концентрацией киновари прослеживается на несколько сот метров и приурочена к тектоническому нарушению антикавказского простираения. Зона представлена гидротермально измененными, раздробленными, брекчированными и интенсивно трещиноватыми и окварцованными породами. В зоне концентрации киновари в довольно большом количестве, особенно в верхних горизонтах, присутствует самородная ртуть.

Рудопроявление Бетага расположено в 5 км к востоку от сел. Псху. Минерализованная зона приурочена к окварцованным, карбонатизированным и каолинизированным породам терригенно-

карбонатных отложений средней и верхней юры, представленных глинами, песчаниками, туфами, туфо-известковистыми песчаниками и известняками. Породы участка Бетага смяты в синклиналиную складку изоклиналичного строения, опрокинутую на юг, падение пород на северо-восток под углом 40° .

В полосе развития порфиритовой свиты байоса ртутная минерализация устанавливается и в Верхней Сванетии в ущелье р. Ингури. Здесь известны два рудопроявления: Лебурцхила и Цители-Хеви.

Лебурцхилское ртутное рудопроявление локализовано в осевой части одноименной антиклинали в контактовой зоне порфиритовой свиты байоса и песчано-глинистых отложений верхнего лейаса. Ртутная минерализация в виде гнездообразных скоплений киновари устанавливается в порфиритах, туфопесчаниках и туфобрекчиях порфиритовой свиты байоса и в песчаниках лейаса.

Ртутоносная зона в контактовой полосе в сводовой части антиклинали прослеживается более чем на километр, мощность ее несколько десятков метров.

Из рудных минералов на рудопроявлении устанавливаются киноварь, пирит, халькопирит, из нерудных — кварц и кальцит.

Киноварь присутствует в виде вкрапленников, прожилков и примазок по плоскостям трещиноватости и зеркалам скольжения.

На рудопроявлении Цители-Хеви, локализованном в порфиритах и туфобрекчиях порфиритовой свиты байоса, выделяются две зоны. В первой зоне ртутная минерализация встречается в виде киновари в кварц-кальцитовых прожилках в местах пересечения двух зон трещиноватости северо-западного и северо-восточного простирания.

Во второй зоне киноварь встречается в интенсивно брекчированных и ожелезненных породах. Мощность зоны от 16 до 30 м, в пределах ее выделяются более интенсивно пропитанные киноварью полосы от 1 до 6 м.

На южном склоне Большого Кавказа выделяется еще структурно-фациальная зона ртутной минерализации, приуроченная к верхнеюрско-нижнемеловым флишевым отложениям и к прилегающим к ним с юга терригенным и рифогенно-лагунным отложениям верхней юры. В этих зонах участки ртутного и мышьяково-ртутного оруденения размещены вдоль северного и южного краевых разломов юго-восточного флишевого бассейна.

В зоне северного краевого разлома флишевых отложений, который в пределах Верхней Рачи называется Гебско-Лагодехским, а в Северной Осетии Тибским разломом, размещено несколько мономинеральных ртутных рудопроявлений и до десяти реальгаро-аурипигментовых месторождений и рудопроявлений с киноварью и повышенным содержанием ртути. Среди мономинеральных ртутных концентраций выделяется рудопроявление Чиора.

Рудопроявление приурочено к карбонатным флишевым отложениям верхней юры. Выделяют две гидротермально измененные зоны.

В этой же зоне в карбонатных породах верхней юры размещены рудопроявления Молиса, Лисагора, Кома и Салетифари. На рудо-

проявлении Молиса ртутоносная зона с линзообразными и прожилковыми скоплениями киновари локализована в окварцованных и каолинизированных известняках.

Непосредственно в зоне разлома, которая прослеживается на стыке песчано-глинистых отложений бата и известняков и мергелей оксфорда, расположено ртутное рудопроявление Хваца.

Вдоль южного краевого разлома флишевых отложений Южной Осетии в терригенных, песчано-глинистых и рифогенно-лагунных карбонатных отложениях верхней юры размещены ртутные рудопроявления Эрцо и Кемулта, которые в целом составляют Эрцойское рудное поле. Оно расположено в Гагрско-Джавской структурно-металлогенической зоне на стыке двух геотектонических зон: Гагрско-Джавской на юге и Местийско-Тианетской на севере.

Ртутоносные зоны Эрцойского рудного поля приурочены к Рибийской синклинали. В мульде синклинали размещены верхнеюрские карбонатные отложения, а крылья сложены породами песчано-глинистой свиты келловой-оксфорда и порфиритовой свиты байоса.

В полосе расположения зон с киноварным оруденением широко развиты тектонические нарушения северо-западного простирания, которые представлены зонами интенсивной трещиноватости и дробления. Ртутное оруденение в основном локализовано во внутриформационных и в сопряженных с глубинными разломами тектонических нарушениях.

В пределах Эрцойского рудного поля В. И. Чанишвили и А. М. Хабалов выделяют два структурных типа ртутных рудных тел.

Первый тип рудных тел контролируется малоамплитудными сбросами северо-западного простирания. Второй тип представлен лишь одним рудным телом, приуроченным к разрывному нарушению надвигового характера, по которому контактируют келловой-оксфордские песчаники с лузитанскими известняками.

В рудных зонах, помимо киновари, присутствуют метациннабарит, пирит, халькопирит и галенит; из нерудных минералов — кальцит, кварц, глинистые минералы группы каолинита, анкерит и сидерит, а из вторичных минералов — гидрогематит, гётит и лимонит.

Севернее Южного надвига во флишевых отложениях мела в свите маргалитис-кльде были обнаружены ртутные рудопроявления Арашедда и Замгареты. В указанных рудопроявлениях ртутная минерализация приурочена к пачкам песчаников, а местами к кремнистым и гидротермально измененным известнякам. Экраном оруденения являются красные мергели. Рудопроявление Арашедда, которое нами обнаружено с помощью геохимических методов, возможно продолжается в восточном направлении в виде изолированных друг от друга нескольких ртутоносных зон.

В зоне Южного надвига флишевых отложений на несколько десятков километров северо-западнее указанных рудопроявлений Южной Осетии было выявлено Гомское ртутно-мышьяковое рудопроявление, локализованное во вторичных кварцитах. Ртутоносная

зона приурочена к узловому участку пересечения кавказских и антикавказских тектонических разломов. Толща кварцитов мощностью 50 м залегает на палеогеновых отложениях, но сам возраст кварцитов пока не определен. На Гомском рудопроявлении в большинстве случаев количество метациннабарита превалирует над количеством киновари.

В целом зона Южного надвига флишевых отложений перспективна на ртуть как южнее надвига по Гагрско-Джавской зоне, так и севернее его по Местийско-Тианетской зоне.

Основная часть мышьякового и мышьяково-ртутного оруденения на южном склоне Большого Кавказа, так же как и сурьмяное оруденение, сосредоточена в Верхней Раче южнее описанных сурьмяных и ртутных структурно-металлогенических зон. Большинство мышьяковых и мышьяково-ртутных месторождений и рудопроявлений локализовано в верхнеюрских карбонатных флишевых отложениях. Полоса мышьяково-ртутных месторождений и рудопроявлений вдоль северного краевого разлома карбонатных флишевых отложений, как и ртутная минерализация, приуроченная к отложениям верхнего лейаса, прослеживается в Северной Осетии.

На южном склоне, кроме указанных отложений, реальгар-аурипигментовая минерализация встречается в порфиритовой свите байоса, в песчано-глинистых отложениях лейаса, в слюдяных гнейсах в зоне Главного хребта и в других породах.

Значительные концентрации реальгар-аурипигментового оруденения в структурно-металлогенических зонах ртутно-сурьмяно-мышьяковой минерализации встречаются сравнительно редко как в пределах СССР, так и за рубежом; в большинстве случаев они приурочены к карбонатным формациям пород. В пределах Кавказа размерами и высоким содержанием мышьяка выделяются Лухумское рудное поле в Верхней Раче и Джульфинское месторождение в Нахичеванской АССР, приуроченные к карбонатным породам. По В. П. Федорчуку (1968), типичные телетермальные низкотемпературные ртутно-сурьмяные и мышьяковые месторождения в складчатых областях приурочены к толщам доломитов и контролируются структурами внутрiformационного расслоения (Ваньшань и Сигуаньшань в Южном Китае, некоторые месторождения Верхоянской зоны в Якутии и др.). Реальгар-аурипигментовые рудные концентрации встречаются в карбонатных породах в Фергане, в отдельных местах Юго-Восточной Азии и в некоторых других районах.

Верхне-Рачинская и Северо-Осетинская группы реальгар-аурипигментовых месторождений и рудопроявлений расположены в верхнеюрских и меловых карбонатных отложениях и представляют собой две четко выраженные рудоносные зоны. В первой зоне реальгар-аурипигментового оруденения с антимонитом и повышенными содержаниями ртути расположены Кодис-Дзирское, Чичвинское, Закское и Зругское месторождения. Указанная рудоносная зона размещена непосредственно вдоль северного краевого разлома флишевых отложений в карбонатных породах. Во второй зоне реальгар-

аурипигментового оруденения с присутствием антимонита и фоновыми содержаниями ртути, расположенной южнее и стратиграфически на сравнительно высоких уровнях, размещены месторождения и рудопроявления Лухумского рудного поля.

Широко известное Лухумское месторождение состоит из нескольких рудных тел, расположенных на разных участках.

В пределах Главной рудной зоны развиты известково-глинистые и мергелистые сланцы, известняки, конгломераты и глинистые сланцы. Оруденение локализуется в основном в горизонтах брекчиевых, окварцованных и кальцитизированных известняков; с переходом в глинистые сланцы интенсивность его резко падает, проявляясь лишь незначительной вкрапленностью и редкими прожилками реальгара и аурипигмента.

В структурном отношении Главная рудная зона приурочена к крупному продольному тектоническому разлому, который представлен зоной дробления, брекчирования, смятия и прослеживается параллельно оси антиклинальной складки. Главное рудное тело представляет собой крутопадающий столб с восточным склонением и четкими зальбандами. В редких случаях наблюдается постепенный переход вкрапленных руд во вмещающие породы. В пределах Лухумского месторождения Б. А. Алибегашвили (1969) выделяет следующие структурно-морфологические типы рудных тел: 1) рудные тела на пересечении трещин скола с «благоприятными» породами; 2) жилы в трещинах скола, косоориентированных к осям складок; 3) рудные столбы в искривлениях главных рудоносных трещин; 4) рудные столбы в структурах «будинажа»; 5) штокверковые зоны вдоль взбросо-сдвига и в сопряженных с ним оперяющих трещинах; 6) рудные столбы в пересечениях трещин скола.

В восточной части главной рудной зоны выделяется жила «Михо» с брекчиевой текстурой и кварцеворудным цементом. Реальгар и главным образом аурипигмент образуют сплошные выделения. К юго-востоку от жилы «Михо» известно еще три жилы меньших размеров.

«Коллекторская» жила находится к северу от Главной рудной зоны. Реальгаровое оруденение находится в кварц-кальцитовой жиле, согласно залегающей в известняках. С переходом в сланцы жила выклинивается.

На участке Сакирес-Геле известны три согласные параллельные рудные зоны, залегающие в мергелях южного крыла антиклинали (Твалчрелидзе, 1961).

На участках Цохис-Ру, Рустави, Кодис-Дзири, Заданеули Кодис-Дзирского месторождения мышьяково-ртутно-сурьмяное оруденение на протяжении нескольких километров пространственно приурочено к контактовой зоне альбитофировой дайки палеогенового возраста и карбонатных пород верхней юры. Мощность дайки алобитофиров 5—10 м. На месторождении Кодис-Дзири руды часто образуют крупные гнезда (и полностью замещают породу) или прожилки по трещинам.

На месторождении Чичхва мышьяково-ртутное оруденение приурочено к двум параллельным тектоническим нарушениям,

прослеживающимся в карбонатных флишевых отложениях. Рудные зоны падают на северо-восток под углом 60—80°. Карбонатные породы в зоне оруденения сильно перемяты, окварцованы, кальцитизированы и каолинизированы.

Зругское и Закское месторождения размещены в зоне Тибского краевого разлома и локализованы в мамисонской (Сг₁VI) и зругской (I₃cl — ox) свитах в карбонатных флишевых отложениях, подвергшихся интенсивному дроблению.

Рудные зоны характеризуются интенсивным гидротермальным изменением (часто гидротермально измененные породы зеленоватого цвета), дроблением пород и довольно мощными прожилками с реальгаром.

Характерной структурной особенностью месторождений является четкая приуроченность гидротермально измененных зон с оруденением к местам пересечения разломов близширотного и северо-восточного простирания.

За пределами указанных зон мышьякового и мышьяково-ртутного оруденения на южном склоне известен ряд реальгар-аурипигментовых проявлений в различных разновидностях пород. Среди них в Верхней Раче выделяются Уравское и Сакаурское месторождения. Первое локализовано в песчано-глинистых отложениях лейаса. В структурном отношении оруденение приурочено к региональному поперечному разлому, который прослеживается в северном крыле антиклинальной складки. Мощность зоны мышьяковой минерализации, которая фиксируется в интенсивно перемятых глинистых сланцах, в раздробленных и местами брекчированных песчаниках, насыщенных кварц-кальцитовыми прожилками, меняется в пределах от 5 до 30 м.

Сакаурское месторождение локализовано в порфиритовой свите байоса. По Б. И. Каландаришвили и Г. И. Харашвили, мышьяковое оруденение представлено сетью небольших рудных жил и линз суммарной мощностью около 1 м и протяженностью до 50—60 м. В бассейне р. Сакауры небольшие мышьяковые проявления приурочены: Мтагорисгельское — к порфиритовой свите байоса, Оджанурское — к контактовой зоне той же свиты с песчано-глинистыми отложениями верхнего лейаса, Гомийское — к терригенным породам нижнего мела и др.

Юго-восточнее Верхней Рачи реальгар-аурипигментовые рудопроявления известны в Северной Осетии. Они размещены вдоль молодых региональных разломов северо-западного простирания и пространственно часто приурочены к геолого-структурным зонам, по которым внедрялись интрузии теплинского типа.

Среди реальгар-аурипигментовых рудопоявлений Северной Осетии по размерам зоны минерализации выделяются Кальдикомское, Верхне-Арсикомское и Мильвандаг.

Самым крупным из них, по К. Д. Брянцеву, является Кальдикомское, приуроченное к зоне разлома, прослеживающейся в алевритовых сланцах и диабазах. Разлом заполнен брекчией, состоя-

щей из обломков вмещающих пород, сцементированных кварцем. В кварце встречаются реальгар и аурипигмент в виде неравномерной вкрапленности, гнездообразных скоплений и тонких прожилков.

В Северной Осетии Адайкомское и Тибское реальгаровые рудопроявления размещены в зоне Адайкомского разлома (контролирующего ртутное оруденение) в пределах развития диабазов в аспидных сланцах лейаса.

Реальгар-аурипигментовые рудопроявления известны и в Южной Осетии, где они часто приурочены к порфиритовой свите байоса, а местами к отложениям верхней юры, мела и эоцена. Реальгар-аурипигментовое оруденение Южной Осетии, по К. И. Чичинадзе (1945), представляет собой восточное продолжение мышьякового пояса Горной Рачи. Г. А. Твалчрелидзе (1961) полагает, что здесь развита иная, сложная рудная формация, не связанная непосредственно с оруденением соседних районов.

Из мышьяковых проявлений Южной Осетии выделяется рудопроявление Сохта-Абано, локализованное в порфиритовой свите байоса.

В указанном рудопроявлении реальгар-аурипигментовое оруденение распределено главным образом в кальцитовых жилах, но вкрапления и примазки реальгара наблюдаются также и во вмещающих породах, особенно вблизи зальбандов кальцитовых жил. Мощность жил колеблется от 0,5 до 2 м; прослеживаются они на небольшие расстояния (Б. И. Каландаришвили и Г. И. Харашвили).

Юго-западнее рудопроявления Сохта-Абано нами было обнаружено реальгар-аурипигментовое рудопроявление Звиадис-Хеви и на протяжении 5 км шесть более мелких проявлений. Рудопроявление Оболиса расположено западнее рудопроявления Звиадис-Хеви. Все указанные рудопроявления локализованы в Дагверула-Лесевской антиклинали. Они приурочены к региональному тектоническому разлому, образуют одну зону мышьякового проявления и занимают 10-километровую полосу гидротермально измененных пород порфиритовой свиты байоса. Эта зона представляет интерес и для поисков ртутной минерализации.

В Горной Абхазии реальгар-аурипигментовая минерализация известна в единичных местах, в основном в полосе развития песчано-глинистых отложений лейаса. Гвандрское рудопроявление, размещенное в зоне Главного хребта, приурочено к окварцованным гнейсам и представлено многочисленными прожилками реальгара и аурипигмента.

В ущелье р. Белой рудопроявление приурочено к контактовой зоне глинистых сланцев лейаса и дайки альбитофиров и представлено кварц-реальгар-аурипигментовыми прожилками.

На рудопроявлении Агурипта мышьяково-ртутное оруденение фиксируется на контакте диабазов и туфов с глинистыми сланцами лейаса и приурочено к южному крылу антиклинальной складки Анчхо. Складка опрокинута с северо-востока на юго-запад, а слагающие ее породы падают на северо-восток (25°) под углом $30-35^\circ$. Оруденение прожилково-вкрапленного типа. В зоне оруденения

тончайшие изогнутые прожилки заполнены органическим веществом. На участке Тхасоу Авадхарского месторождения в висячем боку туфогенных песчаников подсечено богатое реальгар-аурипигментовое рудное тело. Киноварь в рудной зоне присутствует в незначительном количестве.

Можно предположить, что для участка Тхасоу и в целом для Авадхарского рудного поля контактовые зоны туфобрекчий и туфопесчаников с глинистыми сланцами, так же как на участках Мзимна и Агурипта, являются благоприятными для концентрации мышьяково-ртутного оруденения.

Минералогию реальгар-аурипигментового оруденения на южном склоне Большого Кавказа изучали А. И. Демчук (1935), Н. И. Хитаров, Н. Ф. Шония, К. И. Чичинадзе (1945) и др. По данным этих исследователей, в описанных месторождениях в одних случаях наблюдается замещение реальгара аурипигментом, а в других устанавливается более раннее выделение аурипигмента, когда реальгар, нарастая на заключительном этапе рудообразования на стенки трещин, занимает центральные части рудных тел. К преимущественно реальгаровым месторождениям и рудопроявлениям относятся Кодис-Дзирское, «Коллекторская жила», Гомийское, Белая, Мзимна и др.; а к преимущественно аурипигментовым — Сакирес-Геле, жила «Михо», Уравское и др.

В рудной зоне часто устанавливается антимонит на участках богатого мышьякового оруденения, локализованного в карбонатных флишевых отложениях (Лухумское и Кодис-Дзирское месторождения). Антимонит на Лухумском месторождении встречается в виде кристаллов, заполняющих пустоты, и часто присутствует в зоне контакта мышьякового оруденения с вмещающими породами. На Лухумском и Кодис-Дзирском месторождениях рудный процесс начинается выделением антимонита, а на других — мышьяковой минерализацией.

По данным А. И. Демчука (1935) и других исследователей, характерными минералами рудных тел являются также арсенопирит и киноварь. В небольших количествах встречаются пирит, сидерит, марказит, мельниковит, метациннабарит, халькопирит, ферберит и молибденит. Жильные минералы представлены молочно-белым кварцем, кальцитом и реже глинистыми минералами группы каолинита, редко встречается турмалин. Из вторичных минералов устанавливаются гидроокиси железа, стибиконит и скородит. Выделяется четыре стадии минерализации: пирит-арсенопиритовая, реальгар-антимонитовая, реальгар-аурипигментовая и кварц-сульфидная.

Реальгар и аурипигмент встречаются в виде крупных кристаллов и мелких кристаллических форм в прожилках и пустотах совместно с кварцем. Часто эти минералы образуют сложные бесформенные рудные массы или в виде примазок заполняют плоскости напластования и трещиноватости.

Устанавливается несколько типов рудных тел: сплошная метасоматическая руда в карбонатных породах, рудные гнезда в брекчи-

рованных и раздробленных породах, рудные прожилки в большинстве случаев в ассоциации с кварцем и кальцитом и др.

Рассматривая структурно-металлогенические зоны ртутно-сурьмяно-мышьякового оруденения, видно, что в отдельных регионах — в Верхней Раче и Северной Осетии — наблюдается зональность в размещении телетермального оруденения. Стратиграфически на нижнем уровне расположены сурьмяные месторождения, а выше последовательно ртутные, ртутно-мышьяковые и мышьяковые.

Зональность в размещении ртутно-сурьмяно-мышьяковой минерализации устанавливается и во многих других регионах в СССР и за рубежом. В Южно-Ферганском ртутно-сурьмяном поясе, по описаниям В. А. Невского (1955), «в западной его части наряду с ртутными встречаются уже сурьмяно-ртутные месторождения, и в восточной части пояса преобладают сурьмяно-ртутные и кварцево-антимонитовые сурьмяные месторождения, а в южной его половине — комплексные сурьмяные. В комплексных сурьмяных месторождениях, помимо антимонита, в значительных количествах присутствуют арсенопирит и блеклые руды».

Природа рудообразования (формирование комплексных ртутно-мышьяково-сурьмяных и мономинеральных руд) на разных площадях неодинакова. Нам представляется, что кроме дифференциации растворов, на образование комплексных и мономинеральных руд большое влияние оказывают геологические условия, в которых протекают все процессы формирования руд.

§ 3. Малый Кавказ

Ртутно-мышьяково-сурьмяное оруденение на Малом Кавказе, как уже отмечалось, в основном размещено в Севано-Карабахской и Араксинской тектонических зонах. Отдельные ртутоносные проявления расположены в Алавердской мегантиклинальной зоне*.

В пределах Армянской ССР (и смежных частей Грузинской ССР и Азербайджанской ССР) И. Г. Магакьян (1967) выделяет следующие структурно-металлогенические зоны: Алаверди-Кафанскую, Памбак-Зангезурскую и Севано-Амасийскую** (рис. 7). Южнее выделенных зон располагается Араксинская структурно-металлогеническая зона. Основная часть ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения приурочена к Севано-Амасийской и Араксинской структурно-магматическим зонам.

Севано-Карабахская зона в целом перспективна на ртутно-мышьяково-сурьмяное оруденение, но установлено, что основные ртутные концентрации локализованы в Сарыбабинском синклинории и Лачинском антиклинории. Этот участок С. М. Сулейманов (1964)

* Алавердская мегантиклинальная зона, по А. Т. Аслаяну, входит в Антикавказский оротектонический пояс, а, по Э. Ш. Шихалибеги — в Сомхито-Агдамский тектонический пояс.

** В пределах Армении Севано-Карабахскую зону часто называют Севано-Амасийской.

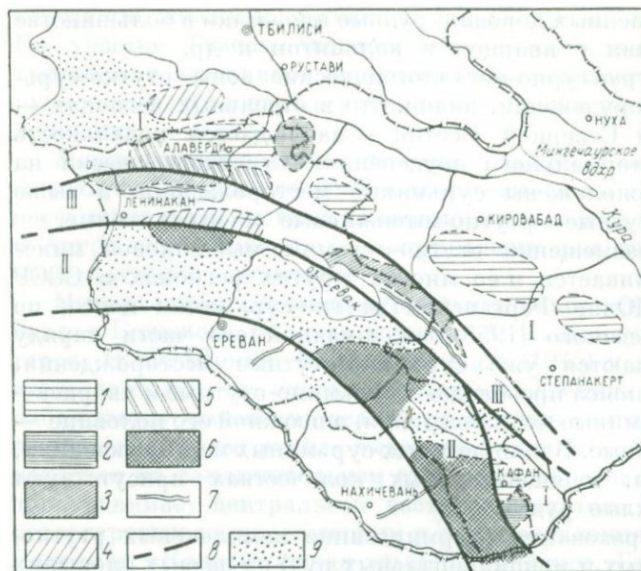


Рис. 7. Структурно-металлогенические зоны территории Армянской ССР и смежных частей Грузинской ССР и Азербайджанской ССР (по И. Г. Магакяну, 1967)

Структурно-металлогенические зоны: I—I Алаверди-Кафанская; II—II Памбак-Зангезурская; III—III Севано-Амасийская. Размещение оруденения по металлогеническим эпохам. Киммерийская эпоха: I — колчеданное оруденение $J_1 - J_2$ (ранняя стадия); 2 — железо, золото $J_3 - Cg_1$ (средняя стадия). Альпийская эпоха: 3 — хромитовое оруденение $Cg_2 - Prg_2^3$ (ранняя стадия); 4 — колчеданное оруденение $Cg_2 - Prg_2$ (ранняя стадия); 5 — медь, полиметаллы Prg_3^3 (средняя стадия); 6 — медно-молибденовое оруденение $Prg_1 - N_1$ (поздняя стадия); 7 — золото-ртутно-сурьмяно-мышьяковое оруденение $N_1 - N_2$ (конечная стадия); 8 — границы рудных зон; 9 — площади, перекрытые покровами лав $N_2 - Q$

выделяет в качестве самостоятельной Лачин-Кельбаджарской металлогенической подзоны. Мышьяково-сурьмяные руды локализованы на западной периферии Севано-Амасийской структурно-металлогенической зоны в Амасийском антиклинории.

В Араксинской тектонической зоне ртутные концентрации локализованы в Ереванской мегантиклинальной зоне, а мышьяково-сурьмяные руды размещены в Даррыдаг-Ханджинской антиклинали Ордубадского синклинория.

В восточной части Севано-Карабахской зоны в пределах Азербайджана М. А. Кашкай и Т. Н. Насибов (1965) выделяют четыре параллельные зоны ртутной минерализации: Гекгель-Левчайскую, Сюлччай-Тертерскую, Агятаг-Агквинскую и Тутхун-Лачинскую (рис. 8).

В Гекгель-Левчайской зоне основные коренные проявления ртути приурочены к сводовой части симметричного Левчайского антиклинория. В зоне разлома, который прослеживается в сводовой части антиклинали, по данным М. А. Кашкай и Т. Н. Насибова (1965), породы нижнего сенона вместе с покрывающими кампан-маастрихтскими отложениями интенсивно дислоцированы и осложнены многочисленными разрывами, имеющими простирание, согласное со складчатостью. Разрывы, помимо верхнемеловых пород, пересекают также ультраосновные и основные породы, а в отдельных случаях и гранитоиды. Возникновение этих молодых разрывов,

сгруппированных в зоне глубинного разлома, по мнению указанных авторов, можно связывать с регенерацией разлома. В центральной полосе Левчайской рудоносной зоны участки с киноварью и интенсивные ореолы рассеяния ртути часто приурочены к зоне контакта между отложениями нижнего и верхнего сенона, представленными вулканогенно-осадочными образованиями. В осевой части Левчайской антиклинали известняки интенсивно окварцованы, раздроблены, перематы и трещиноваты. Распределение ртутной минерализации весьма неравномерное, но присутствие киновари в гидротермально измененных известняках устанавливается почти повсеместно. Сравнительно равномерное распределение киновари наблюдается только в интенсивно оруденелых и окварцованных известняках. Указанные известняки, по данным В. П. Федорчука, превращены в джаспероиды (содержание SiO_2 в измененных известняках достигает 95,8%).

В Гекгель-Левчайской рудоносной зоне рудовмещающими породами, кроме указанных, являются конгломераты, туфы, песчаники, туфопесчаники, гравелиты, туфогравелиты и др. Лиственитовый тип оруденения, часто являющийся основным в других зонах ртутной минерализации Севано-Карабахской структуры, по М. А. Кашкаю и Т. Н. Насибову (1965), для рассматриваемой зоны не характерен. Этот тип минерализации отмечен лишь на двух участках (Левчайском и Агчынгыльском).

В пределах Левчайского рудного поля почти все рудопроявления относятся к собственно ртутной формации. По Т. Н. Насибову и др. (1965), в ассоциации с киноварью находятся пирит, марказит, халькопирит, кальцит, изредка кварц.

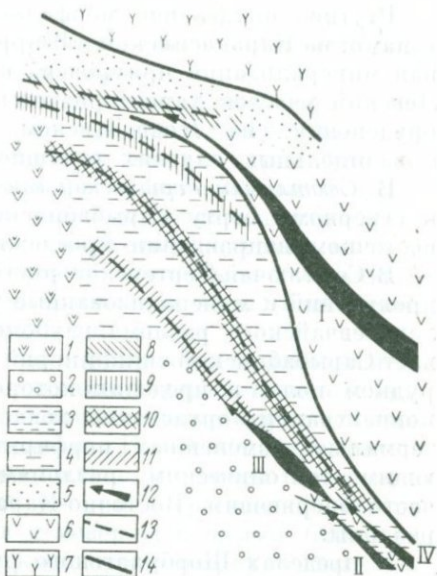


Рис. 8. Схема расположения рудоносных зон Севано-Акеринской структуры Малого Кавказа (по М. А. Кашкаю, Т. Н. Насибову, 1965)

1 — среднеозоценовые образования, слагающие Кельбаджарскую наложенную мульдзу; 2 — верхнемеловые породы Гочасского синклиниория; 3 — отложения альба и сеномана, выходящие Хузабиртский синклиниорий; 4 — Сарыбабинский синклиниорий, выполненный преимущественно верхнемеловыми отложениями, которые интенсивно прорваны интрузивными образованиями различного состава и возраста; 5 — верхнемеловые и частично нижнемеловые отложения, слагающие Тоурогачайский синклиниорий; 6 — средне- и верхнеюрские породы слагающие антиклинорий; I — Карабахский; II — Замзурский, III — Лачинский и IV — Старотатский; 7 — среднесюрские породы, слагающие Мровдагский антиклинорий Сомхито-Карабахской зоны; 8 — Гекгель-Левчайская рудоносная зона; 9 — Сеютлючай-Тертерская рудоносная зона; 10 — Агятаг-Агканинская рудоносная зона; 11 — Тутхун-Лачинская рудоносная зона; 12 — общее погружение антиклинорий; 13 — зона рудоконтролирующих разрывов; 14 — крупные надвиги

Ртутное оруденение морфологически представлено различными типами: на Каракасинском и Ширранском участках интенсивная ртутная минерализация приурочена к густой трещиноватости; Западно-Левский участок характеризуется прожилково-вкрапленным типом оруденения; на Ново-Левском участке выделяются согласные, а в отдельных случаях секущие рудные тела.

В Сеютлючай-Тертерской зоне ртутные проявления приурочены к северному борту Сарыбабинского синклинория. Зона в северо-восточном направлении прослеживается в пределах Армении.

В Сеютлючай-Тертерской ртутоносной полосе большинство рудопроявлений и минерализованные участки размещены в зоне Шорбулаг-Левчайского разлома глубокого заложения, которая ограничивает Сарыбабинский синклинорий с северо-востока. В Шорбулагском рудном поле, в пределах которого размещены основные ртутные концентрации, оруденение локализовано в листовниках и гидротермально измененных порфиритах и приурочено к крутопадающим тектоническим разломам северо-западного простирания, часто оперяющим Восточно-Карабахский и Шорбулаг-Левчайский разломы.

В пределах Шорбулагского рудного поля выделяются семь зон ртутной минерализации. Наиболее перспективные из них приурочены к контактам серпентинитов со среднеюрскими туфобрекчиями, с сантонскими вулканогенно-осадочными образованиями и с дайками диабаз-порфиритового состава. Часто вдоль контактов пород размещены жило- и линзообразные тела листовников с крутым падением в большинстве случаев на северо-восток.

Среди листовников по минеральному составу выделяют кварцевые, карбонат-кварцевые, кварц-карбонатные, карбонатные и тальк-серпентин-карбонатные разновидности.

Непосредственно в зонах ртутной минерализации в пределах Шорбулагского рудного поля устанавливаются тектонические разрывы северо-западного и близширотного простирания, а также поперечные нарушения, имеющие часто локальное значение. Эти разрывы, по А. Ф. Керимову и К. С. Алиеву, сопровождаются зонами дробления, перетиранием и трещиноватостью, а наиболее крупные — зонами гидротермальной деятельности и листовнитизацией. Особенно интенсивное дробление пород наблюдается в узлах пересечения разноориентированных разрывов. Зоны разрывов размещены кулисообразно и придают Шорбулагскому рудному полю сложный тектонический характер.

Кроме отмеченных, в пределах Сеютлючай-Тертерской зоны выделяется несколько незначительных проявлений ртутной минерализации, в большинстве случаев в листовнитизированных серпентинитах. В целом распределение киновари и участков с повышенным содержанием ртути в описываемой зоне резко неравномерное.

В пределах Сеютлючай-Тертерской зоны, включая и район Зодского золоторудного месторождения в Армении, С. М. Сулейма-

нов и Т. Н. Насибов (1965) выделяют ртутно-золото-вольфрамо-полиметаллическую формацию. Интересно, что часто в этой зоне совместно устанавливаются золото и ртуть.

В *Агятаг-Агкаинской зоне* основные ртутные концентрации локализованы в ее северо-западной части в пределах Агятагского рудного поля, приуроченного к юго-западному крылу Сарыбабинского синклинория на его стыке с Кельбаджарской наложенной мульдой. По Т. Н. Насибову (1966), весьма сложная геологическая обстановка, создавшаяся в полосе сопряжения Кельбаджарской мульды, которая занимает поперечное положение по отношению к остальным общекавказским структурам Севано-Карабахской зоны, благоприятствовала локализации ртутного оруденения.

Ртутное оруденение данной полосы приурочено к зоне Агятаг-Агкаинского разлома глубокого заложения, который имеет сложное строение. В зоне разлома выделяются параллельные крутопадающие разрывы северо-западного простирания. По А. Ф. Керимову и К. С. Алиеву, рудные тела локализовались в блоках интенсивно раздробленных пород, образующихся при пересечении северо-восточных близширотных разрывов с северо-западными близмеридиональными. Интенсивные ртутные концентрации приурочены к тектоническим брекчиям, которые формировались в основном на контакте аргиллитов сантона и лиственитов.

Самой распространенной рудной формацией в зоне является лиственито-киноварная. Почти во всех телах лиственитов устанавливаются видимая ртутная минерализация или зоны с аномальными содержаниями ртути. Зоны ртутной минерализации выявлены также в туфах, порфиритах, дацитах и т. п.

В пределах Агятагского рудного поля зоны ртутной концентрации имеют сложную линзовидную форму. По данным Т. Н. Насибова (1966), киноварь отмечается в секущих кварцевых прожилках и в виде вкрапленников в лиственитах, в зальбандах кварцевых прожилков и по стенкам трещин. В узлах взаимного пересечения разноориентированных систем трещиноватости установлено наличие рудных гнезд, иногда со значительным содержанием ртути. Встречаются и другие формы ртутной минерализации.

Зоны ртутного оруденения Агятаг-Агкаинской полосы С. М. Сулейманов, Т. Н. Насибов (1965) относят к ртутно-мышьяковой формации.

В *Тутхун-Лачинской зоне* группа ртутных проявлений расположена в сводовой части Лачинского антиклинория. Юго-восточная часть Тутхун-Лачинской зоны размещена на стыке Гочасского и Сарыбабинского синклинориев, которые в основном выполнены верхнемеловыми породами. Северо-западная часть зоны прослеживается в южном крыле Сарыбабинского синклинория и почти достигает Кельбаджарской наложенной мульды.

Рудоносные участки Тутхун-Лачинской зоны С. М. Сулейманов и Т. Н. Насибов (1965) относят к ртутно-золото-сурьмяно-мышьяковой формации с серебром.

В пределах Севано-Карабахской зоны, по М. А. Кашкаю и Т. Н. Насибову (1965), выделяется ряд обособленных минерализованных участков, не укладывающихся ни в одну из перечисленных зон. Это Агдудзахское проявление, где золото и киноварь встречаются совместно в поперечных структурах среди производных липарито-дацитовых магмы миоцен-плиоценового возраста. Присутствие ртутной минерализации предполагается также в Гочаском синклинории.

В северо-западном продолжении офиолитового пояса ртутное и мышьяково-сурьмяное оруденение и зоны минерализации размещены почти повсеместно. На территории Армении, как уже отмечалось, Севано-Карабахскую зону в пределах распространения офиолитовой формации А. Т. Асланян называет Присеванской мегасинклинальной, И. Г. Магакьян (1967) здесь выделяет Севано-Амасийскую структурно-металлогеническую зону. Указанная металлогеническая зона, по И. Г. Магакьяну (1959), характеризуется мощным развитием верхнемеловых и эоценовых отложений, смятых в изоклинальные складки и нарушенных глубинным разломом. Вдоль разлома размещены гипербазиты и габбро верхнемелового и эоценового возраста и гранодиорит-порфиры и дациты миоцен-плиоцена.

В Севано-Амасийской металлогенической зоне перспективна на ртуть подзона Севанского бассейна, на северо-восточном побережье озера Севан в пределах Басаргичарского и Красносельского районов. Здесь ртутная минерализация приурочена к зоне разломов в полосе развития гипербазитов.

Большинство зон ртутной минерализации и участков с аномальными содержаниями ртути в Севанском бассейне приурочены к лиственитовым телам. Киноварь в лиственитах часто тонко рассеяна по всей массе пород, а местами создает прожилково-вкрапленные и гнездообразные формы концентрации. Кроме лиственитов, литологически благоприятными породами в Севанском бассейне являются туфоконгломераты, туфобрекчии, туфопесчаники, порфириды, окремненные известняки, песчанистые известняки и мергелистые известняки. Роль экранирующих пород играют мергели, глинистые сланцы, алевролиты и известняки.

Ртутные проявления Куйбышев, Атан и Камир приурочены к вулканогенно-осадочной толще среднего эоцена и контролируются зонами тектонических нарушений и экзоконтактами интрузивов. В этих проявлениях киноварь представлена в виде вкрапленников и тонкой рассеянной минерализации.

Приуроченное к подзоне Севанского бассейна Сараланджское рудопроявление расположено в северном крыле центральной антиклинали, ядро которой, по Х. Н. Шагиняну, сложено вулканогенно-осадочными породами нижнего сенона, а крылья — мергелистыми известняками верхнего сенона. Указанные породы прорваны гипербазитами и малыми интрузиями кислого состава. Ртутная минерализация контролируется тектоническим нарушением северо-западного простирания с крутым падением на северо-восток, которое

в пределах рудопроявления прослеживается на контакте перидотитов с туфокогломератобрекчиями красноцветной толщи нижнего сенона.

В пределах рудопроявления выделяется два участка ртутной минерализации. На первом ртутное оруденение локализовано в гидротермально измененных конгломератобрекчиях грязно-зеленоватой толщи, и на втором — в туфокогломератобрекчиях красноцветной толщи. Экранирующими породами в основном являются глинистые сланцы. Киноварь на обоих участках представлена мелкой вкрапленностью и прожилками.

На северо-западной периферии Севано-Амасийской структурно-металлогенической зоны в пределах Амасийского рудного поля выделяются никель-кобальтовая и сурьяно-мышьяковая формации руд. Все рудные тела и зоны минерализации приурочены к центральной части Амасийского нижнеоценового массива ультраосновных и основных пород. Среди массива выделяются малые интрузии и дайки от основного до кислого состава.

В структурном отношении Амасийское рудное поле приурочено к Меграшатской антиклинальной складке Амасийского синклинория, ось которой совпадает с основной частью массива. Никель-кобальтовое и мышьяково-сурьянное оруденение на Амасийском месторождении приурочено к зоне разлома в центральной части Амасийского массива, представленной участками дробления и интенсивной трещиноватости пород. Трещины часто заполнены тектонической глиной, которая выполняла роль экранирующей породы, особенно при формировании низкотемпературного мышьякового оруденения. Мышьяково-сурьянные руды Амасийского месторождения локализованы в дунитах. Основной начальный этап оруденения по времени совпадает с формированием даек и пегматитов и характеризуется высокотемпературной никель-кобальтовой минерализацией. В связи с более поздними тектоническими подвижками и магматической деятельностью произошло повторное приоткрытие трещин и формирование низкотемпературной сурьяно-мышьяковой формации.

В главной рудной зоне в трещинах отрыва локализованы антимонитовые руды. Форма антимонитовых рудных тел в большинстве случаев жилообразная. Рудный столб массивных реальгар-аурипигментовых руд сформировался в пределах тектонического узла — на пересечении главной и оперяющих структур, роль рудоконтролирующей и экранирующей структуры также выполняют дайки меридионального простирания.

На Амасийском месторождении А. Ш. Матевосян выделяет четыре стадии минерализации: кварц-сульфидную, сульфидную, реальгар-антимонитовую и кварц-карбонатную. На последней стадии минерализации образовался самородный мышьяк.

В пределах Армении формация сурьяно-мышьяковых руд установлена только в Амасийском рудном поле, а реальгар-аурипигментовая формация, по А. Т. Аслабяну, представлена еще несколькими небольшими рудопроявлениями — Сальвардинским, Агверанским и относительно более крупным Аравусским месторождением,

расположенным в пределах Ахтинской тектонической зоны. В Сальвардинском рудопроявлении мышьяковые руды локализованы в андезитах и представлены штокверками; в Агверанском рудопроявлении они локализованы в метаморфических породах палеозоя, минерализация выражена вкрапленностью; на Аравусском месторождении оруденение приурочено к дайкам диорит-порфировитового состава и имеет жилообразную форму.

В пределах Алаверди-Кафанской структурно-металлогенической зоны в Шамшадинском районе выделяется ртутно-полиметаллический тип оруденения, который устанавливается в Сарнахпюрском, Арчидзорском и Машадзорском рудопроявлениях. Сарнахпюрское ртутно-полиметаллическое оруденение локализовано в кварцевых плагипорфиритах в Тавушском многофазном интрузивном массиве докембрийского возраста. Зоны минерализации гнездообразной формы и приурочены к гидротермально измененным, раздробленным, трещиноватым и перемьятым породам. Арчидзорское и Машадзорское проявления размещены на южном крыле Ахумской антиклинали и приурочены к тектоническому нарушению близширотного простирания. Минерализованные зоны на этих проявлениях устанавливаются в интенсивно раздробленных туфопесчаниках, порфиритах, глинистых сланцах и песчаниках нижней юры.

Последовательность выделения главнейших минералов в рудопроявлениях Шамшадинского района, по А. А. Казанчяну, следующая: 1) кварц — пирит; 2) кварц — халькопирит; кварц — пирит — халькопирит; 3) барит, редко кальцит, галенит, сфалерит и киноварь. Сульфид ртути местами встречается в виде метациннабарита.

В Ереванской мегасинклинальной зоне Араксинского оротектонического пояса выделяется Хосрово-Серская ртутноносная полоса, представленная мономинеральной ртутной минерализацией. Здесь все зоны ртутной минерализации расположены вдоль Хосрово-Мартиросского разлома, который прослеживается юго-восточнее и параллельно Ереванскому разлому. К этому же разлому приурочены углекислые минеральные источники, травертиновые щиты, гидротермально измененные зоны и дайки санидин-трахитов. В полосе, расположенной между указанными двумя региональными разломами, устанавливается ряд оперяющих структур. Часто к оперяющим разрывам приурочена ртутная минерализация.

В пределах Хосрово-Серской ртутноносной полосы выделяются следующие рудопроявления и аномальные участки ртути: Хосровское, Советашенское, Карабахларское, Картрашенское и др. На Хосровском рудопроявлении, которое размещено в северном крыле Хосровской антиклинали, ртутноносные зоны, по Г. К. Амбрумяню, в основном приурочены к тектоническим нарушениям и приосевым частям антиклинальных складок, зараженность ртутью констатируется в стратиграфическом этаже, начиная от турона до эоцена включительно, независимо от литологического состава пород и глубины их залегания. Довольно высокими содержаниями на Хосров-

ском рудопроявлении характеризуется зона 1. В ней киноварь устанавливается в основном по трещиноватости, а в целом зона представлена раздробленными, брекчированными, трещиноватыми, окварцованными и ожелезненными породами. Морфологически зоны киноварной минерализации представлены в виде вкрапленников, мелких гнезд и примазок.

На Советашенском рудопроявлении выделяются две обособленные зоны с киноварью и несколько участков с аномальным содержанием ртути. Первая зона ртутной минерализации, по А. Г. Мигдяну и П. М. Бартикяну, приурочена к сильно разрушенным гидротермально измененным санидиновым трахитам, вторая зона, по Г. К. Амбрумяню и др. — к трещине, секущей тело санидин-трахитов и далее с обеих флангов прослеживающейся в известняках пермского возраста. Ртутная минерализация фиксируется только в трахитах, а во вмещающих известняках не наблюдается.

На Катрашенском аномальном участке зоны с повышенным содержанием ртути в большинстве случаев приурочены к гидротермально измененным яшмовидным породам среднеэоценового возраста. Совместно с ртутью устанавливается марганцевое оруденение.

В Араксинской тектонической зоне (в Нахичеванской АССР) выявлено несколько участков с аномальными содержаниями ртути, среди которых особенно выделяется Норашенское проявление, приуроченное к вторичным кварцитам в контактовой полосе интрузивного массива миоценового возраста.

В Центральной и Южной Нахичевани шлиховые ореолы киновари устанавливаются в ручьях бассейнов рек Нахичеван-чай, Алинджа-чай, Карадара и др. Предполагается, что источником сноса киновари в этом районе являются гидротермально измененные зоны андезито-дацитов.

В юго-восточной части Нахичеванской АССР в Даррыдаг-Ханджинской антиклинали в пределах Даррыдагского рудного поля, по Р. Н. Абдуллаеву и др. (1962), выделяются следующие участки с мышьяковым и в меньшей степени сурьмяным оруденением: Северный участок, или собственно Даррыдагское реальгар-аурипигментовое месторождение с рудами штокверкового типа; центральный участок с антимонитовыми рудами гнездового типа и южный участок с рудами реальгара вкрапленного типа. На всех участках оруденение непосредственно локализовано в зонах дробления, трещиноватости и смятия пород.

По Р. Н. Абдуллаеву и др. (1962), в пределах Даррыдагского месторождения встречаются различные рудные и нерудные минералы (табл. 3).

На Даррыдагском месторождении устанавливается вертикальная зональность оруденения: на нижнем горизонте выделился антимонит, а на верхнем — реальгар и аурипигмент.

К тектоническим нарушениям на южном крыле и в осевой части Даррыдаг-Ханджинской антиклинали приурочены источники угле-

Минералы Даррыдагского месторождения

Минералы	Рудные		Нерудные	
	главные	второстепенные	главные	второстепенные
Гипогенные	Реальгар,	Антимонит, пирит,	Кальцит	—
Гипергенные	аурипигмент Мышьяковит, мельниквит, кирозит	арсенопирит Лимонит, сурьмя- ная охра, арсено- пирит, повеллит, ильменит, питтицит	Кальцит, арагонит, гипс	Сера, эпсомит, галит

кислых мышьяковых вод. Содержание мышьяка в отдельных источниках составляет 4,6—28 мг/л.

В пределах Малого Кавказа выявлено еще несколько более мелких рудопроявлений мышьяково-сурьмяных руд, среди которых перспективными можно считать Ортакендское и Башкендское проявления реальгар-аурипигментовых руд. На этих проявлениях зона минерализации, приуроченная к отложениям верхнего эоцена, контролируется разломами северо-западного простирания и размещена вдоль интрузивов андезито-дацитового состава.

В пределах Грузии на Малом Кавказе (Аджаро-Триалетская складчатая система и Артвино-Болнисская глыба) не было известно ртутноносных зон. В последние годы по ущелью р. Гета-чай (левый приток р. Машавера) в верхнемеловых вулканогенно-осадочных образованиях на участке Дарбази выявлено ртутное рудопроявление и интенсивные шлиховые ореолы киновари, располагающиеся на большой площади.

На рудопроявлении Дарбази, расположенном в Болнисской рудной области Сомхито-Карабахской металлогенической зоны, ртутная минерализация приурочена к участку, сложенному туфами и туфобрекчиями кварцевых порфиров и альбитофиров турон-сеномана, пересеченными дайками порфиров среднего и основного состава. Видимая ртутная минерализация в основном наблюдается в гидротермально измененных и интенсивно окварцованных альбитофировых дайках.

В пределах Кавказа выделяется еще ряд структурно-фациальных зон, на отдельных участках которых устанавливаются сравнительно мало изученные зоны с гидротермально измененными породами и с убогой ртутной, мышьяковой, сурьмяной минерализацией, интенсивными шлиховыми ореолами киновари и геохимическими ореолами ртути, мышьяка, сурьмы и других элементов-спутников.

МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЯ

В результате проведения методических работ выяснилось, что в первичных и вторичных ореолах ртутных, мышьяковых и сурьмяных месторождений Кавказа целесообразно изучать содержания Hg, As, Sb, Pb, Zn, Bi, Cu. Для определения указанных элементов были выбраны аналитические методы.

Для совместного определения Hg, As, Sb был применен двухдужный метод спектрального анализа с чувствительностью Hg $3 \cdot 10^{-5}\%$, As $3 \cdot 10^{-5}\%$, Sb $3 \cdot 10^{-5}$ — $1 \cdot 10^{-4}\%$. Все пробы подвергались анализу этим методом, а пробы, в которых ртуть не была обнаружена, анализировались более высокочувствительными методами (Hg $1 \cdot 10^{-6}\%$, химические методы анализа Н. Х. Айдиньян, 1960, 1961; спектральный метод Е. А. Сергеева и П. А. Степанова, 1957). С целью контроля спектрального анализа до 40% проб подвергались химическому анализу на Hg (по методу Н. Х. Айдиньян) и до 20% проб — химическому анализу на As (по методу Гутцайта). Определения Pb, Zn, Bi и Cu проводились спектральным методом двойной дуги со ступенчатым ослабителем.

Определение геохимического фона ртути и мышьяка районов ртутных и ртутно-мышьяковых месторождений проводилось путем статистической обработки данных. При геологической интерпретации результатов геохимических исследований были применены математические и графические методы.

§ 4. Полевые и лабораторные исследования

Опробование элювиально-делювиальных и аллювиальных отложений

Опробование элювиально-делювиальных отложений проводилось с целью геохимических поисков ртутно-мышьяково-сурьмяных месторождений по их вторичным (гипергенным) ореолам рассеяния. При этом учитывались особенности формирования вторичных ореолов рассеяния в различных ландшафтно-геохимических условиях Кавказа.

При изучении морфологии и геохимических параметров вторичных ореолов рассеяния особое внимание уделялось выбору площади сети опробования, направлению профилей, оптимальной глубине отбора проб, весу и составу проб, эпигенетическим процессам, развitem в элювиально-делювиальных отложениях, и т. п.

В большинстве районов ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения пробы отбирались в соответствии с инструкцией по геохимическим методам поисков рудных месторождений с глубины 15—20 см под растительным покровом. В зависимости от типа растительного покрова и мощности рыхлых отложений глубина отбора проб изменялась: при плотном травяном покрове глубина отбора проб увеличивалась до 30 см, для лесного покрова — до 40 см.

Для выбора представительного горизонта опробования проводилось изучение геохимических барьеров и эпигенетической зональности элювиально-делювиальных отложений. Наличие геохимических барьеров учитывалось при оценке аномалий.

Вес отобранных проб составлял 50 г. Пробы, представленные тонкой песчано-глинистой фракцией элювиально-делювиальных отложений, просеивались через сито 1 мм, а затем истирались до 200 меш.

Изучение потоков рассеяния в районах ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения Кавказа проводилось в малом объеме и лишь в отдельных районах. Аллювиально-пролювиальные отложения опробовались в зависимости от местных условий из сухой пойменной части или со дна русла. В пробу отбиралась тонкая илесто-глинистая или песчано-глинистая фракция с поверхности или с глубины 15—20 см.

Опробование коренных пород

Изучение первичных ореолов и распределения ртути, мышьяка и сурьмы в горных породах районов ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения проводилось по скважинам, горным выработкам и по геохимическим профилям вкрест простирания основных свит и структур, локализирующих и контролирующих ртутное оруденение.

Для изучения первичных ореолов, оценки перспективности флагов и глубоких горизонтов участков ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения по скважинам и горным выработкам пробы отбирались с учетом всех геологических особенностей пород.

Опробование проводилось пунктирной бороздой с отбором 5—15 кусков породы с интервала от 0,5 до 10 м, а вблизи рудных тел — от 0,5 до 1 м; вес проб составлял 200—350 г. При опробовании скважин в интервалах плохого выхода керна опробовался шлам.

При опробовании велась подробная документация горных выработок и скважин, а также отбирались характерные образцы для петрографического исследования пород. Дополнительно отбирались мономинеральные пробы пирита, кварца, кальцита, диккита и т. п. Пробы из горных выработок промывались, так как пары ртути, образующиеся при взрыве детонаторов с гремучей ртутью, садятся на стенки выработок, что влияет на результаты анализа.

При опробовании коренных пород по профилям на поверхности пробы отбирались из всех литологических разновидностей пород. Особенно детально опробовались эффузивные и интрузивные породы, прослой песчаников, породы контактов из зон интенсивного гидротермального изменения, дробления, брекчирования и трещиноватости. Для установления пространственной связи ртутного оруденения с тектоническими зонами и для выявления дорудных и послерудных разломов детально опробовались породы в зонах тектонических нарушений. С целью установления эффективной ширины первичных ореолов и выявления благоприятных структур для локализации ртутного, мышьякового и сурьмяного оруденения опробование на поверхности часто велось по профилям вкrest известных и предполагаемых зон оруденения. Для определения возраста ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения вблизи известных рудных зон опробовались отложения более молодые, чем породы, локализирующие ртутное оруденение.

Частота отбора проб зависела от детальности составления разреза. Пробы отбирались в среднем на расстоянии 30—100 м, а при опробовании по коротким профилям — через 10 м. С 1 м² по углам и в центре отбирались 8—10 маленьких кусков породы общим весом 250—300 г. Сначала дробились неминерализованные, а затем минерализованные пробы, после каждой пробы дробилка тщательно чистилась. Обычным методом квартования вес проб доводился до 50 г.

При хранении проб учитывалась большая сублимационная способность ртути (пробы при совместном хранении могут друг друга обогатить или при длительном хранении содержание ртути в них может уменьшиться). Н. Х. Айдиньян и др. (1969) показали недопустимость совместного хранения проб, имеющих низкие содержания ртути, с пробами, характеризующимися повышенными ее содержаниями, и хранения проб в лабораториях, где применяется металлическая ртуть. По рекомендации этих авторов определение ртути производилось вскоре после отбора проб.

Методы аналитических работ

1. Химический метод определения содержания ртути, разработанный Н. Х. Айдиньян (1960), основан на возгонке ртути в трубках типа Пенфильда. Навеска пробы перемешивается с перекисью свинца PbO₂ для окисления серы, содержащейся в сульфиде ртути, до SO₂ и перевода HgS в HgO. Последнее соединение при нагревании разлагается на ртуть металлическую и кислород.

Отогнанная металлическая ртуть растворяется в йоде, растворенном в йодистом калии, к которому прибавляется реактив Полежаева. Ртуть выпадает в осадок в виде комплекса CuHgI₃. Последний имеет кирпично-красный цвет. Цвет осадка сравнивается со стандартной шкалой. По интенсивности окраски устанавливается содержание ртути.

Чувствительность метода определения Hg $1 \cdot 10^{-6}\%$ при навеске 1 г. При увеличении навески до 3 г чувствительность повышается до $n \cdot 10^{-7}\%$.

Пробы глинистых сланцев с высоким содержанием органического вещества анализировались по несколько видоизмененному методу Н. Х. Айдиньян (1961), предложенному для определения содержания ртути в углях. В этом случае перекись свинца вводится в избытке для окисления органических веществ, мешающих колориметрированию.

2. Для определения малых количеств мышьяка применялся метод Гутцайта (Гиллебранд и др., 1960). Метод основан на восстановлении мышьяка водородом до мышьяковистого водорода, который с хлорной или бромной ртутью, нанесенной на полоски бумаги, образует окрашенные соединения. По интенсивности окраски определяется содержание мышьяка.

Мышьяк предварительно восстанавливается солями гидразина или сернистой кислотой. Процесс восстановления и выделения мышьяковистого водорода в присутствии двухвалентного железа и двухвалентного олова протекает лучше.

Минимальное содержание мышьяка, которое можно определить этим методом, равно $1 \cdot 10^{-4}\%$.

3. Спектральный метод определения ртути Е. А. Сергеева и П. А. Степанова (1957) основан на большой скорости сублимации минералов ртути и фракционной возгонки элементов из стального электрода. При этом используется схема раздельного проведения процессов испарения и возбуждения элементов. Для быстрого разогрева до $500-600^\circ\text{C}$ навеска пробы в стальном электроде помещается в электрическую печь. Чувствительность метода определения ртути $1 \cdot 10^{-6}\%$ при навеске 10—12 г.

Для контроля часть проб с низкими содержаниями ртути была проанализирована в лаборатории Казахского геофизического треста на газоанализаторе (РАФ-1). Чувствительность метода определения ртути $1 \cdot 10^{-8}\%$. Метод анализа разработан советскими специалистами (Степанов и др., 1966).

4. Двудуговой метод количественного спектрального анализа для совместного определения ртути, мышьяка и сурьмы, основанный на фракционной возгонке элементов из относительно большой навески, был предложен Аренсом (Ahrens, 1950). Автором и Л. А. Борисенко этот метод был усовершенствован для совместного определения ртути, мышьяка и сурьмы.

Для анализа большого количества проб необходимо приготовить стандарты ртути, мышьяка и сурьмы, не менее 100 г для каждой концентрации. Для стандартной основы в изучаемом районе брались породы с минимальным содержанием Hg, As, Sb, которые обрабатывались царской водкой, сушились и при необходимости прокаливались. Для анализа проб стандарты изготовлялись на глинистой и карбонатной основе. С целью достижения равномерного распределения элементов в основах стандартов в них вводилось от 100 до 30 мл раствора Hg, As и Sb различной концентрации.

Экспериментальным путем были выбраны соли, растворимые в нейтральном растворе (поскольку сульфиды As и Sb растворяются в щелочных растворах):

1) для стандартного раствора мышьяка — $\text{Na}_2\text{HAs}_2\text{O}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, кислый мышьяковокислый натрий (арсенат натрия);

2) для стандартного раствора сурьмы — $\text{K}(\text{SbO})\text{C}_4\text{H}_4\text{O}_6 \cdot 1/2\text{H}_2\text{O}$, виннокислая антимонилкалиевая соль;

3) стандартный раствор ртути готовили путем растворения химически чистой йодной ртути в 1%-ном растворе йода, растворенного в 10%-ном йодистом калии.

Нами были проведены анализы указанных исходных солей на As и Sb, подтвердившие соответствие содержания As и Sb в анализируемых солях с теоретическим содержанием, рассчитаны навески солей для приготовления водных стандартов As и Sb. Для стандартных водных растворов с содержанием As и Sb $10^{-2}\%$ на 500 мл раствора бралась навеска арсената натрия 2,0825 г и виннокислой антимонилкалиевой соли 1,3713 г. Путем дальнейшего разбавления растворов были получены все остальные стандартные растворы с более низким содержанием As и Sb. Путем введения в 100-граммовую основу стандарта соответствующего количества растворов Hg, As и Sb были приготовлены стандарты следующих концентраций: $1 \cdot 10^{-2}\%$, $3 \cdot 10^{-3}\%$, $1 \cdot 10^{-3}\%$, $3 \cdot 10^{-4}\%$, $1 \cdot 10^{-4}\%$, $3 \cdot 10^{-5}\%$ и $1 \cdot 10^{-5}\%$.

Перед введением растворов Hg, As и Sb в основу стандарта для достижения равномерного распределения вводимых элементов породу смачивали спиртом, перемешивали в течение 1 ч, затем сушили в сушильном шкафу при температуре $40-45^\circ\text{C}$, вновь тщательно перемешивали и доводили до воздушносухого состояния.

Полученные 100-граммовые стандарты имеют следующие преимущества: большое количество проб сравнивается с одними и теми же стандартами; с помощью растворов можно приготовить гораздо быстрее и в 20—30 раз больше стандартов с равномерным распределением элементов, чем при перемешивании порошка соединений элементов в основе стандарта.

Для увеличения летучести элементов и стабилизации горения применялся буфер следующего состава: 150 мг CdS + 50 мг Li_2CO_3 + 50 мг угольного порошка. Буферный состав проверялся на содержание Hg, As и Sb.

Навеска пробы весом 1 г тщательно перемешивалась с буфером и помещалась в графитовый тигелек. Для удобства работы с двойной дугой было изготовлено приспособление для закрепления тигельков и их перемещения в вертикальной и горизонтальной плоскостях.

Анализы проводились на кварцевом спектрографе ИСП-28 при следующем режиме: постоянный ток; сила тока 10 а; ширина щели спектрографа 13 мк; промежуточная диафрагма 3,2 мм; дуговые промежутки: верхний 2 мм, нижний 1 мм; фотопластинки тип II, чувствительность 22 ед. ГОСТ. Для установления времени экспозиции в течение 5 мин фотографировались спектры на пластинке, перемещаемой через каждые 30 сек. В ходе эксперимента оказалось, что

линии Hg, As и Sb исчезали в спектрах в следующем порядке: Hg через 1 мин, As через 3 мин, Sb через 3,5 мин. Фотометрирование велось по следующим линиям: Hg 2536,519 Å; As 2349,84 Å; Sb 2598,062 Å.

Чувствительность анализа: Hg $3 \cdot 10^{-5}\%$; As $3 \cdot 10^{-5}\%$; Sb $1 \times 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-5}\%$.

5. Двудуговой метод спектрального анализа был использован также для повышения чувствительности анализа на Pb, Zn, Bi и Cu. Навеска пробы весом 750 мг смешивалась с буфером следующего состава: гипосульфит натрия ($\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_3$) 2 части, угольный порошок 1 часть, навески буфера 250 мг. Определение Pb, Zn, Bi и Cu проводилось из одной навески.

Съемка проводилась на кварцевом спектрографе ИСП-22 при силе тока 12—13 а и экспозиции 2,5 мин; остальные условия те же.

Содержание элементов в пробах определялось с использованием ступенчатого ослабителя Клера. Использовались аналитические линии: Pb 2833,069 Å, Zn 3345,02 Å; Bi 3067,716 Å, Cu 3273,96 Å.

Чувствительность анализа: Pb $3 \cdot 10^{-5}\%$; Zn $3 \cdot 10^{-4}\%$; Bi $1 \cdot 10^{-5}\%$; Cu $3 \cdot 10^{-5}\%$.

Систематическая ошибка анализа вычислялась по формуле

$$\Delta_{\text{сист}} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\lg Ci_1 - \lg Ci_2) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \lg \frac{Ci_1}{Ci_2},$$

где n — число пар анализируемых проб; Ci_1 , Ci_2 — результаты первого и второго анализов одной и той же пробы.

Случайная средняя абсолютная ошибка определялась по формуле

$$\Delta_{\text{сл}} = \frac{1}{\sqrt{2n}} \sum_{i=1}^n (\lg Ci_1 - \lg Ci_2) = \frac{1}{\sqrt{2n}} \sum_{i=1}^n \lg \frac{C_{\text{большее}}}{C_{\text{меньшее}}}.$$

Антилогарифмы этих величин дают систематическое и случайное отклонение самих концентраций.

Вычисленные значения ошибок анализа с помощью указанных формул не превышают допустимых.

Систематическая ошибка анализа двудуговым методом на Hg, As и Sb практически отсутствовала, случайная средняя относительная ошибка анализа на Hg составила $\pm 19,5\%$, на As $\pm 16,3\%$, на Sb $\pm 20\%$.

6. Изучение битуминозных веществ (битумоидов) в горных породах проводилось люминесцентно-битуминологическим методом, разработанным В. Н. Флоровской (1957).

Проводились три вида анализа: а) капельно-люминесцентный, б) эталонно-люминесцентный, в) капиллярно-люминесцентный.

При капельно-люминесцентном анализе на поверхность образца горной породы наносится капля нелюминесцирующего хлороформа, который растворяет битуминозное вещество и под воздействием ультрафиолетового излучения начинает люминесцировать.

По цвету и времени люминесценции можно приблизительно судить о качестве и количестве битуминозного вещества и о его распределении в породе.

При эталонно-люминесцентном анализе навеска пробы помещается в пробирку из нелюминесцирующего стекла с притертой пробкой, добавляется нелюминесцирующий растворитель и оставляется на 8—10 ч. За это время происходит холодное экстрагирование битума из порошка. Определение количественного содержания битуминозного вещества в экстракте проводится путем сравнения яркости люминесценции раствора пробы с яркостью эталонов из подобранной эталонной коллекции.

Для проведения люминесцентно-капиллярного анализа раствор после эталонно-люминесцентного анализа сливается в пробирку, куда опускается полоска фильтровальной бумаги, очищенная в аппарате Сокслета. После испарения анализируемого раствора производится подклейка капиллярных вытяжек и просмотр их под люминесцентной лампой. По цвету и интенсивности люминесценции, а также по характеру и ширине люминесцирующих зон определяется качественный состав битуминозного вещества.

Все анализы проводились в двух растворителях: в хлороформе и в спиртобензоле. Хлороформом извлекаются легкие маслянистые компоненты, а спиртобензолом — более окисленные осмоленные компоненты битуминозного вещества.

§ 5. Оценка геохимического фона и выделение аномалий

При геохимических поисках для правильного выделения аномалий и оценки перспективности изучаемых площадей необходимо определить величины местного геохимического фона и нижний предел аномалии для каждого изучаемого элемента.

Для решения этих задач с применением методов математической статистики необходимо выяснить закон распределения элемента. В работах Н. К. Разумовского (1948), Аренса (Ahrens, 1954) и других исследователей показано, что распределение содержаний химических элементов в однородных горных породах обычно аппроксимируется логнормальным законом, в частных случаях нормальным законом.

Функция нормального (логнормального) распределения частоты y у различных значений величины x выражается уравнением

$$y = \varphi(x) = \frac{1}{s\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\bar{x})^2}{2s^2}},$$

где \bar{x} и s — параметры распределения.

При нормальном законе распределения величинам x соответствуют содержания элементов, при логнормальном — их логарифмы. Во многих исследованиях показано, что на участках, удаленных от геохимических аномалий, наблюдаемые распределения фоновых содержаний химических элементов достаточно близко аппроксими-

руются логнормальным законом. В этом случае за величину геохимического фона принимается антилогарифм моды (M_0) распределения логарифмов содержаний элементов, за нижний предел вероятных аномалий — содержание, превышающее моду на утроенную величину стандартного отклонения логарифмов.

Наиболее простым методом оценки параметров распределения является графический метод статистической обработки геохимических данных, основанный на построении спрямленного графика накопленных частотей различных содержаний элементов на вероятностной бумаге (Мезенцев и др., 1964). Применение вероятностной бумаги для обработки статистических данных было предложено Ф. Гальтоном в 1899 г.

Использование этого метода освобождает от громоздких операций по логарифмированию эмпирических данных и последующего отыскания антилогарифмов параметров распределения, поскольку построение графика и оценка параметров распределений (C_Φ , ϵ) ведутся непосредственно в натуральных числах. На вероятностной бумаге (Вегров, Добряков, 1962; Разумовский, 1962б; Тархов, 1958) по вертикали нанесены значения интегральной функции нормального распределения, а по горизонтали — деления в линейном масштабе для нормального распределения или в логарифмическом — для логнормального. При построении графика по оси ординат наносят эмпирические значения накопленных частотей в процентах, по оси абсцисс — содержания химических элементов в логарифмическом масштабе. Через полученные точки проводят осредняющую прямую линию.

Если точки отходят от прямой, необходимо убедиться в соответствии эмпирического распределения принятому теоретическому закону. Для этого используют критерий Колмогорова. Найдя точку с наибольшим отходом от осредняющей прямой (v %), определяют разность ординат Δy теоретической и эмпирической накопленных частотей и вычисляют показатель $\lambda = \frac{\Delta y \sqrt{n}}{100}$, где n — общее число точек в выборке. Критерий согласия $\lambda < 1,35$ указывает, что отход эмпирических точек от осредняющей прямой случаен, и рассматриваемая совокупность данных удовлетворительно описывается логнормальным законом. При логнормальном распределении параметры \bar{x} и s выражаются в логарифмах. Пересечение прямой с линией 50% дает среднее геометрическое значение содержания \bar{C} , а в абсциссе при ординате $t = \pm 1$ соответствует значению $\bar{C} \cdot \epsilon^{\pm 1}$ (ϵ — стандартный множитель); $\text{Antlg } s = \epsilon$. \bar{C} соответствует уровню фона, ϵ характеризует отклонения случайных значений от фона. Аномальное значение определяется как абсцисса точки на осредняющей линии с ординатой $t = +3$. Если аномалия прослеживается по m точкам геохимического опробования, нижнее значение такой аномалии следует принять равным

$$C_A \geq \bar{C} \epsilon \sqrt[3]{m},$$

m — принимается равным 9, если число точек более 9, так как вероятность появления повышенных фоновых содержаний элемента по мере приближения к C_{ϕ} стремится к 50% и признак коррелируемости содержаний, лишь немного превышающих C_{ϕ} , теряет свою определенность.

Спрямленный график накопленных частот позволяет по левому продолжению осредняющей прямой линии оценить численные значения неопределенных результатов анализов, лежащих ниже порога чувствительности, путем отыскания абсцисс, отвечающих частотам этих результатов (Мезенцев и др., 1964; Соловов, Дубов, 1965).

Когда количество проб было меньше 50, вычисление \tilde{C} и ε проводилось по формулам

$$\tilde{C} = \sqrt[n]{C_1 \cdot C_2 \cdot \dots \cdot C_n};$$

$$\lg \varepsilon = s, \text{ где } s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n-1}},$$

$$C_A = \tilde{C} \cdot \varepsilon_i^2.$$

Во всех случаях значение C_A округляется до ближайших дискретных значений, в которых выражаются результаты спектрального анализа.

Описанным методом нами была проведена статистическая обработка результатов геохимического опробования по большинству районов ртутно-мышьяково-сурьмяных месторождений и рудопроявлений по отдельным разновидностям пород. Некоторые данные приведены в табл. 4.

Для статистического анализа выбирались пробы, взятые только по региональным профилям, вдали от зон минерализации. Из статистического анализа также исключались участки профилей с явно аномальными пробами по профилям, расположенным за пределами ртутно-мышьяково-сурьмяных месторождений и рудопроявлений. Статистический анализ проводился по содержаниям ртути и мышьяка в связи с тем, что сурьма по региональным профилям вдали от ртутно-мышьяково-сурьмяной минерализации обнаруживалась лишь в единичных пробах.

Для вычисления стандартного отклонения (s) в некоторых породах и минералах в отдельных случаях использованы таблицы Типпета (Разумовский, 1962). По величине размаха R между крайними членами ранжированного ряда для конкретных чисел n можно найти величину множителя β , с помощью которого приближенное значение стандартного отклонения находится по формуле

$$s = \beta R = \beta (x_{\max} - x_{\min}).$$

Когда распределение ртути, мышьяка и сурьмы в исследуемых породах и минералах предполагалось по логнормальному закону,

Геохимический фон и нижний предел аномалии ртути и мышьяка отдельных районов ртутных месторождений

Район опробования	Породы	Ртуть				Мышьяк			
		Количество проб <i>n</i>	Среднее геометрическое C_{Φ}	Стандартный множитель ϵ	Нижний предел аномалии C_A	Количество проб <i>n</i>	Среднее геометрическое C_{Φ}	Стандартный множитель ϵ	Нижний предел аномалии C_A
Ахей-Авадхарское рудное поле	Интрузивные	83	$3,75 \cdot 10^{-6}$	1,8	$2 \cdot 10^{-5}$	83	$1,5 \cdot 10^{-4}$	1,84	$1 \cdot 10^{-3}$
	Эффузивные	77	$7,1 \cdot 10^{-6}$	1,48	$2 \cdot 10^{-5}$	77	$2,2 \cdot 10^{-4}$	1,3	$5 \cdot 10^{-4}$
	Сланцы	150	$6 \cdot 10^{-6}$	2,4	$8 \cdot 10^{-5}$	150	$4,5 \cdot 10^{-4}$	2,9	$1,2 \cdot 10^{-2}$
	Песчаники	20	$8,5 \cdot 10^{-6}$	2,4	$1,2 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—
Оз. Рица, сел. Бзиби Чиорское рудопроявление	Известняки	40	$4,7 \cdot 10^{-6}$	2,3	$6 \cdot 10^{-5}$	40	$1,2 \cdot 10^{-4}$	3,1	$4 \cdot 10^{-3}$
	Известняки	49	$1,3 \cdot 10^{-5}$	1,9	$1 \cdot 10^{-4}$	18	$1,46 \cdot 10^{-4}$	1,7	$8 \cdot 10^{-4}$
	Известковистые мергели и глинистые сланцы	36				36	$9,78 \cdot 10^{-5}$	1,93	$7 \cdot 10^{-4}$
Чичхвинское месторождение	Известняки, известковистые мергели и глинистые сланцы	26	$1,88 \cdot 10^{-5}$	1,63	$8 \cdot 10^{-5}$	22	$4,67 \cdot 10^{-4}$	4,0	$3 \cdot 10^{-2}$
Эрцойское рудопроявление	Известняки	70	$6,5 \cdot 10^{-6}$	2,4	$1 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—
Месторождение Перевальное	Песчаники	32	$1,35 \cdot 10^{-5}$	3,0	$4 \cdot 10^{-4}$	33	$2,89 \cdot 10^{-5}$	3,2	$1 \cdot 10^{-3}$
	Сидерит	36	$4,81 \cdot 10^{-6}$	2,6	$1 \cdot 10^{-4}$	32	—	—	—
	Глины	79	$1,6 \cdot 10^{-5}$	3,1	$5 \cdot 10^{-4}$	73	$2,5 \cdot 10^{-4}$	2,9	$6 \cdot 10^{-3}$

вычислялись среднее геометрическое \bar{C} и стандартный множитель ε . В этом случае размах определялся по логарифмам максимального и минимального содержаний элементов.

§ 6. Графические и математические методы интерпретации результатов анализа

Результаты анализов проб, отобранных по профилям на поверхности или по единичным буровым скважинам и горным выработкам, изображались в виде графиков содержаний элементов. Концентрации элементов в большинстве случаев наносились на графики в арифметическом масштабе.

Для наглядного графического изображения результатов анализа большого количества проб, отобранных из горных выработок и буровых скважин по разведочным профилям ртутных, мышьяковых и ртутно-мышьяковых месторождений и рудопроявлений и из элювиально-делювиальных отложений с целью изучения вторичных ореолов рассеяния строились карты изоконцентраций элементов. Градации для изолиний в основном брались трехкратные (3, 10, 30, 100 и т. д.), реже двукратные (2, 4, 8, 16, 32 и т. д.). Карты изоконцентраций элементов более надежно можно использовать для разных математических подсчетов с целью количественной интерпретации первичных и вторичных ореолов и выяснения зональности первичных ореолов.

Для изучения зонального строения первичных ореолов на разных гипсометрических уровнях вертикального разреза по сечениям на всю ширину ореола, включая рудные интервалы, подсчитывалось количество элементов в метропроцентах ($m\%$) по формуле

$$M = l_1(C_1 - C_\phi) + l_2(C_2 - C_\phi) + \dots + l_n(C_n - C_\phi),$$

где M — суммарное количество металла в определенном сечении ореола; C_1, C_2, \dots, C_n — содержание элемента, %; l_1, l_2, \dots, l_n — длина соответствующих интервалов, м; C_ϕ — фоновое содержание данного элемента.

Наиболее достоверный критерий зональности дает изучение изменения отношений между содержаниями элементов с глубиной. Отношения элементов могут рассматриваться как отношения произведений продуктивностей для групп элементов с противоположной характеристикой ($M_{i, 1} \cdot M_{i, 2} \cdot M_{i, 3}$): ($M_{j, 1} \cdot M_{j, 2} \cdot M_{j, 3}$) (Соловов, 1966).

Связь между парами элементов, измеряемая коэффициентом корреляции (r_{xy}), изучалась как по отдельным месторождениям, рудопроявлениям и структурно-литологическим разрезам (составленным по поверхности) с целью выявления зависимости содержаний элементов в ореолах от характера процессов рудообразования, так и по вертикальным разрезам разведочных профилей с целью изучения зонального изменения корреляционной связи с глубиной.

Коэффициент корреляции и значимость коэффициента корреляции $\left(\frac{r}{\sigma_r}\right)$ определялись по формулам

$$r_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 (y_i - \bar{y})^2}}$$

и

$$\sigma_r = \frac{1-r^2}{\sqrt{n}}$$

Если $\frac{r}{\sigma_r} > 3$, коэффициент корреляции значимый. Вычисления коэффициентов корреляции проводились на ЭВМ. Программа была составлена для 48 и 150 проб.

В процессах гидротермального рудообразования фильтрация и диффузия в основном протекают одновременно и проводить границу между ними затруднительно. Математическая интерпретация этого процесса дана в работах Морриса и Ловеринга (1954), А. П. Соловова и Р. И. Дубова (1965), А. П. Соловова (1966), где отмечается, что пространственное распределение элементов во вмещающих породах гидротермальных месторождений часто подчиняется экспоненциальному закону

$$C_x = C_0 e^{\lambda x} + C_{\phi},$$

где C_x — концентрация в опробуемой фазе на расстоянии x от точки с начальной концентрацией C_0 (в той же фазе); λ — коэффициент, являющийся обратной величиной миграционной способности элемента в данной фазе.

По сечениям карт изоконцентраций элементов для разных гипсометрических уровней вертикального разреза нами были построены графики в полулогарифмическом масштабе, где по оси абсцисс наносились расстояния в метрах, а по оси ординат — значения соответствующих концентраций в логарифмическом масштабе за вычетом величины геохимического фона.

На графике по наклону линии, выражающему убывание концентрации элементов, в случае прямолинейной зависимости можно судить о величине $\frac{1}{\lambda}$, которая определяет подвижность элемента.

При этом между $\text{ctg } \alpha$ (α — угол наклона линии) и подвижностью элемента существует пропорциональная зависимость. Однако угол наклона линии зависит также от масштаба построения графика.

Поэтому с целью определения истинной подвижности элементов $\frac{1}{\lambda}$ используют множитель

$$\frac{\text{модуль } \lg C \cdot M}{\ln 10}$$

Изменение с глубиной количества металлов в метропроцентах, отношения этих показателей для пар и групп элементов, коэффици-

енты корреляции и подвижности элемента по вертикальным разрезам разведочных профилей охарактеризованы в таблицах и на графиках в главе IV.

Значимость различий средних содержаний элементов проверялась по критерию Стьюдента t (А. М. Длин) с вероятностью $P_{0,98}$ (2%) с использованием формулы

$$t = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sqrt{\frac{s_1^2}{n_1} + \frac{s_2^2}{n_2}}},$$

где \bar{x} — среднее содержание элемента; s — стандартное отклонение; n — количество проб.

Для познания зависимостей геохимической аномалии от местных геолого-геохимических условий существует ряд достаточно объективных количественных параметров, систематическое изучение которых в условиях конкретного рудного района способно содействовать более правильной оценке геохимических аномалий, выявляемых при поисках (Соловов, 1966). Последовательный анализ количественных параметров геохимических аномалий обеспечивает более достоверную оценку участков и зон аномальных содержаний элементов.

Для общей количественной характеристики геохимических аномалий вторичных ореолов рассеяния, кроме указанных методов, использованных для интерпретации первичных ореолов (подсчет C_ϕ , ε , C_A отношений и корреляционной связи между элементами и др.), применяются также другие способы количественных подсчетов.

Одним из важных количественных показателей геохимической аномалии считается ее контрастность. Для более распространенного случая логнормального распределения элементов контрастность ореолов определяется по формуле

$$\gamma = \frac{\lg C_{\max} - \lg C_\phi}{\lg \varepsilon} = \frac{1}{\lg \varepsilon} \lg \frac{C_{\max}}{C_\phi}.$$

В связи с тем что контрастность аномалий одновременно зависит от C_{\max} , C_ϕ и ε , само по себе возрастание абсолютного уровня геохимических аномалий (C_{\max}) при изменении способа проведения съемки далеко не всегда отвечает увеличению контрастности аномалии (Соловов, 1966).

Особое значение для оценки геохимической аномалии вторичных ореолов рассеяния имеют количественные подсчеты параметров ореола.

В соответствующих условиях теоретический вид графика содержания металла C_x в ореоле будет полностью определен, если известны два параметра: количество металла в ореоле (M в метропроцентах) и местное значение коэффициента рассеяния (σ в м). Например, для тонкого вертикального рудного тела при горизонтальной

дневной поверхности распределение содержаний металла в ореоле за вычетом местного фона подчиняется выражению (Соловов, 1959)

$$C_x = \frac{M}{\sigma \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{x^2}{2\sigma^2}},$$

где M — количество металла, метропроцент; σ — коэффициент рассеяния, м; x — расстояние по профилю от центральной точки ореола, м.

Количество металла в ореоле или в рудном теле по профилю (линейная продуктивность), выраженное в линейных метропроцентах, при равных расстояниях между точками определяется по формуле

$$M = \Delta x \left(\sum_{i=1}^n C_i - nC_\phi \right),$$

где n — число точек в пределах данной геохимической аномалии с содержаниями $C_x \geq C_A$, вошедших в подсчет; Δx — шаг отбора проб; C_ϕ — местное значение геохимического фона.

При переменном расстоянии между точками используется более универсальная формула

$$M = \sum_{i=1}^n \left(\frac{x_{i+1} - x_{i-1}}{2} \right) (C_i - C_\phi),$$

где x_i — абсцисса точки с содержанием металла C_i .

Линейная продуктивность подсчитывается как по вторичным ореолам рассеяния (M), так и по рудной зоне или в рудном теле ($M_{p.т}$). Величины M и $M_{p.т}$ дают возможность определить коэффициент пропорциональности k между количеством металла в ореоле и в рудном теле. При выносе металла из ореола $k < 1$, а при вторичной аккумуляции $k > 1$. Определение величины k проводилось по формуле

$$k = \frac{M}{M_{p.т}}.$$

Одним из важных параметров ореола является местный коэффициент рассеяния σ , который меняется для различных химических элементов в местных ландшафтно-геохимических и геологических условиях. Определение местного коэффициента рассеяния σ проводилось графически по способу трех уровней. Величина σ дает возможность упрощенным способом определить линейную продуктивность M по формуле

$$M = C_{\max} \sigma \sqrt{2\pi} = C_{\max} \cdot 2,5\sigma.$$

С подсчета линейной продуктивности ореолов переходим к вычислению его площадной продуктивности P , выраженной в метро-

квадрат-процентах ($m^2\%$). Подсчеты при наличии карт численных результатов анализа велись по формуле

$$P = \Delta x \cdot l \left(\sum_{i=1}^n C_i - NC_{\phi} \right),$$

где l — расстояние между профилями съемочной сети, m ; N — общее число точек в контуре ореола, вошедших в подсчет; Δx — расстояние между пробами.

По картам изоконцентраций подсчет площадных продуктивностей ореолов проводился путем их обмера с помощью планиметра, а для подсчета использовалась формула

$$P = S_1 \left(\frac{C_1 + C_2}{2} - C_{\phi} \right) + S_2 \left(\frac{C_3 - C_1}{2} \right) + \\ + S_3 \left(\frac{C_4 - C_2}{2} \right) + \dots + S_i \left(\frac{C_{\max} - C_{i-1}}{2} \right),$$

где $S_1, S_2, S_3, \dots, S_i$ — площади ореола в m^2 , ооконтуренные соответствующими изоконцентрациями $C_1, C_2, C_3, \dots, C_i$. Маленькие контуры в центральных зонах ореолов, обычно имеющие форму, близкую к эллипсу, А. П. Соловов (1966) предлагает не обмерять планиметром; более точный результат достигается путем подсчета их площади по формуле

$$S = \pi \cdot a \cdot b,$$

где a и b — полуоси эллипса.

Для оценки площадной продуктивности ореола более удобным по сравнению с величиной P (в $m^2\%$) является показатель q , вычисляемый в тоннах металла для слоя 1 m . Переход к этому показателю осуществляется умножением величины P на объемный вес горных пород d (для простоты $d = 2,5 \text{ т/м}^3$) и делением на 100 для перехода от процентов к тоннам металла (Соловов, 1966). Подсчет проводился по формуле

$$q = P \cdot d \cdot 10^{-2} = \frac{P}{40} \text{ т/м}.$$

Используя показатели площадной продуктивности ореолов q и коэффициент пропорциональности для каждого из металлов k , можно оценить вероятные запасы металла до геологически обоснованной глубины H . Подсчет указанного ориентировочно-прогнозного количества металла на глубине осуществляется по формуле

$$Q_H = \frac{1}{k} \cdot q \cdot H.$$

Результаты подсчета ориентировочно-прогнозных запасов металла следует рассматривать не сугубо в прямом понимании как «запас», а как завершающий критерий количественного анализа оценки геохимической аномалии.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ РТУТНО-МЫШЬЯКОВО-СУРЬМЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Среди многих проблем металлогении ртути В. А. Кузнецов (1968а, б) называет следующие наиболее существенные и недостаточно разработанные: 1) систематика ртутных месторождений; 2) форма и степень связи ртутного оруденения с оруденением другого формационного состава; 3) форма и степень связи ртутного оруденения с проявлениями магматизма; 4) зональность ртутного оруденения; 5) природа рудообразующих растворов, источники рудного вещества, глубина рудоотложения, физико-химические условия рудообразования и др.; 6) эпохи ртутного оруденения и его приуроченность к различным стадиям развития складчатых областей и платформенных структур; 7) региональные закономерности размещения ртутного оруденения и его приуроченность к структурам различных типов.

Из перечисленных узловых проблем нами рассмотрены отдельные вопросы формирования и размещения ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения на примере Большого и Малого Кавказа. Результаты региональных геохимических и экспериментальных исследований тесно связаны с проблемами прогнозирования рудоносности и их необходимо учитывать при ведении прогнозно-металлогенических работ.

§ 7. Геохимические критерии возраста ртутного, мышьякового и сурьмяного оруденения

В результате геохимических исследований, проведенных в ртутноносных районах с целью установления возраста ртутно-сурьмяных месторождений, интересные данные были получены Н. А. Озеровой (1962), В. П. Федорчуком (1964), С. В. Кузнецовой, В. И. Скаржинским (1966), В. А. Кузнецовым (1968б), З. В. Сидоренко и др. (1968) и др.

В Южной Ферганае в районе ртутного оруденения Н. А. Озерова (1962), изучив распределение ртути в меловых отложениях, пришла к заключению, что возраст ртутно-сурьмяных месторождений Южной Ферганы следует считать варисским, а не альпийским,

так как в более молодых (чем рудовмещающие) породах не обнаруживается повышенное содержание ртути, которое должно было быть установлено в случае альпийского возраста оруденения.

З. В. Сидоренко и др. (1968) в результате геохимических исследований, проведенных на участках развития неогеновых и неоген-четвертичных базальтов в районах сурьмяно-ртутного оруденения Сихотэ-Алиня, установили два этапа ртутной (с сурьмой) минерализации: доплиоценовый (главный) и плиоцен-четвертичный. Минерализация второго этапа, по данным авторов, возможно, связана с регенерацией более раннего сурьмяно-ртутного оруденения.

Определение абсолютного возраста калий-аргоновым методом по околорудному серициту Хайдарканского ртутно-сурьмяного месторождения дало возможность В. П. Федорчуку (1964) подтвердить представления о поздневарисском возрасте оруденения (205—233 млн. лет).

Для получения дополнительной информации о возрасте ртутного оруденения по Горному Алтаю В. А. Кузнецов (1968б) использовал результаты определения абсолютного возраста по околорудному серициту (150 млн. лет).

С. В. Кузнецовой, В. И. Скаржинским (1966) проводились исследования возраста Никитовского ртутно-сурьмяного месторождения. Для определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом был использован мусковит. Установленный возраст $200 \cdot 10^6$ лет. Образование высокотемпературной минеральной ассоциации (мусковит — турмалин — глаукофан) авторы относят ко времени завершения второго этапа магматической активности, связанного с пфальцской фазой герцинского орогенеза (P_2-T), и считают, что это время является нижним возрастным пределом образования ртутно-сурьмяного оруденения Никитовки.

Использование калий-аргонового метода для получения дополнительной информации о возрасте ртутно-мышьяково-сурьмяных месторождений Большого и Малого Кавказа затруднено из-за отсутствия в минеральной ассоциации этого типа достаточного количества калийсодержащих минералов.

Изучение распределения ртути и других элементов-спутников в разновозрастных отложениях пород в районах ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения Кавказа возможно и целесообразно проводить для получения дополнительных данных о возрасте ртутного оруденения.

Возраст ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения Большого и Малого Кавказа многие исследователи считают альпийским, но приводят лишь ограниченные доказательства.

В пределах Южного склона Большого Кавказа Г. А. Твалчредзе (1961), объединяя ферберито-антимонитовые ртутные и реальгар-аурипигментовые комплексы в одну рудную формацию, относит их к послескладчатым образованиям меловой — третичной металлогенической эпохи. Н. Г. Демидова (1964) на основании пространственной связи ртутных месторождений с зонами долгоживущих глубинных

разломов, которые отвечают интрагеосинклинальным прогибам поздней стадии развития альпийской геосинклинали, относит к альпийскому времени образования всех ртутных месторождений и рудопроявлений южного склона Большого Кавказа. Верхняя возрастная граница, по ее мнению, совпадает с серединой третичного периода, хотя об этом говорят весьма немногочисленные данные: присутствие киновари в некоторых месторождениях редких металлов, парагенетически связанных с предакчагыльскими трахитовыми липаритами Кавказских минеральных вод. Их абсолютный возраст определен в 35—40 млн. лет (Студеникова, Кнорре, 1957). Кроме того, по данным шлихового опробования (Нетреба, Платонов, 1961), не исключены находки коренных ртутных руд в отложениях олигоцена и эоцена (Демидова, 1964).

На Северном Кавказе, по данным Д. В. Абуева и др. (1967), наличие шлиховых ореолов киновари установлено в полосе развития палеогеновых (по р. Гамри-Озень в Дагестане, в районе Платунской мульды на Западном Кавказе) и в некоторых случаях в неогеновых породах (среди сарматских отложений по р. Мокрая Буйвола на Ставропольском поднятии и в Дагестане по р. Уллу-чай). Геологами Северо-Кавказского геологического управления (СКГУ) А. В. Жаковичем, Д. А. Апостоловым (по протоочкам) установлено наличие киновари непосредственно в палеогеновых породах.

Как уже отмечалось, В. Б. Хомяков в Северо-Западном Кавказе в палеогеновых отложениях установил шлиховые аномалии Азовскую и Холмскую.

Еще не решенным считается вопрос о времени формирования ртутного оруденения Северного пояса на северном склоне Большого Кавказа, где ртутные рудопроявления локализованы в палеозойских образованиях. По В. И. Смирнову, Г. А. Твалчрелидзе и В. Б. Черницыну, несмотря на указания К. И. Шейпака и К. В. Платонова о наличии отдельных зерен киновари в юрских отложениях района рудопроявления Котел, возраст рудопроявлений Северного пояса не ясен. Не исключена возможность, что ртутное оруденение этого района сформировалось в постскладчатую стадию герцинской металлогенической эпохи.

Д. В. Абуев, А. В. Нетреба, В. Б. Хомяков формирование рудопроявлений ртути в Северном поясе относят к альпийской металлогенической эпохе.

На Малом Кавказе, по С. М. Сулейманову и Т. Н. Насибову (1965), ртутная минерализация не формировалась в доскладчатой стадии развития Севано-Карабахской тектонической зоны. Помимо общегеологических предпосылок, это положение частично подтверждается еще тем, что в базальных конгломератах (как в отдельных обломках, так и в цементирующей массе), расположенных в основании различных ярусов юры и мела, устанавливаются низкие содержания ртути. По данным этих же авторов, проявления руд мышьяка, ртути, золота и других металлов характерны для пост-

складчатой стадии Севано-Карабахской зоны. Ртутное оруденение здесь моложе эоцена, но домиоценового возраста.

Формирование мышьякового (реальгар-аурипигментового) и сурьмяного оруденения в пределах Большого Кавказа многие исследователи (Шония, 1940; Г. И. Тогоидзе, Б. И. Каландаришвили, Г. И. Харавили; Г. А. Твалчредзе, 1961, 1966; Т. А. Твалчредзе; Церцвадзе, 1965б; К. Д. Брянцев и др.) относят к альпийской металлогении. Для объяснения альпийского возраста указанного оруденения приводятся разные геолого-геохимические показатели: существующая приуроченность мышьякового и сурьмяного оруденения к зонам молодых тектонических нарушений, пространственная и парагенетическая связь с малыми интрузиями и с низкотемпературной ртутной, свинцово-цинковой, баритовой и другой минерализацией.

Реальгар-аурипигментовые месторождения и рудопроявления Главного хребта и южного склона Большого Кавказа (Гвандра, Лухуми) Г. А. Твалчредзе (1966) считает позднекайнозойскими, основываясь на том, что они ассоциируют с молодым вулканизмом андезито-дацитового состава. По данным этого автора, продукты вулканизма андезитового и более кислого состава встречаются почти вдоль всего альпийского Средиземноморского пояса, часто ассоциируя с низкотемпературной минерализацией ртути, сурьмы, мышьяка, свинца, цинка, барита, золота, серебра и других металлов, и обычно относятся к миоцен-антропогенному возрасту.

Разные соображения были высказаны относительно возраста отдельных сурьмяных месторождений и рудопроявлений. Например, Гитче-Тырныузское сурьмяное месторождение одни исследователи по признаку близости к киммерийскому вольфрам-молибденовому месторождению и предполагаемому вхождению в ряд горизонтальной зональности считают юрским. Однако, по В. И. Смирнову, Г. А. Твалчредзе и В. Б. Черницыну, приуроченность данного месторождения к региональному разлому, в котором на значительном удалении от Тырныуза встречаются сурьмяные проявления (Каранчыкол, Кестанты и др.), и наличие сурьмяных минералов в некаках близлежащих неогеновых липаритов (Афанасьев, 1958) позволяют отнести его к альпийским образованиям.

На территории Малого Кавказа основные мышьяковые и сурьмяные месторождения и рудопроявления локализованы в палеогеновых и неогеновых образованиях или контролируются молодыми разрывными нарушениями.

На Малом Кавказе к генетическому типу оруденения, ассоциирующего с молодым вулканизмом андезито-дацитового состава, в вулканогенных поясах в поздних наложенных прогибах Г. А. Твалчредзе (1966) относит рудопроявления Араксинской зоны (реальгар-антимонитовое оруденение Дарры-Даг и др.) и рудопроявления ртути, сурьмы, мышьяка и благородных металлов Севано-Карабахской зоны.

В Нахичеванской АССР в пределах Даррыдагского рудного поля реальгар-аурипигментовая и антимонитовая минерализация

приурочена к меловым, палеогеновым и неогеновым образованиям, и оруденение контролируется разломами нижнесарматско-нижнеплиоценового возраста. Мышьяковое оруденение Сальвартинского рудопроявления локализовано в нижнеплиоценовых аддезитах и их туфах. В Севано-Карабахской тектоно-магматической зоне Амасийское мышьяково-сурьмяное месторождение локализовано в интрузивных образованиях эоценового возраста.

Для установления возраста ртутного, мышьякового и сурьмяного оруденения нами было изучено распределение ртути, мышьяка и сурьмы в разновозрастных отложениях пород в разных металлогенических зонах Большого и Малого Кавказа и распределение ртути в основных баритовых месторождениях Грузии.

Распределение ртути, мышьяка и сурьмы в мезо-кайнозойских формациях пород и в современных осадках Черного моря

В пределах Кавказа между формациями пород, локализирующих ртутное, мышьяковое и сурьмяное оруденение, существует большой возрастной диапазон. Ртутные, мышьяковые и сурьмяные руды встречаются в отложениях и магматических образованиях от нижнего палеозоя до палеогена. Особый интерес вызывает изучение распределения указанных элементов в породах палеогена и неогена вблизи рудоносных зон.

Для такого рода исследований подходящими регионами являются Южная Осетия (район Эрцойского рудопроявления), Западная Абхазия (район Ахачинского рудопроявления), районы Туапсе и Новороссийска, основные районы ртутного и мышьякового оруденения на Малом Кавказе и др.

В районе Эрцойского рудопроявления имеется возможность опробовать вблизи ртутного оруденения на расстоянии 1—3 км молодые отложения (мел, эоцен). Вдоль эоценовых формаций почти по всей длине проходит южный разлом флишевого прогиба (на поверхности южный разлом фиксируется в виде крупного надвига флиша). Вкrest простираения южного надвига флишевых отложений нами проводилось опробование по верхнеэоценовым и меловым отложениям (рис. 9).

По разрезу II—II (см. рис. 9) над надвигом на стыке верхнеэоценовых и меловых пород содержание ртути резко повышается и достигает $1,7 \cdot 10^{-4}\%$. Повышено содержание ртути и вблизи надвига на первые десятки метров как в меловых отложениях, так и в верхнеэоценовых породах.

Ввиду того что повышенные содержания ртути вдоль разлома в верхнеэоценовых и меловых отложениях указывали на постэоценовый возраст ртутного оруденения, для подтверждения этого интересного факта был опробован второй разрез в районе Эрцойского месторождения вблизи сел. Верхняя Кемульты по пересечению южного надвига и молодых формаций пород. Разрез составлен вначале по простираению ответвления южного надвига, который начинается

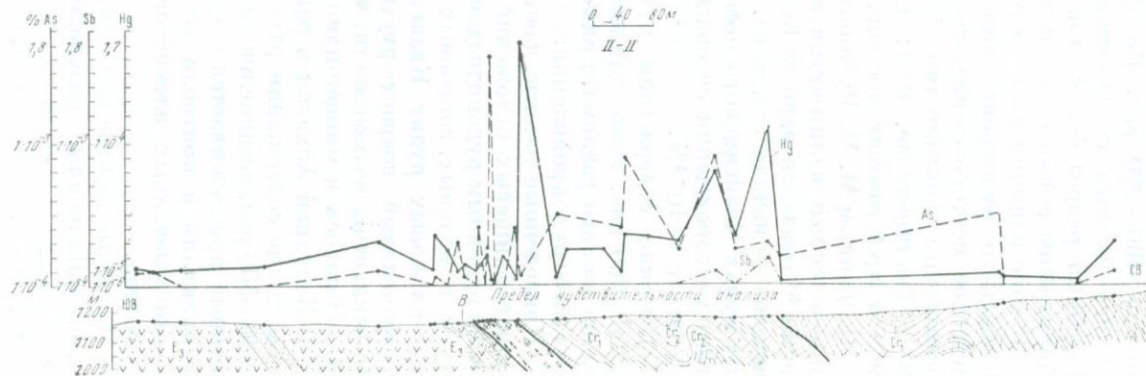
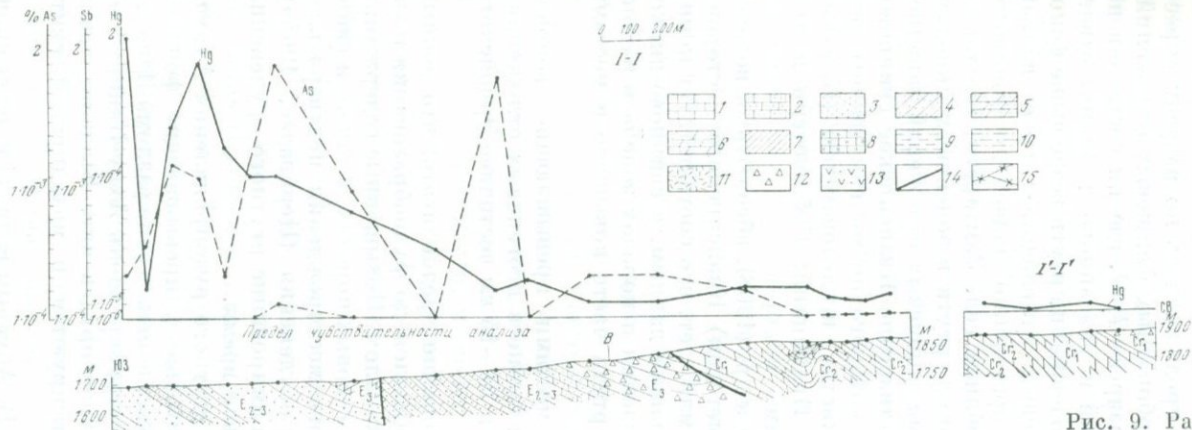


Рис. 9. Распределение ртути, мышьяка и сурьмы по разрезам I—I, II—II и I'—I' района месторождения Эрццо

1 — карбонатные породы; 2 — известняк песчанистый; 3 — песчаник; 4 — песчаник известковистый; 5 — мергель песчанистый; 6 — мергель; 7 — алевролиты; 8 — окремненные породы; 9 — сланцы; 10 — сланцы окварцованные; 11 — порфириновые; 12 — туф среднего состава; 13 — туфопесчаник; 14 — разрывные нарушения; 15 — прожилки

в районе сел. Верхняя Кемульты и в юго-западном направлении прослеживается в сторону горы Рибиса. Для подтверждения постэоценового возраста вдоль разлома опробовались сначала эоценовые породы, а потом опробование продолжалось по разрезу вкрест простирания южного надвига и карбонатных флишевых отложений. Из рис. 9 видно, что в той части разреза I—I, где он составлен по простиранию эоценовых отложений и указанного разлома, отвечающего от южного надвига, содержание ртути везде выше фонового в 100—200 раз. Во флишевых отложениях даже вблизи южного надвига содержание ее постепенно падает до фонового. Подобный разрез был составлен вблизи сел. Замтарети, где также обнаружены повышенные содержания ртути в эоценовых породах.

В зоне влияния южного разлома флишевых отложений западнее Эрцойского рудопроявления локализовано Квайсинское свинцово-цинковое месторождение, возраст которого по многим геолого-геохимическим показателям большинством исследователей (Кахадзе, 1951; Твалчредидзе, 1961; Т. В. Иваницкий; Рубинштейн и др., 1968 и др.) считает постэоценовым.

По данным М. М. Рубинштейна и др. (1968), абсолютный возраст (определенный калий-аргоновым методом) Квайсинского месторождения * оказался равным 13 ± 3 млн. лет, что соответствует концу миоцена — началу плиоцена. По нашим данным, в свинцово-цинковых рудах Квайсинского месторождения и породах эоцена в районе этого месторождения содержание ртути часто повышено и местами достигает $6 \cdot 10^{-4}\%$.

Высокие содержания ртути, местами превышающие фоновое в 300—600 раз, нами установлены также в неогеновых отложениях в зоне южного разлома, примерно в 10—15 км восточнее Эрцойского ртутного рудопроявления.

Приведенные данные дают основание предполагать, что южный надвиг флишевых отложений развивался до рудообразования и являлся основным рудоподводящим каналом. Повышенные содержания ртути в меловых, эоценовых и неогеновых породах, а также в свинцово-цинковых рудах Квайсинского месторождения подтверждают постэоценовый возраст ртутного оруденения (Церцвадзе, 1965а). Не исключена возможность, что формирование ртутного оруденения продолжалось в миоцен-плиоценовое время.

В Западной Абхазии в районе ртутного рудопроявления Ахача аномальные содержания ртути и мышьяка, превышающие фоновые в 100—500 раз, установлены в породах эоцена в зоне разлома Дзихра, который прослеживается с южной стороны вдоль Ахцу-Кацирхской антиклинали и контролирует ртутное оруденение. Высокие содержания указанных элементов фиксируются в мехадирской свите палеогена.

Подобные данные получены Д. В. Абуевым и др. (1965), выявившими повышенные содержания ртути в палеоцен-олигоценых

* Рудное тело локализовано в известняках верхней юры.

отложениях Минераловодского поднятия и в неинтрузиях Кавказских минеральных вод. Авторы наиболее вероятным считают верхнемиоценовый возраст интрузивов, совпадающий с оживлением тектоники Кавказа на границе сармата и мэотиса. Абсолютный возраст интрузии, определенный аргоновым методом (Афанасьев, 1958), равен 12—30 млн. лет. Среднее содержание ртути в граносиенит-порфирах горы Змейки составляет $5 \cdot 10^{-4}\%$ и колеблется в интервале $5 \cdot 10^{-6}$ — $8 \cdot 10^{-3}\%$ * (Абуев и др., 1965). Для интрузива горы Золотой Курган оно равно $4 \cdot 10^{-4}\%$. На Минераловодском поднятии в глинистых мергелях кутской, белоглинской и хадумской свит среднего верхнего палеогена установлено несколько аномалий с содержанием ртути до $8 \cdot 10^{-4}\%$ при фоне $5 \cdot 10^{-6}\%$.

В результате литолого-геохимических исследований В. Б. Хомяков выделил на Северо-Западном Кавказе два участка с аномальными содержаниями ртути ($3 \cdot 10^{-4}\%$): в верховьях р. Хатыпс и в районе устья р. Дюрсо. На первом участке (аномалия Котх) повышенные содержания ртути обнаружены в песчаниках, мергелях и глинах палеогена, которые расположены в сводовой части антиклинали Мирной балки. Здесь минералогическим анализом восьми шлихов из протолок была обнаружена киноварь от 13 до 100 зерен неправильной формы, неокатанных, часто в сростках с кварцем или пиритом. Облик кристаллов киновари говорит о том, что они образованы в палеогеновых породах, а не переотложены из других осадков. На втором участке повышенные содержания ртути (до $1 \cdot 10^{-3}\%$) установлены в меотических известняках-ракушечниках.

Ртутно-мышьяково-сурьмяное оруденение можно отнести к палеогеновому возрасту также на основании установленных повышенных содержаний ртути, мышьяка и сурьмы в зонах глубинных разломов, к которым пространственно приурочен указанный тип оруденения в пределах Большого Кавказа и которые сформированы в позднюю стадию развития альпийской геосинклинали (Церцвадзе, 1965б).

На Большом Кавказе повышенными содержаниями ртути и мышьяка, а в некоторых случаях сурьмы, отличаются породы, объединяемые нами в миоцен-плиоценовую вулcano-плутоническую формацию (граносиенит-порфиры КМВ, игнимбриты бассейна р. Чегема, липариты Тырнауза), а также продукты антропогенного вулканизма, андезито-дациты Казбегской группы вулканов.

Формирование ртутного оруденения на территории Большого Кавказа завершилось одновременно. По данным Н. А. Прищепы, в Северной Осетии в районе Цесского месторождения киноварь установлена в известковистых туфах (в травертинах), являющихся отложениями термальных известковистых источников, которые цементируют четвертичные отложения.

Повышенные содержания ртути отмечаются Л. Н. Яковлевой в жидких выделениях грязевых вулканов Шуго, Гостагаевского

* Количество проб авторами не указано.

и Гладковского, расположенных на площади развития верхнемеловых и палеоген-неогеновых отложений Северо-Западного Кавказа.

На Малом Кавказе геохимическими исследованиями установлено, что на северо-восточном побережье оз. Севан и в Северной Армении в гранитоидах эоценового возраста содержание Hg в 1000 раз превышает фоновое и достигает $5 \cdot 10^{-3}\%$. Повышенные содержания ртути, мышьяка и сурьмы установлены в андезит-дацитах миоплиоценового возраста в Нахичеванской АССР.

Интереса заслуживает возраст ртутного оруденения, локализованного в пределах Севано-Карабахской тектоно-магматической зоны. Вкрапленники киновари на Агятагском месторождении устанавливаются в дацитах миоцен-плиоценового возраста на контакте с рудоносными лиственитами. В районе месторождения дациты нами опробованы в разных местах. В большинстве случаев в них устанавливается содержание ртути и мышьяка, в 300—1000 раз превышающее фоновое.

Отмеченные факты дают основание предполагать, что в указанных рудоносных районах Малого Кавказа ртутно-мышьяково-сурьмяное оруденение постмиоплиоценового возраста.

В современных осадках Черного моря, по данным Н. А. Озеровой, Н. Х. Айдиньян, среднее содержание ртути $5,8 \cdot 10^{-5}\%$, что почти в 2 раза выше, чем в океанических осадках. В. Ф. Севастьянов (1967) установил, что концентрация мышьяка в железо-марганцевых конкрециях Черного моря составляет в среднем $100 \cdot 10^{-3}\%$ As_2O_3 .

Изучая распределение мышьяка в поверхностном слое современных осадков Черного моря, М. Ф. Пилипчук и В. Ф. Севастьянов (1968) выявили следующие закономерности: высокие концентрации мышьяка приурочены к глубоководным, наиболее удаленным от берега областям тонких осадков, а относительно низкие концентрации размещаются в прибрежных районах, сложенных более грубым материалом (рис. 10, 11). Авторы считают, что мышьяк захватывается тонкодисперсными активными сорбентами и в соответствии с существующей схемой течений сносится в отдаленные пелагические области Черного моря и накапливается в тонких осадках.

Литературных данных о распределении сурьмы в современных осадках Черного моря почти нет. В результате наших исследований установлено, что содержание ртути, мышьяка и сурьмы в современных осадках Черного моря колеблется в широких пределах. Анализом 150 проб установлено, что содержание ртути минимальное $2 \cdot 10^{-6}$, максимальное $2,5 \cdot 10^{-4}\%$, мышьяка минимальное — $8 \cdot 10^{-5}$, максимальное — $1 \cdot 10^{-2}\%$, сурьмы минимальное $1 \cdot 10^{-5}$, максимальное $3 \cdot 10^{-2}\%$. Содержание $S_{орг}$, по данным Ю. Н. Гурского (1969), колеблется от 0,11 до 22,46% и часто коррелируется с содержаниями битумоидов; повышенные содержания ртути и мышьяка обнаруживаются в пробах с высокими содержаниями битумоидов.

Изучение литологических разновидностей современных осадков Черного моря показало, что высокое содержание ртути (достига-

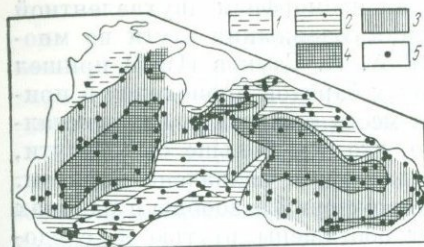


Рис. 10. Распределение мышьяка в верхнем слое осадков Черного моря ($n \cdot 10^{-30}\%$ As_2O_3 в воздушно-сухой пробе) (по М. Ф. Пилишчуку, В. Ф. Севастьянову, 1968)

1 — 1; 2 — 1 — 1,4; 3 — 1,4 — 1,8; 4 — 1,8; 5 — места отбора проб

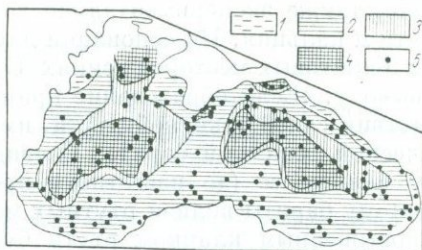


Рис. 11. Распределение мышьяка в верхнем слое осадков Черного моря ($n \cdot 10^{-30}\%$ As_2O_3 в пересчете на бескарбонатное вещество) (по М. Ф. Пилишчуку, В. Ф. Севастьянову, 1968)

1 — 1,5; 2 — 1,5 — 2; 3 — 2 — 2,5; 4 — 2,5; 5 — места отбора проб

ющее местами $2,5 \cdot 10^{-4}\%$) часто приурочено к глинисто-алевролитовым и глинистым илам, а содержание мышьяка и сурьмы повышено в сапропелево-глинистых (местами содержания As — до $1 \cdot 10^{-2}\%$, Sb — до $3 \cdot 10^{-2}\%$) и глинистых илах. Высокая корреляционная связь в большинстве случаев устанавливается между As — Sb в сапропелево-глинистых илах и в отдельных случаях в глинисто-алевролитовых илах.

Установлено также, что в большинстве случаев высокие содержания этих элементов устанавливаются в нескольких десятках километров от побережья в глубоководной части моря.

Краткое рассмотрение распределения ртути, мышьяка и сурьмы в осадках Черного моря показывает, что и в современных условиях при формировании осадков происходит дифференциация и концентрация этих элементов в литологических разновидностях пород.

Содержание ртути в баритовых месторождениях Грузии

Еще в 1939 г. А. А. Сауковым было начато изучение форм нахождения ртути в баритах. Экспериментальная работа показала, что одновалентная ртуть может, а двухвалентная не может изоморфно входить в решетку сульфата бария. Ввиду того что изоморфизм одновалентной ртути и двухвалентного бария противоречит правилу полярного изоморфизма и что Hg на месте Ba^{2+} создает избыток отрицательных зарядов, А. А. Сауков предложил заменить эмпирическую формулу HgX (X — одновалентный анион) формулой Hg_2X_2 или $X—Hg—Hg—X$, применяя данные Г. Реми о соединениях одновалентной ртути. В соединениях Hg_2X_2 ртуть электрохимически одновалентна, но по существу ее ионы двухвалентны, т. е. в растворах и в кристаллических решетках имеется не Hg^{1+} , а $(Hg_2)^{2+}$.

Ввиду большой разности радиусов одного иона Ba ($r = 1,43 \text{ \AA}$) и двух ионов Hg^{2+} ($r = 1,12 \text{ \AA}$) автор перешел от радиусов к объемам ионов и представил их как $2 \cdot 1,12^3 = 2,8$; $1,43^3 = 2,9$. А. А. Сауков

(1946) также экспериментально доказал изоморфизм двухвалентной ртути и кальция. На основании изучения содержания ртути во многих баритовых месторождениях СССР А. А. Сауков (1946) пришел к выводу: «Если образование природных баритов происходит в присутствии солей закисной ртути, имеет место «захват» ртути кристаллической решеткой барита. Очевидно, что чем больше было ртути, тем больше ее (до известного предела) будет захвачено баритом. Поэтому бариты вблизи ртутных месторождений и вообще в районах с повышенным кларком ртути будут обогащены ртутью и, следовательно, иногда могут являться индикаторами при поисках ртутных месторождений». Это подтверждалось рядом примеров по Средней Азии.

С целью проверки возможности использования указанного поискового критерия в определенном регионе и решения вопроса об одновозрастности ртутного и баритового оруденения нами было проведено геохимическое опробование главнейших баритовых месторождений Грузии (Церцвадзе, 1965а).

На территории Грузии основными баритоносными формациями считаются среднеюрские и меловые вулканогенные свиты. В местах развития вулканогенных свит размещены баритовые месторождения в пяти основных районах: Кутаисская группа месторождений; месторождения Верхней Рачи; и Юго-Осетии; месторождения Сванетии и Менгрелии; Абхазская группа месторождений; Болнисская группа месторождений.

Среднеюрская вулканогенная свита (порфиритовая серия) мощностью местами до 3 км, с которой связаны основные баритовые месторождения, имеет в Грузии значительное распространение, простираясь широкой полосой вдоль южного склона Большого Кавказского хребта.

Пробы отбирались из разных жил и горизонтов каждого баритового месторождения. Отбирались также кальцит и витерит. Особенно детально было опробовано Чордское месторождение, где ввиду большой разницы в абсолютной высоте между нижними и верхними горизонтами месторождения казалась возможным проследить поведение ртути в вертикальном разрезе.

Исходя из рекомендуемых Н. К. Разумовским (1962а) приемов (см. главу II, § 5), допускаем, что распределение ртути в баритах подчиняется логнормальному закону. Поэтому по баритовым жилам каждого месторождения были вычислены средние геометрические содержания $Hg(\bar{C})$ и стандартный множитель ϵ (табл. 5).

Из табл. 5 видно, что во всех баритовых месторождениях, которые размещены вблизи ртутных месторождений и рудопроявлений, среднее геометрическое содержание ртути в баритовых жилах колеблется от $8,82 \cdot 10^{-5}$ до $4,18 \cdot 10^{-3}\%$, а в тех месторождениях, которые расположены вдали от ртутных месторождений, среднее геометрическое содержание ртути колеблется от $8,63 \cdot 10^{-6}$ до $2,56 \cdot 10^{-4}\%$. На основании этих данных можно считать, что предположение А. А. Саукова (1939, 1946) о том, что бариты вблизи ртутных место-

Содержание ртути в баритах Грузии

Месторождение	Участок, жила	Количество проб	Среднее геометрическое содержание ртути \bar{C}	Стандартный множитель ε
<i>Баритовые месторождения вдали от ртутных месторождений и рудопроявлений</i>				
Ханское	Жила № 1	7	$1,70 \cdot 10^{-5}$	2,50
»	» № 2	7	$1,83 \cdot 10^{-5}$	1,97
»	» № 3	2	$8,63 \cdot 10^{-6}$	1,08
Гведское	Зуби, № 6	3	$2,88 \cdot 10^{-5}$	3,00
»	Насиновари	2	$6,89 \cdot 10^{-5}$	1,11
»	Сакарня	2	$3,92 \cdot 10^{-5}$	1,07
Кировское	Штольня № 2	3	$4,77 \cdot 10^{-5}$	1,27
Маднеульское	Центральная часть карьера	5	$4,61 \cdot 10^{-5}$	1,13
Пицкварское	Фафакела, № 1	5	$2,56 \cdot 10^{-4}$ *)	2,65
»	Кобали, № 2	2	$1,67 \cdot 10^{-4}$	2,41

Баритовые месторождения вблизи ртутных месторождений и рудопроявлений

Квайсинское	Баритовый	5	$1,02 \cdot 10^{-4}$	1,48
Апшинское	Апшира, № 1	3	$1,26 \cdot 10^{-4}$	1,27
Кударское	Эксплуатационная штольня	3	$2,03 \cdot 10^{-4}$	1,57
Чордское	Лесора, № 16	7	$2,31 \cdot 10^{-4}$	2,23
»	Лесора, № 16 ¹	5	$8,82 \cdot 10^{-5}$	1,13
»	Лесора, № 1	4	$1,29 \cdot 10^{-4}$	3,27
»	Гвалвана, № 1	9	$1,00 \cdot 10^{-3}$	2,47
»	Гвалвана, № 4	9	$4,10 \cdot 10^{-4}$	1,76
Генцившское	Жила № 1	6	$4,18 \cdot 10^{-3}$	2,14
Лахунцарское	» № 32	2	$2,35 \cdot 10^{-3}$	2,44
»	» № 15	2	$3,27 \cdot 10^{-3}$	2,36
Лебурцхилское	» № 1	2	$3,31 \cdot 10^{-3}$	2,51

*) В одной пробе $7,8 \cdot 10^{-3} \%$.

рождений будут обогащены ртутью и могут являться индикаторами при поисках ртутных месторождений, подтверждается в исследуемом регионе, и этот критерий может быть рекомендован для применения на практике. Отметим, что в Пицкварском месторождении, которое локализовано в порфиритовой свите байоса и находится на значительном удалении от известных ртутных месторождений, во всех пробах повышено содержание ртути. Среднее геометрическое содержание ртути на участке Фафакела (жила № 1) $2,56 \cdot 10^{-4} \%$ при $\varepsilon = 2,65$, а на участке Кобали (жила № 2) $1,67 \cdot 10^{-4} \%$ при $\varepsilon = 2,41$. Повторное контрольное опробование баритовой жилы в штольне № 8 Пицкварского месторождения показало более высокие средние геометрические содержания ртути в баритах: розовый барит $1,00 \cdot 10^{-2}$ при $\varepsilon 2,31$; белый барит $3,66 \cdot 10^{-3}$ при $\varepsilon = 2,82$. В обоих случаях исследовалось по четыре пробы.

На основании этих данных мы считаем, что в районе Пицикварского баритового месторождения целесообразно проведение поисковых работ на ртуть.

Повышенное содержание ртути в Пицикварском и Апшринском месторождениях, размещенных в средне- и верхнеюрских отложениях, еще раз подтверждает, что Абхазский ртутный пояс не ограничивается песчано-глинистой свитой лейаса.

Из табл. 5 видно, что в верхних горизонтах Чордского месторождения (участок Гвалвана) во всех пробах барита содержание ртути повышено сравнительно с нижним горизонтом участка Лесора. По значениям стандартных множителей (ϵ) обе группы баритовых месторождений существенно не различаются. В отличие от других баритовых месторождений, на участке Гвалвана встречается точечная вкрапленность киновари, в основном в верхних горизонтах. Это связано, очевидно, с тем, что бариты могут захватывать ртуть лишь до предела изоморфной смешимости, а в случае большой концентрации ртути она будет выпадать в виде киновари. По представлению Г. В. Гвахария (1953), вкрапленники киновари связаны в основном с витеритами. При этом внутри лучей витерита, особенно в участках с точечной концентрацией киновари, встречен мягкий глинистый минерал, который автором определяется как гидротермальный глинистый минерал из группы каолинита. На основании анализа парагенетической ассоциации минералов с витеритом, наличия киновари, глинистого минерала из группы каолинита и натролита автор приходит к выводу, что к моменту образования витерита растворы имели щелочный характер.

На примере изучения генезиса витеритов Западного Копет-Дага А. В. Сидоренко (1947) считает, что их образование происходило путем метасоматического замещения барита при последующем воздействии на него термальных вод, обогащенных углекислотой.

Н. И. Хитаров и Н. Е. Учамейшвили установили в жидких включениях баритов нижних горизонтов Чордского месторождения малые количества углекислоты и значительные содержания бикарбоната. Но уже при переходе к верхним участкам отмечается рост отношения $\text{CO}_2 : \text{HCO}_3$. В щелочных растворах увеличение концентрации CO_2 (Сауков, 1946) является одной из причин выпадения киновари из растворов. На основании этого можно высказать предположение, что обнаружение киновари в ассоциации с витеритом в верхних горизонтах Чордского месторождения, кроме ограниченной возможности захвата ртути баритом, связано с увеличением отношения $\text{CO}_2 : \text{HCO}_3$ в верхних горизонтах.

Анализы кальцитов Чордского и Хаишского месторождений показали, что в них одинаково низки содержания ртути: в Чордском месторождении $\bar{C} = 2,89 \cdot 10^{-5}$, $\epsilon = 1,4$, в Хаишском $\bar{C} = 1,72 \cdot 10^{-5}$, $\epsilon = 1,9$. В обоих случаях анализировалось по три пробы.

Т. Д. Багратишвили (1959) были исследованы причины окраски некоторых баритов Грузии. На основании кривых поглощения ряда образцов барита розовой и серовато-черной окраски ей удалось

установить, что окраска, обладающая различной интенсивностью, является, по классификации А. Е. Ферсмана (1936), дисперсохроматической, где хромофорами должны служить $Fe^{2+} + Fe^{3+}$ (частично окисленный пирит и киноварь). В обоих случаях эти примеси находятся в виде тонкораспыленного дисперсного вещества, причем $Fe^{2+} + Fe^{3+}$ обуславливает серовато-черную окраску отдельных участков барита, а HgS — специфическую розовую окраску различной интенсивности (бледно-розовую, розовую, красновато-розовую и др.). При этом окраска может изменяться не только в зависимости от природы окрашиваемых частиц, но и от их состояния, величины, количества и т. п.

Мнение Т. Д. Багратишвили (1959) частично подтверждается нашими результатами изучения распределения ртути в розовых и белых баритах Пицикварского месторождения.

В результате всего сказанного возникает вопрос об одновозрастности ртутного и баритового оруденения Кавказа. Это касается многих баритовых месторождений, локализованных в порфиритовой свите байоса (Чордское, Квайсинское, Кударское, Пицикварское, Апшринское), в которых обнаруживаются повышенные содержания ртути. Возраст баритового оруденения в Грузии является спорным. По мнению Г. С. Дзоценидзе (1945), баритовые месторождения генетически связаны с еще не вскрытыми эрозией батскими интрузиями. Доказательствами, подтверждающими эту концепцию, Г. С. Дзоценидзе считает отсутствие баритовых жил в породах моложе байоса, минералогическую редкость барита в районе развития палеоген-неогеновых интрузий и низкие содержания бария в породах порфиритовой свиты байоса, к которой приурочены основные баритовые месторождения.

По мнению Г. А. Твалчрелидзе (1961), «полиметаллическая — баритовая рудная формация характеризует постскладчатую стадию юрской, меловой и палеоген-неогеновой металлогенических эпох. Разновозрастные рудные комплексы этой формации обладают сходством вещественного состава и отчасти, морфологии рудных тел».

Н. Ф. Шония считает, что баритовое оруденение Грузии имеет значительный вертикальный диапазон, встречаясь в различных по возрасту отложениях — от лейаса до неокома включительно. Такая картина, по Н. Ф. Шония, наблюдается даже в пределах одного и того же месторождения. Приуроченность основных баритовых месторождений к порфиритовой свите байоса Н. Ф. Шония объясняет тем, что эта толща явилась более благоприятным структурным горизонтом для рудоотложения. Приводя примеры о присутствии маломощных баритовых жил как в древних, так и в более молодых породах, чем порфиритовая свита байоса, Н. Ф. Шония указывает на ограничивающую возможность проникновения баритовых гидротермальных растворов, ссылаясь на то, что в местах, где порфиритовая свита в момент рудоотложения была перекрыта глинистыми сланцами бата и мощными пучащими глинами пестроцветной

свиты, могла быть полностью исключена возможность образования благоприятных структур для проникновения в них гидротермальных рудных растворов. Отмечая приуроченность баритового оруденения к молодым тектоническим нарушениям, Н. Ф. Шония приходит к выводу, что баритовые месторождения Грузии образовались после завершения тектонических процессов, приведших к формированию складок и основных структур трещинной тектоники в постэоценовое время.

По данным В. В. Надирадзе, на основании определения возраста рудовмещающих и рудоконтролирующих нарушений устанавливается, что бариты Чордского месторождения послесреднемиоценового возраста.

Анализируя результаты проведенных геохимических исследований в пределах Большого и Малого Кавказа (обогащение ртутью, мышьяком, а местами сурьмой молодых эоценовых, миоплиоценовых и в отдельных районах четвертичных образований, установление повышенных содержаний ртути в баритах и свинцово-цинковых рудах, вблизи ртутных месторождений), принимая во внимание геологические соображения ряда исследователей и факты локализации ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения в палеоген-неогеновых образованиях, можно сделать вывод, что на Кавказе ртутное, мышьяковое и сурьмяное оруденение в большинстве случаев сформировано в постэоценовое, а в отдельных регионах — в постмиоплиоценовое время.

§ 8. Приуроченность ртутного, мышьякового и сурьмяного оруденения к зонам глубинных разломов

Связь ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения с региональными разрывными нарушениями устанавливается многими исследователями (Д. И. Щербаков; Сауков, 1946; Смирнов, 1947; Смирнов, Рыженко, 1958; Сеницын, 1948, 1959, 1960; Кузнецов, 1958, 1968а; Федорчук, 1964, 1968 и др.).

Обобщая данные по закономерностям регионального размещения ртутно-сурьмяной минерализации, В. П. Федорчук (1964) пришел к выводу, что в составе каждой провинции выделяются рудоносные пояса и зоны, контролирующиеся четко выраженными тектоническими структурами первого порядка.

По В. А. Кузнецову (1968а), ртутные месторождения локализуются преимущественно во внешних зонах геосинклинальных систем, особенно в зонах глубинных разломов, иногда являющихся границами геосинклинальных прогибов, в том числе троговых, отделяющих их от геосинклинальных поднятий и срединных массивов. К зонам глубинных разломов приурочены многие ртутные пояса Алтае-Саянской области, Забайкалья, Северо-Восточной Якутии, Приамурья, Кавказа, Южного Тянь-Шаня и ряд других ртутных провинций.

Надо подчеркнуть, что закономерности размещения и пространственной связи ртутного оруденения с глубинными региональными разломами наряду с детальным структурно-геологическим анализом

современного рельефа размещения ртутных месторождений и рудопроявлений, по мнению Н. М. Сеницына (1960) и других исследователей, нельзя изучать в отрыве от общей геологической истории развития района.

Очевидна также необходимость геохимических исследований, в связи с чем для выявления рудоконтролирующей роли разломов все шире используются результаты изучения распределения халькофильных элементов в породах из зон разломов. Как показали исследования А. А. Саукова (1946) и Н. А. Озеровой (1962), большая миграционная способность ртути позволяет фиксировать глубинные тектонические структуры.

В работах ряда исследователей (В. Т. Сургай; Поярков, 1955; Фурсов, 1958; Никифоров, Федорчук, 1959; Чжен Кан-ле, 1959 и др.) отмечается, что в районах ртутно-сурьмяного оруденения в зонах разломов содержание ртути повышено.

Н. А. Озерова (1962), используя данные по распределению ртути для выявления и прослеживания разломов, установила, что содержание ртути в породах из зон разломов в районах сульфидных месторождений изменяется от миллионных до десятых долей процента и во всех случаях превышает содержания ртути в окружающих породах (обычно на 0,5—2, редко на 3 порядка). Кроме того, содержание ртути по разломам, развитым в районах сульфидных месторождений, зависит от вещественного состава месторождения: на ртутных месторождениях оно обычно составляет $n \cdot 10^{-4}$ — $n \cdot 10^{-2}\%$, в пределах нертутных месторождений $n \cdot 10^{-5}$ — $n \cdot 10^{-4}$, реже $n \cdot 10^{-6}\%$.

На основании проведенного исследования Н. А. Озерова пришла к выводу, что данные по распределению ртути могут быть с успехом использованы при геологическом картировании в районах сульфидных месторождений для выявления и прослеживания слабо выраженных разломов.

А. П. Соловов и В. З. Фурсов (1958, 1959) при геохимических исследованиях в районе полиметаллического месторождения Ачисай установили в породах из зон разломов аномальные содержания свинца (более $6 \cdot 10^{-3}\%$) и тем самым доказали возможность использования этого признака для выявления рудоконтролирующих разломов.

Я. П. Баклаев (Баклаев, Овчинников, 1964; Баклаев, 1966), изучая распределение некоторых халькофильных элементов в горных породах площадей железорудных и медноколчеданных месторождений Урала, установил в зонах тектонических нарушений резкое (на 1—2 порядка) повышение содержания меди, кобальта, молибдена и появление в этих зонах мышьяка, свинца и серебра, обычно не обнаруживаемых за пределами зон. В результате он пришел к выводу, что состав руд отражается на составе элементов-примесей в тектонических зонах, которые являются рудоподводящими.

Данные по распределению халькофильных элементов в районах сульфидных месторождений А. П. Соловов и В. З. Фурсов (1958,

Коэффициенты корреляции между содержаниями мышьяка и ртути по отдельным профилям районов ртутного оруденения

Профиль	n	r_{AsHg}	$\frac{r}{\sigma_r}$
Перевалы Аллаштраху — Чамашха — Чибисха	154	0,68	16
Верховья р. Лашипсе — пер. Анчхо	95	0,65	6,1
Река Мзимна — р. Аджара	113	0,26	3,06
Три профиля в районе месторождения Эрцо	102	0,56	8,0

1959) и Н. А. Озерова (1962) использовали также для разделения дорудных и внутрирудных нарушений от послерудных.

В пределах Кавказа в районах ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения целесообразно изучение распределения ртути, мышьяка, сурьмы и других элементов-спутников в горных породах из зон региональных глубинных разломов с целью определения рудо-подводящей роли известных разломов и выявления новых тектонических нарушений, контролирующих оруденение.

Несмотря на многолетние исследования закономерностей размещения и пространственной связи ртутного оруденения с глубинными разломами Большого Кавказа, мнения исследователей по этому вопросу расходятся.

А. Е. Бенделиани (1938), Л. А. Варданянц (1939), К. И. Чичинадзе (1945), Г. И. Тоговидзе (1957), Г. А. Твалчрелидзе (1961), А. Д. Каландадзе (1962) и др. считают, что на южном склоне Большого Кавказа ртутное оруденение пространственно приурочено к главному надвику. По данным Н. Г. Демидовой (1964), в связи с преимущественной приуроченностью ртутной минерализации к поздней стадии альпийской металлогенической эпохи, рудоносными являются лишь те зоны глубинных разломов, которые обрамляют геосинклинальные флишевые прогибы альпийского возраста.

Обсуждая результаты наших геохимических исследований по южному склону Большого Кавказа (Церцвадзе, 1965б), мы ставим перед собой задачу выяснить, можно ли здесь основной глубинной структурой, определяющей размещение ртутных месторождений, считать Главный надвиг; можно ли практически рудоносными считать лишь те зоны глубинных разломов, которые обрамляют геосинклинальные флишевые прогибы, и можно ли ртутное оруденение пространственно связывать с какими-нибудь однотипными глубинными разломами вдоль всего южного склона Большого Кавказа.

Для выяснения пространственной связи ртутного оруденения с глубинными разломами нами изучалось распределение ртути, мышьяка и сурьмы в разных геотектонических зонах южного склона Большого Кавказа по магистральным разрезам, пересекающим основные глубинные тектонические зоны, с которыми предполагается

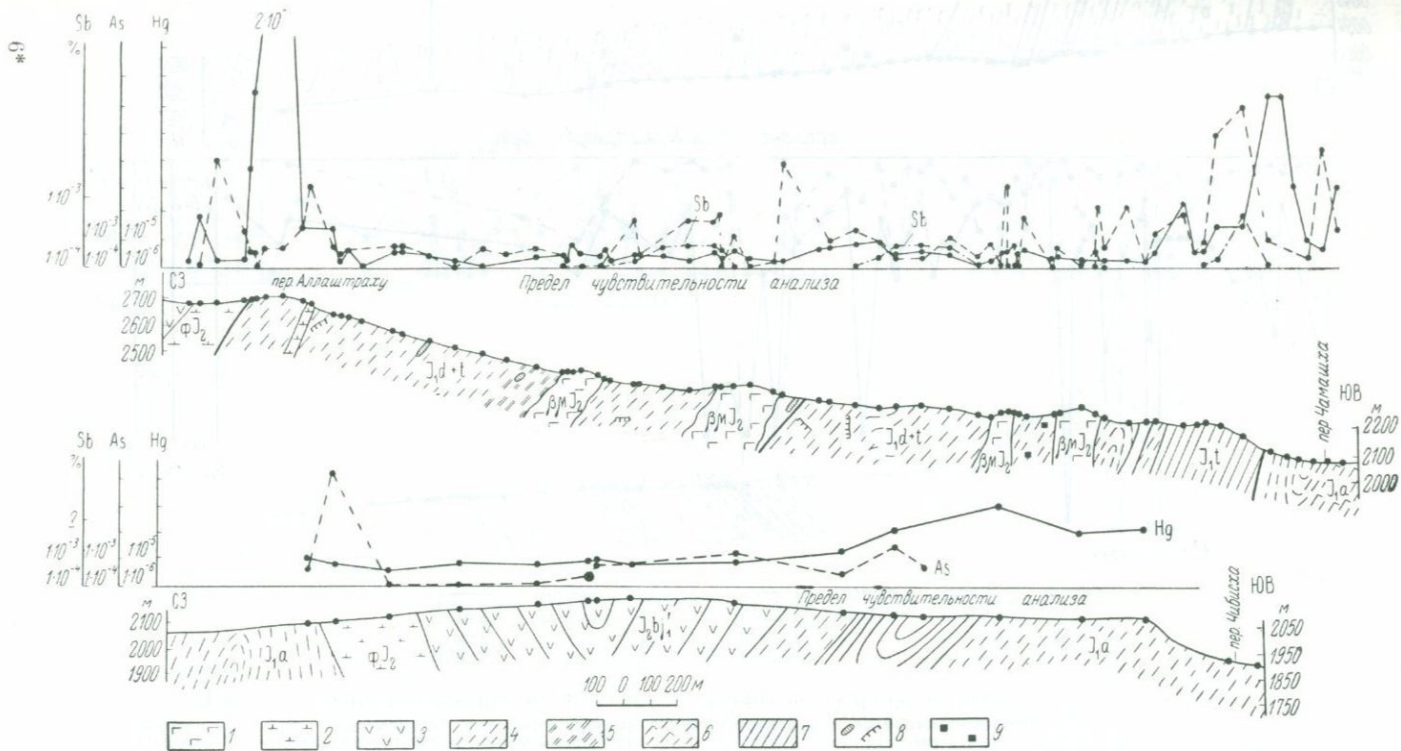
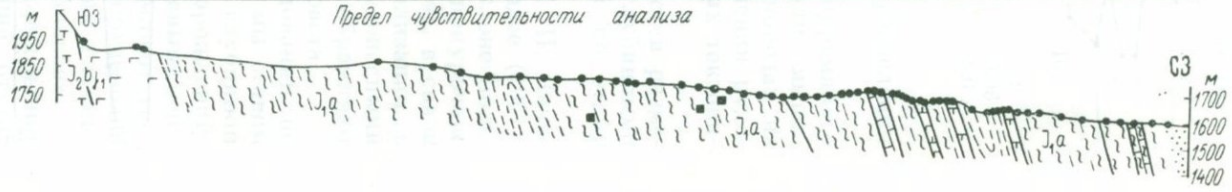
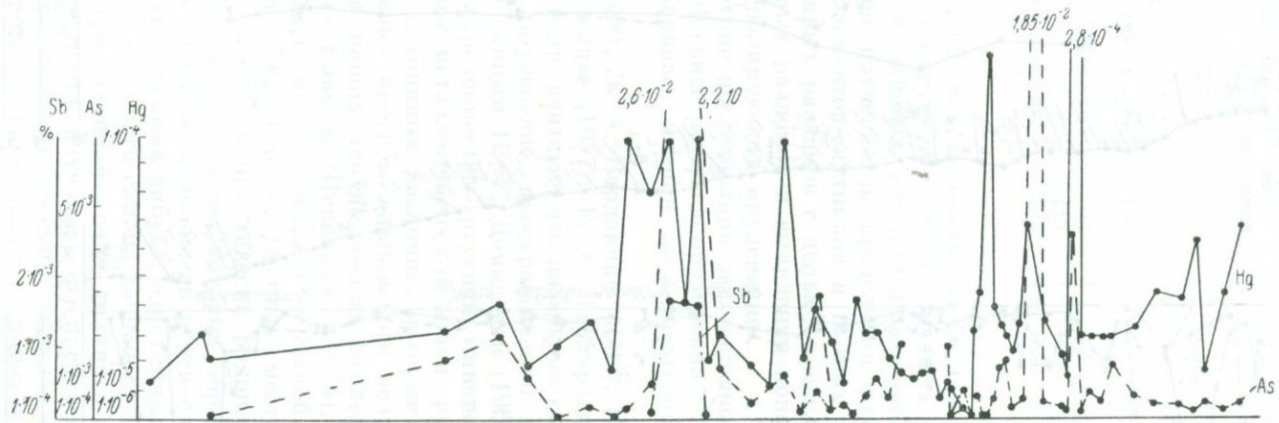


Рис. 12. Распределение ртути, мышьяка и сурьмы по разрезу пер. Аллаштраху — пер. Чамашха — пер. Чибисха
 1 — среднеюрские диабазы и диабазовые порфириты; 2 — среднеюрские альбитофиры; 3 — туфы кристаллокластические; 4 — глинистые сланцы; 5 — хлоритовые сланцы; 6 — сланцы глинистые, местами перемятые; 7 — алевролиты; 8 — прожилки кварца; 9 — конкрекции и прожилки пирита



Предел чувствительности анализа

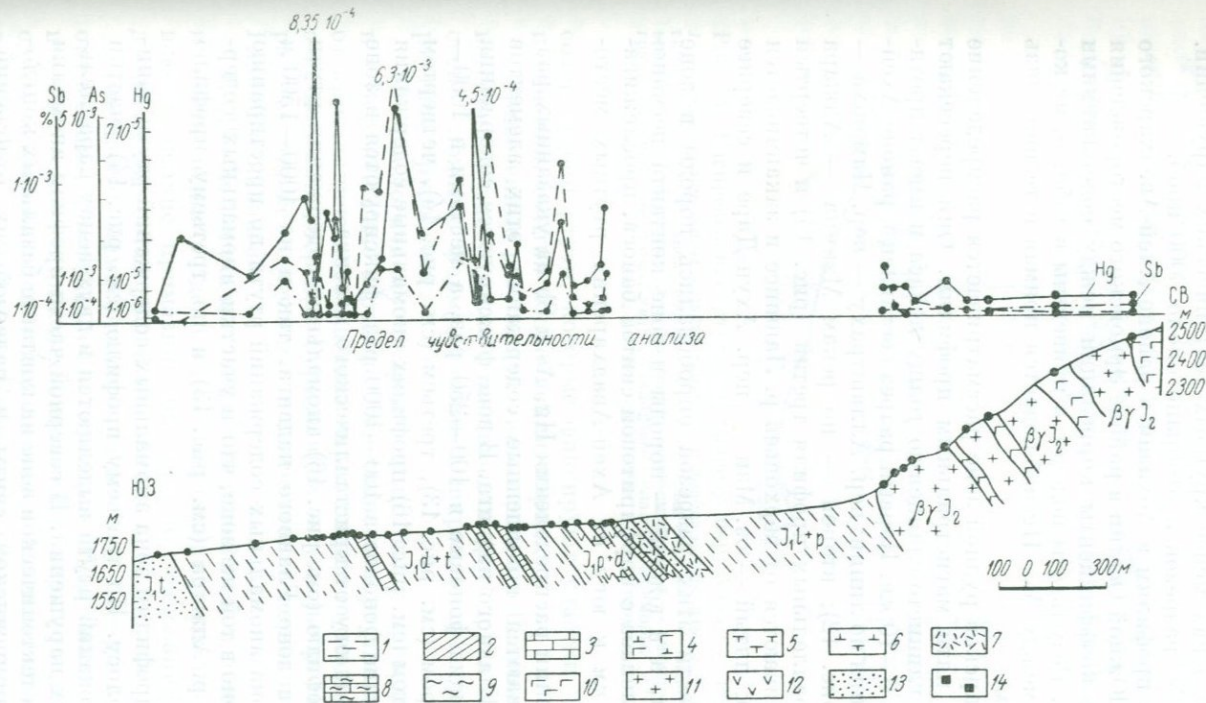


Рис. 13. Распределение ртути, мышьяка и сурьмы по разрезу по рекам Мзимна — Аджара

1 — глинистые сланцы; 2 — алевролиты; 3 — карбонатизированная порода; 4 — альбитизированные диабазы; 5 — туфы кислого состава; 6 — альбитофиты; 7 — туфы дацитового и кварц-альбитофитового состава; 8 — аргиллиты карбонатизированные; 9 — аргиллиты; 10 — диабазы; 11 — кардывачская интрузия — гранитоиды среднеюрские; 12 — порфириты; 13 — песчаники; 14 — конкреции и прожилки пирита

пространственная связь ртутного оруденения. К ним относятся Главный надвиг и краевые глубинные разломы внешних зон геосинклинальных флишевых прогибов. Профильное опробование проводилось также в зонах менее крупных тектонических нарушений. Было составлено 30 разрезов и отобрано около 3000 проб.

По некоторым профилям в Абхазии в районе Ахей-Авадхарского рудного узла и в Южной Осетии в районе Эрцойского месторождения были подсчитаны коэффициенты корреляции между содержаниями мышьяка и ртути. Результаты подсчетов приведены в табл. 6, из которой видно, что между As—Hg наблюдается прямая и тесная связь по всем профилям.

В Ахей-Авадхарской рудной зоне рассматривается распределение Hg, As и Sb по пяти магистральным профилям. Они пересекают на всю мощность глинисто-сланцевую толщу лейаса и имеют протяженность каждый 6—10 км. Первый разрез составлен в районе Ахейского месторождения по линии: пер. Аллаштраху — пер. Чамашха — пер. Чибисха (рис. 12); второй — по рекам Мзимна — Аджара (рис. 13); два параллельных профиля третий (рис. 14) и четвертый (рис. 15) прослеживаются от верховьев р. Лашипсе и заканчивается около пер. Анчхо; пятый — оз. Мзи — пер. Ахун-Даре и севернее (рис. 16).

В северной части этих разрезов опробовались породы в зоне Главного надвига, а в южной — породы в зоне контакта песчано-глинистой свиты лейаса с порфиритовой свитой байоса, прослеживающиеся на 3—5 км к югу от Ахей-Авадхарских ртутных месторождений.

При рассмотрении распределения Hg, As и Sb на указанных разрезах устанавливаются повышенные содержания этих элементов в пределах зоны Главного надвига. В зоне фиксируются содержания ртути, превышающие фоновые в 100—250 раз, а местами в 1000—1500 раз. На втором (см. рис. 13), третьем (см. рис. 14), четвертом (см. рис. 15) и пятом (см. рис. 16) профилях аномальные содержания ртути, превышающие фоновое в 100—1000 раз, фиксируются в зоне Главного надвига к югу от кристаллического массива.

По пятому профилю (см. рис. 16) аномальные содержания ртути выделяются как в зоне Главного надвига, так и на 1000—1500 м южнее. Вторая зона аномальных содержаний ртути по простиранию находится примерно в той же зоне, что и участки аномальных содержаний ртути по р. Аджара (см. рис. 13) и по третьему профилю (см. рис. 14).

По всем этим профилям зона аномальных содержаний ртути занимает широкую полосу. По третьему профилю (см. рис. 14) участки аномальных содержаний ртути выделяются в двух зонах параллельных тектонических нарушений. В северной части профиля аномалия устанавливается в тектонической зоне на контакте базальных конгломератов нижнелашипсинской свиты и палеозойских отложений, в южной — на контакте адгарской свиты с палеозойскими отложениями. Южнее указанных аномалий выделяются зоны с повышенным

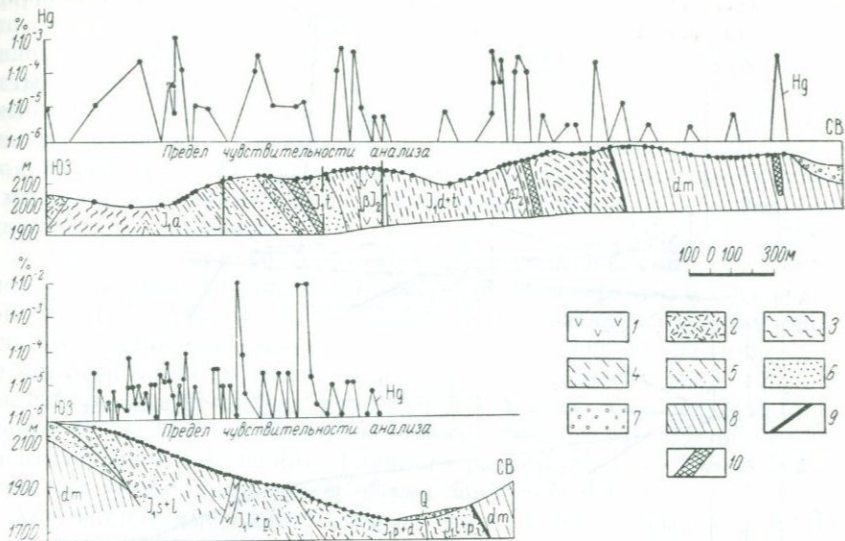


Рис. 14. Распределение ртути по разрезу пер. Анчхо — верхья р. Лашипсе
 1 — среднеюрские жилы и дайки, диабазы и диабаз-порфиры; 2 — вулканогенные образования кислого и среднего состава; 3 — глинистые сланцы; 4 — аспидные сланцы; 5 — алевролиты; 6 — песчаники; 7 — базальные конгломераты; 8 — амфиболиты, гнейсы, плагиогранито-гнейсы, кварциты, кварц-эпидиотовые сланцы, мраморы; 9 — тектонические нарушения; 10 — зоны смятия, дробления и гидротермального изменения

содержанием ртути, которые фиксируют участки гидротермального изменения, смятия и дробления пород.

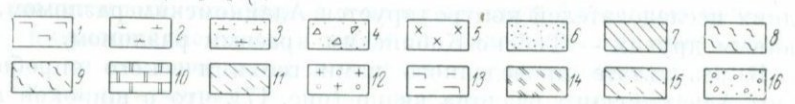
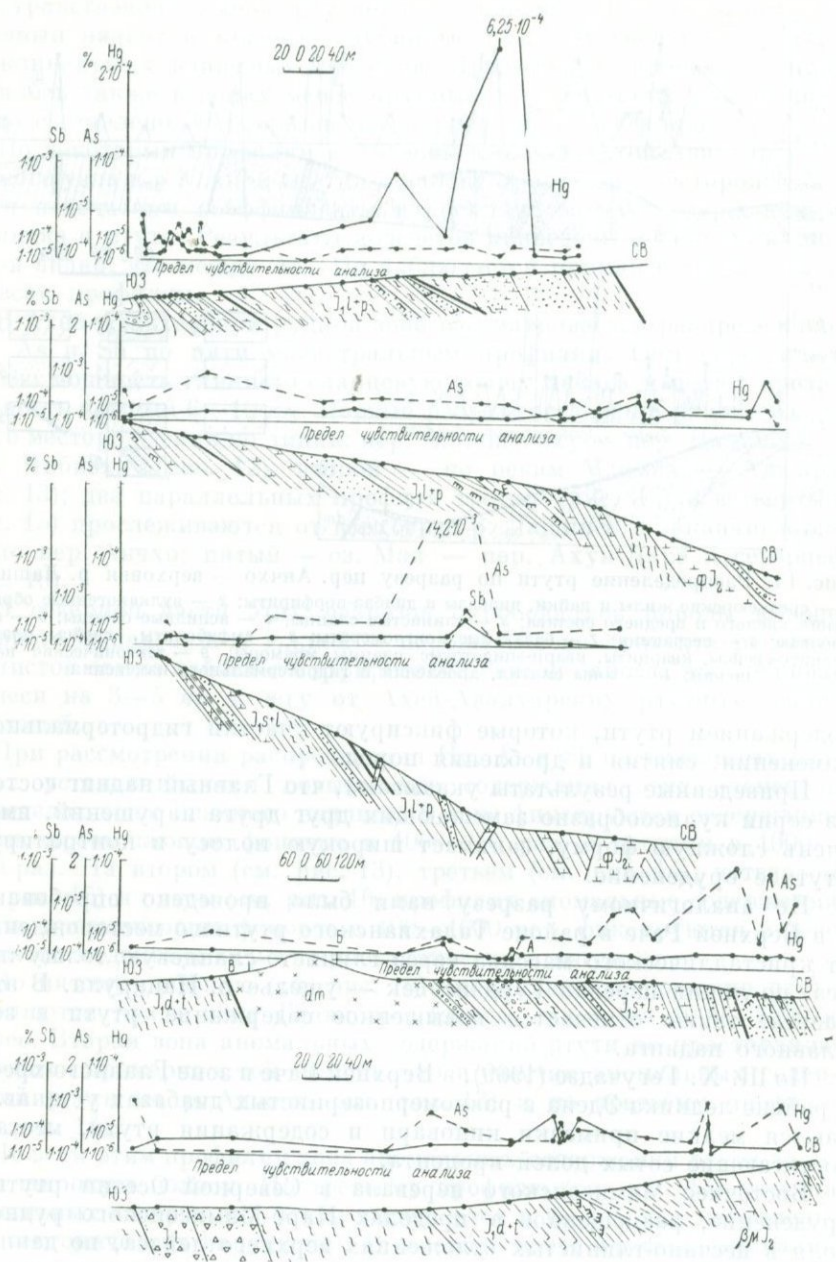
Приведенные результаты указывают, что Главный надвиг состоит из серии кулисообразно замещающих друг друга нарушений, имеет очень сложную форму, занимает широкую полосу и контролирует ртутное оруденение.

По аналогичному разрезу нами было проведено опробование и в Верхней Раче в районе Талахианского ртутного месторождения, от кристаллического массива через глинисто-сланцевую толщу лейаса, по линии перевал Гурдзиевцек — ущелье р. Нацарула. В этом разрезе также отмечается повышенное содержание ртути в зоне Главного надвига.

По Ш. Х. Гегучадзе (1969), в Верхней Раче в зоне Главного хребта в районе ледника Эдена в равномернозернистых диабазах устанавливаются мелкие примазки киновари и содержания ртути, местами достигающие сотых долей процента.

Восточнее Мамисонского перевала в Северной Осетии ртутное оруденение, размещенное в пределах Наро-Мамисонского рудного поля в песчано-глинистых отложениях верхнего лейаса, по данным одних исследователей контролируется Адайкомским разломом, а по данным других — Тибско-Кобийским краевым разломом.

В результате проведенного нами геохимического опробования зоны Адайкомского разлома видно (рис. 17), что в широкой полосе



содержания ртути и мышьяка намного превышают фоновые. Кроме того, по данным С. М. Тибилова, шлиховые ореолы киновари установлены севернее Тибского и Цесского месторождений в песчано-глинистых отложениях. По тем же данным, наличие ртути было установлено в зоне Адайкомского разлома. Известно, что в зоне этого разлома размещено Адайкомское реальгар-аурипигментовое рудопроявление. Все это позволяет считать, что названные ртутные и мышьяковые проявления в Северной Осетии контролируются Адайкомским разломом.

В пределах Горного Дагестана ртутные проявления, локализованные в песчано-глинистых отложениях верхнего лейаса и средней юры, по Д. В. Абуеву, В. И. Радько и др., вытянуты в субмеридиональном направлении вдоль Самурского поперечного разлома, хотя все они отчетливо группируются вокруг продольных разломов, служащих границами структурных зон. В районе Хпекского месторождения Д. В. Абуев и др. (1967) на юго-западном продолжении рудо-локализирующего нарушения (Главного разлома) в 1,5—2 км от месторождения установили ореол ртути шириной 600 м.

Анализируя имеющиеся данные, можно прийти к выводу, что аномальными содержаниями Hg и в некоторых случаях As и Sb характеризуются региональные глубинные разломы, т. е. Главный надвиг и зона Адайкомского разлома; этим еще раз подтверждается мнение исследователей о пространственной связи ртутного оруденения с глубинными разломами.

На южном склоне Большого Кавказа сурьмяные месторождения, локализованные в нижних частях песчано-глинистых отложений лейаса, а местами в гранитах Главного хребта, по данным большинства исследователей, так же как ртутные месторождения, контролируются Главным надвигом.

В южной части второй (см. рис. 13), третий (см. рис. 14) и пятый (см. рис. 16) профили пересекают контакты порфиритовой свиты байоса с песчано-глинистой свитой лейаса. На графиках наглядно видно, что содержание Hg и As при переходе от одной формации пород в другую почти не меняется и колеблется в пределах, близких к фоновым содержаниям. Для подтверждения сказанного был опробован указанный контакт во многих местах Абхазии (содержание Hg, As и Sb везде низкое). На основании этих данных подтверждается мнение об отсутствии регионального нарушения между указанными формациями пород.

Рис. 15. Распределение ртути, мышьяка и сурьмы по разрезу пер. Анчо — верховья р. Лашипсе

1 — среднеюрские жилы и дайки, диабазы и диабаз-порфириды; 2 — среднеюрские альбитофиры; 3 — альбитофиры ороговикованные; 4 — туфы кварц-альбит-пироксенового состава; 5 — гранодиориты; 6 — песчаники; 7 — алевролиты; 8 — аргиллиты; 9 — сильно глинистые алевролиты; 10 — породы карбонатного состава; 11 — глинистые сланцы; 12 — роговики; 13 — перемятые глинистые сланцы; 14 — сланцы гранат-амфиболовые слюдяные и хлоритовые; 15 — серицитовые сланцы; 16 — конгломераты

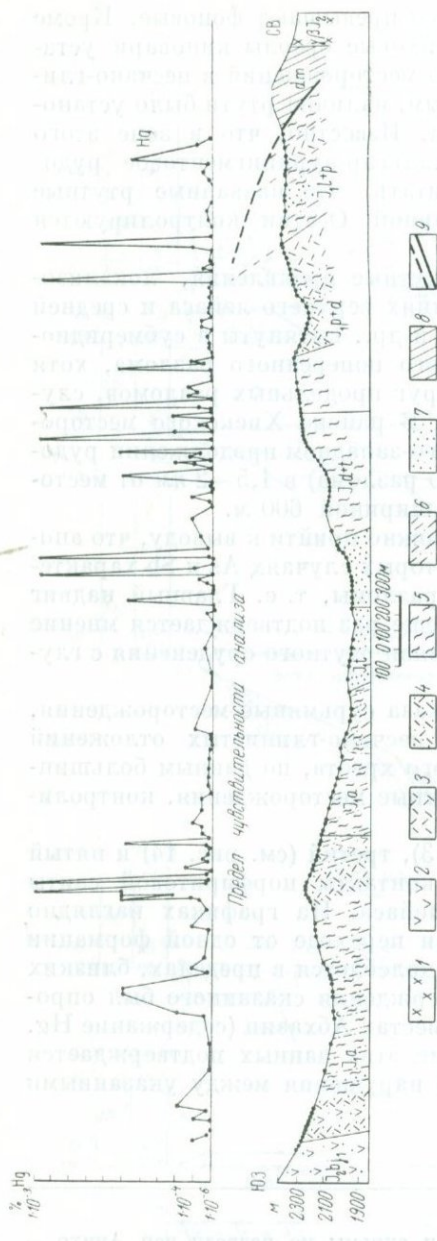


Рис. 16. Распределение ртути по разрезу оз. Мзи — пер. Ахун-Даре и севернее

1 — кардиумитовая интрузия, гранитоиды среднеюрские; 2 — диабазы альбизированные; 3 — вулканогенные образования мисного и среднего состава; 4 — преимущественно туфы; 5 — глинистые сланцы; 6 — алевролиты; 7 — песчаники; 8 — амфиболиты, гнейсы, кварц-эпидотовые сланцы, мраморы; 9 — тектонические нарушения

бассейн вдоль всего южного склона. По указанному вопросу существуют две противоположные точки зрения. Одни исследователи (Б. Т. Мефферт, В. П. Ренгартен, В. В. Белоусов, И. Г. Кузнецов, Г. Р. Чхотуа) считают, что в верхнеюрское и меловое время на

В Аксаут-Белореченском ртутносном районе, в зоне Передового хребта, как отмечалось, все рудопроявления ртути и сурьмы ограничены с севера и юга долгоживущими региональными разломами Северным и Тырнауз-Пшекишским.

Тырнауз-Пшекишская зона глубинных разломов, по Е. Е. Милановскому и В. Е. Хаину, служившая краевым швом на границе геосинклинали Большого Кавказа с эпигерцинской платформой, представляет собой сложно построенную тектоническую зону шириной 2—10 км. Авторы указывают, что по разрывам Тырнауз-Пшекишской зоны, неоднократно омолаживавшимся на протяжении палеозоя, мезозоя и кайнозоя, происходили значительные дифференциальные перемещения смежных блоков. Эти тесно сближенные разломы, по видимому, служат поверхностным выражением единого крупнейшего глубинного разлома, или тектонического шва (краевого шва в мезозое — палеогене).

Рассматривая геологический материал по флишевым отложениям Большого Кавказа, отметим, что до сих пор не решен вопрос, был ли единым или разобщенным флишевый

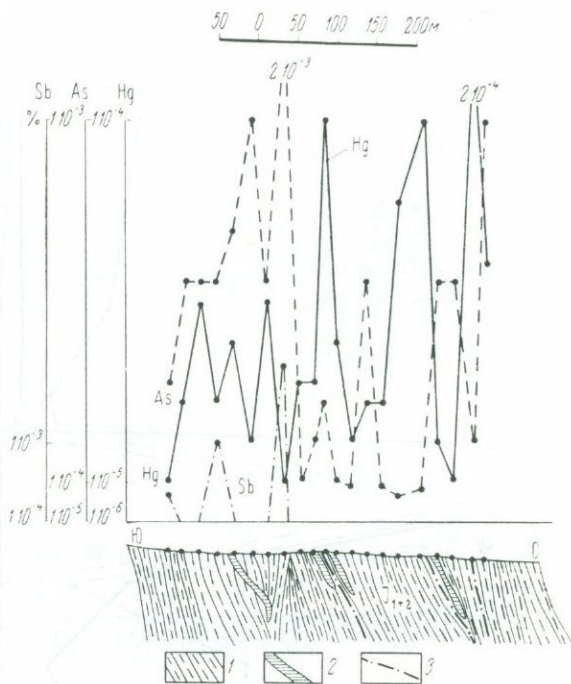


Рис. 17. Распределение ртути, мышьяка и сурьмы в породах зоны Адайкомского разлома 1 — глинистые сланцы; 2 — прожилки кварца; 3 — тектонические нарушения

южном склоне Большого Кавказа существовал единый флишевой прогиб и что отсутствие флишевых отложений в Абхазии и Мингрелии связано с эрозионной деятельностью во время воздымания Большого Кавказа в более молодое время.

Другой, более признанной точки зрения придерживаются И. Р. Кахадзе, А. И. Джанелидзе, Г. С. Дзоценидзе, М. С. Эристави, А. Л. Цагарели и др., которые считают, что после батского орогенического движения геосинклинальный прогиб был разобщен Сванетским поднятием на западный и восточный прогибы и поэтому флишевый бассейн не мог быть единым вдоль всего южного склона Большого Кавказа. Более убедительным является мнение о существовании двух разобщенных флишевых бассейнов.

Поэтому ртутные концентрации Ахей-Авадхарского рудного узла нельзя связывать пространственно с краевыми разломами флишевых отложений. Если Н. Г. Демидова (1964) считает, что в Абхазии флишевые отложения существовали и в последующем были денудированы, то надо выяснить место размещения флишевого прогиба и его краевых разломов.

Геохимические исследования были проведены нами также в Верхней Раче в районе Чичхвинского месторождения по разрезу (рис. 18) вкрест простираения Гебско-Лагодехского северного краевого разлома флишевых отложений.

Содержание ртути в зоне разлома достигает $8,5 \cdot 10^{-3}\%$ и в пределах песчано-сланцевой толщи остается высоким до конца разреза,

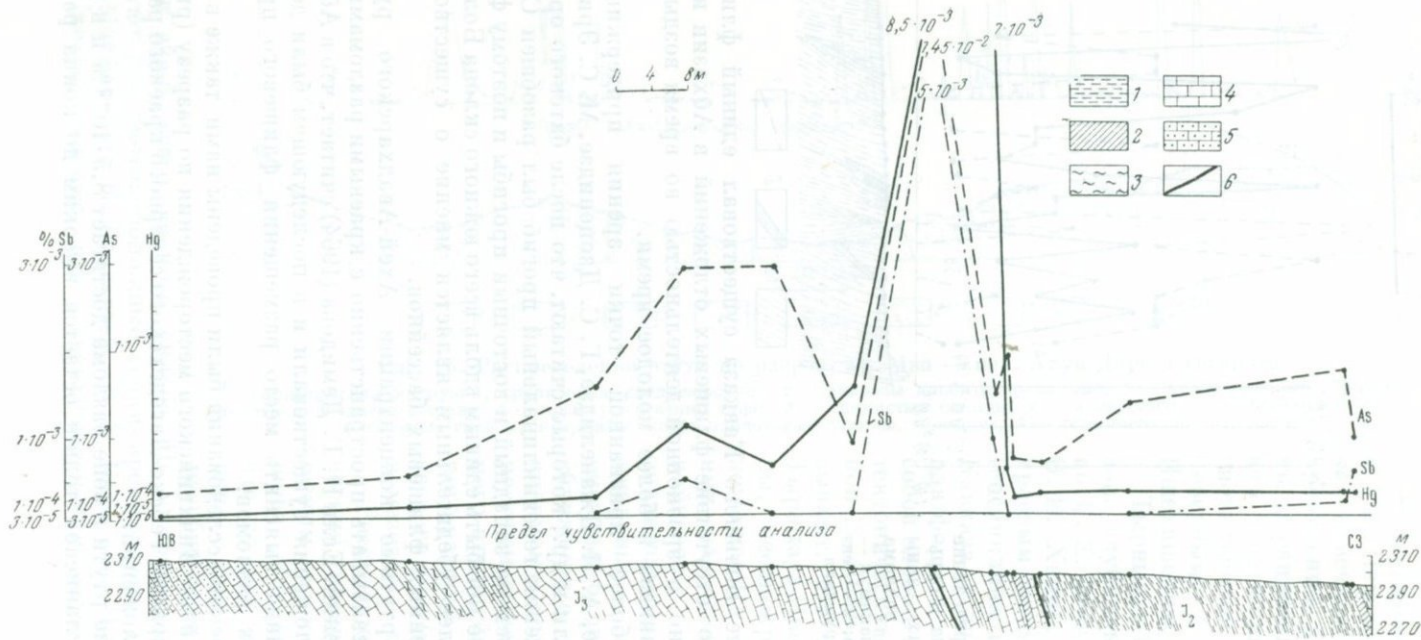


Рис. 18. Распределение ртути, мышьяка и сурьмы по разрезу в районе месторождения Чичхва

1 — глинистые сланцы; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — известняки; 5 — мергели; 6 — тектонические нарушения

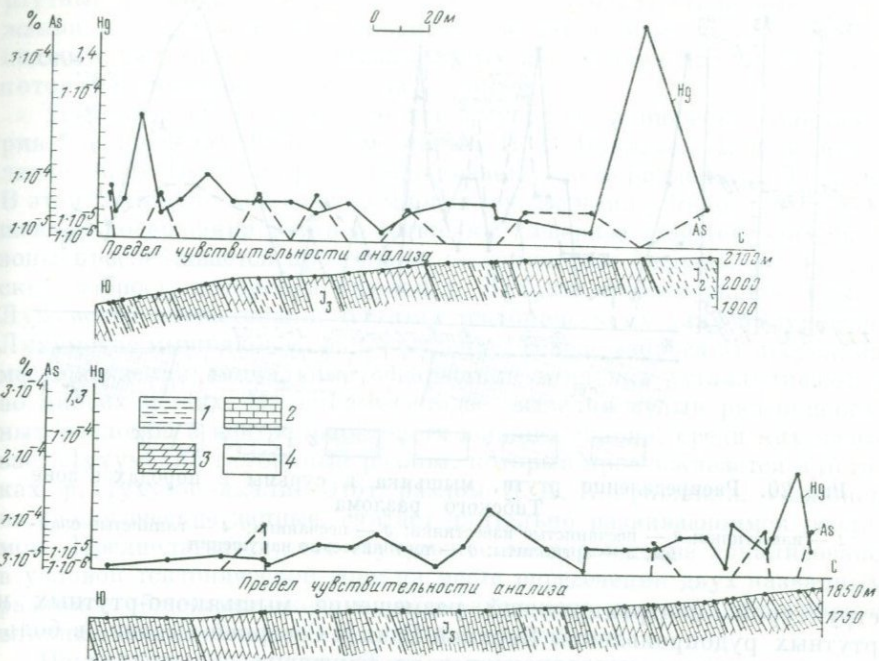


Рис. 19. Распределение ртути и мышьяка в районе Чиурского рудопроявления
 1 — глинистые сланцы; 2 — известняки; 3 — мергели; 4 — тектонические нарушения

не снижаясь ниже $1,3 \cdot 10^{-4}\%$, тогда как в карбонатной толще содержание ртути постепенно уменьшается до фонового. По указанному разрезу с ртутью коррелирует мышьяк.

Подобный разрез был составлен в Верхней Раче (рис. 19) в районе рудопроявления Чиора и месторождения Талахиани. По разрезу содержания ртути повышаются также в зоне Гебско-Лагодехского разлома.

Гебско-Лагодехский разлом, являющийся северным краевым разломом флишевых отложений, восточнее Верхней Рачи в пределах Северной Осетии называется Тибским. Вкрест пересечения Тибского разлома в районах Зругского и Закского мышьяково-ртутных рудопроявлений* нами было проведено геохимическое опробование в ущелье р. Закки-дон (рис. 20) и установлено, что в зоне разлома содержания мышьяка и ртути повышены. В отдельных местах содержание мышьяка достигает $3 \cdot 10^{-2}\%$, а ртути — $2 \cdot 10^{-4}\%$.

Приведенные данные о повышенных содержаниях ртути и мышьяка в пределах указанной тектонической зоны подтверждают, что северный краевой разлом флишевых отложений являлся рудоподводящей

* Зругское и Закское рудопроявления локализованы в карбонатных флишевых отложениях.

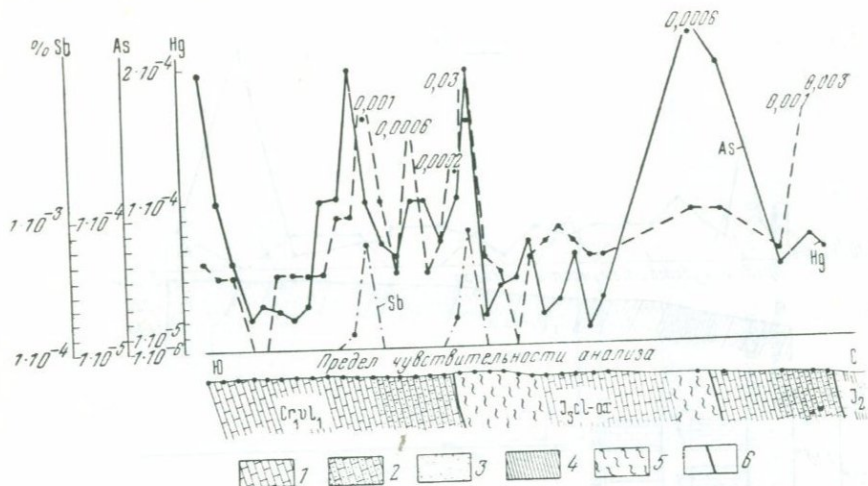


Рис. 20. Распределение ртути, мышьяка и сурьмы в породах в зоне Тибского разлома

1 — известняки; 2 — песчанистые известняки; 3 — песчаники; 4 — глинистые сланцы; 5 — аргиллиты; 6 — тектонические нарушения

структурой, контролирующей размещение мышьяково-ртутных и ртутных рудопроявлений Верхней Рачи и Северной Осетии, в большинстве случаев локализованных во флишевых отложениях.

Геохимическое опробование было проведено также по разрезам вкрест простирания южного глубинного краевого разлома флишевых отложений в пределах Юго-Осетии в районе ртутных и мышьяковых рудопроявлений Эрцо, Кемульты и Сохта-Абано. Уже отмечалось, что непосредственно на поверхности прослеживается только северный Гебско-Лагодехский разлом, а южный перекрыт крупным надвигом флиша. На разрезе II—II (см. рис. 9) над надвигом, размещенным на стыке верхнеэоценовых и верхнемеловых пород, содержание ртути резко повышается, достигая $1,7 \cdot 10^{-4}\%$.

По разрезу I—I (см. рис. 9) вблизи сел. Верхняя Кемульты опробование вначале проводилось по простиранию ответвления южного надвига, который, по-видимому, на глубине соединяется с южным глубинным разломом. В северной части разреза опробование было продолжено вкрест простирания южного надвига и карбонатных флишевых отложений. В части разреза, проходящего по простиранию эоценовых пород и указанного разлома, содержания ртути везде выше фоновых в 100—200 раз, а во флишевых отложениях они постепенно снижаются до фоновых.

В северо-восточной части указанные разрезы на расстоянии 200—300 м от южного надвига пересекают параллельный ему разлом, также, видимо, на глубине соединяющийся с ним. Указанный разлом (см. рис. 9) фиксируется повышенными содержаниями ртути. На основании приведенных фактов южный глубинный разлом мы считаем основной структурой, с которой пространственно связаны

ртутные и мышьяковые рудопроявления района. Повышенные содержания ртути и мышьяка фиксируются как в зоне самого южного надвига, так и вдоль его параллельных и ответвляющихся структур, которые примыкают к нему на глубине.

Тектонический контакт по южному краю флишевого синклинория * в пределах Рачи, отмеченный И. Р. Кахадзе, П. Д. Гамкрелидзе, А. В. Пейве и др., устанавливается до меридиана р. Лухуми. В этой тектонической зоне во многих местах нами установлены повышенные содержания ртути и мышьяка. Севернее этой тектонической зоны прослеживается продольное тектоническое нарушение (Лухумский взброс), которое в ущелье р. Лухуми срезает южное крыло Лухумской антиклинали. К этому тектоническому узлу приурочено Лухумское мышьяковое месторождение. В зоне взброса за пределами месторождения аномальные содержания мышьяка устанавливаются во многих местах. П. Д. Гамкрелидзе, выделяя целый ряд поперечных разломов в центральной части южного склона, среди них называет Лухумский глубинный разлом, который прослеживается в истоках р. Лухумис-цкали. Этот разлом З. А. Кокрашвили, ссылаясь на геологические данные, считает длительно развивающимся разломом. Предполагается, что Лухумское месторождение локализовано в узловой тектонической зоне на месте пересечения двух названных разломов общекавказского и антикавказского простирания в полосе влияния южного надвига флишевых отложений.

Изучая распределения ртути по региональным разрезам, пересекающим основные структурно-фациальные зоны Северо-Западного Кавказа, в основном в пределах развития флишевых отложений, В. Б. Хомяков, М. Г. Шишкунов и др. установили, что главная роль в распределении ртути в породах этого района принадлежит дизъюнктивной тектонике. Основными рудоконтролирующими структурами в зоне, в которых устанавливаются аномальные содержания ртути, являются региональные разломы Безепский, Тхаманский, Навагинский, Псекабский, Геленджикский и др. Повышенные содержания ртути ($n \cdot 10^{-4}$ — $n \cdot 10^{-3}\%$, а местами $n \cdot 10^{-2}\%$) в зонах рудоконтролирующих разломов часто подтверждаются установлением большого количества киновари в пробах-протоколках (0,940—2,342 мг, или 20—150 зерен на одну пробу).

Рудоконтролирующие разломы прослеживаются на стыке различных структурно-фациальных зон, а некоторые из них одновременно являются краевыми разломами флишевых прогибов.

В результате поисковых работ на южном склоне Большого Кавказа в пределах Грузии были найдены проявления ртутной минерализации в Сванетии, в районе Хаиши и в Западной Абхазии в районе сел. Аибга в порфиритовой свите байоса. Кроме того, ртутная минерализация обнаружена в верхнеюрских и меловых отложениях и высказаны соображения о постэоценовом возрасте ртутного оруденения в районе Эрцойского месторождения (Церцвадзе, 1965а).

* Южный надвиг флишевых отложений.

С целью выяснения перспективности молодых формаций пород и выявления глубинных структур, с которыми пространственно связаны ртутные концентрации, были проведены геохимические исследования по трем региональным профилям вкрест простирания структурно-фациальных зон Абхазии. Опробование было проведено по профилям: г. Леселидзе — с. Аибга; устье р. Бзыбь — Авадхара (рис. 21); с. Лата — Клухорский перевал.

В северной части первого профиля повышенные содержания ртути устанавливаются в зонах разломов в битаской свите. Южнее аномальные содержания ртути фиксируются в пределах региональных тектонических нарушений, в зоне которых размещены верхнеюрские, меловые и палеогеновые отложения. По этому и по другим профилям повышенные содержания ртути, достигающие $1 \cdot 10^{-4}\%$, устанавливаются в зоне разломов Дзихра и Монастырская, которые прослеживаются вдоль всей Ахцу-Кацирхской антиклинали. По простиранию отмеченных разломов в нескольких местах были установлены аномалии ртути и шлиховые ореолы киновари.

Эти данные подтверждают, что ртутное оруденение участка Ахахча контролируется разломами Дзихра и Монастырская и дают основание предполагать, что они являются поверхностным отражением общего для них глубинного рудопродвигателя разлома.

По профилю устье р. Бзыбь — Авадхара (см. рис. 21) опробован весь комплекс пород (порфирировая свита байоса, верхняя юра, мел, палеоген и неоген) и основные зоны тектонических нарушений. Почти повсеместно установлены содержания ртути, мышьяка и сурьмы, близкие к фоновым. Повышенные содержания выявлены на двух участках: в зоне тектонического контакта порфиритов байоса с карбонатной толщей верхней юры и в ядре Бзыбской антиклинали, сложенной порфиритами байоса. Первая зона повышенных содержаний ртути по параллельным профилям, опробованным в районе оз. Малая Рица и Черкесской поляны, не прослеживается.

Второй участок, выделяющийся на графике (см. рис. 21), отвечает ядру Бзыбской антиклинали, сложенному порфиритами байоса. Нами отмечалось, что ртутная минерализация обнаружена в порфиритах байоса, слагающих ядра антиклинальных структур в верховьях р. Псоу и в ущелье р. Ингури. На основании проведенных геохимических работ повышенные содержания указанных элементов были установлены, кроме Бзыби, в ядрах антиклинальных структур, сложенных порфиритами байоса в верховьях р. Кодори и Цхенискали. Поэтому можно высказать соображение о том, что во время формирования указанных кордильерных зон и антиклинальных структур тектонические движения были проявлены более интенсивно и в этих зонах могли образоваться нарушения, соединяющиеся на глубине с основными рудопродвигателями тектоническими зонами.

В основном горизонте порфиритов байоса в Абхазии, который непосредственно залегает над отложениями лейаса, повышенные содержания ртути, мышьяка и сурьмы не обнаружены даже в том случае, когда пробы отбирались непосредственно в гидротермально

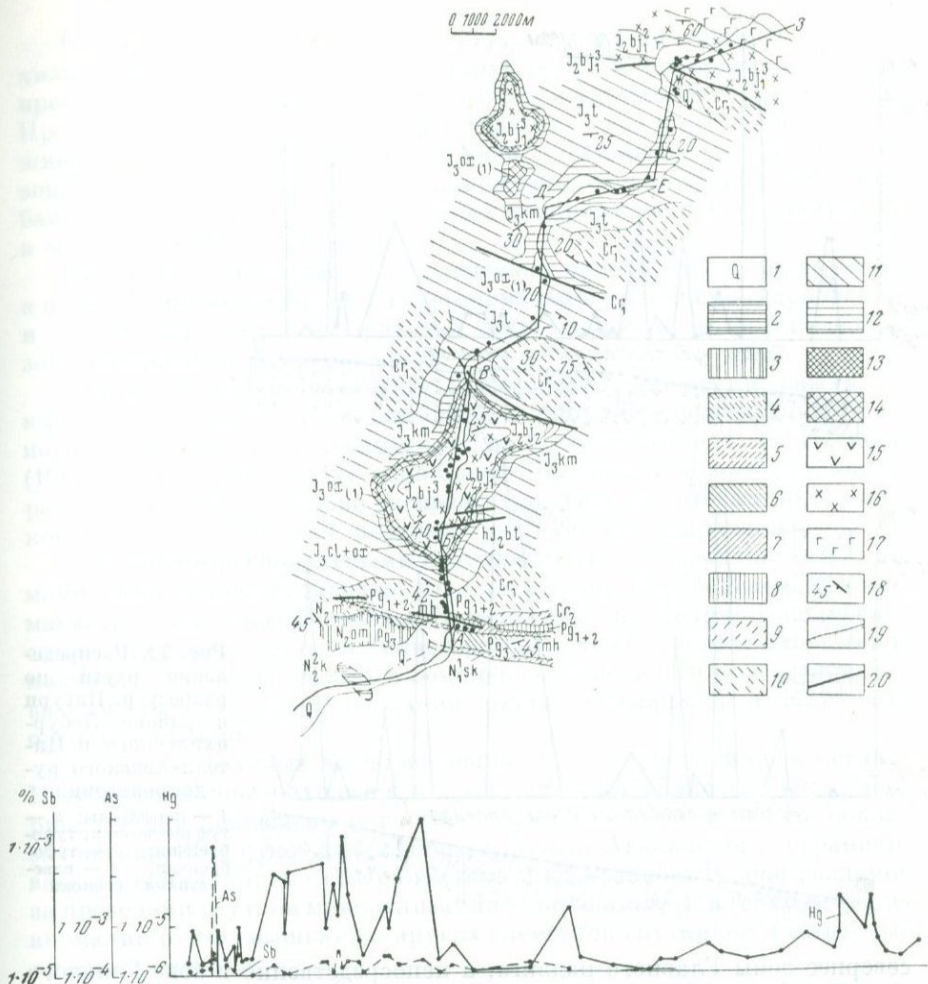


Рис. 21. Распределение ртути, мышьяка и сурьмы в районе Авадхара — устье р. Бзыбь

1 — современные четвертичные отложения. Неогеновая система; 2 — киммерийский ярус; 3 — понтийский ярус; 4 — мюстичский ярус; 5 — сакараульский ярус. Палеогеновая система; 6 — олигоцен, хадульский горизонт и майкопская свита; 7 — мекхадирская свита; 8 — эоцен — палеоцен; 9 — верхнемеловые отложения; 10 — нижнемеловые отложения; 11 — титонский ярус; 12 — киммериджийский ярус; 13 — оксфордский ярус (лузитан); 14 — нелловейский и оксфордский ярусы; Порфиритовая свита байоса; 15 — верхняя подсвита; 16 — средняя подсвита (верхний горизонт); 17 — средняя подсвита (нижний горизонт); 18 — углы залегания; 19 — границы несогласного залегания; 20 — тектонические нарушения

измененных зонах, тектонических нарушениях, в зонах дробления и трещиноватости.

По профилю сел. Лата — Клухорский перевал геохимическое опробование проводилось по докембрийским и палеозойским формациям пород и по песчано-глинистой свите лейаса. Повышенные содержания ртути (до $1 \cdot 10^{-4}\%$) устанавливаются в единичных пробах

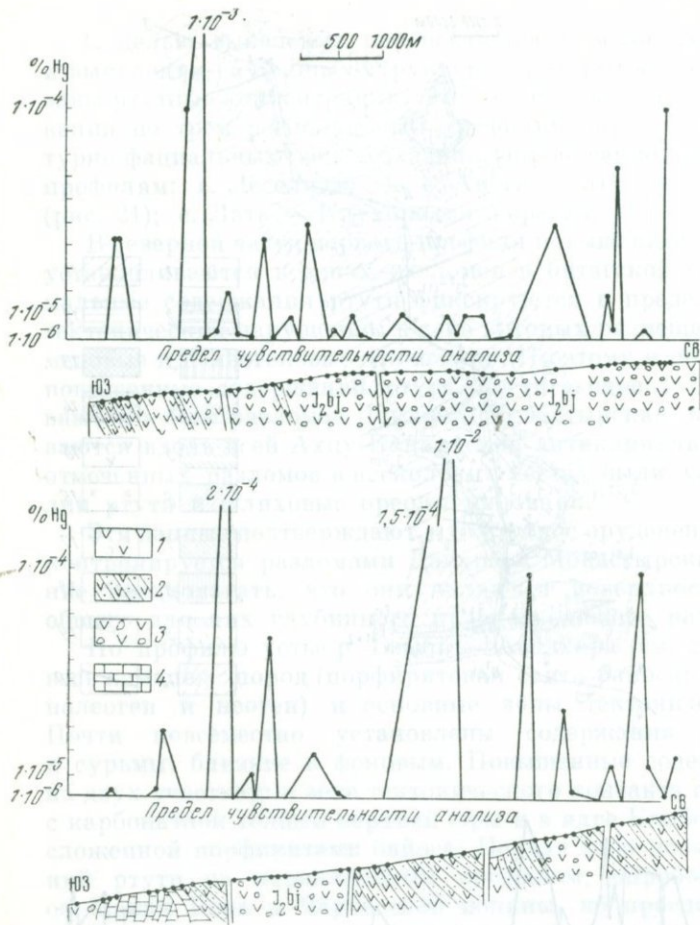


Рис. 22. Распределение ртути по разрезу р. Ингури в районе Лебурцихильского и Цитли-Хевского рудопроявлений
 1 — порфириты; 2 — туфопесчаники, туфобрекчии; 3 — туфобрекчии; 4 — известняки неокома

севернее зоны Главного надвига, а непосредственно в зоне Главного надвига фиксируются содержания ртути, в 10—15 раз превышающие фоновые.

Южнее по профилю зона аномальных содержаний ртути фиксируется в пределах регионального тектонического нарушения, прослеживающегося на контакте меловых отложений со среднеюрскими диоритовыми порфиритами. Восточнее третьего профиля повышенные содержания ртути нами установлены в баритах Пицикварского месторождения, локализованного в порфиритовой свите байоса. В районе Келасурского массива обнаружено повышенное содержание киновари в шлихах. Можно предполагать, что Пицикварское месторождение и Келасурский массив (которые находятся в одной геотектонической зоне южнее ртутного пояса Абхазии) расположены вдоль рудоносной глубинной структуры. Указанная зона заслуживает дальнейшего детального изучения.

В Верхней Сванетии в районе ртутного рудопроявления Лебурц-хила и Цители-Хеви проведено геохимическое опробование вкрест простирания порфиритовой свиты байоса в ущелье Ингури (рис. 22). Предполагается, что региональное тектоническое нарушение прослеживается между реками Цители-Хеви и Нацашара в контактовой зоне доломитизированных известняков неокома и порфиритовой свиты байоса. Свита известняков небольшой мощности (до 700 м) заключена в мощной порфиритовой свите.

По профилю (см. рис. 22) интенсивно ореолы ртути выделяются в нескольких местах в зонах гидротермального изменения, дробления и трещиноватости в порфиритовой свите байоса, а по тектонической зоне содержание ртути фоновое.

Учитывая пространственную приуроченность ртутносных зон к полосам ультрабазитов и принимая во внимание локализацию ртутного оруденения в лиственитах, С. М. Сулейманов и Т. Н. Насибов (1965) приходят к выводу, что в Севано-Карабахской зоне глубинные разломы, контролирующие распределение гипербазитовых интрузий, контролировали и более позднюю ртутную минерализацию.

Основными региональными глубинными рудоподводящими разломами здесь являются краевые разломы Севано-Карабахской тектономагматической зоны Восточно-Карабахский и Лачино-Башлибелский. Они служат шовной линией разграничения различных тектономагматических и фациальных комплексов, в зоне которых устанавливаются повышенные содержания ртути и мышьяка и шлиховые ореолы киновари.

Основные ртутные месторождения и рудопроявления в Севано-Карабахской зоне находятся в пределах Сарыбабинского синклинория, где они размещены непосредственно в зоне разломов глубокого заложения Шорбулаг-Левчайского и Агятаг-Агкаинского, ограничивающих синклинорий с северо-востока и юго-запада. В зоне разломов за пределами ртутной минерализации устанавливаются геохимические аномалии ртути, мышьяка и других элементов-спутников и шлиховые ореолы киновари.

В Арарат-Ереванской зоне все ртутные проявления и ореолы расчленения киновари линейно вытянуты вдоль Хосрово-Мартиросского и Ереванского разломов, в зоне которых устанавливаются травертиновые щиты четвертичного возраста и аномальные содержания ртути и мышьяка.

В Араксинской тектонической зоне Даррыдагское реальгар-аурипигментовое месторождение контролируется крупным продольным взбросом, который прослеживается в осевой части Даррыдаг-Ханджинской антиклинали. По данным Ш. А. Азизбекова, этот взброс образует чешуйчатый надвиг, где маастрихтские отложения надвинуты на базальные конгломераты среднего эоцена.

Анализируя геологические данные о приуроченности ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения к зонам глубинных разломов в пределах Большого и Малого Кавказа и результаты наших геохимических исследований, можно прийти к следующим выводам.

На Северном склоне в пределах зоны Передового хребта все рудопроявления ртути и сурьмы приурочены к долгоживущим региональным разломам (тектоническим швам) Северному и Тырнауз-Шешкинскому.

В Горном Дагестане ртутные рудопроявления, локализованные в песчано-глинистой толще, контролируются региональными разломами, прослеживающимися на границе структурных зон (Адайком-Казбегским, Ахтычайским и др.). Особую роль в контроле ртутного оруденения, видимо, играл также Самурский поперечный разлом.

Рассматривая приуроченность ртутного оруденения к зонам глубинных разломов на южном склоне Большого Кавказа, можно сделать следующие выводы: во-первых, повышенные содержания Hg и As во многих местах связаны с Главным надвигом; во-вторых, практически интересные концентрации ртути локализованы в песчано-глинистой толще лейаса. Исходя из этого, мы придерживаемся мнения предыдущих исследователей (А. Е. Бенделиани, Л. А. Варданянц, Г. А. Твалчрелидзе и др.), которые главную роль в размещении ртутных месторождений придают Главному надвигу. К Главному надвигу приурочено также большинство сурьмяных месторождений в Верхней Раче, Верхней Сванетии и Казбегском районе. Результаты наших геохимических исследований подтверждается также мнение Н. Г. Демидовой о приуроченности ртутного, мышьяково-ртутного и мышьякового оруденения к краевым разломам флишевых прогибов для районов Верхней Рачи, Северной и Южной Осетии и Западного ртутного района. В междуречье Псоу и Ингури, в районе Ахей-Авадхарского рудного узла мнение Н. Г. Демидовой не применимо, поскольку здесь верхнеюрские и меловые отложения представлены эпиконтинентальными карбонатными осадками, но не флишем. Если допустить, что флишевый бассейн был общим вдоль южного склона, нужно считать, что карбонатные флишевые отложения располагались севернее над порфировой свитой байоса или над песчано-глинистой свитой лейаса. В этом случае возникает вопрос, какие же глубинные разломы были краевыми для флишевых отложений и где они располагаются?

По результатам исследования распределения ртути, мышьяка и сурьмы в глинисто-сланцевой толще лейаса видно, что, если даже предположить существование флишевых отложений над глинисто-сланцевой толщей лейаса, выделять краевые глубинные разломы, кроме Главного надвига, нет оснований.

В последние годы найдены коренные выходы ртутной концентрации и нами установлены во многих местах повышенные содержания ртути, мышьяка и сурьмы в ядрах антиклинальных структур, сложенных порфиритами байоса. Они находятся вдали как от Главного надвига, так и от краевых разломов флишевых прогибов, и нет никаких оснований предполагать, что и в этом случае ртутные концентрации контролируются указанными глубинными разломами. Поэтому мы считаем, что их пространственно следует связывать с другими глубинными разломами. Некоторые из них известны и прослеживаются

вдоль указанных антиклинальных и кордильерных зон, а остальные в настоящее время не установлены и требуют дальнейшего специального исследования. Таким образом, одновременно с изучением перспективных структур в порфиритах байоса необходимо выявлять глубинные рудоподводящие разломы.

Отметим, что при изучении закономерностей размещения и пространственной связи ртутного оруденения с глубинными разломами на южном склоне Большого Кавказа нет оснований главными рудоподводящими структурами, контролирующими ртутные концентрации для всего южного склона, считать какие-либо однотипные структуры: Главный надвиг, краевые разломы флишевых прогибов или глубинные разломы, прослеживающиеся вдоль и в зоне антиклинальных структур, сложенных порфиритами байоса. Можно считать, что все указанные разломы принимали определенное участие в распределении несущих ртуть гидротермальных растворов. Поэтому при изучении отмеченных закономерностей на южном склоне Большого Кавказа следует учитывать все перечисленные глубинные разломы и в каждом конкретном случае выявлять из них главные рудоподводящие структуры.

На Малом Кавказе в пределах Севано-Карабахской и Араксинской тектонических зон в большинстве случаев ртутное и мышьяковое оруденение приурочено к региональным глубинным разломам, являющимся линиями разграничения различных тектоно-магматических и фациальных комплексов: Восточно-Карабахскому, Лачино-Башлибельскому, Хосрово-Мартиросскому, Ереванскому и др. Предполагается, что во многих районах глубинные разломы, контролирующие гипербазитовые интрузии, контролировали и более позднюю ртутно-мышьяковую минерализацию.

В отдельных районах Большого и Малого Кавказа ртутное, мышьяковое и сурьмяное оруденения приурочено к зонам поперечных разломов.

Следует еще раз подчеркнуть, что при изучении вопроса о приуроченности ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения в зонах глубинных разломов необходимо проводить геохимические исследования путем изучения закономерностей распределения ртути, мышьяка, сурьмы и других элементов-спутников. Дополнительная информация о движении гидротермальных растворов в рудоподводящих структурах способствует более надежному выделению рудоконтролирующих структур.

§ 9. Распределение ртути, мышьяка и сурьмы в мезо-кайнозойских магматических породах Большого и Малого Кавказа

Изучение закономерностей распределения содержаний ртути, мышьяка и сурьмы в магматических образованиях проводилось с целью установления дополнительной информации о возможности существования парагенетической связи ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения с изверженными породами мезо-кайнозойского возраста Большого и Малого Кавказа.

В настоящее время нет обоснованных данных о связи ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения с изверженными породами. Этот вопрос изучался многими исследователями (Сауков, 1946; Смирнов, 1947; Смирнов, Рыженко, 1958; Федорчук, 1964, 1968; Кузнецов, 1968а, б; Оболенский, Оболенская, 1968 и многие другие).

Признаками связи между гидротермальными месторождениями и комплексами изверженных горных пород В. И. Смирнов считает: 1) одновозрастность образования; 2) приуроченность к одним и тем же геологическим структурам; 3) одинаковые фациально-глубинные условия образования; 4) одинаковую степень метаморфизма; 5) ассоциацию определенных по составу изверженных пород и месторождений; 6) закономерность размещения гидротермальных месторождений по отношению к массивам изверженных пород; 7) геохимическое родство.

Рассматривая вопрос парагенетической связи телетермальных месторождений с изверженными породами с учетом разных геолого-геохимических показателей, В. П. Федорчук (1968) указывает на пространственное тяготение ртутно-сурьмяного оруденения к областям развития щелочных пород (Кордильеры, Средиземноморье, Средняя Азия, Северо-Восток СССР и другие районы).

В отличие от щелочных пород, тела ультрабазитов и близких им по составу образований, также нередко устанавливаемых в областях распространения телетермальных месторождений, по В. П. Федорчуку (1968), не обнаруживают столь тесной возрастной связи с последними. Автор считает, что наличие этих пород следует рассматривать в качестве косвенного признака глубинности разломов, контролирующих размещение ртутных месторождений, и одновременно доказательством весьма глубокого расположения рудогенерирующих очагов.

В. П. Федорчук (1968) предполагает, что для типичных телетермальных ртутных месторождений источником главных рудных компонентов являются, по-видимому, глубинные очаги, возможно, даже подкорового заложения.

По В. А. Кузнецову (1968а), парагенетическая связь ртутного, сурьмяного и мышьякового оруденения намечается с глубинным подкоровым магматизмом основного состава. Этому, по его мнению, не противоречит и приуроченность ртутного оруденения к вулканическим образованиям кислого (дацитового или липаритового) состава, которые сами являются производными дифференциации основных андезито-базальтовых магм.

В районах ртутного оруденения Алтае-Саянской области, Северо-Восточной Якутии и Чукотки А. А. Оболенский и Р. В. Оболенская (1968) выделяют самостоятельные дайковые комплексы субщелочных базальтоидных пород, близких по возрасту к ртутному оруденению. Дайки содержат повышенные по сравнению с кларками количества ртути (Горный Алтай $1,6 \cdot 10^{-5}\%$; Горная Шория $1,3 \cdot 10^{-5}\%$; хребет Тирехтях, Якутия $2,5 \cdot 10^{-3}\%$; Чукотка $n \cdot 10^{-5}\%$). Авторы делают вывод о наличии отдаленной парагенетической связи ртутных месторождений с дайковыми комплексами и высказывают предположение,

что источником рудоносных растворов были очаги щелочных и субщелочных базальтоидных магм в зонах глубинных разломов.

По данным Г. А. Твалчрелидзе (1966), продукты вулканизма, представленные серией андезит — дацит — липарит, встречаются почти вдоль всего Альпийского Средиземноморского пояса, часто ассоциируют с телетермальной минерализацией ртути, сурьмы, мышьяка и других элементов и обычно относятся к миоцен-антропогенному возрасту. По Г. А. Твалчрелидзе, с магматизмом андезитодацитового состава ассоциируют ртутное, мышьяковое и сурьмяное оруденение во многих районах Большого и Малого Кавказа.

В результате изучения распределения ртути в некоторых горных породах Западного Кавказа Г. Д. Афанасьев и Н. Х. Айдиньян (1961) показали, что повышенным по сравнению с кларковым содержанием ртути обладают верхнемеловые субщелочные габброиды и генетически связанные с ними трахиты. Анализ возрастного и геоструктурного положения этих пород и зон проявления ртутной минерализации на Западном Кавказе позволил авторам высказать мысль о возможной генетической связи ртутных рудопроявлений с магматическим комплексом субщелочных габброидов и трахитов.

О. Г. Дворников и М. А. Клитченко (1964) приводят данные, свидетельствующие о повышенном в несколько раз против фонового содержания ртути в камптонитах (щелочных жильных габброидах) и плагипорфирах Нагольного кряжа (Донбасс).

Повышенными в десятки и сотни раз против кларковых содержания ртуты отличаются субщелочные гранитоидные гиабиссальные породы Кавказских минеральных вод («трахилипариты» Пятигорья). Д. В. Абуев и др. (1965), приводя эти данные, высказывают предположение о генетическом родстве ртутной минерализации с интрузивными телами.

Н. А. Озерова и О. Г. Унанова (1965), изучая распространение ртути в лавах действующих вулканов Камчатки и Курильских островов, пришли к выводу, что на изучаемых территориях отчетливая связь ртутных рудопроявлений с каким-либо определенным типом пород (основных или кислых) отсутствует. Содержание ртути в лавах, по их данным, определяется геоструктурными особенностями зоны, в которой находятся рассматриваемые вулканы. Повышенные против кларкового содержания ртути отмечаются для пород, измененных в процессе постмагматической деятельности.

В пределах Кавказа специальные работы по изучению распределения ртути, мышьяка и сурьмы в изверженных породах до последнего времени не проводились. Данных о распределении мышьяка и сурьмы в изверженных породах мало и по другим районам ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения.

Распределение ртути, мышьяка и сурьмы нами изучалось в разных по составу, возрасту и геоструктурному положению мезо- и кайнозойских магматических породах Кавказа. Пробы для определения содержания Hg, As и Sb отбирались как из пород, находящихся в пределах районов ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения, так и из

Содержания ртути, мышьяка и сурьмы в магматических породах Большого и Малого Кавказа

Магматические комплексы	Местоположение	Количество проб	Ртуть		Мышьяк		Сурьма	
			\bar{C}	ε	\bar{C}	ε	\bar{C}	ε
Альбитофиры нижней и средней юры	Большой Кавказ							
	Район Ахейского месторождения	21	$6,14 \cdot 10^{-6}$	2,5	$3,11 \cdot 10^{-4}$	2,2	—	—
	Район Авадхарского месторождения	4	$7,85 \cdot 10^{-6}$	1,16	$4,05 \cdot 10^{-3}$	1,37	—	—
	Верхняя Сванетия, район Лебурцхильского рудопроявления	6	$1,55 \cdot 10^{-3}$	2,5	$7,15 \cdot 10^{-4}$	3,1	$2,12 \cdot 10^{-4}$	1,6
Диабазовые порфиры байоса	Гора Цурунгал	2	$1,94 \cdot 10^{-6}$	1,57	$5,51 \cdot 10^{-3}$	2,5	$2,71 \cdot 10^{-3}$	2,8
	Гора Чаухи (Главный Кавказский хребет)	4	$5,10 \cdot 10^{-6}$	2,7	$3,76 \cdot 10^{-4}$	2,2	—	—
	Бассейн р. Кодори (южный склон)	6	$3,91 \cdot 10^{-6}$	2,5	$1,7 \cdot 10^{-4}$	2,7	—	—
	Район Авадхары (южный склон)	4	$7,49 \cdot 10^{-6}$	3,2	$1 \cdot 10^{-4}$	—	—	—
	Бассейн р. Цхенис-цкали (южный склон)	2	$4,39 \cdot 10^{-6}$	1,49	$1,58 \cdot 10^{-4}$	2,2	$2,24 \cdot 10^{-4}$	2,2
	Бассейн р. Ингури (южный склон)	3	$7,73 \cdot 10^{-6}$	1,6	$1,59 \cdot 10^{-4}$	2,3	—	—
Диабазы и диабаз-порфиры средней юры, размещенные в песчано-глинистой свите лейаса	Бассейны рек Клыч, Обургвани, Твибрашери	42	$2,20 \cdot 10^{-6}$	2,6	$1,17 \cdot 10^{-4}$	1,17	—	—
	Район Ахейского месторождения	30	$7,50 \cdot 10^{-6}$	2,6	$3 \cdot 10^{-4}$	2,5	$2,30 \cdot 10^{-4}$	3,2
Послебайосский-донжнемеловой комплекс диоритов-гранитоидов	Граниты, пер. Санчар	2	$2,65 \cdot 10^{-6}$	2,4	$1,27 \cdot 10^{-4}$	2,2	—	—
	Граниты оз. Кардывач	8	$2,86 \cdot 10^{-6}$	1,76	$2,08 \cdot 10^{-5}$	2,3	—	—
	Бассейн р. Келасури, розовые гранит-порфиры	7	$3,34 \cdot 10^{-6}$	3,0	$8,71 \cdot 10^{-5}$	2,5	—	—
	Бассейн р. Келасури, белые граниты	6	$3,15 \cdot 10^{-6}$	1,46	$2,23 \cdot 10^{-4}$	2,8	$1,64 \cdot 10^{-4}$	1,4
	Верхняя Сванетия, гора Киар, граниты	2	$4,28 \cdot 10^{-6}$	2,2	$2 \cdot 10^{-4}$	3,4	—	—
	Гора Индук, гранитоиды	2	$4,3 \cdot 10^{-6}$	—	$1 \cdot 10^{-4}$	—	—	—
	Диориты бассейна р. Лаштрак	9	$1,5 \cdot 10^{-6}$	1,5	$1,2 \cdot 10^{-4}$	1,36	—	—
	Диориты Санчарского массива	27	$4,13 \cdot 10^{-6}$	1,64	$1,64 \cdot 10^{-4}$	1,50	—	—
	Верхняя Сванетия, бассейн р. Долры, граниты	9	$6 \cdot 10^{-6}$	1,5	$1,79 \cdot 10^{-4}$	1,72	$1,2 \cdot 10^{-4}$	1,3
	Село Хави (Грузия), граниты	7	$1,25 \cdot 10^{-5}$	2,6	$1,06 \cdot 10^{-4}$	2,4	—	—
	Гора Два Брата, гранодиорит-порфиры	4	$1,21 \cdot 10^{-5}$	1,90	$2,71 \cdot 10^{-4}$	2,4	—	—
	Пегматоидные граниты бассейна р. Авадхара	5	$1,46 \cdot 10^{-5}$	2,2	$2,53 \cdot 10^{-4}$	2,6	$1,15 \cdot 10^{-4}$	1,32
Аплиты горы Спахач	1	$2,82 \cdot 10^{-4}$	—	$4,9 \cdot 10^{-3}$	—	$1,5 \cdot 10^{-3}$	—	
Оз. Кардывач, диориты	9	$3,77 \cdot 10^{-6}$	1,63	$8,76 \cdot 10^{-5}$	3,7	—	—	
Послебайосские габбро-монциты и сиенито-диориты южного склона	Гора Цумкузба, бассейн р. Восточной Гумисты	3	$2,44 \cdot 10^{-6}$	1,27	$4,65 \cdot 10^{-4}$	1,87	$2,22 \cdot 10^{-4}$	1,64
	Село Дизи, бассейн р. Ингури	2	$3,0 \cdot 10^{-6}$	—	$1 \cdot 10^{-4}$	—	—	—
	Гора Абакура, бассейн р. Ингури	2	$3,12 \cdot 10^{-6}$	1,07	—	—	—	—
	Устье р. Зимы, бассейн р. Кодори	6	$3,63 \cdot 10^{-6}$	2,9	$3,6 \cdot 10^{-4}$	3,3	—	—
Мезозойские магматические породы Лабинско-Малкинской зоны	Диоритовые порфиры района устья р. Теберды и среднего течения р. Кубани	12	$3,95 \cdot 10^{-6}$	1,86	$3,07 \cdot 10^{-4}$	2,6	—	—

Магматические комплексы	Местоположение	Количество проб	Ртуть		Мышьяк		Сурьма	
			\bar{C}	ε	\bar{C}	ε	\bar{C}	ε
Нижнемеловые патровые порфиры Западного Кавказа	Ст. Кривенковская, бассейн р. Туапсе	3	$3,67 \cdot 10^{-5}$	2,6	$1,49 \cdot 10^{-3}$	2,8	$1,81 \cdot 10^{-4}$	2,9
Субщелочные габброиды верхнего мела	Бассейн р. Келасури	5	$3,43 \cdot 10^{-6}$	1,15	$1,06 \cdot 10^{-3}$	3,0	$3,5 \cdot 10^{-4}$	2,7
	» р. Мзымта	5	$3,57 \cdot 10^{-6}$	1,46	$7,23 \cdot 10^{-5}$	2,2	—	—
	» р. Чегем	5	$3,62 \cdot 10^{-6}$	3,6	$2,77 \cdot 10^{-4}$	1,3	—	—
	» р. Лоо и Сочи	4	$5,44 \cdot 10^{-6}$	2,7	$5,56 \cdot 10^{-4}$	3,3	—	—
	» р. Пишиа и Пшехи	3	$8,46 \cdot 10^{-6}$	2,1	$2,47 \cdot 10^{-4}$	2,6	—	—
	» р. Лаура	3	$4,06 \cdot 10^{-5}$	2,4	$7,24 \cdot 10^{-4}$	2,6	$3,34 \cdot 10^{-4}$	2,4
	» р. Псоу	10	$9,50 \cdot 10^{-6}$	3,2	$3,29 \cdot 10^{-4}$	2,8	—	—
Трахиты	» р. Черка Туапсинский район	5	$4,96 \cdot 10^{-6}$	1,48	$7,46 \cdot 10^{-4}$	1,75	$1,32 \cdot 10^{-4}$	1,35
		7	$1,28 \cdot 10^{-5}$	2,4	$1,07 \cdot 10^{-3}$	2,6	—	—
Альбитофиры палеогенового возраста	Верхняя Рача	5	$4,85 \cdot 10^{-5}$	2,8	$8,64 \cdot 10^{-4}$	2,7	$3,65 \cdot 10^{-4}$	2,5
Порфиры палеогена	Бассейн р. Куры, окрестности г. Боржом	4	$1,06 \cdot 10^{-5}$	2,3	$2,23 \cdot 10^{-4}$	2,7	—	—
Миоцен-плиоценовая вулканоплутоническая формация	Гранит-порфир горы Калько (Главный хребет)	2	$3,68 \cdot 10^{-5}$	1,43	$2,23 \cdot 10^{-4}$	3,4	$1 \cdot 10^{-4}$	9
	Гранит-порфир горы Короби	3	$4,22 \cdot 10^{-6}$	1,35	$1,87 \cdot 10^{-3}$	2,6	$9,13 \cdot 10^{-4}$	2,9
	Эльджуртинские граниты Тырнауза	2	$6,36 \cdot 10^{-6}$	1,22	$1 \cdot 10^{-4}$	—	—	—
	Гранит-порфиры горы Цурунгал	6	$5,85 \cdot 10^{-6}$	2,7	$2,08 \cdot 10^{-4}$	2,2	$1,75 \cdot 10^{-4}$	1,71
	Граносенит-порфир горы Кинжал	1	$3 \cdot 10^{-5}$	—	$6 \cdot 10^{-4}$	—	—	—
Продукты вулканизма четвертичного возраста	Игнимбриды и лавы бассейна р. Чегема	6	$1,18 \cdot 10^{-5}$	2,0	$5,4 \cdot 10^{-4}$	2,8	—	—
	Липариты Тырнауза	4	$4,15 \cdot 10^{-5}$	2,2	$5,23 \cdot 10^{-4}$	2,6	$4,55 \cdot 10^{-4}$	3,2
	Дациты бассейна рек Сакаура и Лухумицкали	10	$7,15 \cdot 10^{-5}$	2,1	$4,20 \cdot 10^{-3}$	1,95	$2,35 \cdot 10^{-4}$	2,2
	Дациты горы Кароби	8	$6,20 \cdot 10^{-5}$	2,5	$3,42 \cdot 10^{-3}$	2,6	$2,15 \cdot 10^{-3}$	1,83
	» » Кыршино	7	$8,16 \cdot 10^{-5}$	3,0	$7,25 \cdot 10^{-4}$	3,2	$3,4 \cdot 10^{-3}$	2,6
	Андезит-дациты горы Тепли	8	$9,22 \cdot 10^{-5}$	2,5	$8,5 \cdot 10^{-4}$	2,5	$1 \cdot 10^{-4}$	2,2
	Дациты Передового хребта	2	$1 \cdot 10^{-4}$	2,6	$6,60 \cdot 10^{-4}$	2,8	$1,5 \cdot 10^{-4}$	2,6
	Андезиты бассейна р. Худеса (приустьевая часть)	5	$7,43 \cdot 10^{-6}$	3,6	$1,72 \cdot 10^{-4}$	2,0	—	—
Миоцен-плиоценовая вулканоплутоническая формация	Андезит-дациты Казбегской группы	5	$1,55 \cdot 10^{-5}$	3,1	$2,51 \cdot 10^{-4}$	2,0	—	—
	Андезиты ущелья р. Большая Лиавхи	10	$4,20 \cdot 10^{-4}$	2,3	$8 \cdot 10^{-4}$	2,2	—	—
	Андезит-базальты окрестностей г. Боржом	2	$3 \cdot 10^{-5}$	—	$1 \cdot 10^{-4}$	—	—	—
	Малый Кавказ							
Гранитоиды эоценового возраста	Дациты района Агягского месторождения	12	$5,57 \cdot 10^{-4}$	2,8	$4,25 \cdot 10^{-3}$	—	—	—
	Андезит-дациты Кельбаджарской наложенной мульды	10	$4,68 \cdot 10^{-4}$	2,6	$3,48 \cdot 10^{-3}$	2,3	—	—
	Андезит-дациты района Даррыдагского месторождения	4	$7 \cdot 10^{-5}$	3,1	$5,20 \cdot 10^{-3}$	2,4	$1,8 \cdot 10^{-4}$	1,6
Габброиды посткампанского возраста	Район оз. Севан	5	$1,25 \cdot 10^{-4}$	2,9	$2 \cdot 10^{-4}$	2,2	—	—
Габброиды посткампанского возраста	Район Агягского месторождения	4	$2 \cdot 10^{-5}$	1,32	$1,20 \cdot 10^{-4}$	2,7	—	—

В графе «Сурьма» прочерк означает, что в части или во всех проанализированных пробах содержание этого элемента ниже порога чувствительности анализа.

близких им по составу и возрастному положению магматических пород, расположенных вдали от этих районов (Борсук, Церцвадзе, 1969).

В связи с тем что распределение Hg, As и Sb в породах удовлетворительно аппроксимируется логнормальным законом, по каждой группе магматических пород вычислялись среднее геометрическое содержание (\bar{C}) и стандартный множитель (σ). Полученные данные о параметрах распределения ртути, мышьяка и сурьмы в исследованных породах приведены в табл. 7.

Альбитофиры юры. Альбитофиры образуют межпластовые и дайковые тела среди глинистых сланцев и аргиллитов нижней и средней юры на южном склоне Главного Кавказского хребта. Нами исследовались альбитофиры верховьев рек Авадхары и Мзымны (Ахей-Авадхарский рудный узел), а также Верхней Сванетии (ущелья р. Лебурцхила).

Исследуемые альбитофиры отличаются повышенным содержанием ртути (см. табл. 7). Содержание ртути, а также мышьяка особенно повышено в альбитофитах Верхней Сванетии. Интересно, что обогащение ртутью часто характерно для зон эндоконтактов даек альбитофитов. Альбитофиры Ахей-Авадхарского района и Верхней Сванетии часто располагаются в зоне тектонических нарушений; в них установлены высокие значения стандартного множителя за счет неравномерности распределения ртути, мышьяка и сурьмы; в альбитизированных диабазах в районе Авадхара локализовано ртутное оруденение. Все это заставляет нас предполагать, что повышенные содержания ртути и мышьяка в альбитофитах обусловлены наложенными процессами.

Порфириды байоса. Байосская порфидитовая формация распространена в зоне южного склона Главного Кавказского хребта, образуя широкую полосу северо-западного простирания. Нами исследовались пробы порфидитов, отобранные в долинах рек Кодори, Цхенис-цкали и Ингури.

В бассейне р. Кодори и ее притоков рек Чхалты, Амтхели и Сакени вулканогенная толща байоса представлена чередованием туфов, туфопесчаников, туфобрекчий, а также лавовых покровов. Передки дайки и субвулканические тела, сложенные диабазами. Значительно распространены среди лавовых покровов спилиты и авгит-лабрадоровые порфидиты. Нами исследовались авгит-лабрадоровые диабазы, слагающие дайки, субвулканические тела и покровы. Среднее геометрическое содержание ртути в них $3,91 \cdot 10^{-6}\%$, а мышьяка $1,7 \cdot 10^{-4}\%$, содержание сурьмы ниже чувствительности анализа ($1 \cdot 10^{-4}\%$).

Петрографически аналогичные диабазы и диабазовые порфидиты в виде межпластовых тел, лавовых покровов и даек развиты в долине р. Цхенис-цкали. В них среднее геометрическое содержание ртути $4,39 \cdot 10^{-6}\%$, мышьяка $1,58 \cdot 10^{-4}\%$, сурьмы $2,24 \cdot 10^{-4}\%$.

Несколько повышенные содержания ртути против указанных отмечены для диабазовых порфидитов субвулканических тел, входящих

в состав байосской порфириновой толщи бассейна р. Ингури: среднее геометрическое содержание ртути $7,73 \cdot 10^{-6}\%$ ($\epsilon = 1,6$), мышьяка $1,59 \cdot 10^{-4}\%$ ($\epsilon = 2,26$), сурьма не обнаружена.

Низкие содержания ртути обнаружены в диабазах хребта Чуахи ($\bar{C} = 3,10 \cdot 10^{-6}\%$), расположенного в зоне Главного Кавказского хребта (Хевсуретия). Для этих же диабазов среднее геометрическое содержание мышьяка $3,76 \cdot 10^{-4}\%$, сурьма в них не обнаружена.

Для диабазов верховий р. Мзымты и района Авадхары среднее геометрическое содержание ртути составляет $7,49 \cdot 10^{-6}\%$ ($\epsilon = 3,2$).

Итак, в диабазах и диабазовых порфиритах, слагающих вулканогенную толщу байоса в пределах южного склона Главного Кавказского хребта, содержания ртути, мышьяка и сурьмы низкие и колеблются в небольших пределах. Содержание данных элементов повышается в отдельных пробах, взятых из антиклинальных структур, сложенных порфиритами и диабазовыми порфиритами байоса.

Диабазы и диабаз-порфириды средней юры, размещенные в песчано-глинистой свите лейаса. В песчано-глинистых отложениях лейаса дайки и малые интрузии, представленные диабазами и диабаз-порфиритами, встречаются на южном и на северном склонах Большого Кавказа. Нами исследовались диабазы и диабаз-порфириды южного склона, размещенные как в районе ртутного оруденения (Ахейское рудное поле), так и за его пределами (бассейны рек Клыч, Обургвани и Твибрасери).

Установлено, что в диабазах Ахейского рудного поля содержания ртути ($7,50 \cdot 10^{-6}\%$ при $\epsilon = 2,64$), а также мышьяка ($3 \cdot 10^{-4}\%$ при $\epsilon = 2,465$) незначительно превышают фоновое и содержания ртути ($2,20 \cdot 10^{-6}\%$, при $\epsilon = 2,58$) и мышьяка ($1,17 \cdot 10^{-4}\%$ при $\epsilon = 1,17$) в диабазах и диабаз-порфиритах бассейнов рек Клыч, Обургвани и Твибрасери. В диабазах Ахейского рудного поля содержание сурьмы составляет $2,30 \cdot 10^{-4}\%$ ($\epsilon = 3,2$), а в бассейнах указанных рек при заданной чувствительности анализа она не обнаружена.

Низкие содержания ртути, мышьяка и сурьмы в диабазах и диабаз-порфиритах еще раз подтверждают мнение исследователей, отрицающих существование парагенетической связи между диабазами и ртутным оруденением (существование значительного диапазона во времени формирования ртутного оруденения и диабазов и другие геологические показатели), размещенным в песчано-глинистой свите лейаса.

Послебайосский — донижнемеловой комплекс диоритов — гранитоидов. Комплекс послебайосских — донижнемеловых гранитов, гранодиоритов и диоритов широко развит в пределах южного склона Главного хребта, а также в области сочленения этой зоны с зоной Главного хребта.

На участке западного погружения Главного Кавказского хребта (Туапсинский район) в пределах Гойтхского антиклинория послебайосский — донижнемеловой гранитоидный комплекс представлен гипабиссальными интрузивами гранодиорит-порфиров и ассоциирующими с ними специфическими экстрезивными образованиями

гранитоидного состава (гора Индюк). Экструзивы гранитоидного состава в минералогическом отношении отличаются от гранодиорит-порфиров наличием калинатрового полевого шпата и большим количеством биотита.

Среднее геометрическое содержание ртути в гранодиорит-порфирах, слагающих водораздельную часть бассейнов рек Пшиш и Туапсинка, $1,21 \cdot 10^{-5}\%$ ($\varepsilon = 1,9$), мышьяка $2,71 \cdot 10^{-4}\%$ ($\varepsilon = 2,84$). Значительно ниже содержание ртути в экструзивах гранитоидного состава водораздела рек Пшиш — Пшеха ($\bar{C} = 4,3 \cdot 10^{-6}\%$, As $\sim 1 \cdot 10^{-4}\%$).

Интрузивные образования санчаро-кардывачского типа приурочены к Главному надвигу. Среднее геометрическое содержание ртути в диоритах оз. Кардывач $3,77 \cdot 10^{-6}\%$, мышьяка $8,76 \cdot 10^{-5}\%$, сурьма не обнаружена. В диоритах Санчарского массива среднее геометрическое содержание ртути $4,13 \cdot 10^{-6}\%$, а мышьяка $1,64 \cdot 10^{-4}\%$, сурьма обнаружена в одной пробе из 27. Низкие содержания ртути, мышьяка и сурьмы устанавливаются в диоритах бассейна р. Лаштрак. Несколько ниже содержание ртути в белых гранитах оз. Кардывач ($\bar{C} = 2,86 \cdot 10^{-6}\%$), содержание мышьяка $2,08 \cdot 10^{-5}\%$, сурьма не обнаружена. Следует отметить, что белые граниты отчетливо рвут диориты и гранодиориты. Как видно, средние геометрические содержания ртути в диоритах, гранодиоритах и гранитах перевала Санчар и оз. Кардывач очень близки.

Резко повышенные содержания ртути и мышьяка обнаруживаются в жилах пегматоидных гранитов, прорывающих граниты, производными которых они и являются. В жильных пегматитах Санчаро-Кардывачского магматического комплекса среднее геометрическое содержание ртути $1,46 \cdot 10^{-5}\%$ ($\varepsilon = 1,29$), мышьяка $2,53 \cdot 10^{-4}\%$ ($\varepsilon = 2,6$), сурьмы $1,15 \cdot 10^{-4}\%$ ($\varepsilon = 1,32$). Жильные пегматиты обнаружены в ряде участков на южных склонах горы Аджары, а также на водоразделе между бассейнами рек Мзымта и Авадхара.

Послебайосские — донижнемеловые гранитоиды широко развиты в пределах бассейнов рек Кодори, Келасури, Западной и Восточной Гумисты (зона южного склона).

Граниты южного выхода Центрально-Абхазского интрузива (верхнее течение р. Келасури) характеризуются содержаниями ртути $3,15 \cdot 10^{-6}\%$, мышьяка $2,23 \cdot 10^{-4}\%$, сурьмы $1,64 \cdot 10^{-4}\%$. Такие же содержания отмечаются в розовых гранит-порфирах, прорывающих эти граниты в виде даек и жильных тел. Высокие содержания элементов установлены в одной пробе аплитов, обнажающихся на склонах горы Большой Схатач: ртути $2,82 \cdot 10^{-4}\%$, мышьяка $4,9 \cdot 10^{-3}\%$, сурьмы $1,5 \cdot 10^{-3}\%$.

В пределах зоны Главного хребта в бассейне р. Ингури послебайосские — донижнемеловые магматические породы представлены Эцеско-Мазери-Ушбинским интрузивным комплексом. Исследовались гранодиориты, граниты и аплиты горы Киран, верхнего течения р. Долры и района Бакского перевала. Среднее геометрическое содержание ртути в гранитах горы Киран $4,28 \cdot 10^{-6}\%$, мышьяка $2 \cdot 10^{-4}\%$, сурьма не обнаружена. Несколько выше содержание ртути

в гранитоидах бассейна р. Долры (правый приток р. Ингури) и Бакского перевала: Hg $6 \cdot 10^{-6}\%$ ($\epsilon = 2,5$); As $1,79 \cdot 10^{-4}\%$ ($\epsilon = 1,72$); Sb $1,2 \cdot 10^{-4}\%$ ($\epsilon = 1,31$). По двум пробам аплитов, прорывающих в виде жил граниты в верховьях р. Долры, получены содержания ртути $2 \cdot 10^{-5}$ и $3 \cdot 10^{-5}\%$.

Уже в пределах Грузинской глыбы исследовались пробы гранитоидов посленижнеюрской Хевской интрузии. Содержание ртути в них резко повышено по сравнению с описанными гранитоидами. Так, в гранитах района с. Ципа среднее геометрическое содержание ртути составляет $1,25 \cdot 10^{-5}\%$ ($\epsilon = 2,6$), мышьяка $1,06 \cdot 10^{-4}\%$ ($\epsilon = 2,4$). Наиболее высокие содержания установлены в аплитах, прорезающих граниты в виде жил и даек (Hg $1 \cdot 10^{-5}\%$ и As $3 \cdot 10^{-5}\%$).

Таким образом, содержания ртути и мышьяка в большинстве пород посленижнеюрского гранитоидного комплекса Главного Кавказского хребта и зоны южного склона невелики, средние геометрические содержания ртути в них колеблются от $2,65 \cdot 10^{-6}$ до $6 \cdot 10^{-6}\%$, мышьяка — от $2,08 \cdot 10^{-5}$ до $2,7 \cdot 10^{-4}\%$. Повышенные содержания ртути обнаружены в гранодиорит-порфирах Туапсинского района и в гранитоидах Хевского интрузива. Аплиты и микропегматиты, образующиеся в заключительную фазу формирования гранитоидных комплексов, отличаются повышенным на один порядок содержанием ртути против гранитов и гранодиоритов ранних фаз. Это устанавливается для аплитов горы Схапач Центрально-Абхазского интрузива (Hg $2,82 \cdot 10^{-4}\%$, As $4,9 \cdot 10^{-3}\%$), пегматоидов и аплитов Санчаро-Кардывачского интрузивного комплекса на склонах горы Аджары (Hg $1,46 \cdot 10^{-5}\%$), аплитов Верхне-Сванетского комплекса в верховьях р. Долры (Hg $2 \cdot 10^{-5}\%$) и аплитов Хевского интрузива в районе с. Ципа (Hg $3 \cdot 10^{-5}\%$).

В послебайосское время в пределах тех же структур, которые контролировали проявление гранитоидного интрузивного магматизма, образовалась группа субщелочных пород, представленная габбро-монцонитами и сиенито-диоритами.

Среднее геометрическое содержание ртути в габбро-монцонитах горы Чумкузба составляет $2,44 \cdot 10^{-6}\%$, в сиенито-диоритах с. Дизи (Сванетия) — $3 \cdot 10^{-6}\%$, в диоритах горы Абакури (Сванетия) $3,12 \cdot 10^{-6}\%$, в габбро-монцонитах р. Зима $3,63 \cdot 10^{-6}\%$. Незначительны и колебания в содержании ртути. Для габбро-монцонитов и сиенито-диоритов характерны также невысокие содержания мышьяка и сурьмы.

Отметим, что содержание ртути и мышьяка в габбро-монцонитах и сиенито-диоритах заметно ниже, чем в гранитоидах, с которыми они пространственно ассоциируют.

Мезозойские магматические породы Лабино-Малкинской зоны. В этой зоне на Кубано-Тебердинском участке магматические породы мезозоя представлены интрузивными межпластовыми залежами и субвулканическими телами диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиров и порфиров трахитоидного типа. Помимо них, здесь развиты туфогенные образования и лавовые покровы.

Опробовались межпластовые и субвулканические тела диоритовых порфиринов, широко развитые по обоим берегам р. Теберды близ ее устья (район горы Карачаевская), а также по правому берегу р. Кубани. Среднее геометрическое содержание ртути в диоритовых порфиритах $3,95 \cdot 10^{-6}\%$, среднее геометрическое содержание мышьяка $3,07 \cdot 10^{-4}\%$, сурьма обнаружена в одной пробе из 12.

Субщелочные и щелочные магматические породы мела. В области западного окончания Главного Кавказского хребта (Гойтхский антиклинорий) к раннему мелу предположительно относится ряд гипабиссальных и субвулканических пород повышенной щелочности. В этих породах наиболее высокие содержания ртути установлены в натровых порфирах района ст. Кривенковской ($3,67 \cdot 10^{-5}\%$, $\varepsilon = 2,6$). Содержания мышьяка в этих породах $1,49 \cdot 10^{-3}\%$ ($\varepsilon = 2,8$). Относимые к низам позднего мела субщелочные габброиды — эссексит-диабазы, крипаниты и тешениты в бассейнах рек Пшиша, Пшехи и Туапсинки характеризуются повышенным содержанием ртути — $8,46 \cdot 10^{-6}\%$ ($\varepsilon = 2,1$) и мышьяка — $2,47 \cdot 10^{-4}\%$ ($\varepsilon = 2,6$), сурьма не обнаружена. Также повышено содержание ртути в габбро-диоритах бассейна р. Псоу. Еще более высокие содержания ртути и мышьяка характерны для петрологически однотипных пород, развитых в бассейне р. Мзымты (Пшехско-Адлерская система разломов). Среднее геометрическое содержание ртути в них $4,06 \cdot 10^{-5}\%$ ($\varepsilon = 2,4$), мышьяка $7,24 \cdot 10^{-4}\%$ ($\varepsilon = 2,6$), сурьмы $3,34 \cdot 10^{-4}\%$ ($\varepsilon = 2,4$).

Значительно ниже содержание ртути в субщелочных габброидах бассейнов рек Лоо и Сочи (среднее геометрическое содержание Hg $5,44 \cdot 10^{-6}\%$, As $5,56 \cdot 10^{-4}\%$, Sb не обнаружена).

Одинаково низки содержания ртути в субвулканических эссексит-диабазх бассейна р. Чегем (Лабино-Малкинская зона), габбро-диоритовых дайках бассейна р. Мзымты (Пшехско-Адлерская система разломов) и субщелочных габброидных дайках, прорывающих границы Абхазского интрузива в бассейне р. Келасури (зона южного склона). Среднее геометрическое содержание ртути в них соответственно равно $3,62 \cdot 10^{-6}\%$, $3,57 \cdot 10^{-6}\%$ и $3,43 \cdot 10^{-6}\%$.

При низком содержании ртути дайки субщелочных габброидов р. Келасури обладают повышенным содержанием мышьяка ($1,06 \cdot 10^{-3}\%$, $\varepsilon = 3,0$) и сравнительно высоким содержанием сурьмы ($3,45 \cdot 10^{-4}\%$, $\varepsilon = 2,7$). В анальцимовых эссексит-диабазх бассейна р. Чегем и габбро-диоритах бассейна р. Мзымты низким содержанием ртути соответствуют низкие содержания мышьяка.

В петрогенетической связи с субщелочными габброидами находятся щелочные калиевые трахиты. Время образования их предположительно относится к концу мела — началу палеогена. Содержание ртути в них резко повышено (среднее геометрическое $1,28 \cdot 10^{-5}\%$, $\varepsilon = 2,4$), повышены и содержания мышьяка ($1,07 \cdot 10^{-3}\%$, $\varepsilon = 2,6$).

Петрологически сходные породы, находящиеся в ассоциации с субщелочными габброидами, развиты в Лабино-Малкинской структурно-формационной зоне (бассейн р. Черка Безенгиевского). Содержание ртути и мышьяка в этих породах заметно ниже, чем в трахитах

Туапсинского района. Средние геометрические содержания ртути, мышьяка и сурьмы соответственно равны $4,96 \cdot 10^{-6}$, $7,46 \cdot 10^{-4}$ и $1,32 \cdot 10^{-4}\%$.

Таким образом, среди магматических пород мела выделяется группа, обладающая резко повышенным содержанием ртути и мышьяка. К этой группе относятся натровые порфиры ст. Кривенковской, субщелочные габброиды междуречья Пшип — Пшеха и генетически связанные с ними калиевые трахиты эрузивных брекчий, а также субщелочные габброиды бассейнов рек Ллоо и Мзымты. Указанные породы слагают субвулканические штоки, дайки и межпластовые гипабиссальные интрузивные тела.

Магматические породы кайнозоя. На участке сочленения северного края поднятия Центрального Кавказа с эпигерцинской платформой в пределах Лабино-Малкинской структурно-формационной зоны выходит на поверхность большая группа миоцен-плиоценовых гипабиссальных интрузивных тел, сложенных гранит-порфирами, граносиенит-порфирами и сиенит-порфирами (горы Бештау, Змейка, Кинжал, Бык, Желудовая и др.). Это так называемые «трахилипариты» КМВ. Нами опробовались граносиенит-порфиры горы Кинжал. Содержание ртути в них $3 \cdot 10^{-5}\%$. Также повышены содержания ртути в плиоцен-плейстоценовых лавах и игнимбритах Чегемского вулканического района (восточная окраина Лабино-Малкинского блока). Среднее геометрическое содержание ртути в них $1,18 \cdot 10^{-5}\%$ ($\varepsilon = 2,03$). Еще выше содержания ртути ($4,15 \cdot 10^{-5}\%$) в санидиновых липаритах, рвущих миоцен-плиоценовое эльджуртинские граниты Тырнауза. Содержание же ртути в самих эльджуртинских гранитах Тырнауза заметно ниже ($6,36 \cdot 10^{-6}\%$, $\varepsilon = 1,22$).

Содержание мышьяка в этих породах относительно низкое: в граносиенит-порфирах горы Кинжал $6 \cdot 10^{-4}\%$, в липаритовых лавах и игнимбритах бассейна р. Чегем $5,4 \cdot 10^{-4}\%$ и в липаритах Тырнауза $5,23 \cdot 10^{-4}\%$.

Гипабиссальные интрузивы КМВ, лавы и пирокластические образования Чегем-Баксанского района и эльджуртинские граниты Тырнауза с прорывающими их липаритами составляют единую гранитоидную вулкано-плутоническую формацию.

К этой же формации относятся гипабиссальные гранит-порфиры горы Цурунгала (верховья р. Цхенис-цкали), среднее геометрическое содержание ртути в которых такое же, как и в эльджуртинских гранитах Тырнауза ($5,85 \cdot 10^{-6}\%$, $\varepsilon = 2,7$), гранит-порфиры горы Кароби в Верхней Раче и горы Канько в Хевсуретии. Среднее геометрическое содержание ртути в гранит-порфирах горы Кароби $4,22 \cdot 10^{-6}\%$, а горы Канько — $3,68 \cdot 10^{-6}\%$. Иначе распределен среди этих пород мышьяк. В гранит-порфирах горы Кароби содержание его $1,87 \cdot 10^{-3}\%$ ($\varepsilon = 2,6$), в гранит-порфирах горы Канько $5,83 \cdot 10^{-4}\%$ ($\varepsilon = 2,2$). В гранит-порфирах горы Кароби отмечено содержание сурьмы $9,13 \cdot 10^{-4}\%$ ($\varepsilon = 2,9$).

Повышенные содержания ртути ($4,85 \cdot 10^{-5}\%$ при $\varepsilon = 2,8$) и мышьяка ($8,64 \cdot 10^{-4}\%$ при $\varepsilon = 2,7$) устанавливаются в альбитофирах

палеогенового возраста Верхней Рачи. Повышенные содержания ртути зафиксированы также в палеогеновых порфиритах в окрестностях г. Боржом (1,06 · 10⁻⁵% при $\epsilon = 2,3$).

В андезито-дацитах и дацитах эоцен-плиоценового возраста, размещенных в центральной части Большого Кавказа, содержание ртути и мышьяка часто превышает фоновое в 100—150 раз. В этих образованиях содержание сурьмы также повышено и в отдельных случаях (дациты горы Кыртишо) составляет 3,4 · 10⁻³% ($\epsilon = 2,6$).

В андезито-дацитах и дацитах, размещенных в центральной части Большого Кавказа в пределах бассейна рек Сакаура и Лухумисцали, гор Кароби, Кыртишо, Тепли и в зоне Передового хребта, устанавливаются содержания Hg, As, Sb, превышающие содержание этих элементов во всех описанных магматических формациях пород, размещенных как в районах ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения, так и за его пределами.

Учитывая приведенные геохимические данные, одновозрастность ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения с изверженными породами андезито-дацитового состава и их приуроченность к одним и тем же структурно-фациальным зонам, можно предполагать парагенетическую связь ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения с малыми интрузиями андезито-дацитового состава.

Повышенными содержаниями ртути отличаются продукты заключительного антропогенного этапа вулканической деятельности на Большом Кавказе. Центры наибольшей тектоно-магматической активности этого времени сосредоточены в Эльбрусской и Казбегской вулканических областях.

Близ устья правого притока р. Кубани р. Худес, в районе рудника Эльбрус кристаллические породы палеозоя перекрыты современным лавовым покровом андезитов. Среднее геометрическое содержание ртути в этих породах 7,43 · 10⁻⁶% ($\epsilon = 3,6$).

Более высокие содержания ртути установлены в андезитах Казбегской группы вулканов (1,55 · 10⁻⁵% при $\epsilon = 3,1$) и в андезитах ущелья р. Большая Лиахви (4,20 · 10⁻⁴% при $\epsilon = 2,3$). В последних повышено содержание мышьяка (8 · 10⁻⁴% при $\epsilon = 2,2$).

В пределах Южной Грузии исследовались антропогенные андезито-базальтовые излияния окрестностей г. Боржом. Среднее геометрическое содержание ртути в них 3 · 10⁻⁵%, т. е. еще выше, чем в лавах Казбегской группы вулканов.

Для отдельных андезитовых и андезито-базальтовых лав, отличающихся повышенным содержанием ртути, характерны относительно низкие содержания мышьяка (от 1 · 10⁻⁴% до 2,51 · 10⁻⁴%, сурьма не обнаружена).

В пределах Малого Кавказа изучались только кайнозойские магматические формации пород: андезито-дациты и дациты миоцен-плиоценового возраста, гранитоиды эоценового возраста и габброиды посткампанского возраста.

Во всех исследованных нами андезито-дацитах и дацитах Малого Кавказа, так же как и Большого Кавказа, устанавливаются повы-

шенные содержания ртути и мышьяка. В пределах Севано-Карабахской тектоно-магматической зоны среднее геометрическое содержание ртути в дацитах некоторых районов составляет $5,57 \cdot 10^{-4}\%$ ($\epsilon = 2,8$), что примерно в 100 раз больше фонового. Содержание мышьяка в андезито-дацитах во всех исследованных районах Малого Кавказа превышает фоновое в 300—600 раз. Содержания сурьмы в этих породах устанавливается только в районе Даррыдагского месторождения.

Указанные магматические формации пород и ртутно-мышьяково-сурьмяное оруденение на Малом Кавказе, так же как и на Большом Кавказе, одновозрастны.

Повышенные содержания ртути и мышьяка установлены в малых интрузиях гранитоидного состава в районе оз. Севан.

Габброиды посткампанского возраста изучались в районе Агятагского ртутного месторождения. Несмотря на близость ртутного оруденения, содержание ртути ($2 \cdot 10^{-5}\%$ при $\epsilon = 1,32$) и мышьяка ($1,20 \cdot 10^{-4}\%$ при $\epsilon = 2,7$) в них низкое, а сурьма не устанавливается.

Рассматривая распределение ртути, мышьяка и сурьмы в мезокайнозойских магматических породах Большого Кавказа, видно, что содержания указанных элементов как в районах ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения, так и вдали от этих районов в большинстве случаев низкое и колеблется в пределах фоновых содержаний.

Повышенные содержания ртути, мышьяка и в некоторых случаях сурьмы устанавливаются в породах, обогащенных натрием, — в юрских альбитофирах Горной Абхазии и Верхней Сванетии и в послепюрских порфирах Туапсинского района. Следует указать, что с ахей-авадхарскими альбитофирами пространственно сопряжены известные ртутные рудопроявления.

В послебайосских и донижнемеловых гранитоидах южного склона содержания всех трех элементов низкие. Однако аплиты и пегматиты, являющиеся поздними производными расплава, формировавшего комплекс гранитоидов, отличаются повышенными на один порядок содержаниями ртути, а в некоторых случаях и мышьяка.

Среди послебайосских гранитоидов повышенным содержанием ртути выделяются гранодиорит-порфиры Туапсинского района и граниты Хевской интрузии. Повышенное на один порядок содержание ртути установлено в габброидах и трахитах Туапсинского района, что подтверждает данные Г. Д. Афанасьева и Н. Х. Айдиньян (1961), а также в габброидах приустьевой части бассейна р. Лауры.

Повышенными содержаниями ртути отличаются породы гранитоидного состава, объединяемые нами в миоцен-плиоценовую вулканоплутоническую формацию (граносиенит-порфиры КМВ, игнимбриты бассейна р. Чегема, липариты Тырнауза), а также продукты антропогенного вулканизма (андезиты и андезито-базальты бассейна р. Худеса, Большой Лиахви и Казбегской группы вулканов).

Среди магматических образований кайнозойского возраста наиболее повышенными содержаниями ртути и мышьяка характеризуются андезито-дациты и дациты миоцен-плиоценовой вулканоплутонической формации Большого и Малого Кавказа.

В большинстве районов ртутного, мышьякового и сурьмяного оруденения устанавливаются магматические комплексы пород: андезит-базальты, андезиты, андезит-дациты, дациты и липарит-дациты. Это породы постэоценового, миоплиоценового и четвертичного возраста, в них часто устанавливаются повышенные содержания ртути, мышьяка и сурьмы. К таким районам в пределах Большого Кавказа относятся Верхняя Рача, Казбегский район, Северная и Южная Осетия, где выделяются палеоген-неогеновые породы теплинского типа (андезито-дациты), верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовые и позднечетвертичные эффузивы (андезито-базальты, андезиты, андезит-дациты, дациты, липарит-дациты; Н. И. Схиртладзе), районы Кишкитского и Тырнаузского месторождений в зоне Передового хребта, где выделяются изверженные породы кайнозойского возраста, представленные фельзодацитами и липаритами. На Малом Кавказе указанные магматические образования широко развиты во всех основных районах ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения в Севано-Карабахской, Араксинской и других тектонических зонах.

Интересно отметить, что по данным Н. И. Схиртладзе, в последовательности формирования послепалеогеновых эффузивных образований наблюдается определенная закономерность. Устанавливается, что в разрезах (по рекам Арагви, Эрман-дон и др.) андезит-базальтовые лавы всегда занимают самое низкое стратиграфическое положение, сменяясь сверху андезитами, а затем более кислыми лавами андезит-дацитового и дацитового состава. Таким образом, в типичных разрезах при смене снизу вверх происходит возрастание кислотности. Подобная зональность в изверженных породах указанного состава устанавливается Ш. А. Азизбековым в Нахичеванской АССР и отдельными исследователями в Кельбаджарской наложенной мульде (Севано-Карабахской зоны).

В пределах Кавказа изверженные породы андезит-дацитового состава кайнозойского возраста в районах ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения не установлены в Западном ртутном районе, в Горной Абхазии и в Горном Дагестане. В этих районах не встречаются и другие формации палеоген-неогеновых магматических образований, а возраст ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения, как уже отмечалось, постэоценовый.

По В. А. Кузнецову (1968а), парагенетическая связь ртутного, сурьмяного и мышьякового оруденения намечается с глубинным подкоровым магматизмом андезит-базальтового и более кислого состава. Рассматривая с этой точки зрения пространственную связь указанного типа магматических образований и ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения в пределах Большого Кавказа, видно, что андезит-дацитовая формация пород встречается в основном в пределах Центрального Кавказа в области наиболее интенсивного воздымания. По Е. Е. Милановскому и В. Е. Хаину, начавшееся в конце миоцена интенсивное поднятие достигло первой кульминации в среднем плиоцене, когда центральная часть Большого Кавказа была приподнята до 2—2,5 км. Последующие импульсы подъема сооружений Боль-

шого Кавказа относятся к самому концу плиоцена и к антропогену.

Связывая с постпалеогеновым периодом излияния лав андезитодацитового состава, Н. И. Схиртладзе отмечает, что в типичной орогенной области Большого Кавказа вулканические центры молодого послепалеогенового вулканизма пространственно приурочены к значительно приподнятым и интенсивно дислоцированным осадкам флишевой зоны.

Можно предполагать, что развитие магматизма андезитодацитового состава в центральной части Большого Кавказа, в пределах наиболее интенсивного воздымания, и его отсутствие в периферических наиболее погруженных западной и восточной частях связано с положением рудогенерирующего очага — источника продуктов извержения андезито-базальтового и более кислого состава.

При рассмотрении вопроса о парагенетической связи указанного типа оруденения с магматизмом надо учесть, что часто изверженные породы андезито-дацитового состава одновозрастны с ртутно-мышьяково-сурьмяным оруденением, размещены в зоне глубинных разломов, которые могли служить подводными каналами как для продуктов извержения из больших глубин, так и для гидротермальных растворов, содержащих соединения ртути, мышьяка и сурьмы. В породах андезито-дацитового состава в большинстве случаев устанавливается содержание ртути, мышьяка и сурьмы, превышающее фоновое в 100—1000 раз. Косвенную связь ртути с кислыми дифференциатами магмы андезито-базальтового состава, по данным Н. Х. Айдиньян и Н. А. Озеровой (1968), можно видеть в том, что образование сольфатарных полей с ртутной минерализацией на вулкане Менделеева связано с ростом купола дацитов.

По данным Н. И. Схиртладзе, эффузивы южного склона Большого Кавказа по химическому составу относятся к типичной известково-щелочной серии пород, весьма характерной для орогенных поясов, и соответствуют средним и кислым членам известково-щелочной серии пород новейших вулканических проявлений Тихоокеанской области. Наши представления о парагенетической связи ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения с изверженными породами андезито-дацитового состава согласуются с данными многих исследователей о щелочной природе ртутоносных растворов.

Наши соображения также хорошо согласуются с данными Г. А. Твалчрелидзе (1966) о том, что продукты вулканизма миоцен-антропогенного возраста, представленные серией андезит — дацит — липарит, встречаются почти вдоль всего Альпийского Средиземноморского пояса (в том числе и в пределах Большого и Малого Кавказа) и часто ассоциируют с телетермальной минерализацией ртути, сурьмы и мышьяка.

Изучив особенности магматизма и металлогении геосинклинальной и платформенной стадий развития западной части Большого Кавказа, В. И. Смирнов и др. (1964) указывают, что примерами субвулканических и гипабиссальных магматических пород альпийского этапа

геологического развития Большого Кавказа могут служить силлы, дайки, штоки и лакколиты гранодиорит-порфиров, липаритов, трахилипаритов, дацитов, андезитов и долеритов Кавказских Минеральных вод, Тырнауза, Кыртыка, Восточного Чегема, Казбега, Чиатура, Окриба. По их данным, в этой же металлогенической эпохе на Большом Кавказе формировались гидротермальные месторождения ртути, ферберит-антимонитовых руд и мышьяка (реальгара), а также, вероятно, полиметаллические месторождения района Квайсы.

Таким образом, представления исследователей о взаимосвязи магматизма и ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения согласуются как между собой, так и с данными наших исследований.

Можно предполагать, что в пределах Кавказа в большинстве районов ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения изверженные породы андезито-дацитового состава (повышенной щелочности) и ртутное, мышьяковое и сурьмяное оруденение являются производными общего магматического очага.

§ 10. Экспериментальное изучение некоторых физико-химических факторов, влияющих на распределение сурьмяно-ртутно-мышьяковых руд

К начальному этапу экспериментального изучения физико-химического состояния растворов, содержащих ртуть, относятся работы Беккера (Becker, 1888), Кнокса (Кнох, 1906), Драйера (Dreyer, 1940) и других исследователей. Положительные и отрицательные стороны указанных экспериментальных работ разобраны в известной монографии А. А. Саукова «Геохимия ртути».

Позже экспериментальные исследования растворов, содержащих ртуть и сурьму, проводили А. А. Сауков (1946), В. Э. Поярков (1955), Вэй Дю-инь, В. Т. Сургай (1963), Диксон, Танелл (Dickson, Tunell, 1958; Dickson, 1964; Tunell, 1964) и др.

Физико-химический анализ результатов исследований (Сауков, 1946) показал, что ртутные месторождения образуются из щелочных сульфидных растворов, в которых ртуть находится в форме двойных солей типа $HgS \cdot nNa_2S$ и что важнейшими факторами, способствующими отложению сульфида ртути, т. е. образованию ртутных месторождений, являются: а) разбавление рудоносных растворов; б) нейтрализация их; в) действие CO_2 ; г) действие кислорода воздуха. Уменьшение давления имеет меньшее значение. Диксон, Танелл (Dickson, Tunell, 1958), исследуя систему $Hg-Na_2S-H_2O$ от 25 до 75° С при давлении 1 бар, установили, что растворимость киновари в растворе Na_2S уменьшается с увеличением температуры до 75° С. В следующей работе Диксон (Dickson, 1964) приводит результаты исследования по изучению растворимости киновари в водном растворе Na_2S в интервале 50—250° С, при давлении 800 бар и концентрации Na_2S 0,06—3,80 вес. %.

Результаты указанного экспериментального исследования (рис. 23) показали, что растворимость киновари уменьшается с повышением

температуры до 100°C , выше 100°C растворимость увеличивается с ростом температуры. Растворимость ртути есть возрастающая функция концентрации Na_2S . При постоянной температуре и концентрации с увеличением давления растворимость киновари уменьшается приблизительно на 30% на килобар.

На основе экспериментальных исследований Диксон (Dickson, 1964) пришел к выводу, что водный раствор Na_2S при увеличении температуры и давления в состоянии транспортировать HgS . Киноварь выпадает из растворов при уменьшении температуры до 100°C или при разбавлении растворов. Ртутные месторождения образуются при низком давлении и температуре от 100 до 250°C .

В. Э. Поярков (1955), Вэй Дю-инь и А. А. Сауков (1961) провели работы по исследованию растворимости Sb_2S_3 в щелочном растворе Na_2S при разных температурах. Экспериментальные исследования при 16, 30, 50, 70 и 100°C (рис. 24) показали следующее:

1) растворимость сульфида сурьмы в растворе сернистого натрия несколько повышается при увеличении температуры; данные, полученные Вэй Дю-инь и А. А. Сауковым, подтверждают экспериментальные исследования В. Э. Пояркова;

2) увеличение концентрации Na_2S в растворе ведет к повышению растворимости Sb_2S_3 , так как при этом увеличивается концентрация растворимой сульфосоли;

3) сульфид сурьмы выпадает при нейтрализации раствора кислотами, под действием CO_2 и кислорода.

Известно, что во многих регионах эпитермального оруденения, в том числе и на Кавказе, часто встречаются комплексные ртутно-мышьяково-сурьмяные месторождения, а в мономинеральных месторождениях почти всегда в минеральной

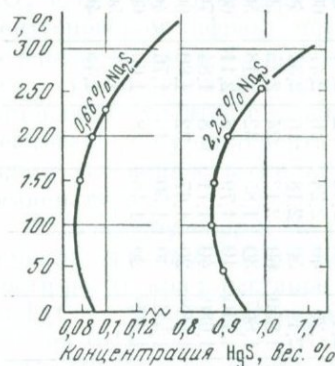


Рис. 23. Растворимость HgS в 0,66%- и 2,23%-ных растворах Na_2S при температурах 50— 250°C и давлении 750 бар (по данным F. W. Dickson, 1964)

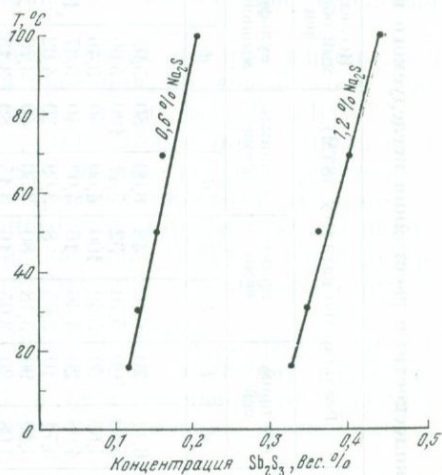


Рис. 24. Растворимость Sb_2S_3 в 0,6- и 1,2%-ных растворах Na_2S при температурах 16— 100°C (по данным Вэй Дю-инь и А. А. Саукова, 1961)

Межплоскостные расстояния исследуемого и искусственного (из ASTM) реальгара и аурипигмента

Аурипигмент (по каталогу ASTM)		Реальгар (по каталогу ASTM)						Исследуе- мый обра- зец		Исследуемая донная фаза при температуре опыта, °C									
		без приме- сей		с приме- сями		с приме- сями				сульфид мышьяка		50		50 в токе CO ₂		70		100	
d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I
4,82	100	6,11	20	6,00	48	6,00	80	5,95	20	5,96	30	5,96	30	5,96	25	5,96	30	5,97	11
4,42	7	5,40	100	5,70	32	5,41	100	5,66	48	5,66	30	5,66	50	5,66	46	5,65	43	5,66	35
4,00	47	4,65	30	5,40	100	4,60	40	5,46	32	5,46	50	5,46	58	5,46	50	5,46	50	5,46	20
3,70	47	4,08	20	4,30	16	4,03	40	5,37	100	5,37	100	5,36	100	5,36	100	5,37	100	5,37	100
3,19	20	3,71	10	3,65	8	3,69	20	4,02	21	4,03	27	4,04	28	4,04	17	4,03	10	4,04	10
3,05	13	3,19	90	3,18	80	3,50	40	3,70	15	3,70	16	3,71	20	3,70	12	3,67	10	9,71	9
2,85	47	3,08	20	3,05	16	3,15	80	3,15	94	3,14	96	3,15	98	3,15	94	3,14	98	3,14	98
2,70	53	2,94	80	2,94	64	3,00	60	3,05	30	3,05	35	3,04	45	3,04	24	3,04	23	3,04	20
2,55	7	2,74	80	2,72	48	2,95	80	3,02	37	3,03	40	3,02	53	3,03	30	3,02	26	3,02	15
2,45	47	2,60	20	2,60	16	2,71	80	2,96	52	2,97	43	2,97	66	2,96	50	2,97	50	2,97	21
2,31	13	2,49	50	2,49	32	2,57	40	2,93	70	2,93	66	2,94	70	2,93	92	2,94	98	2,93	26
2,12	13	2,20	40	2,24	16	2,47	60	2,70	90	2,71	82	2,71	96	2,70	66	2,70	54	2,71	33
2,07	13	2,14	50	2,18	16	2,34	40	2,57	37	2,58	21	2,58	26	2,58	23	2,57	23	2,57	24
2,02	7	1,859	60	2,12	24	2,25	50	2,47	28	2,47	27	2,47	30	2,47	20	2,47	28	2,47	11
1,91	13	1,807	30	1,85	32	2,18	50	2,34	14	2,34	9	2,34	17	2,34	8	2,34	13	2,34	6
1,85	13	1,710	10	1,79	8	2,11	60	2,24	21	2,24	20	2,24	17	2,24	20	2,23	36	2,24	11
1,74	13	1,680	40	1,71	8	1,84	70	2,17	28	2,17	25	2,18	55	2,18	30	2,17	30	2,18	22
1,68	27	1,588	20	1,67	32	1,80	60	2,11	23	2,11	23	2,12	28	2,12	20	2,11	23	2,12	26
1,64	7	1,512	30	1,50	16	1,76	40	1,85	30	1,85	27	1,85	28	1,85	20	1,85	15	1,85	36
		1,469	20	1,45	8	1,66	60	1,79	20	1,79	20	1,79	28	1,79	14	1,79	14	1,79	15
						1,51	50	1,77	21	1,77	20	1,76	18	1,77	13	1,77	11	1,76	20
						1,45	40	1,70	17	1,70	18	1,70	35	1,70	12	1,70	14	1,70	34
								1,66	26	1,66	23	1,66	36	1,66	21	1,66	21	1,66	13
								1,56	15	1,57	18	1,57	20	1,57	13	1,56	16	1,56	10

ассоциации находятся киноварь, антимонит, реальгар и аурипигмент. Исследования системы $\text{AsS}-\text{Hg}_2\text{S}-\text{H}_2\text{O}$ при разных температурах не проводились. В связи с этим большой интерес для нас представляло изучение растворимости сульфида мышьяка (AsS) в щелочных растворах Na_2S и важнейших факторов, способствующих его выделению из растворов (Церцвадзе, 1970).

Растворимость реальгара (AsS) в растворе Na_2S при $17-100^\circ\text{C}$ в разных условиях. Изучение растворимости AsS в растворе Na_2S проводилось при температурах 17, 30, 50, 70 и 100°C . При всех температурах термостатирования 100 см^3 свежеприготовленного раствора Na_2S в специальном сосуде насыщались реальгаром. Чистые крупные кристаллы реальгара были отобраны из Лухумского месторождения. Ввиду того что сульфиды мышьяка легко окисляются, исследование растворимости AsS в растворе Na_2S проводилось в атмосфере инертного газа (через свежеприготовленный раствор Na_2S перед экспериментом и во время термостатирования пропускался слабый ток аргона).

При температурах $30-100^\circ\text{C}$ эксперимент проводился в масляном термостате. Аликвотная часть раствора извлекалась из сосуда в термостате специальной пипеткой, нагретой до температуры термостата.

Опыты, которые проводились при температурах 17, 50 и 100°C , показали, что равновесие системы $\text{AsS}-\text{Na}_2\text{S}-\text{H}_2\text{O}$ устанавливается через 42—45 ч.

Мышьяк определялся по ускоренному методу Ю. Н. Книпович, Ю. В. Морачевского. Методика определения основана на титровании йода тиосульфатом натрия, выделившегося из KI при окислении его арсенат-ионом (AsO_3^{2-}).

Были сняты дифрактограммы донной фазы, которая извлекалась из сосуда после каждого термостатирования, проведенного в токе CO_2 и без CO_2 при всех температурах (17, 30, 50, 70 и 100°C) на рентгеновском дифрактометре УРС-50ИМ. Полученные данные, приведенные в табл. 8, показывают, что межплоскостные расстояния исследуемого образца и донной фазы при всех температурах термостатирования сходятся с d искусственного реальгара (d искусственного реальгара и аурипигмента взяты из каталога ASTM), что подтверждает устойчивость структуры реальгара при указанном интервале температур.

Роль температуры. Из табл. 9 и рис. 25, 26 видно, что увеличение температуры на 83°C (от 17 до 100°C) ведет к повышению растворимости реальгара в растворе Na_2S . В среднем увеличение температуры на 1°C 1,2%-ного раствора Na_2S ведет к увеличению растворимости AsS на 0,11%.

Следовательно, понижение температуры ведет к выделению сульфида мышьяка из раствора Na_2S .

Сопоставляя наши данные растворимости AsS с данными Вэй Дю-инь, А. А. Саукова (1961), видно, что в 1,2%-ном растворе Na_2S при 17°C растворимость AsS в 9 раз, а при 100°C в 30 раз больше,

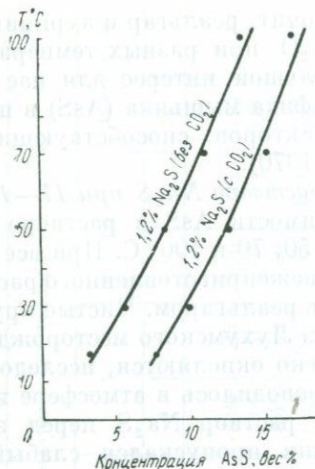


Рис. 25. Растворимость AsS в 1,2%-ном растворе Na_2S при температурах 17—100° C (в токе CO_2 и без CO_2)

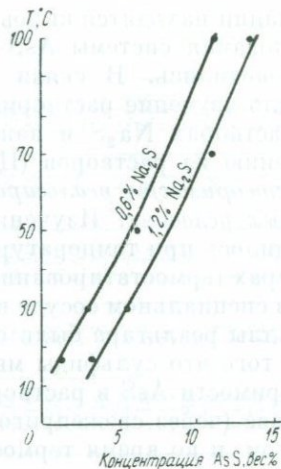


Рис. 26. Растворимость AsS в 0,6%- и 1,2%-ных растворах Na_2S при температурах 17—100° C

Таблица 9

Растворимость реальгара при разных температурах и концентрациях

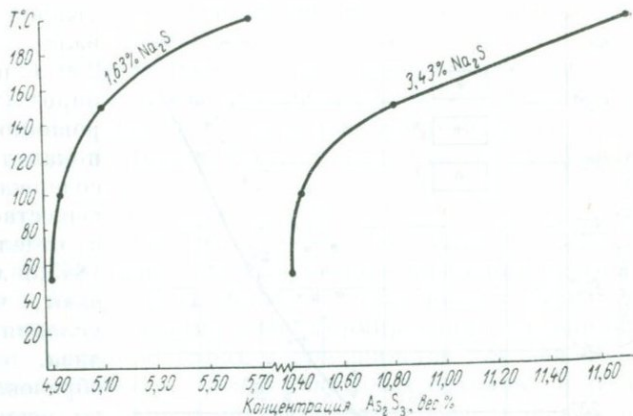
Температура, °C	Растворимость AsS в 1,2%-ном растворе Na_2S , вес. %	Растворимость AsS в 1,2%-ном растворе Na_2S (в токе CO_2), вес. %	Растворимость AsS в 0,6%-ном растворе Na_2S , вес. %
17	3,18	7,70	1,20
30	5,43	9,67	2,91
50	8,27	12,50	6,11
70	10,89	14,94	9,06
100	13,44	16,65	11,24

чем растворимость Sb_2S_3 . При сравнении наших данных растворимости AsS с данными Диксона (Dickson, 1964) о растворимости HgS в растворе Na_2S видно, что при 50° C в 1,2—1,37%-ных растворах Na_2S растворимость AsS в 17 раз больше растворимости HgS .

Роль концентрации Na_2S . Изучение растворимости AsS в 0,6%-ном растворе Na_2S при температурах 17—100° C показало, что растворимость AsS с понижением концентрации Na_2S от 1,2 до 0,6% уменьшается примерно в 1,5 раза (см. рис. 26). Таким образом, растворимость AsS есть возрастающая функция концентрации Na_2S .

В работе Вайсберга и др. (Weissberg a. o., 1966) показано, что растворимость аурипигмента (рис. 27) в растворе Na_2S такая же высокая, как растворимость реальгара по данным нашего экспери-

Рис. 27. Растворимость As_2S_3 в 1,63%- и 3,43%-ных растворах Na_2S при температурах 50—200° С и давлении 750 бар (по данным В. G. Weissberg а. о., 1966)



мента. С увеличением температуры растворимость As_2S_3 увеличивается. Растворимость As_2S_3 увеличивается почти линейно с увеличением концентрации Na_2S ; с повышением давления растворимость As_2S_3 уменьшается.

Действие угольной кислоты. В 1,2%-ном растворе Na_2S , в котором проводились изучение растворимости AsS при разных температурах, после наступления равновесия и определения содержания мышьяка в течение 30 мин пропускался ток CO_2 . Для освобождения от влаги CO_2 пропускался через промывалку Мюнке с концентрированной серной кислотой и через колонки с фосфорным ангидридом. Через 30 мин в аликвотной части раствора определялся мышьяк. При всех температурах (17, 30, 50, 70 и 100° С) после пропускания тока CO_2 растворимость AsS резко увеличилась, в среднем в 1,5—2,5 раза. Из эксперимента видно, что в растворе Na_2S пропускание тока CO_2 ведет не к выделению реалгара, как в описанных экспериментах по растворимости киновари и антимонита, наоборот, растворимость реалгара при указанных температурах увеличивается. Можно предполагать, что увеличение растворимости AsS в токе CO_2 вызвано образованием карбонатов и бикарбонатов.

Для выявления роли угольной кислоты в процессе формирования ртутно-сурьмяно-мышьякового оруденения необходимо привести некоторые экспериментальные данные и соображения исследователей об источнике CO_2 в низкотемпературных гидротермальных растворах. Отмечая широкое распространение газообразной CO_2 в природе, присутствие угольной кислоты в эксгаляциях многих вулканов и горячих источников, а также то, что CO_2 часто оказывается главной составной частью некоторых природных газов в стратиграфических и структурных ловушках, Р. М. Гаррелс и Д. Х. Рихтер (1960) показали, что на небольших глубинах углекислота может играть роль рудообразующего флюида.

Обработывая мергели водой при температурах 200 и 400° С, Н. И. Хитаров (1961) установил возможность выделения CO_2 . И. Г. Киссин и С. И. Пахомов (1969), исследуя возможность выделения

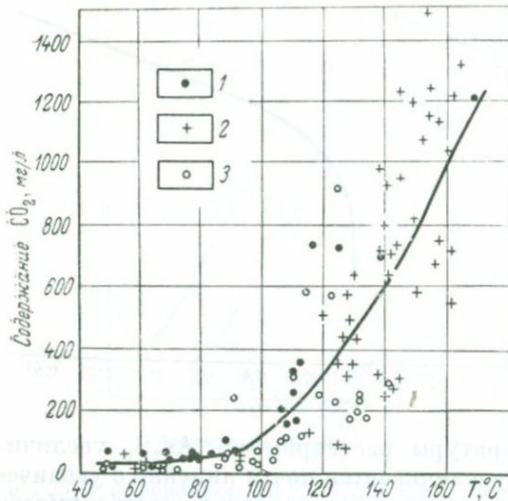


Рис. 28. Зависимость содержания свободной углекислоты в подземных водах Предкавказья от пластовой температуры. Воды мезозойских и палеогеновых отложений (по И. Г. Киссину и С. И. Пахомову, 1969)
1 — Западное Предкавказье; 2 — Восточное Предкавказье; 3 — Центральное Предкавказье

углекислоты, растворенной в подземных водах мезозойских и палеогеновых отложений Предкавказья, от пластовой температуры (рис. 28), показав, что содержание CO₂ в этих водах изменяется от незначительного до 1475 мг/л.

Возможно, что приуроченность мышьяковых руд к карбонатным отложениям Верхней Рачи и Северной Осетии в удалении от ртутно-сурьмяных руд связана с увеличением количества угольной кислоты в гидротермах за счет карбонатсодержащих пород по пути их движения в сторону верхнеюрско-нижнемеловых карбонатных флишевых отложений.

Тесная связь между концентрациями гидрокарбонатов, углекислоты и мышьяка, по данным В. В. Аверьева (1957, 1962), Б. З. Зауташвили, И. И. Бурджанадзе (1966), устанавливается для многих источников углекислых мышьяковистых вод, в том числе на Малом Кавказе (Даррыдаг), на Большом Кавказе (Авадхара, Красная Поляна и др.).

Одним из интересных и нерешенных вопросов является взаимосвязь процессов формирования киновари и метациннабарита. Многие исследователи (Дгеуг, 1940 и др.) утверждали, что метациннабарит выпадает только из кислых растворов и является характерным вторичным минералом, а киноварь образуется из щелочных растворов. На ошибочность этого мнения указал А. А. Сауков (1946), который подчеркнул, что практически весь сульфид ртути в процессе нейтра-

углекислоты в интервале температур 75—250° С при взаимодействии пород (170 г) с дистиллированной водой (0,85 л), показали, что из пород, содержащих карбонатное вещество, выделяется CO₂, в отдельных случаях до 1845,3 мг. Авторы указывают, что в природных условиях процессы гидролиза, сопровождающиеся образованием углекислоты, возможны при наличии соответствующего температурного поля, карбонатсодержащих пород и воды. Используя опубликованные анализы В. Н. Корценштейна (1960, 1964), В. Г. Ермолаева (1964), И. Г. Киссина и С. И. Пахомов построили график зависимости содержания

содержания

лизации первоначального щелочного рудоносного раствора выпадает до того, как раствор станет кислым.

Л. А. Непеина, Б. И. Пешевицкий (1968) экспериментально установили высокую растворимость метациннабарита в сильнощелочных растворах (рН 10—14) сернистого бария и сернистого кальция; по истечении 80 мин между раствором и твердым сульфидом устанавливается равновесие.

Как уже отмечалось (см. главу I, § 1), в пределах некоторых ртутных месторождений наблюдается переход метациннабарита в киноварь. Полевые и петрографические исследования в районах ртутного оруденения (Dickson, Tunell, 1959; Tunell, 1964) позволили высказать следующие соображения о взаимосвязи формирования метациннабарита и киновари: метациннабарит в большинстве случаев более ранний минерал, чем киноварь, хотя в некоторых случаях он выделяется позднее. Реже киноварь и метациннабарит выделялись одновременно. По мнению Диксона и Танелла, нет оснований считать, что метациннабарит — продукт изменения киновари, он мог выделиться из растворов.










Проводя экспериментальные исследования, Диксон и Танелл установили, что черный HgS, полученный нагреванием чистого красного HgS при 344° С, быстро превращается при охлаждении в красный HgS. Ими же было установлено, что дисульфид железа, сульфиды цинка и селена замедляют превращение метациннабарита в киноварь. Полученный таким путем метациннабарит не переходил в киноварь и оставался неизменным при комнатной температуре в течение нескольких месяцев. Авторы предполагают, что изменение минерального отношения между киноварью и метациннабаритом происходит в среде колеблющихся химических и физических условий. При определенной температуре главным фактором образования киновари и метациннабарита может быть концентрация в растворах таких веществ, как железо и цинк; для раствора определенного состава основным фактором может оказаться температура.

При исследовании процессов рудообразования одним из ключевых вопросов является форма переноса ртути, сурьмы и мышьяка в гидротермальных растворах. Большинство исследователей (Клох, 1906; Сауков, 1946 и др.) придерживается мнения о переносе ртути, сурьмы и мышьяка в форме комплексных соединений (HgS_2^{2-} , SbS_3^{3-} , AsS_3^{3-} или HgHS_2^- и т. д.) в щелочных растворах.

Н. Х. Айдиньян и Н. А. Озерова (1968) считают, что заслуживает внимания изучение миграции ртути не только в виде щелочного сульфидного комплекса, но и в виде других форм: сульфатной, хлоридной, карбонатной, газовой-ртутной и т. п.

По данным А. Л. Павлова (1968), перенос ртути и сопутствующих компонентов в восстановительных условиях осуществляется преимущественно в щелочных растворах в форме тиокомплексов типа HgS_2^{2-} , SbS_3^{3-} , AsS_3^{3-} и т. п., а в кислых растворах при положительных значениях окислительного потенциала — либо в виде простых катионов (галогениды ртути), либо в виде комплексных соединений типа HgCl_4^{2-} .

Газово-жидкие включения

Минерал	Месторожде- ние	Зарисовки включений	Процент газовой фазы во вклю- чениях	Температура гомо- генизации, °С	Тип гомогени- зации
Горный хруст- аль	Ахейское. участок Шура		10—15	115—120	Гомогени- зация в жидкую фазу
»	То же		12—15	120	То же
»	Кодис- Дзирское. участок Цохис-Ру		15	150	» »
»	То же		18—20	180—200	» »
»	» »		45	200	» »
»	Лухумское. Главное рудное тело		18	180	» »
»	То же		16	160	» »
»	» »		25	180	» »
»	Квардзахет- ское		20	170	» »

Ряд исследователей (В. Т. Сургай и др.) на основании присутствия флюорита в зонах ртутно-сурьмяного оруденения считают, что в гидротермальных растворах ртуть может мигрировать в виде фтористых соединений.

Все указанные соединения ртути, сурьмы и мышьяка в гидротермах, безусловно, могут существовать, но отсутствие в большинстве случаев в зонах ртутно-сурьмяно-мышьякового оруденения хлоридных, фторидных, сульфатных и других соединений говорит о подчиненной роли этих форм переноса.

Результаты исследования включений минералообразующих сред. Для установления температуры образования киновари в разных природных объектах в последние годы были проведены значительные работы с использованием метода гомогенизации газовой-жидких включений. В 1954 г. Г. Г. Грушкин в кристаллах флюорита из Южноферганских ртутно-сурьмяных месторождений установил температуру образования, равную примерно $260-280^{\circ}\text{C}$. В. П. Федорчук и др. (1963) на основании подобных исследований пришли к выводу, что большинство ртутных месторождений Средней Азии и Китая образованы при температурах $200-300^{\circ}\text{C}$.

Н. Х. Айдиньян, Н. А. Озерова (1966) описали процесс образования киновари из современных горячих гидротерм (95°C), ранее установленный И. И. Щегловым (1962).

С целью установления температуры образования минералов сурьмяных, ртутных, мышьяково-ртутных и мышьяковых месторождений южного склона Большого Кавказа нами были исследованы газовой-жидкие включения методом гомогенизации, в основном в кристаллах горного хрусталя и в кварце было проведено 150 гомогенизаций. Исследуемые кристаллы ассоциируют с рудными минералами и по времени предшествуют им. Использовались минералы следующих месторождений: из сурьмяных — Квардзахетское, из ртутных — Ахейское (участок Шура), из мышьяково-ртутных — Кодис-Дзирское (участок Цохис-Ру), из мышьяковых — Лухумское (главная рудная зона). Формы и характер распределения некоторых газовой-жидких включений в исследованных минералах приведены на рис. 29, 30, 31, 32 и в табл. 10.

Интересно отметить, что в кристаллах реалгара, отобранных на мышьяковом месторождении Чичхва, нами были обнаружены впервые газовой-жидкие и однофазовые газовые включения, которые по техническим причинам не удалось исследовать.

На основании гомогенизации газовой-жидких включений установлено, что в исследованных кристаллах кварца, ассоциирующего с рудными минералами, температура гомогенизации колеблется в следующих пределах: $145-290^{\circ}\text{C}$ — на месторождении Квардзахети в ассоциации с антимонитом; $115-235^{\circ}\text{C}$ — на Ахейском месторождении (участок Шура) в ассоциации с киноварью; $120-260^{\circ}\text{C}$ — на Кодис-Дзирском месторождении (участок Цохис-Ру) в ассоциации с реалгаром и аурипигментом; $130-200^{\circ}\text{C}$ — на Лухумском месторождении (главная рудная зона) в ассоциации также

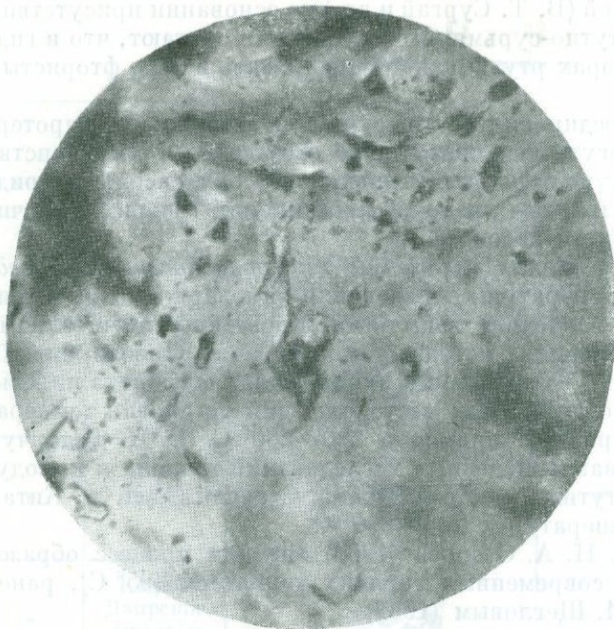


Рис. 29. Газово-жидкие включения в полупрозрачном кварце. Кодис-Дзирское ртутно-мышьяковое месторождение.
Увел. 1320



Рис. 30. Газово-жидкие включения в полупрозрачном кварце. Кодис-Дзирское ртутно-мышьяковое месторождение.
Увел. 1320

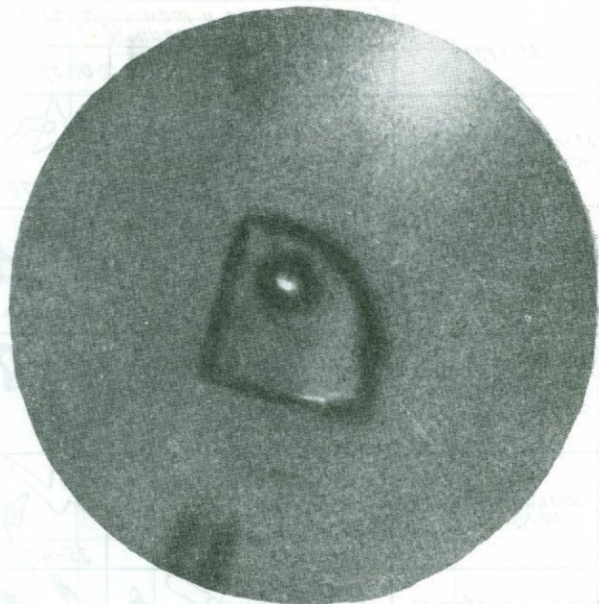


Рис. 31. Газово-жидкое включение в горном хрустале. Кодис-Дзирское ртутно-мышьяковое месторождение. Увел. 2560

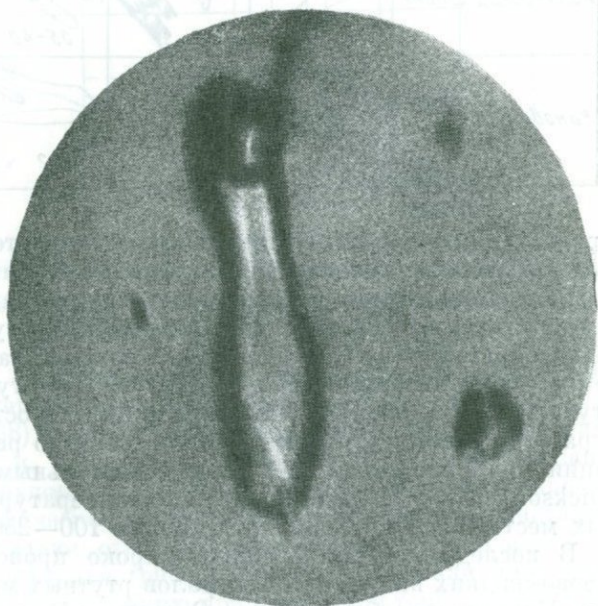


Рис. 32. Газово-жидкое включение в полупрозрачном кварце. Лухумское мышьяковое месторождение. Увел. 2280

Минерал	Тип включения и температура его гомогенизации, °С		
	Первичный	Первично-вторичный	Вторичный
Молочно-белый эцильный кварц	 210-215	 160-175	 60-70
Ячеистый кварц рудовмещающей брекчии	 125-130	 65-70	 35-40
Горный хрусталь из рудонесущих тектонических зон	 60-65	 35-40	 ?
Кальцит белый непрозрачный	 130-135	 60-65	 35-40
Кальцит светло-дымчатый, стально-серый, прозрачный	 65-70	 35-40	 30
Исландский шпат	 75-80	 80	 35-40
Киноварь	 120-70	 35-40	 ?

Рис. 33. Парагенетические ассоциации минералов в рудопрооявлениях киновари Северного Кавказа с типичными включениями минерализующей среды и температурами их гомогенизации (по данным И. А. Шамрая, В. Н. Труфанова, 1968)

с реальгаром и аурипигментом. Следовательно, температура образования антимонита, киновари, реальгара и аурипигмента сравнительно низкая, так как формирование исследованных нами минералов кварца предшествует их образованию. Полученные результаты показывают: а) на сурьмяном месторождении как нижний, так и верхний пределы температуры гомогенизации выше, чем на ртутном и мышьяковом, а на мышьяковом ниже, чем на всех остальных; б) температура образования ртутных месторождений по результатам гомогенизации примерно сходится с экспериментальными данными Диксона (Dickson, 1964), по мнению которого температура образования ртутных месторождений лежит в пределах 100—250° С.

В последние годы довольно широко проводятся исследования газовой-жидких включений минералов ртутных месторождений Северного Кавказа и особенно Северо-Западного Кавказа с целью изучения

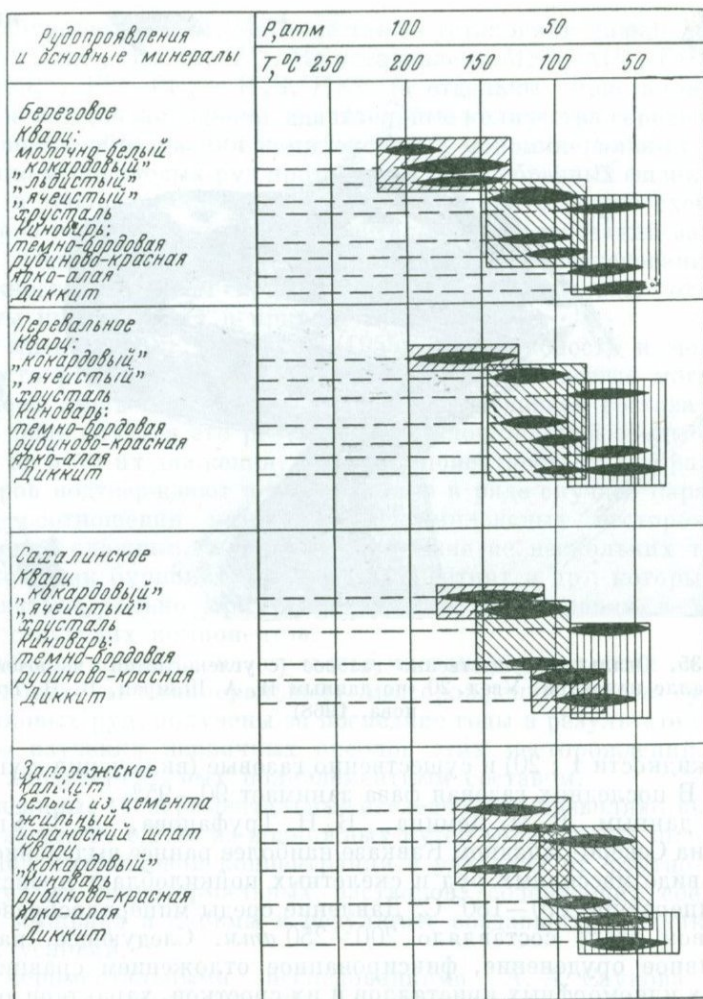


Рис. 34. Термобарические этапы минералообразования (по В. Н. Труфанову и др).

физико-химических условий формирования ртутного оруденения.

В результате термометрических исследований И. А. Шамрай, В. Н. Труфанов (1968) выделили основные типы включения минералообразующей среды и установили температуры их гомогенизации в минералах из рудопроявлений киновари Северного Кавказа (рис. 33, 34). Специфической особенностью включений в кристаллах киновари авторы считают относительно крупный размер вакуолей. Форма включений овальная (рис. 35), ромбоэдрическая или серповидная. По агрегатному состоянию при комнатной температуре и 0°C выделяются две группы вакуолей: существенно жидкие (отношение



Рис. 35. Овальное существенно газовое (с углекислотой) включение в кристалле киновари. Увел. 20 (по данным И. А. Шамрая, В. Н. Труфанова, 1968)

газа к жидкости 1 : 20) и существенно газовые (включения с углекислотой). В последних газовая фаза занимает 90—95%.

По данным В. М. Демина, В. Н. Труфанова, А. Т. Ушакова (1968), на Северо-Западном Кавказе наиболее раннее выделение киновари в виде массивных руд и скелетных пойкилобласт происходило при температуре 170—180° С. Давление среды минералообразования на первом этапе составляло 200—250 атм. Следующее, наиболее интенсивное оруденение, фиксированное отложением сравнительно крупных идиоморфных кристаллов и их сростков, характеризовалось температурным интервалом 120—175° С и давлением 150—120 атм. Третий рудный этап отличается минимальными (60—70° С) температурами и невысокими (70—100 атм) давлениями минералообразующей среды.

В результате микрохимического анализа водных вытяжек минералов рудопроявлений Северо-Западного Кавказа, по данным А. Т. Ушака, устанавливаются следы Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Ca^{2+} , Na^{1+} и K^{1+} . Кислотно-щелочные свойства минералообразующей среды характеризуются величинами рН от 6 до 8,5. Криоскопические исследования позволили автору установить, что минералообразующие растворы имели низкую концентрацию.

Исследуя водные вытяжки кристаллов кварца, отобранных из ртутных месторождений Средней Азии, В. П. Федорчук, Е. Е. Косты-

лева-Лабунцова и И. Н. Маслова также установили низкие содержания Na^{1+} , K^{1+} , HCO_3^{1-} , Cl^{1-} . Не установлены Mg^{2+} , Al^{3+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , SiO_2 , CO_3^{2-} , F^{1-} , PO_4^{3-} , H_2S , HS^{1-} (в отдельных кристаллах газовой фаза содержала, однако, значительные количества сероводорода).

Процессы образования комплексных и мономинеральных ртутно-сурьмяно-мышьяковых руд протекают в разнообразных физико-химических и геологических условиях и представить ясную схему этих процессов на основании экспериментальных исследований затруднительно. Однако результаты экспериментальных исследований дают возможность в первом приближении охарактеризовать отдельные моменты протекающих в природе процессов.

По мнению В. Э. Пояркова (1955), комплексность и мономинеральность ртутно-мышьяково-сурьмяных руд не всегда могут быть объяснены лишь только пульсационным изменением состава растворов. В ряде случаев это результат последовательной эволюции растворов на пути их движения. Многокомпонентность рудообразующих растворов подтверждают и наблюдаемые в ряде случаев парагенетические соотношения минералов в комплексных месторождениях и особенно сложные минералы, состоящие из нескольких тяжелых металлов, как бурнонит, джемсонит, шватцит и др., которые могли образоваться только при одновременном нахождении в растворе соответствующих компонентов.

Наиболее полные доказательства многокомпонентности растворов, образующих «мономинеральные» месторождения ртутно-сурьмяно-мышьяковых руд, получены за последние годы в результате геохимического изучения первичных ореолов этих месторождений, непременно характеризующих полиэлементным составом.

Описанные экспериментальные исследования позволяют высказать соображение об одном из возможных путей образования низкотемпературной мышьяковой концентрации в удалении от ртутно-сурьмяных руд из гидротермальных растворов, содержащих соединения ртути, мышьяка и сурьмы в результате создавшихся физико-химических условий.

Экспериментальными исследованиями А. А. Саукова (1946), В. Э. Пояркова (1955), Вэй Дю-инь, А. А. Саукова (1961) устанавливается идентичность физико-химических факторов, влияющих на выделение сульфидов ртути и сурьмы. Результаты экспериментов подтверждаются тем, что в природе в большинстве случаев образуются комплексные ртутно-сурьмяные месторождения.

Согласно опубликованным материалам и по данным наших исследований газово-жидких включений (методом гомогенизации) можно предположить, что температура образования антимонита несколько выше температуры образования киновари, реальгара, аурипигмента, и он выделяется до них в том случае, когда основным фактором, влияющим на выделение рудных минералов, является понижение температуры. На основании установленной высокой растворимости сульфидов мышьяка в растворах Na_2S можно предполагать, что в близкповерхностных низкотемпературных условиях гидротермальные

щелочные растворы могут транспортировать большее количество соединений мышьяка, чем ртути и сурьмы.

На увеличение растворимости сульфидов мышьяка в гидротермальных растворах в низкотемпературных условиях иногда влияет также обогащение этих растворов соединениями карбонатов и бикарбонатов за счет подземных вод и карбонатсодержащих пород.

Г. А. Твалчрелидзе (1961) ртутно-мышьяково-сурьмяную минерализацию на южном склоне Большого Кавказа объединяет в одну рудную формацию, в пределах которой наблюдается зональность в пространственном размещении ртутно-сурьмяно-мышьяковых руд. В Верхней Раче сурьмяные месторождения расположены вблизи Главного надвига и локализованы в основном в разломах, размещенных в роговиках и гранитоидах. В песчано-глинистой свите верхнего лейаса и средней юры, южнее зоны сурьмяных месторождений локализованы почти все мономинеральные ртутные месторождения (Талахиани, Боко, Молиса, Мамисони).

Южнее последних вдоль контакта песчано-глинистой свиты верхнего лейаса и средней юры в флишевых карбонатных породах верхней юры и мела встречаются комплексные мышьяково-ртутные месторождения (Кодис-Дзири, Чичхва, Зругское и Заккское). Еще южнее в карбонатных флишевых отложениях мела локализованы реальгар-аурицигментовые низкотемпературные месторождения мышьяковых руд (Лухумское, Сакаурское и др.).

Возможность транспортировки соединений мышьяка гидротермальными растворами при низких температурах в большем количестве, чем соединений ртути и сурьмы, и влияние карбонат- и бикарбонат-ионов на увеличение растворимости сульфида мышьяка подтверждаются нахождением эпитермальных мышьяковых месторождений на южном склоне Большого Кавказа, в Верхней Раче и Северной Осетии в карбонатных верхнеюрско-меловых отложениях в удалении от ртутных и сурьмяных месторождений, локализованных в песчано-глинистой толще нижней юры.

ГЕОЛОГИЯ, ПЕРВИЧНЫЕ И ВТОРИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ РТУТНЫХ, МЫШЬЯКОВЫХ И СУРЬМЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ

Ведение поисковых работ на ртутно-мышьяково-сурьмяное оруденение, и особенно на ртутное и ртутно-мышьяковое, осложняется следующими геолого-геохимическими особенностями условий формирования этих руд: ртутные и ртутно-мышьяковые рудопроявления как на Кавказе, так и в других регионах приурочены к самым различным структурам и литологическим разновидностям пород (по мнению многих исследователей для ртути «запрещенных» пород и регионов не существует); ввиду низкотемпературных условий формирования ртутных, мышьяковых и сурьмяных месторождений признаки гидротермального изменения вмещающих пород проявлены слабо; из-за большой миграционной способности ртути и мышьяка их аномалии в отдельных случаях оторваны от основных рудоносных зон; часто из-за отсутствия барьеров и литологически благоприятных горизонтов большая часть рудного вещества рассеяна в многочисленных рудных гнездах и прожилках, не связанных между собой. Исходя из сказанного, геохимические исследования нами проводились в пределах почти всех районов ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения Большого и Малого Кавказа, а детальные работы — на Ахей-Авадхарском рудном поле.

§ 11. Геология, петрография и окологрудные изменения

Участок Шура Ахейского месторождения. Данный участок расположен в Горной Абхазии в бассейне одноименной речки. Оруденение приурочено к тектоническому нарушению, которое представлено перетертыми, смятыми, местами брекчированными, окварцованными глинистыми сланцами и песчаниками верхнего лейаса. Оруденение выявлено также в вулканогенном горизонте (рис. 36).

В пределах участка Шура выделяются три рудоносные зоны: 1) главная среди песчаников с маломощными прослоями глинистых сланцев (рис. 37); мощность ее 30—70 м, форма линзообразная;

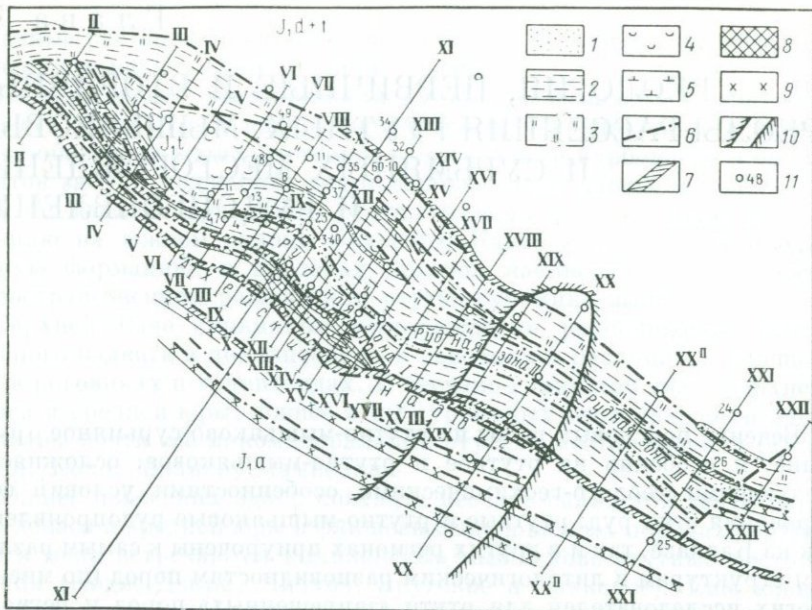


Рис. 36. Схематическая геологическая карта Ахейского месторождения, участок Шура (по О. Г. Барач)

1 — кварцевые и аркозовые песчаники; 2 — глинистые сланцы алевролитовые; 3 — глинистые сланцы алевролитовые слабо карбонатные; 4 — кристаллолитокластические туфы; 5 — альбит-пироксеновые порфириды; 6 — тектонические нарушения; 7 — зоны дробления; 8 — гидротермально измененные породы с ртутной минерализацией; 9 — зоны трещиноватых аргиллизированных пород; 10 — оползень; 11 — буровые скважины



Рис. 37. Чередование рудоносных песчаников с глинистыми сланцами. Главная рудная зона участка Шура, штольня 14

со стороны лежачего бока зоны прослеживается Ахейский надвиг, а с висячего бока — сопряженная с надвигом зона смятия; 2) вторая в породах аналогичного литологического состава мощностью 10—40 м; 3) третья среди вулканогенных пород, в состав которых входят туфы различного состава с подчиненным количеством альбитофиров. Рудоносные зоны залегают согласно с вмещающими породами; азимут простирания от ЗЮЗ 265° до СЗ 315°, падение СВ 20—60°. В пределах рудоносной зоны местами породы имеют вертикальное падение, а в отдельных случаях даже опрокинуты. По данным О. Г. Барач и др., в направлении падения главная рудная зона имеет пологое залегание на нижних и верхних горизонтах (15—30°) и крутое (75—80°) в средней части зоны. По простиранию с запада на восток наблюдается постепенное выполаживание среднего угла падения зоны от 60 до 30°.

Породы рудоносных зон в большинстве случаев интенсивно раздроблены и нарушены. Разрывные нарушения, развитые в пределах рудных зон, обусловили их сложно-блоковое строение.

Выделенные на участке Шура разрывы и складки, по О. Г. Барач и др., определяются как сдвиги, надвиги, послонные скольжения и срывы пород, складки волочения и плоччатость. Межпластовые срывы, которые характерны для участка Шура, имеют амплитуду перемещения, измеряемую первыми метрами. Здесь четко выделяются будинажные структуры, в которых сочетаются породы различных физико-химических свойств (песчаники и глинистые сланцы). Увеличение мощности главной зоны наблюдается в местах надвигания пачек песчаников друг на друга и при образовании складок волочения. Большая часть рудных жил на участке Шура, по Г. Н. Абесадзе и А. И. Кавелашвили, приурочена к трещинам скалывания. Вдоль них наблюдаются следы движения: глинка трения, штриховка, желобки и т. п. Рудные трещины в большинстве случаев имеют следующие направления: а) юго-восточное под различными углами падения, чаще крутыми; б) юго-западное под различными углами падения, чаще крутыми и редко с падением на запад, северо-запад и северо-восток также под различными углами.

В мощных крутопадающих пластах песчаника, залегающих в висячем боку взбросо-сдвиговых плоскостей скольжения, по О. Г. Барач и др., часто образуются трещины отрыва. Наиболее характерны трещины отрыва с падением на ЗСЗ 250—270° под углом 70—80°. Рудоносные зоны интенсивно насыщены прожилками молочно-белого мелкозернистого прозрачного кварца. По трещинам встречается диккит. Прожилки раннего молочно-белого кварца развиты во всех системах трещин, а кварц-диккит-рудные прожилки встречаются в основном в трещинах юго-восточного, юго-западного и реже западного падения.

Наиболее богатое оруденение на участке Шура приурочено к песчаникам главной рудной зоны в местах их интенсивного дробления. Оруденение в основном встречается в трещинах в виде примазок и вкрапленников киновари, которая является главным рудным

минералом. Киноварь в рудной зоне распределена неравномерно в зависимости от степени трещиноватости пород.

Распространенными породами участка Шура являются темно-серые, почти черные глинистые сланцы различной плотности, которые вблизи рудных проявлений сильно перемяты и нередко брекчированы. Эти породы отмечены во всех изученных нами скважинах и горных выработках. Меньше распространены аргиллиты, как правило, содержащие карбонат, а также породы, представляющие собой переходную разновидность от аргиллитов к сланцам, еще меньше — алевролиты, песчаники и вулканогенные образования.

На основании детального изучения подземных горных выработок и керна скважин по разведочным профилям на участке Шура устанавливаются литологически различные горизонты рудовмещающей толщи (Церцвадзе, Меньяйлова, 1966).

Глинистые сланцы часто очень плотные, от темно-серых до черных. Нередко содержат прожилки кварца и карбоната, а также стяжения пирита линзовидной формы. Порода отчетливо рассланцована, чаще параллельно слоистости. В зависимости от содержания того или иного компонента выделяются следующие разновидности: а) собственно глинистые сланцы, содержащие незначительное количество органического вещества; б) углисто-глинистые сланцы; в) углисто-глинисто-серицитовые (гидрослюдистые) сланцы; г) углисто-глинисто-карбонатные сланцы.

Структура породы пелитовая, алевролитовая и в наиболее рассланцованных разностях бластоалевропелитовая или лепидопелитобластовая. Текстура сланцеватая, пятнистая, пятнисто-линзовидная, линзовидная и иногда плейчатая.

Минеральный состав сланцев довольно однообразен. Порода состоит из пелитовых глинистых частиц, органического вещества, встречаются обломки кварца. Обломки полевых шпатов присутствуют крайне редко, чаще они замещены серицитом. Часто встречается пирит, который в большинстве случаев образует мелкие стяжения, нередко в ассоциации с волокнистыми минералами. В одних случаях это хлорит, в других — кварцевый стебель, а иногда дикцит. Выделение пирита в прожилках в некоторых случаях сопровождается лимонитизацией.

В небольшом количестве в составе сланцев присутствуют минералы-сростки — хлорит — гидрослюда мусковитового типа.

Карбонат распределен неравномерно. На участках, обогащенных мелкоалевролитовым материалом, повышенное содержание карбоната в сланцах отмечено на восточном фланге участка Шура, что дало нам возможность выделить подгруппу так называемых углисто-глинисто-карбонатных сланцев. За счет увеличения содержания карбоната сокращается количество органического вещества, и порода становится более светлой, с коричневатым оттенком.

Серицит частично замещает алевролитовый материал, а сам в свою очередь нередко замещается карбонатом. Из акцессорных минералов встречаются циркон и турмалин.

Вблизи рудоносных зон глинистые сланцы сильно перемяты и нередко брекчированы, с многочисленными мелкими зеркалами скольжения, ветвистыми и различно ориентированными прожилками и гнездами кварца, карбоната и диккита.

Аргиллиты — очень крепкие монолитные породы темно-серого цвета с коричневатым оттенком. Чаще это переходная разность от аргиллитов к сланцам. Порода однотонная, представляющая собой тонкую смесь глинистого, органического, кремнистого и карбонатного вещества.

Текстура породы пятнистая, полосчатая, беспорядочно хлопьевидная. Структура пелитовая или алевролитовая. В зависимости от содержания в породе алеврита выделяются собственно аргиллиты, алевритистые и алевритовые аргиллиты. Породы, переходные от аргиллита к сланцам, еще недостаточно рассланцованы, хотя изменения довольно отчетливо выражены. Большая часть алевролитовых частиц замещена серицитом и гидрослюдой. В некоторых случаях аргиллиты имеют глинисто-карбонатный состав.

Алевролиты встречаются в виде тонких прослоев в аргиллитах и образуют включения в аргиллитах, сланцах, песчаниках и вулканогенных образованиях. В большинстве случаев это довольно плотные толстоплитчатые породы серого цвета различной зернистости. В составе обломков преобладают кварц, полевые шпаты и кремнистые породы. Обломочный материал сильно изменен, что наиболее отчетливо наблюдается в крупнозернистых алевролитах. Цемент в основном имеет сложный глинисто-кремнисто-слюдисто-карбонатный состав с примесью органического вещества. Карбонат отмечен во всех образцах алевролита, но наибольшее его количество приурочено к участкам с меньшей примесью органического вещества.

Алевролиты часто содержат большое количество тонких изогнутых, иногда прерывистых прожилков. Пирит также образует небольшие скопления в виде точечных выделений. Имеются также прожилки кварца и карбоната, сложные кварц-карбонатные, кварц-карбонат-диккитовые и карбонат-диккитовые прожилки и очень редко хлоритовые и кварц-хлоритовые. Нередко присутствуют извилистые прожилки, сложенные органическим веществом. Акцессорные минералы представлены сфеном и турмалином.

Песчаники по крупности зерен делятся на мелкозернистые, среднезернистые, крупнозернистые и разнозернистые разности, а по степени изменения — на неизменные, слабоизмененные, измененные и кварцитовидные (наиболее измененные). Песчаники в большинстве случаев тонко- и толстоплитчатые, очень плотные, нередко сильно раздробленные породы от светло-серого до темно-серого цвета, имеющие существенно кварцевый состав. Обломочный материал представлен в основном кварцем с подчиненным количеством полевых шпатов, нередко хорошо sdвойникованных плагиоклазов, обломков кремнистых пород (яшм, кремней, кварцитов). Обломки кварца в большинстве случаев, тесно соприкасаясь, образуют структуры растворения или цементируются кварцевым же цементом, образуя каемки

регенерации или заполняя поры. Кроме регенерационного и порового цемента иногда отмечается базальный цемент. Первичная окатанность породы наблюдается редко.

По составу обломочной части и характеру цемента все песчаники близки между собой. Они только несколько различаются по цвету и по степени изменения. Порода, как правило, в той или иной степени изменена, перекристаллизована. По границам кварцевых зерен иногда развивается серицит, редко наблюдается тончайшая примесь органического и глинистого веществ.

На отдельных участках порода имеет кварцитовидный сливной облик. Широко развиты кварцитовидные песчаники в нижнем горизонте. Наибольшее количество цемента отмечается в верхних горизонтах песчаника. В его составе преобладает кремнезем с примесью глинистого и углистого вещества, иногда с небольшим количеством хлорита. Последний очень редко встречается в чистом виде.

Из самых поздних новообразований отмечаются карбонат, каолинит, серицит, которые развиты как по обломкам минералов и пород, так и по цементу. Из рудных минералов присутствуют пирит и арсенопирит. Из акцессорных — циркон, турмалин, сфен и лейкоксен.

Вулканогенные породы представлены чередованием кристаллокластических, литокластических, кристаллолитокластических, витрокластических, пепловых и пелитовых туфов основного и кислого состава с маломощными прослоями измененных аргиллитов и их брекчий.

В тесной ассоциации с туфами находятся субвулканические тела альбитофиров, которые в единичных случаях залегают среди сланцев. Альбитофиры имеют согласное залегание с вмещающими их породами и простирание, совпадающие с общим простиранием пород.

Туфы кристаллолитокластические основного состава очень плотные, имеют темный зеленовато-серый цвет и мелкообломочное сложение. Обломки представлены плагиоклазом, пироксеном, реже оливином и кварцем, порфирирами, альбитофирами и измененными аргиллитами. Цементирующая масса породы имеет в основном глинисто-хлоритовый состав.

Туфы кристаллокластические стекловатые кислого состава светлосерого цвета, очень плотные, монолитные, с многочисленными прожилками кварца и карбоната. Они более широко распространены на участке Шура, чем туфы основного состава.

Пирокластический материал представлен в основном остроугольными зернами кварца и обломками кристаллов плагиоклаза кислого и среднего состава. Соотношение кварца и плагиоклаза примерно равное.

Очень редко плагиоклаз свежий, обычно он частично или полностью замещен карбонатом. Все обломки довольно равномерно распределены и как бы плавают в основной связующей массе, представленной нераскристаллизованным вулканическим стеклом кислого состава. По стеклу обильно развиты каолинит и гидрослюда мусковитового типа.

Туфы витрокластические очень плотные, серого цвета. Обломки представлены кварцем и плагиоклазом алевролитовой размерности. Плагиоклаз альбитизирован.

Основная связующая масса породы представлена пепловыми частицами, замещенными хлоритом или кремнисто-хлоритовым веществом. Пепловые частицы имеют обычно остроугольную форму.

Туфы пепловые кислого состава тесно связаны с витрокластическими туфами и мало от них отличимы. Структура породы пепловая, миндалевидная, иногда с параллельной микрослоистостью. В целом порода однородная, состоит из обломков и осколков нераскристаллизованного и частично раскристаллизованного вулканического стекла кислого состава.

Альбитофиры плотные светло-серого цвета, часто афанитовой структуры. Порода состоит в основном из кислого плагиоклаза (альбита), карбоната, хлорита, гидробиотита, иногда с роговой обманкой, мусковита, сфена и очень редко кварца. Рудный минерал представлен чаще пиритом и в меньшем количестве ильменитом или титаномагнетитом. Апатит образует длинные тонкие иглы. Сфен представлен скелетными зернами или цепочками, состоящими из мелких зернышек.

На западном фланге месторождения распространены все выделенные разновидности вулканогенных образований, в то время как на восточном фланге туфы основного состава отсутствуют. В связи с этим мощность вулканогенных образований постепенно уменьшается с запада на восток.

Вещественный состав руд участка Шура, как и на большинстве ртутных месторождений, простой. Главным рудным минералом является киноварь, а второстепенными антимонит, пирит, халькопирит, арсенопирит, реальгар, сфалерит, галенит, марказит, метациннабарит, самородная ртуть и др. Нерудные минералы представлены кварцем, карбонатом и диккитом, а гипергенные — гидроокислами железа и вторичными минералами сурьмы. Киноварь в рудной зоне встречается в виде вкрапленников, прожилков, отдельных кристаллов и примазок и в основном развита по трещиноватости. Большая часть киновари ассоциирует с диккитом. Киноварь, совместно с диккитом и кварцем заполняя трещины, образует прожилки, на стенках трещин часто нарастают кристаллы киновари размером до 5—10 мм. Нередко богатые скопления киновари совместно с кварцем и диккитом встречаются в зонах дробления и брекчирования песчаников. Здесь киноварь заполняет пустоты, межзерновые пространства и трещины в виде вкрапленников, кристаллов и налетов. Встречаются и другие формы концентрации киновари. В целом скопления образуют гнездообразные и линзообразные рудные тела, между которыми не всегда возможно установить структурную или пространственную связь.

В рудной зоне Ахейского месторождения антимонит часто присутствует в виде игольчатых и шестоватых кристаллов, размеры которых местами достигают 4—5 мм. На нижних горизонтах участка Шура

антимонит встречается в большом количестве. Кристаллы антимонита в ассоциации с кварцем, диккитом и киноварью, как правило, приурочены к трещинам, развитым в песчаниках. По З. В. Отхмезури и Е. А. Шатохину, выделения антимонита характеризуются полисинтетическими двойниками, слегка изогнутыми, ориентированными поперек удлинения кристаллов. Антимонит проникает по трещинам и межкристаллическим поверхностям кварца и карбоната, частично корродируя их.

Данные Е. К. Везиришвили и С. А. Кекелия, устанавливающие проникновение киновари по трещинам спайности в антимоните, а также нарастание кристаллов киновари на друзы кварца и шестоватые кристаллы антимонита, свидетельствуют о том, что основная часть киновари образовалась после антимонита.

Процесс минералообразования, по С. А. Кекелия, Д. Г. Салия, З. В. Отхмезури, Е. А. Шатохину, происходил в два этапа, разобщенных тектоническими подвижками:

- 1) кварц — карбонат — серицит — арсенопирит — пирит;
- 2) кварц — карбонат — диккит — антимонит — киноварь.

Из выделенных четырех ртутоносных зон Авадхарского месторождения здесь описаны участки Тхасоу и Макратела, размещенные в первой зоне.

Участок Тхасоу. На участке Тхасоу оруденение приурочено к двум параллельным зонам дробления и смятия, представленным перемьятыми, раздробленными и брекчированными кварц-карбонатными и кварц-карбонат-диккитовыми глинистыми сланцами. Киноварь встречается в виде вкрапленников и примазок. Оруденение неравномерное и зависит от степени трещиноватости пород. Наиболее богатое оруденение в виде гнезд фиксируется в центральной части участка. Рудные тела в зонах дробления пород часто представлены субпараллельными линзообразными жилами кварца с вкрапленностью киновари.

Рудные зоны падают на северо-восток под углом $20-30^\circ$. Между рудными телами в отдельных случаях размещены пачки безрудных сланцев мощностью 5—20 м. Тектонические нарушения часто представляют собой межпластовые срывы. Плотные глинистые сланцы чередуются с сильно перемьятыми глинистыми сланцами.

Прожилки кварца, карбоната и диккита наблюдаются как в плотных сланцах, так и в перемьятых, но количество их в последних значительно увеличивается. Иногда количество прожилков настолько велико, что порода приобретает брекчиевидную текстуру. Зеркала скольжения в большинстве случаев без видимой минерализации, но иногда содержат диккит и вишнево-бурый минерал, возможно, представляющий собой примазки киновари. Прожилки кварца и карбоната большей частью ветвящиеся, прерывистые, зигзагообразные. Мощность прожилков варьирует от десятых долей сантиметров до 0,5 м.

Глинистые сланцы содержат маломощные прослои песчаников, алевролитов, аргиллитов, порфиритов, альбитофиров и их туфов.

Участок Макратела. На участке Макратела оруденение приурочено к субвулканическому телу альбитизированных диабазов, заключенному в глинистых сланцах верхнего лейаса. Диабазовое тело в плане имеет линзообразную форму, длинная ось его вытянута в северо-западном направлении. Падение его северо-восточное под углом 70° .

По данным А. И. Кавелашвили, З. В. Отхмезури, диабазы участка Макратела разлинованы (будинированы) по системам трещин вязкого скалывания. Морфологически они представляют собой маломощные зоны дробления с небольшими перемещениями. В диабазах выделяются три системы трещин скалывания: 1) северо-западного простирания с падением на северо-восток под разными углами; 2) северо-западного простирания с падением на юго-запад под разными углами; 3) северо-восточного простирания с падением на северо-восток.

Ртутное оруденение приурочено к двум системам трещин. Трещины одной системы с прожилками кварца развиты в ступенчатых сбросовых плоскостях, трещины другой системы с прожилками кварца развиты в контактовой полосе диабазов и глинистых сланцев. Сбросовые трещины выполнены брекчией и сцементированы жильными образованиями. Рудные тела в диабазах, часто имеющие жиллообразную форму, относятся к типу лестничных жил.

На этом участке диабазы имеют призматически-офитовую или призматически-зернистую структуру. Главными породообразующими минералами являются альбит, хлорит и кальцит, второстепенными — биотит, титаномагнетит, сфен, лейкоксен, пирит, апатит, серицит и очень редко пренит и клиноцоизит.

На участках Тхасоу и Макратела, как и на других участках ртутного оруденения, главным рудным минералом является киноварь, второстепенными — антимонит, пирит, арсенопирит, реальгар, бертьерит, менегинит, сфалерит, галенит, метациннабарит и самородная ртуть. Нерудными минералами являются кварц, карбонаты, диккит, хлорит и серицит. Антимонит в рудах Авадхарского месторождения встречается в значительно меньшем количестве, чем на Ахейском месторождении. Это особенно касается участка Тхасоу.

На описываемых участках, по З. В. Отхмезури, наиболее развиты вкрапленные текстуры руд, реже отмечаются брекчиевые, кокардовые и полосчатые текстуры.

Результаты изучения минералогии авадхарских руд позволили З. В. Отхмезури выделить две стадии минерализации, разобщенные друг от друга тектоническими подвижками:

- 1) кварц-карбонатно-пиритовую (безрудную);
- 2) кварц-карбонатно-диккит-киноварную.

Гидротермальные растворы, проникая вдоль трещин кварца ранней генерации, образовали в них прожилки и скопления диккита, выделения антимонита и киновари. Антимонит в кварцевых жилах пространственно разобщен от киновари.

В тесной ассоциации с киноварью в рудных жилах образуются бергтерит и менегинит. Процесс рудообразования завершается выделением реалгара и аурипигмента.

Околорудные изменения. Одним из поисковых признаков ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения является околорудное изменение. Исследованию этого вопроса посвящены работы В. Т. Сургай (1957), В. Н. Трощенко (1961), И. П. Щербань, В. П. Федорчука (1964, 1969) и других исследователей. В. П. Федорчук (1964, 1969) выделяет следующие типы околорудных изменений: осветление и перекристаллизацию, битумизацию, окварцевание, аргиллизацию, флюоритизацию, цеолитизацию, пиритизацию, листовенитизацию, карбонатизацию, баритизацию, алунитизацию, лимонитизацию, огипсование, арагонитизацию.

Детальные работы для выявления околорудных изменений рудовмещающих пород проведены по Ахей-Авадхарскому рудному полю в пределах четырех участков: Шура, Агуришта, Тхасоу и Макратела, а еще более детальные — на участке Шура (Церцвадзе, Меняйлова, 1966).

На участке Шура установлены следующие типы околорудных изменений: осветление и перекристаллизация, окварцевание, аргиллизация, пиритизация, карбонатизация и в незначительной степени хлоритизация.

Осветление и перекристаллизация, возникшие под действием гидротермальных растворов, являются результатом процессов аргиллизации, карбонатизации и выноса органического вещества. На участке Шура можно выделить зоны, характеризующиеся послойным осветлением с частичной или полной перегруппировкой вещества, в результате чего образовались довольно мощные слои известковистых сланцев и песчаников.

Окварцевание является одним из наиболее распространенных явлений на Ахейском рудном поле. Окварцеванию подвергнуты песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, аргиллиты и вулканогенные образования. Наиболее интенсивно окварцевание проявилось в зонах дробления и брекчирования пород, менее интенсивно — в зонах смятия и рассланцевания. Как известно, кремнезем заимствуется или непосредственно на месте или привносится из подстилающих толщ. В первом случае часть кварца подвергается частичному растворению с последующим переотложением (перекристаллизация), в результате чего возникают кварцитовидные песчаники. Кварц является главным компонентом прожилков. Он тесно ассоциирует с кальцитом, дикситом и киноварью. Кварц обычно представлен агрегатом ксеноморфных зерен, а иногда небольшими хорошо ограненными кристаллами.

Кварцевые прожилки бывают волосные, быстро выклинивающиеся, ветвящиеся, зигзагообразные, смещенные и разорванные. Большинство из них имеет гранобластовую мозаичную структуру. В некоторых более мощных прожилках наблюдаются ксенолиты вмещающей породы. Толщина прожилков варьирует от сотых долей

миллиметра до нескольких сантиметров. Окварцевание на данном участке происходило в две или несколько стадий. Кварц первой стадии крупнокристаллический, иногда идиоморфный, иногда зональный, с неодновременным волнистым угасанием, трещиноватый, сильно замутненный. Эта стадия, по-видимому, дорудная, характеризуется наиболее интенсивным окварцеванием. Во второй стадии в результате подвижек вновь образовались тонкие трещинки, которые заполнились мелкокристаллическим кварцем вместе с карбонатом, диккитом и основной массой сульфидов, включая киноварь.

Аргиллизация. Глинистые минералы * широко развиты на Ахейском рудном поле, ореол их распространения измеряется сотнями метров. Наиболее интенсивной аргиллизации подвергнуты рудовмещающие толщи и зоны перемятых и брекчированных сланцев. В случае интенсивной аргиллизации вмещающие породы осветляются и приобретают белесый оттенок. Иногда осветление незначительно, хотя и наблюдаются прожилки глинистых минералов.

По данным С. А. Кекелия, Д. Г. Салия (1963), глинистый минерал в результате всестороннего анализа (химического, рентгенометрического, термического и спектрального) отнесен к диккиту. Диккит развивается как в пределах рудоносных горизонтов, так и в экранирующих сланцах. Он образует прожилки, тонкие примазки по трещинам, гнезда, а также в виде мелких чешуек рассеян по всей массе пород, подвергающихся гидротермальной переработке. Гнезда и прожилки представлены рыхлыми мелкочешуйчатыми массами снежно-белого цвета, стенки которых покрыты хорошо ограниченными кристаллами кварца или перистыми зернами кальцита. В некоторых прожилках глинистые минералы довольно плотные с голубовато-серым оттенком.

Пиритизация. Пирит присутствует обычно в виде стяжений размером до 6—8 см, представляя собой, вероятно, сингенетичные образования конкреционного типа, а также в виде тонких извилистых прожилков более позднего образования. Пирит обоих видов присутствует обычно как в надрудных, так и в подрудных глинистых сланцах. По данным некоторых исследователей (Федорчук, 1964 и др.), на ртутных месторождениях Южной Ферганы пирит в рудных зонах отсутствует. На участке Шура в рудовмещающих песчаниках пирит встречается в виде мелких зерен (средний размер 0,01 мм) с правильными кристаллографическими очертаниями (кубы и октаэдры), а также в виде мельчайших глобуль, иногда с коломорфным строением. В некоторых случаях совместно с пиритом присутствуют халькопирит и арсенопирит.

Карбонатизация. Карбонаты в том или ином количестве отмечены во всех породах, слагающих рудное поле, но наиболее широко

* Под глинистыми минералами понимаются обычно землястые каолиноподобные образования белого или желтовато-белого цвета, развитые в некоторых ртутно-сурьмяных месторождениях. При детальном изучении оказывается, однако, что наряду с собственно глинистыми минералами эти образования содержат ряд других минеральных комплексов (Федорчук, 1964).

Химический состав песчаников участка Шура

Компоненты	Измененные	Неизмененные	Средний состав песчаников по Кларку и Стоксу
	$\bar{C} \pm \frac{S}{\sqrt{n}}$ при $n = 6$	$\bar{C} \pm \frac{S}{\sqrt{n}}$ при $n = 4$	
SiO ₂	85,2 ± 1,12	67,01 ± 1,14	78,31
TiO ₂	0,26 ± 0,05	0,48 ± 0,08	0,25
Al ₂ O ₃	4,50 ± 0,52	13,53 ± 1,21	4,76
Fe ₂ O ₃	0,32 ± 0,11	0,31 ± 0,10	1,07
FeO	3,44 ± 0,33	4,94 ± 0,46	0,3
MnO	0,06 ± 0,01	0,10 ± 0,01	—
MgO	0,86 ± 0,14	1,44 ± 0,16	1,16
CaO	1,47 ± 0,37	2,01 ± 0,56	5,3
Na ₂ O	0,36 ± 0,07	1,56 ± 0,56	0,15
K ₂ O	0,33 ± 0,10	1,83 ± 0,24	1,31
П. п. п.	3,15 ± 0,17	6,47 ± 0,61	—
P ₂ O ₅	0,04 ± 0,01	0,11 ± 0,04	0,08
SO ₃	0,28 ± 0,11	0,07 ± 0,06	0,07
S	0,24 ± 0,11	0,18 ± 0,08	—
С у м м а	100,51	100,04	100
H ₂ O	0,25 ± 0,02	0,064 ± 0,04	1,63
CO ₂	2,39 ± 0,49	3,93 ± 0,72	5,03

распространены на восточном фланге месторождения. Подавляющая часть карбонатов представлена кальцитом с небольшим количеством сидерита и анкерита. Карбонаты развиты по цементу, обломкам пород и минералов, а также входят в состав прожилков совместно с кварцем, дикситом, шпритом и киноварью; нередко слагает самостоятельные мономинеральные прожилки. Наиболее интенсивно карбонатизация проявлена в породах туфогенного горизонта.

Хлоритизация. Хлоритизация имеет наименьшее распространение и характерна в основном для пород туфогенного горизонта. В составе других пород Ахейского рудного поля хлорит отмечается очень редко и в незначительных количествах.

Для изучения химического состава пород, слагающих участок Шура, было выполнено 46 силикатных химических анализов проб неизмененных пород и разностей, а также измененных пород под влиянием гидротермальных растворов. Для каждой из петрографических разновидностей пород в табл. 11—14 приведены средние арифметические содержания химических компонентов и стандартные отклонения. Для сопоставления данных анализов в последней графе таблицы приводится средний состав той или иной породы по Кларку и Стоксу. Значимость различий средних содержаний для измененных и неизмененных пород проверялась по t -критерию Стьюдента с вероятностью $P_{0,98}$ (2%).

Содержание кремнезема в неизмененных песчаниках и измененных их разностях варьирует в больших пределах (см. табл. 11). Так, в неизмененных песчаниках содержание SiO₂ составляет $67,01 \pm 1,14$, а в измененных разностях $85,2 \pm 1,12$. Данные,

Химический состав глинистых сланцев участка Шура

Компоненты	Перемятые и брекчированные	Плотные
	$\bar{C} \pm \frac{S}{\sqrt{n}}$ при $n = 6$	$\bar{C} \pm \frac{S}{\sqrt{n}}$ при $n = 7$
SiO ₂	57,03 ± 1,43	53,5 ± 0,95
TiO ₂	0,76 ± 0,07	0,75 ± 0,07
Al ₂ O ₃	19,46 ± 0,57	19,89 ± 0,71
Fe ₂ O ₃	1,27 ± 0,18	2,48 ± 0,15
FeO	5,79 ± 0,30	6,19 ± 0,32
MnO	2,23 ± 0,19	2,43 ± 0,19
MgO	0,09 ± 0,01	0,19 ± 0,06
CaO	1,95 ± 0,36	2,40 ± 0,46
Na ₂ O	1,23 ± 0,08	1,28 ± 0,07
K ₂ O	2,40 ± 0,18	3,39 ± 0,20
П. п. п.	7,09 ± 0,72	6,72 ± 1,01
P ₂ O ₅	0,19 ± 0,06	0,22 ± 0,05
SO ₃	0,12 ± 0,01	0,32 ± 0,06
S	0,61	1,26 ± 0,87
С у м м а	100,22	101,01
H ₂ O	0,75 ± 0,13	0,42 ± 0,06
CO ₂	4,45 ± 0,84	2,73 ± 0,68

Таблица 13

Химический состав алевролитов и аргиллитов участка Шура

Компоненты	Аргиллиты перемятые	Аргиллиты плотные	Алевролиты
	$\bar{C} \pm \frac{S}{\sqrt{n}}$ при $n = 2$	$\bar{C} \pm \frac{S}{\sqrt{n}}$ при $n = 2$	$\bar{C} \pm \frac{S}{\sqrt{n}}$ при $n = 3$
SiO ₂	55,32 ± 0,92	56,85 ± 0,95	58,68 ± 1,33
TiO ₂	0,53 ± 0,15	0,71 ± 0,01	0,93 ± 0,04
Al ₂ O ₃	19,38 ± 1,57	18,82 ± 0,10	20,85 ± 0,78
Fe ₂ O ₃	1,73 ± 0,36	1,06 ± 0,18	1,19 ± 0,32
FeO	5,31 ± 0,71	5,31 ± 0,38	5,40 ± 0,68
MgO	2,16 ± 0,10	2,16 ± 0,38	1,66 ± 0,24
MnO	0,11 ± 0,01	0,11	0,09 ± 0,03
CaO	1,55 ± 0,48	1,00 ± 0,60	0,96 ± 0,29
Na ₂ O	1,02 ± 0,05	1,53 ± 0,24	1,49 ± 0,19
K ₂ O	2,71 ± 0,25	3,25 ± 0,33	2,38 ± 0,08
П. п. п.	8,88 ± 0,67	8,51 ± 0,55	6,29 ± 0,29
P ₂ O ₅	0,22 ± 0,02	0,18 ± 0,03	0,18 ± 0,06
SO ₃	0,37 ± 0,23	0,40 ± 0,05	0,07 ± 0,01
S	1,26	Не опр.	0,09 ± 0,01
С у м м а	100,57	99,89	100,26

приведенные в табл. 11, свидетельствуют о накоплении и привносе кремнезема из вмещающих толщ. Гидротермальные растворы растворяли полевые шпаты и кварц и перекладывали освобожденный кремнезем в свободных промежутках, а также в виде кайм на кварцевых зернах, что привело к уплотнению породы и к повышению в ней содержания кремнезема.

Химический состав пород туфогенного горизонта на участке Шура

Компоненты	Номера образцов					
	11/13	11/16	11/20	11/27	11/28	11/32
SiO ₂	48,96	47,54	50,40	63,40	56,60	43,12
TiO ₂	0,80	0,70	0,86	0,68	0,84	0,70
Al ₂ O ₃	17,68	14,96	17,36	12,45	16,55	15,77
Fe ₂ O ₃	0,78	Нет	1,16	0,29	1,38	0,29
FeO	7,59	8,10	7,81	6,13	7,11	7,81
MgO	4,34	3,24	2,89	2,35	2,95	3,52
MnO	0,32	0,22	0,23	0,16	0,18	0,28
CaO	5,68	7,48	4,32	4,09	2,62	8,42
Na ₂ O	3,81	1,05	2,09	2,53	4,71	2,09
K ₂ O	2,38	2,52	2,91	1,75	2,42	2,41
П. п. п.	7,42	14,11	10,37	6,16	6,19	15,49
P ₂ O ₅	0,20	0,17	0,08	0,04	0,06	0,20
SO ₃	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
S	0,01	0,12	0,14	0,08	0,13	0,16
С у м а	99,97	100,21	100,62	100,11	100,74	99,96
H ₂ O гир.	0,70	0,76	0,74	0,48	0,55	0,63
CO ₂	4,18	11,82	8,52	5,14	4,88	12,94

11/13 — туф кристаллокластический основного состава; 11/16 — туф основного состава с киноварью; 11/20 — туф витрокластический; 11/27 — туф стекловатый кислого состава; 11/28 — аргиллит осветленный разливованный; 11/32 — аргиллитовая брекчия.

Содержание глинозема составляет $13,53 \pm 1,21$ в неизменных песчаниках и понижается до $4,5 \pm 0,52$ в измененных породах, что свидетельствует о значительном выносе Al₂O₃ в процессе преобразования пород гидротермальными растворами. Вынос глинозема из пород, вмещающих гидротермальное оруденение, хорошо подтверждается результатами изучения минерального состава пород. В измененных породах резко сокращается количество глинистого цемента, слюд и исчезают полевые шпаты.

Закисное и окисное железо в песчаниках Ахейского месторождения ведет себя различно. В отличие от среднего состава песчаников (по Кларку), где окисное железо преобладает над закисным, во всех песчаниках Ахейского месторождения закисное железо преобладает над окисным. Различия содержаний окисного железа в измененных и неизменных песчаниках незначительны.

В измененных песчаниках наблюдается вынос закисного железа.

По данным химических анализов отмечается незначительный вынос окиси магния и марганца.

В измененных песчаниках происходит вынос натрия, который объясняется замещением полевых шпатов карбонатом и кварцем.

Поведение окиси калия напоминает поведение окиси натрия, что свидетельствует об интенсивном выносе калия, в основном из участков, где развиты кварцитовидные песчаники. Различия содержаний кальция, фосфора, угольной кислоты и серы в измененных и неизменных песчаниках незначительны.

Сравнение результатов химических анализов измененных и неизмененных песчаников показывает вынос воды. О выносе воды свидетельствуют и величина потерь при прокаливании, а также сравнение со средним составом по Кларку.

Таким образом, сравнительное изучение минерального состава песчаников, а также химические составы измененных и неизмененных их разностей позволяют утверждать, что при интенсивном выносе глинозема, щелочей и т. п. происходило накопление кремнезема.

В табл. 12 приведен химический состав плотных глинистых сланцев и измененных перемятых и брекчированных их разностей. Сравнивая полученные данные, видно, что в процессе гидротермальной переработки сланцевых толщ в них накапливались кремнезем и угольная кислота, а выносились окись марганца, окись калия, окисное железо и вода. Различия содержаний остальных компонентов в измененных и неизмененных глинистых сланцах незначительны.

Химический состав алевролитов и аргиллитов приведен в табл. 13. Алевролиты по химическому составу близки к песчаникам верхнего горизонта. Отличие их заключается в большем содержании глинозема и щелочей и в меньшем — кремнезема. Химический состав аргиллитов близок к составу глинистых сланцев. Различия содержания основных компонентов в перемятых и плотных аргиллитах незначительны.

Химический состав туфогенных пород приведен в табл. 14, из которой видно, что породы по химическому составу разделяются на основные и кислые, это соответствует данным петрографического определения. Количество SiO_2 колеблется в пределах 47,54—48,96% для туфов основного состава и повышается до 63,4% для туфов кислого состава. Кроме того, туфы основного состава характеризуются повышенным содержанием Al_2O_3 , MgO , FeO , CaO и в некоторых случаях Na_2O . Минералогически это выражается развитием процессов карбонатизации и альбитизации, которые проявлены неравномерно.

Сравнение химических составов туфов без киновари (образец 11/13) и с киноварью (образец 11/16) показывает, что под влиянием рудосодержащих растворов происходил привнос CaO и CO_2 , выражающийся в карбонатизации пород.

На участке Агурипта из околорудных изменений отмечены карбонатизация, окварцевание, аргиллизация и хлоритизация.

Наиболее интенсивно проявлена карбонатизация, которая вблизи рудных тел (приуроченных к контакту туфов и диабазов с глинистыми сланцами) настолько интенсивна, что туфы и диабазы полностью карбонатизированы. В туфах сохраняется только реликтовая кристаллокластическая структура и по составу они отвечают известковым туфам. Все туфы в той или иной степени хлоритизированы. Наибольшая хлоритизация отмечена для туфов основного состава.

Диабазы на контакте со сланцами сильно изменены и состоят исключительно из вторичных минералов. Основная масса породы состоит из альбита, карбоната, серицита, лимонитизированного пирита,

хлорита, лейкоксена и органического вещества, последнее образует тончайшие изогнутые прожилки.

На участке *Тхасоу* из околорудных изменений утановлены осветление и перекристаллизация, окварцевание, карбонатизация, аргиллизация и пиритизация. Наиболее интенсивно проявлена карбонатизация. Интересно отметить, что небольшие рудные тела, содержащие киноварь в ничтожных количествах, сопровождаются большими по мощности поясами слабо гидротермально измененных пород, которые прослеживаются и на глубину, и по простиранию на значительные расстояния. Между мощностью рудных тел и мощностью измененных пород четкой прямой зависимости не наблюдается. Кроме того, породы, содержащие в небольшом количестве карбонаты, диккит и пирит, встречаются иногда в некотором удалении от рудных тел, в основном в зонах смятия и брекчирования.

Глинисто-гидролюдистые и углисто-глинисто-карбонатные сланцы тяготеют к рудным зонам, вблизи которых они часто перемяты и иногда брекчированы.

Песчаники в той или иной степени карбонатизированы, количество карбоната в пределах рудной зоны достигает иногда 50%. Карбонат развивается по глинистому цементу, иногда полностью вытесняя его, а также по обломочным зернам плагиоклаза и кварца.

Кварц в основном представлен прожилками, размеры которых местами достигают 20—25 см. В отдельных горизонтах кварц нацело замещает глинистую массу в сланцах, с сохранением реликтов углистого вещества в виде полосок.

На участке *Макратела* вблизи рудных зон диабазы гидротермально изменены. Эти изменения прежде всего выражены в осветлении и перекристаллизации, а также в изменении минерального состава. С приближением к рудной зоне количество хлорита и альбита постепенно уменьшается до полного их исчезновения. Появляются новообразования железисто-магнезиальных карбонатов, диккита и кварца.

Детальное петрографическое изучение метасоматитов участка *Макратела* позволило Г. А. Меняйловой (1967) установить следующую метасоматическую зональность вкост простирания ртуоносной зоны:

- 1) альбит + хлорит + кальцит + биотит (ширит + титаномагнетит + апатит);
- 2) альбит + хлорит + кальцит + сидерит (ширит + лейкоксен + апатит);
- 3) альбит + кальцит + сидерит + диккит (лейкоксен + апатит);
- 4) кальцит + сидерит + диккит + кварц (лейкоксен + апатит + киноварь).

Анализируя результаты силикатных анализов диабазов, автор считает, что позднемагматические изменения диабазов выражены в пропилизации, сопровождаемой образованием альбита, хлорита, кальцита, реже серицита и клиноцоизита; гидротермальные изменения пород приводят к полному замещению минералов пропили-

вой стадии: образуются породы кварц-карбонат-диккитового состава, содержащие вкрапления киновари.

Измененные породы содержат ксенолиты вмещающих пород (сланцев), которые перекристаллизованы и карбонатизированы. Размер ксенолитов редко превышает 5×3 см. От этих ксенолитов иногда ответвляются извилистые прожилки, сложенные органическим веществом.

В пределах Горной Абхазии по характеру околорудного изменения интерес представляет рудопроявление Ахахча, локализованное в ядре Ахцу-Кацирхской антиклинали в порфиритовой свите байоса. На этом рудопроявлении в зоне ртутной минерализации часто встречается монтмориллонит, наличие которого нами не установлено в других зонах ртутной минерализации Абхазии.

Специальные исследования гидротермально измененных пород в пределах ртутных месторождений и рудопроявлений Северо-Западного Кавказа проводили В. Б. Хомяков, М. Г. Шишкунов, поэтому в основном мы приводим данные этих авторов и результаты наших исследований на месторождении Перевальное.

В ртутоносных зонах Северо-Западного Кавказа, как и в Горной Абхазии, околорудные изменения выражены окварцеванием, аргиллизацией, карбонатизацией, битумизацией и пиритизацией пород. Иногда в глинах наблюдается слабое огипсование.

Внешне околорудные изменения пород выражены общим осветлением и наличием в них прожилков жильных минералов: кварца, диккита, кальцита, изредка барита; иногда они проявлены наличием в породах густой вкрапленности кристаллического (гидротермального) пирита или обохренностью.

В зонах ртутного оруденения на Северо-Западном Кавказе наиболее широко проявлено окварцевание. Интенсивное окварцевание наблюдается в зоне рудолокализирующих разломов, в местах интенсивного брекчирования и трещиноватости пород. Это хорошо выражено на Перевальном, Сахалинском и других месторождениях. На Запорожском, Перевальном месторождениях и на рудопроявлении Убин-Су в песчаниках наряду с метасоматическими замещениями и выполнением трещин кварцем окварцевание проявлено в регенерации его зерен. В зонах рудолокализирующих разломов на отдельных месторождениях (Убин-Су, Запорожское) породы настолько сильно окварцованы, что почти превращены во «вторичные кварциты», а по удалении от разломов интенсивность окварцевания заметно уменьшается. На месторождении Перевальное в зоне брекчирования и часто на контакте фангломератов и глинистых пород окварцевание также приводит к образованию существенно кварцевых пород.

В зонах ртутного оруденения Северо-Западного Кавказа установлен кварц пяти генераций. Кварц первых двух генераций дорудный, кварц остальных генераций ассоциирует с киноварью.

Во всех зонах ртутного оруденения по трещиноватости, в зонах смятия и дробления пород в виде прожилков, гнезд и примазок

глинистых минералов, интенсивно проявлена аргиллизация. Детальные исследования мономинеральных проб глинистого материала из гнезд и прожилков позволили В. Б. Хомякову и М. Г. Шишкунову установить, что на 90—95% он состоит из диккита, совместно с которым отмечаются каолинит, галлуазит и тонкочешуйчатые агрегаты гидрослюд. В редких случаях диккит развивается непосредственно в песчаниках и алевролитах за счет замещения полевых шпатов или выполнения крупных пор в породах. На Сахалинском, Перевальном и других месторождениях и рудопроявлениях наблюдается тесная ассоциация диккита, кварца и киновари. По данным И. В. Виноградова, на Сахалинском месторождении диккит, отлагавшийся в продуктивную стадию, сопровождается кварцем, в то время как дорудный и пострудный диккит не содержит кварца и развит по площади месторождения гораздо шире. На Сахалинском месторождении, по В. Б. Хомякову и М. Г. Шишкунову, диккит находится в тесной ассоциации с ячеистым кварцем и входит в состав цемента рудовмещающих брекчий. Здесь в кварцевой массе диккит образует довольно крупные гнездообразные скопления или отдельные кристаллики, имеющие отчетливо выраженные ограничения. На Белокаменном месторождении и Запорожском рудопроявлении в прожилках диккита отмечаются мелкие гнезда кальцита. На Перевальном месторождении диккит в виде налетов и прожилков развит в основном по трещиноватости и цементу брекчий. Наибольшие скопления диккита встречаются в рудных зонах.

На некоторых месторождениях четко выделяются определенные литологические горизонты, подвергнутые широкой и интенсивной диккитизации. К таким горизонтам относятся на Сахалинском месторождении раздробленные аргиллизированные глинистые породы, на Запорожском рудопроявлении — песчано-глинистые породы мамчатовской свиты.

Карбонатизация проявлена во всех зонах ртутного оруденения, причем в некоторых из них настолько интенсивно, что породы полностью карбонатизированы. Внешне карбонатизация выражена прожилками и гнездами кальцита, часто ассоциирующими с кварцем, диккитом и киноварью.

Петрографическое изучение пород Перевального месторождения показало, что в них часто присутствует большое количество прожилков кальцита размером от 0,01 до 2,5 мм. Волосовидные и извилистые прожилки часто взаимно пересекаются, нередко они прерывисты и выклиниваются. В большинстве случаев структура этих прожилков кальцита волокнистая. Встречаются прожилки кальцита и гранобластовой структуры. Цементирующее вещество в породах часто карбонатное, местами представлено хорошо выраженной спайностью и двойниковым срастанием. Нередко карбонат в песчаниках корродирует и разъедает зерна кварца, плагиоклаза и микроклина. В результате значительной перегруппировки карбонатной массы и органического вещества произошло осветление пород. На отдельных участках вблизи рудных тел месторождения породы на-

столько карбонатизированы, что количество карбоната составляет более 60% породы.

По данным В. Б. Хомякова и М. Г. Шишкунова, устанавливается кальцит трех генераций. Кальцит первой генерации представляет собой кальцит цемента перекристаллизации песчаников и алевролитов; кальцит второй генерации слагает маломощные прожилки в рудоносных зонах, ассоциирует с ячеистым кварцем и киноварью; кальцит третьей генерации — это скаленоэдрические кристаллы, которые локализуются по трещинам карбонатных песчаников (Белокаменное месторождение, Запорожское рудопроявление). На рудопроявлениях, сложенных карбонатными породами (Чвежипсе), отмечаются перекристаллизация основной массы породы и слабая доломитизация.

Пирит в малом количестве наблюдается по всей площади Перевального месторождения. По отдельным шлифам часто по всей массе породы устанавливаются мелкие зернышки пирита (0,01 мм), которые нередко образуют довольно крупные скопления с ореолами гидроокислов железа.

Лимонитизация проявлена на большинстве рудопроявлений, но наиболее интенсивно на Сахалинском месторождении и рудопроявлении Убин-Су.

В отдельных зонах ртутного оруденения отмечается незначительная хлоритизация и огипсование.

В зоне размещения сурьмяных месторождений южного склона Большого Кавказа на отдельных участках во вмещающих породах кварц-антимонитовых жил устанавливаются окварцевание, серицитизация, пиритизация и карбонатизация. Процесс окварцевания проявлен значительно интенсивнее, а карбонатизация в меньшей степени, чем на ртутных месторождениях Большого Кавказа.

На реальгар-аурипигментовых месторождениях и рудопроявлениях южного склона Большого Кавказа (Лухумское, Кодис-Дзирское, Чичхвинское, Зругское, Уравское, Сакаурусское и др.) интенсивно проявлена карбонатизация известковистых пород, выраженная перераспределением карбонатов, а также окварцевание, менее интенсивно — серицитизация, пиритизация, лимонитизация, битумизация и хлоритизация.

По данным А. Ш. Матевосяна, на Амасийском мышьяково-сурьмяном месторождении (Севано-Карабахская зона) околорудные гидротермальные изменения выражены в окварцевании, карбонатизации, серпентинизации, хлоритизации, серицитизации, пиритизации, сосуритизации, каолинизации и преницитизации вмещающих пород.

В пределах Малого Кавказа интереса заслуживают гидротермально измененные породы в зонах ртутного оруденения, размещенных в офиолитовой полосе Севано-Карабахской зоны. В этой ртутоносной полосе четко выделяются ртутные концентрации, приуроченные к лиственитам.

Лиственитовые породы описаны рядом исследователей (И. Н. Бородаевский; Кришталь, 1961; Жариков, 1961; Троценко, 1961;

И. П. Щербань и др.). По вопросу их генезиса и взаимоотношения с рудным процессом мнения указанных исследователей расходятся. По мнению В. А. Кузнецова, на месторождениях Горного Алтая лиственитизация протекает в дорудный этап, и большая часть лиственитов образуется задолго до отложения киновари и связанных с нею жильных минералов (кварца, кальцита и др.).

На Малом Кавказе в районе Агятагского рудного поля формирование лиственитов относят к начальному этапу гидротермального процесса. Для доказательства малого диапазона времени формирования лиственитов и ртутной минерализации Т. Н. Насибов (1966) указывает на то, что листвениты приурочены не только к нижне-сенонским отложениям, но и к породам, которые значительно моложе ультрабазитов. Следует отметить, что возраст офиолитовой формации С. М. Сулейманов (1964) датирует как послесреднеэоценовый.

Среди лиственитов Агятагского рудного поля А. Ф. Керимов и К. С. Алиев выделяют следующие разности: 1) карбонатную, 2) карбонат-кварцевую, 3) кварцевую, 4) серпентин-карбонатную, 5) железисто-карбонатную, 6) железисто-кварцевую.

Вдоль разрывных нарушений и в зоне ртутного оруденения на Агятагском, Шорбулагском, Левчайском и Сараланджском рудных полях устанавливаются следующие типы окolorудных изменений: окварцевание, лиственитизация, аргиллизация, карбонатизация, лимонитизация, битумизация и местами хлоритизация.

В результате анализа измененных и неизмененных известняков Левчайского рудопроявления В. П. Федорчуком установлено, что рудовмещающие известняки за счет гидротермального воздействия так изменены (содержание SiO_2 в измененных известняках достигает 95,79%), что фактически превратились в джеспериоды. В пределах Агятагского месторождения интенсивно окварцованные породы, «вторичные кварциты», приурочены к разрывным нарушениям и лиственитизированным породам. Интенсивное развитие кварцевых прожилков устанавливается в брекчированных аргиллитах как в рудной зоне, так и в нескольких десятках метров от нее. Часто интенсивному окварцеванию подвергнуты дациты.

Карбонатизация развита в зоне ртутного оруденения довольно интенсивно. Кроме лиственитов карбонатизированы и другие разновидности пород, в которых местами 50% цементирующего вещества карбонатное, что вызывает осветление пород. Карбонатизация проявлена и в виде прожилков кальцита, которые часто ассоциируют с киноварью.

Аргиллизация интенсивно проявлена в местах трещиноватости, дробления, смятия и брекчирования пород. На Агятагском месторождении минералами группы каолинита выполнены трещины (мощностью 5—15 см) на расстоянии 10 м. Указанная зона расположена в 100 м от рудной зоны, а в самой рудной зоне аргиллизация проявлена значительно слабее.

На основании проведенных исследований мы пришли к выводу, что характер гидротермального изменения на ртутно-мышьяково-

сурьмяных месторождениях зависит главным образом от литологического состава пород.

Распределение битуминозного вещества в зоне ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения. Большой интерес вызывают работы, посвященные распределению битуминозного вещества на рудных месторождениях, в том числе и на ртутно-мышьяково-сурьмяных (Полярков, 1955; Флоровская и др., 1964; Бочарова, 1964; Федорчук, 1964; Флоровская и др., 1966; Балицкий, 1966; Pawers, 1932 и др.).

Известно, что битумы устанавливаются на многих ртутных месторождениях мира. По В. Э. Поляркову (1955), твердые битумы из семейства асфальтитов присутствуют в месторождениях Техаса (округ Бревстер), Италии (Сан-Мартино), Испании (Альмаден), Югославии (Идрия) и др. В рудах месторождений Санта-Инес, Нью-Альмаден и других, по Паверсу (Pawers, 1932), устанавливается также тяжелая нефть.

В. Н. Флоровская и др. (1964, 1966), изучив углеродистые вещества в рудной зоне колчеданного (Комсомольское) и полиметаллического (Курултыкенское) месторождений, отмечают приуроченность керитов, асфальтитов и других соединений углерода к тектонически нарушенным зонам и гидротермально измененным породам, а также парагенетическую ассоциацию соединений углерода с колчеданными и полиметаллическими рудами и минералами пострудных прожилков. Авторы приходят к выводу, что образование углеродистых веществ связано с заключительной, низкотемпературной стадией гидротермального процесса.

Изучение распределения битуминозного вещества нами проводилось в Горной Абхазии в зоне ртутного оруденения на Ахейском (участок Шура) и Авадхарском (участок Макратела) месторождениях и на рудопроявлении Ахахча, в Северной Осетии — на Зругском рудопроявлении и в Севано-Карабахской зоне — на Агятагском месторождении и Сараландтском рудопроявлении. Целью исследования являлось установление связи ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения и эндогенных ореолов ртути, мышьяка и сурьмы с битуминозным веществом.

Изучение битуминозного вещества проводилось люминесцентно-битуминологическим методом, разработанным В. Н. Флоровской (1957). Было изучено распределение ртути, мышьяка, сурьмы и битуминозного вещества в керне скважин участка Шура, по штольням участка Макратела, по штольне Зругского рудопроявления и по магистральному профилю перевал Аллаштраху — Чамашха — Чибисха вкрест простирания песчано-глинистой толщи лейаса, в которой локализованы основные ртутные проявления.

Было установлено следующее.

1. Содержание битуминозного вещества в рудной зоне часто в 100—200 раз превышает его содержание во вмещающих породах. В центральной части участка Шура морфология ореола битуминозного вещества по профилю VIII—VIII¹ (рис. 38) повторяет морфологию

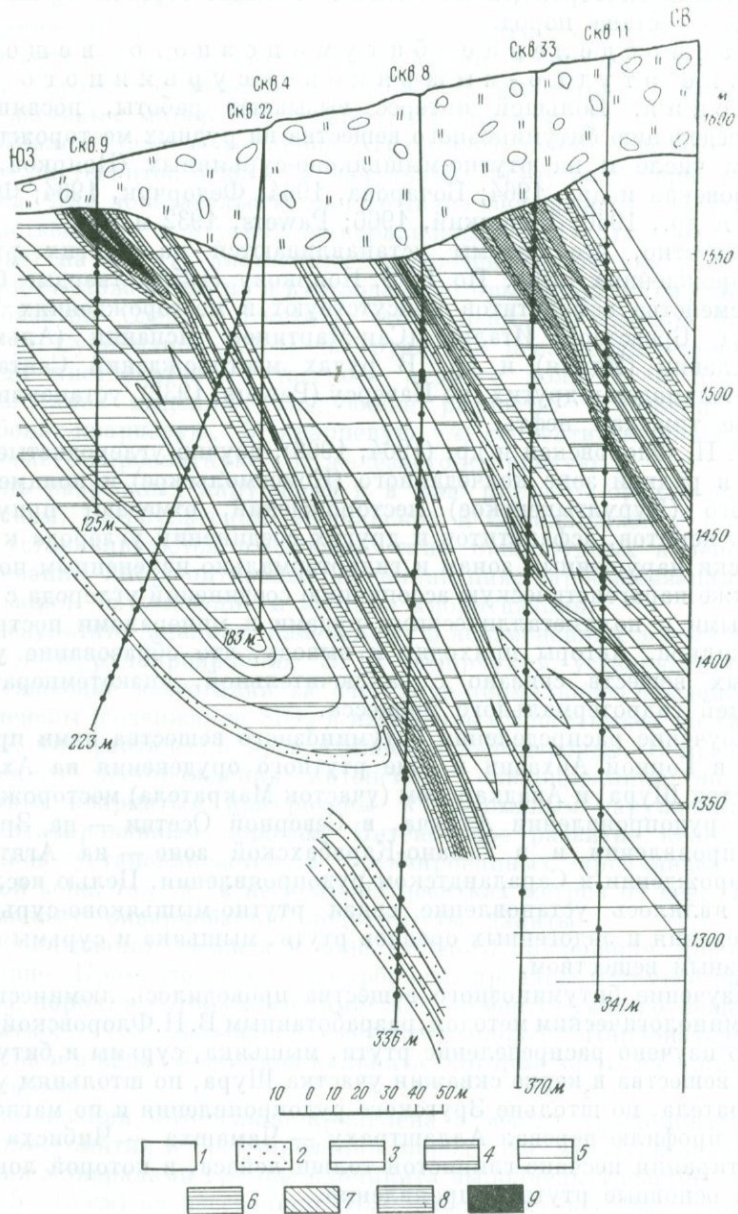


Рис. 38. Изоконцентрации битуминозного вещества по профилю VIII—VIII¹, участок Шура

Содержания (в $1 \cdot 10^{-4}\%$): 1 — <1; 2 — 1—3; 3 — 3—10; 4 — 10—30; 5 — 30—100; 6 — 100—300; 7 — 300—1000; 8 — 1000—10 000; 9 — > 10 000

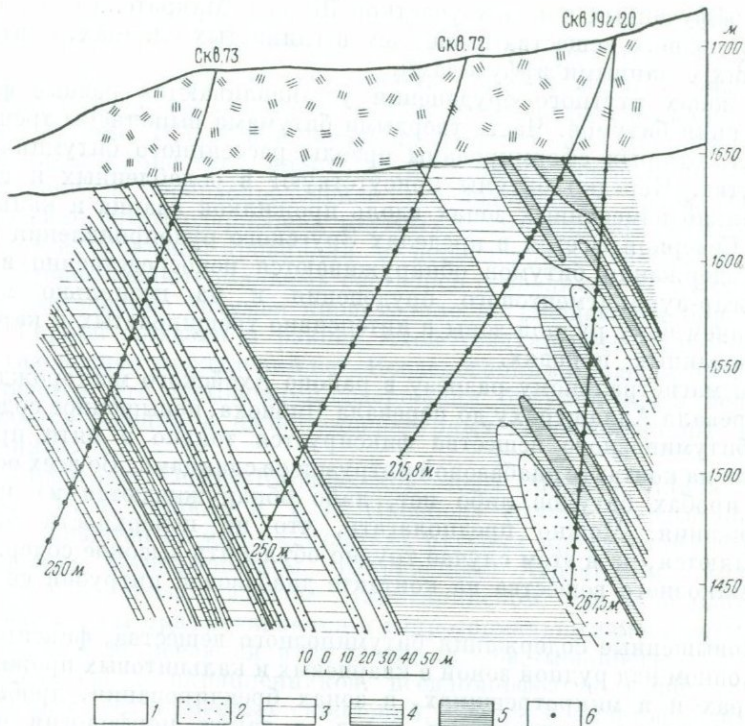


Рис. 39. Изоконцентрации битуминозного вещества по профилю XX—XX^I, участок Шура

Содержания (в $1 \cdot 10^{-4}\%$): 1 — < 1; 2 — 1—3; 3 — 3—10; 4 — 10—30; 5 — > 30; 6 — точки опробования

рудоносных горизонтов и эндогенных ореолов ртути, мышьяка и сурьмы. На восточном фланге участка по профилю XX—XX^I, где рудоносные горизонты не обнаружены, устанавливаются низкие содержания ртути, мышьяка, сурьмы и битуминозного вещества (рис. 39). Содержание битуминозного вещества по этому профилю не превышает $4 \cdot 10^{-4}\%$.

2. В породах участков Шура и Макратела присутствует как легкий, так и маслянистый битум А, иногда встречается битум С.

3. Битуминозное вещество распределено в основном в порах и микротрещинах пород; повышенное содержание битуминозного вещества часто связано с наличием кварц-кальцитовых жил, зон брекчирования, дробления и гидротермального изменения.

4. Повышенное содержание битуминозного вещества большей частью фиксируется в скважинах непосредственно над рудной зоной.

5. В ореолах битуминозное вещество коррелируется с содержанием ртути, мышьяка и сурьмы. По профилю VIII—VIII^I коэффициент корреляции между содержаниями битуминозного вещества и ртути равен +0,42 при $n = 69$.

В эффузивных породах участков Шура и Макратела содержание битуминозного вещества выше, чем в глинистых сланцах, контактирующих с данными эффузивами.

В зонах ртутного оруденения устанавливаются разные формы выделения битумов. Часто твердыми битумами выполнены трещины, вокруг которых сформированы ореолы рассеянного битуминозного вещества. Нередко битумы присутствуют в ослабленных и гидротермально измененных зонах вдоль прожилков кварца и кальцита.

В Северной Осетии в пределах Зругского рудопроявления высокие содержания битумов обнаруживаются непосредственно в зоне реальгар-аурипигментового оруденения и на несколько метров висячем боку рудной зоны в интенсивно трещиноватых и карбонатизированных породах.

По магистральному разрезу в районе Ахейского месторождения, от перевала Аллаштраху до перевала Чибисха, повышенное содержание битуминозного вещества фиксируется только в пяти пробах, взятых на контакте диабазовой интрузии со сланцами. Во всех остальных пробах битумов либо нет, либо обнаруживаются их низкие содержания. Можно предполагать, что на поверхности битумы окисляются, но в этом случае трудно объяснить высокое содержание битуминозного вещества на контакте диабазовой интрузии со сланцами.

Повышенные содержания битуминозного вещества, фиксируемые в основном над рудной зоной в кварцевых и кальцитовых прожилках, в порах и в микротрещинах, в зонах брекчирования, дробления, гидротермального изменения пород, а также морфология ореола битуминозного вещества на участке Шура, отвечающая форме рудоносных горизонтов, дают основания предполагать, что битуминозное вещество принимает участие в процессе образования ртутных месторождений. Тот факт, что содержание битуминозного вещества коррелируется с содержаниями ртути и мышьяка и ореол его повторяет морфологию эндогенных ореолов ртути, мышьяка и сурьмы, наводит на мысль, что битуминозное вещество способствовало формированию эндогенных ореолов.

Исследования битумов по ртутным и ртутно-сурьмяным месторождениям Северо-Западного Кавказа были проведены В. С. Балицким (1966). Автор приходит к выводу, что характер распределения и повышения содержания битуминозного вещества в зоне ртутного оруденения вполне определенно свидетельствуют о высокой миграционной способности битумов в гидротермальных условиях.

По данным этого автора, содержание битумов в минералах ртутных месторождений колеблется в пределах 0,0001—0,003%, в некоторых случаях составляет 0,01%. В монокристаллах (киноварь, пирит, кварц, кальцит) битумы, по-видимому, входят в состав многочисленных газовой-жидких включений. В тонкокристаллическом дикките и пористом кварце битумы распределены довольно равномерно и выполняют межзерновое пространство. В ртутных месторождениях присутствуют битумы различных подклассов и семейств —

антраксолиты, асфальтиты и углеводородные газы. В истории формирования месторождений указанные разновидности битумов занимают вполне определенное место. Антраксолиты образованы после стадии интенсивного осветления, диккитизации и окварцевания рудовмещающих пород, но до выпадения из раствора минералов рудной стадии. В конце и после проявления последней отложены асфальтиты; кроме того, вплоть до настоящего времени происходит накопление и перераспределение углеводородных газов. Однако размещение битумсодержащих ртутных месторождений в окраинной зоне нефтегазоносной провинции и перераспределение битумов под воздействием гидротермальных растворов позволяют автору считать, что заимствование битумов происходило из вмещающих пород.

В Горной Абхазии в районе Ахей-Авадхарского рудного поля нефтегазоносных проявлений нет. Исследованиями ряда авторов устанавливается, что повышенные содержания битуминозного вещества отмечаются именно в низкотемпературных гидротермальных месторождениях.

В пределах Севано-Карабахской зоны Малого Кавказа, по данным М. А. Кашкая и Т. Н. Насибова (1968), твердые битумы устанавливаются на многих участках ртутных проявлений — Западно-Левском, Каракасинском, Ширакском, Агятагском, Абдулла-Ушагинском, Истибулахском, Килисалинском, где в большинстве случаев битумы приурочиваются к гидротермально измененным породам и часто встречаются в виде прожилков (мощностью до 1 см), линзочек, гнезд, вкрапленников, псевдоморфоз по выщелоченным кристаллам, бесформенных скоплений, пленок и налетов. Этими же авторами установлено, что часто битумы находятся в ассоциации с киноварью, кальцитом, пиритом, гематитом, халькопиритом и др. В пустотах между обломками конгломератов иногда наблюдается скопление битума в мелких прозрачных друзах кварца. В узлах взаимно пересекающихся разрывов наблюдается коррозия и разъедание битума киноварью. Отмечается также тонкое распыление битума в хорошо ограненных кристаллах киновари, благодаря чему она утрачивает характерную «киноварную» окраску.

Нашими исследованиями, проведенными в Севано-Карабахской зоне в пределах Сараланджского и Агятагского ртутных проявлений, установлено, что содержание битуминозного вещества повышено в местах интенсивной трещиноватости и в зоне контактов пород разного литологического состава. На Сараланджском рудопроявлении особенно высокие содержания его обнаруживаются: в зоне контакта серпентинитов и габбро; на контакте красноцветных и серых туфоконгломератобрекчий и на контакте карбонатных отложений сантона и серых туфоконгломератобрекчий.

Таким образом, имеются основания считать, что битуминозные вещества в зонах ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения являются привнесенными гидротермальными растворами, которые, возможно, заимствовали их из нижележащих пород, но конкретно указать источники и природу происхождения битуминозных веществ затруднительно.

§ 12. Первичные ореолы рудных тел

Из основных методов поисков ртутно-сурьмяного оруденения большое внимание отводится геохимическим, среди которых особое место занимает изучение первичных ореолов.

Вопросы образования первичных ореолов и их использования для поисков рудных месторождений освещены в работах А. А. Саукова (1946), Л. Н. Овчинникова (1956), Г. И. Россмана (1957, 1960), В. В. Поликарпочкина (1957), Н. И. Сафронова (1959, 1962), Н. А. Озеровой (1962), С. В. Григоряна, Е. М. Янишевского (1968), А. П. Соловова (1966) и др.

Эти исследователи процессы образования первичных ореолов и характер миграции элементов во вмещающих породах рудных месторождений рассматривают в тесной связи с процессами рудообразования и окolorудного изменения, подчеркивают важную роль литолого-структурных факторов в формировании первичных ореолов.

Изучением первичных ореолов ртути на гидротермальных месторождениях занимались А. А. Сауков, О. В. Вершковская, В. Э. Полярков, В. П. Федорчук, Н. А. Озерова, В. Т. Сургай, Н. А. Никифоров, В. З. Фурсов, Г. А. Терехова, М. А. Карасик, А. Г. Дворников и другие исследователи.

Изучая формы существования ртути, А. А. Сауков (1946) выдвинул предположение, что над гидротермальным раствором, содержащим ртуть, создается атмосфера паров сульфида ртути, и может быть, металлической ртути. Способность проникать в окружающие породы у паробразной ртути значительно выше, чем у растворенной, что создает благоприятные условия для широкой миграции ртути в окружающие и перекрывающие рудные месторождения породы. О. В. Вершковская (1956), проводя исследования на Хайдарканском ртутно-сурьмяном месторождении, пришла к выводу, что на процесс накопления ртути влияет литологический характер пород; вдали от крупных разломов и трещин первичные ореолы ртути по вертикали под рудными телами могут достигать 300—350 м.

В результате изучения первичных ореолов на разных гидротермальных месторождениях во многих районах Советского Союза Н. А. Озерова (1959, 1960, 1962) делает ряд интересных выводов: ртутью обогащаются руды и минералы при переходе от высокотемпературных к низкотемпературным сульфидным месторождениям; для ртутных месторождений в пределах ореола отмечается увеличение содержания ртути в кальцитах и диккитах по сравнению с безрудными породами; первичные ореолы ртути распространяются в сторону от ртутных, сурьмяных и полиметаллических месторождений на расстояние до 1 км и более. Вертикальный размах повышенных содержаний ртути, прослеженный на ртутных и сурьмяных месторождениях, составляет для ненарушенных пород сотни метров и достигает 600—800 м по разломам; первичные ореолы ртути являются наиболее протяженными среди ореолов других халько-

фильных элементов и в большинстве случаев более широкими, чем околорудные изменения.

Г. А. Терехова (1961) на основании изучения первичных ореолов ртути и других халькофильных элементов на ртутно-сурьмяных месторождениях Южной Ферганы показала, что над оруденением устанавливается ореол следующих халькофильных элементов: ртути, сурьмы, мышьяка, цинка, таллия. Наиболее широкий ореол образует ртуть. Сурьма и мышьяк дают более узкие локальные ореолы. С приближением к рудной залежи отмечается обогащение ореолов всеми указанными компонентами.

В работах С. В. Григоряна, Е. М. Янишевского, К. Аманова на примере ртутных месторождений показано, что вокруг рудных тел ртуть, барий, медь, свинец, цинк, молибден, никель, серебро и другие элементы образуют выдержанные эндогенные ореолы и указанные элементы-спутники можно использовать для более достоверной оценки ртутных аномалий. На основании изучения линейных продуктивностей элементов, величин отношений линейных продуктивностей и показателя контрастности ореолов авторы установили, что в строении эндогенных ореолов отчетливо видна вертикальная зональность, которая обусловлена избирательным накоплением элементов-спутников ртути в различных частях вертикального разреза.

В. П. Федорчук, Н. А. Никифоров (1968), изучая на ртутно-сурьмяных месторождениях Южной Ферганы в пиритах элементы-примеси, отмечают, что повышенное содержание ртути в пиритах распространяется на 350 м от ртутно-сурьмяного оруденения. В результате изучения ореолов рассеяния ртути на свинцово-цинковом месторождении В. З. Фурсов (1958) показал, что повышенные содержания ртути отмечаются в сульфидных и окисленных рудных минералах; он установил наличие ртути над слепыми телами, залегающими на глубине от 25 до 300 м.

Хотя ртутная, сурьмяная и мышьяковая (реальгар-аурипигментовая) минерализация часто встречается совместно, образует комплексные руды или размещена в одних и тех же районах, сведения о первичных ореолах реальгар-аурипигментового оруденения весьма ограничены. Также мало данных о первичных ореолах мышьяка и сурьмы во вмещающих породах ртутных, ртутно-сурьмяных и ртутно-сурьмяно-мышьяковых месторождений. Это несоответствие в исследованиях первичных ореолов ртути, мышьяка и сурьмы вызвано тем, что в большинстве случаев при геохимических исследованиях содержания мышьяка и сурьмы определяются при неудовлетворительной чувствительности анализа, обычно $1 \cdot 10^{-2}\%$ *. Поэтому геохимические исследования первичных ореолов с использованием современных высокочувствительных методов анализа, совместно

* По А. П. Виноградову (1962), в изверженных породах кларк мышьяка $1,7 \cdot 10^{-4}\%$, сурьмы $5 \cdot 10^{-5}\%$, а в осадочных породах кларк мышьяка $6,6 \cdot 10^{-4}\%$, сурьмы $2 \cdot 10^{-4}\%$.

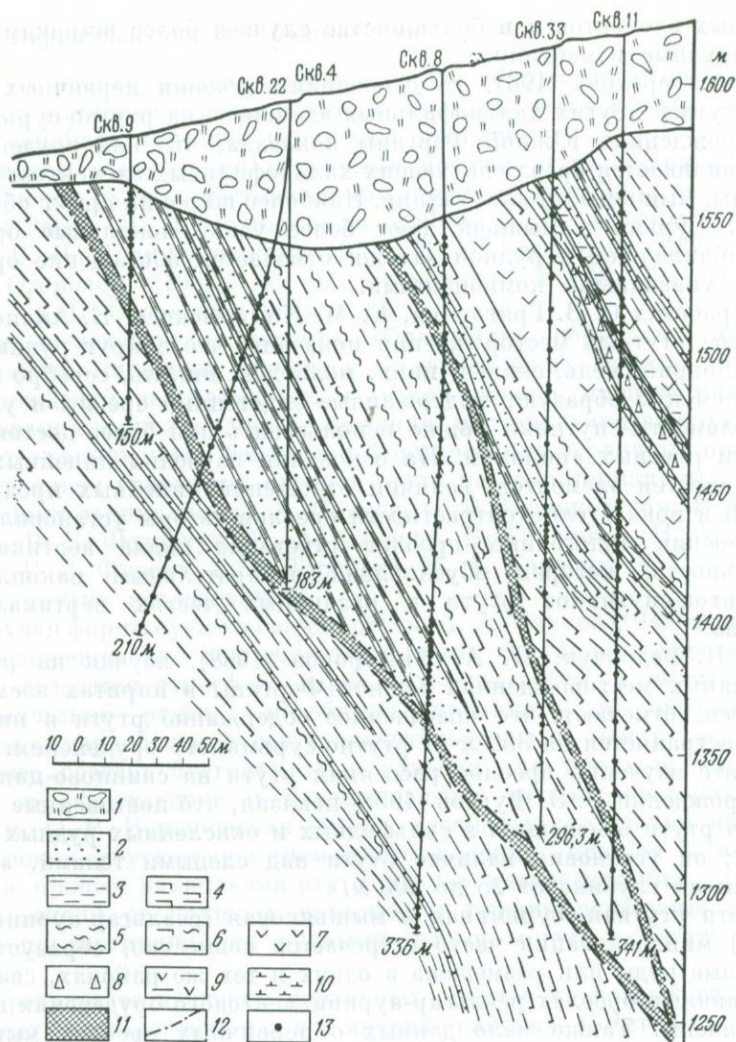


Рис. 40. Геологический разрез по профилю VIII—VIII^А, участок Шура

1 — флювиогляциальные отложения; 2 — песчаники; 3 — глинистые сланцы; 4 — перемятые глинистые сланцы; 5 — аргиллиты; 6 — перемятые аргиллиты; 7 — туфы кислого состава; 8 — туфы среднего состава; 9 — туфы основного состава; 10 — альбитофиты; 11 — зона дробления; 12 — тектонические трещины; 13 — точки опробования

с геологическими и геофизическими исследованиями являются первоочередной задачей для прогнозирования ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения в пределах Кавказа и во всех других регионах.

Для изучения зонального строения и морфологии первичных ореолов ртутного оруденения в пределах Ахей-Авадхарского рудного поля на участках Шура, Тхасоу и Макратела опробованию были подвергнуты штольни и керн скважин. Штольни опробовались на

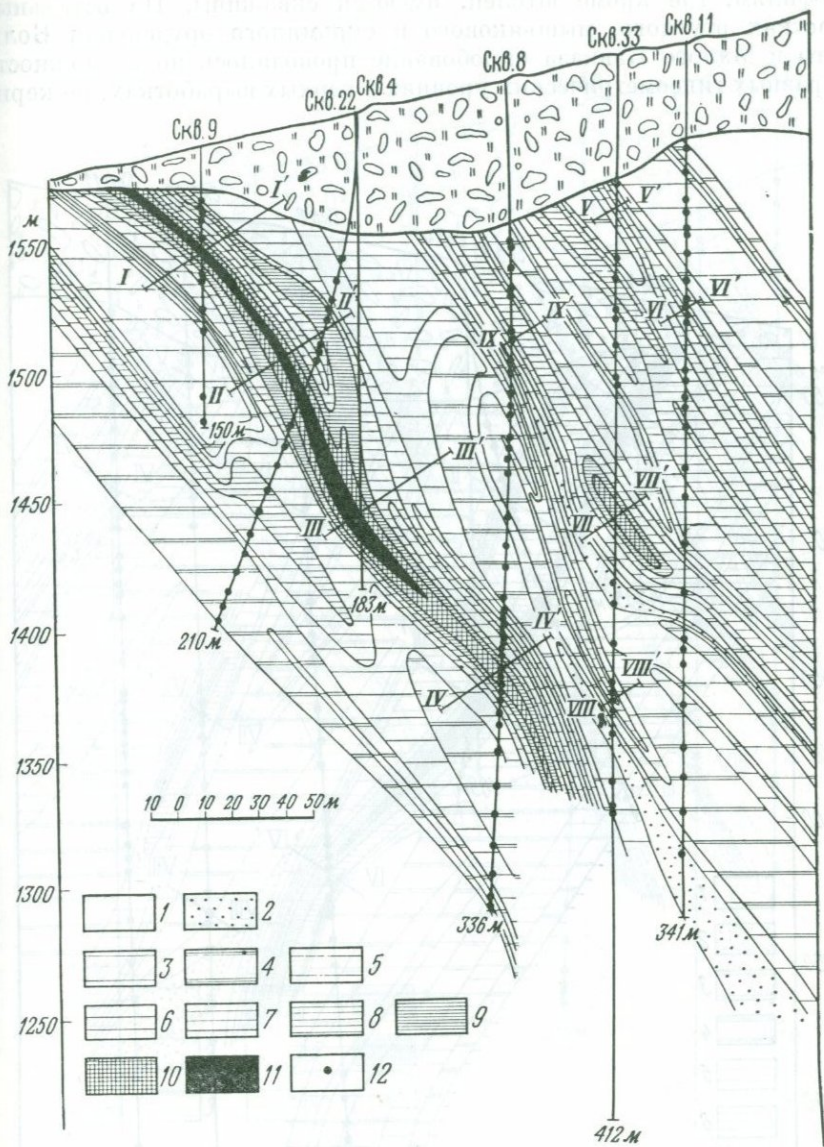


Рис. 41. Первичные ореолы ртути по профилю VIII—VIII^I, участок Шура

Содержания (в $1 \cdot 10^{-6}\%$) 1 — 1—3; 2 — 3—10; 3 — 10—30; 4 — 30—100; 5 — 100—300; 6 — 300—1000; 7 — 1000—3000; 8 — 3000—10 000; 9 — 10000—30000; 10 — 30 000—100 000; 11 — > 100 000; 12 — точки опробования

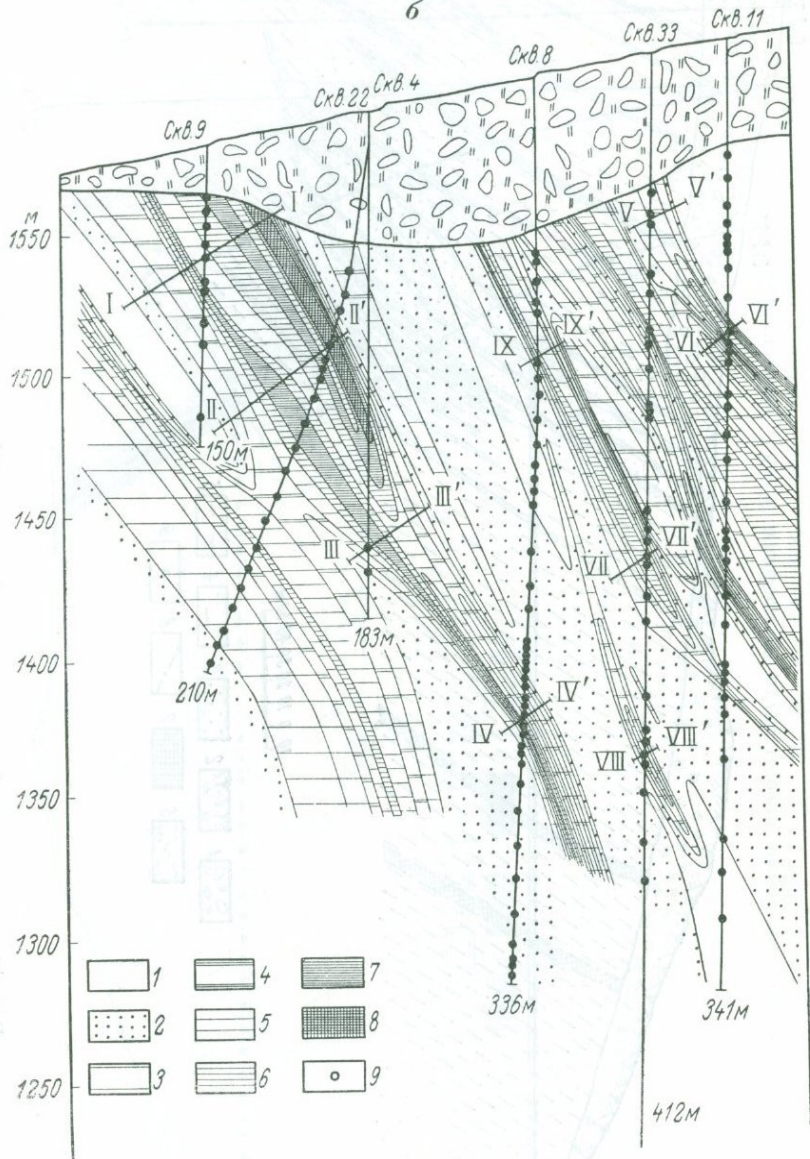


Рис. 42. Первичные ореолы мышьяка (а) и сурьмы (б) по профилю VIII—VIII¹, участок Шура

Содержания (в $1 \cdot 10^{-4}\%$), а: 1 — < 1; 2 — 1—3; 3 — 3—10; 4 — 10—30; 5 — 30—100; 6 — 100—300; 7 — 300—1000; 8 — > 1000; б: 1 — < 1; 2 — 1—2; 3 — 2—4; 4 — 4—10; 5 — 10—20; 6 — 20—40; 7 — 40—100; 8 — > 100; 9 — точки опробования

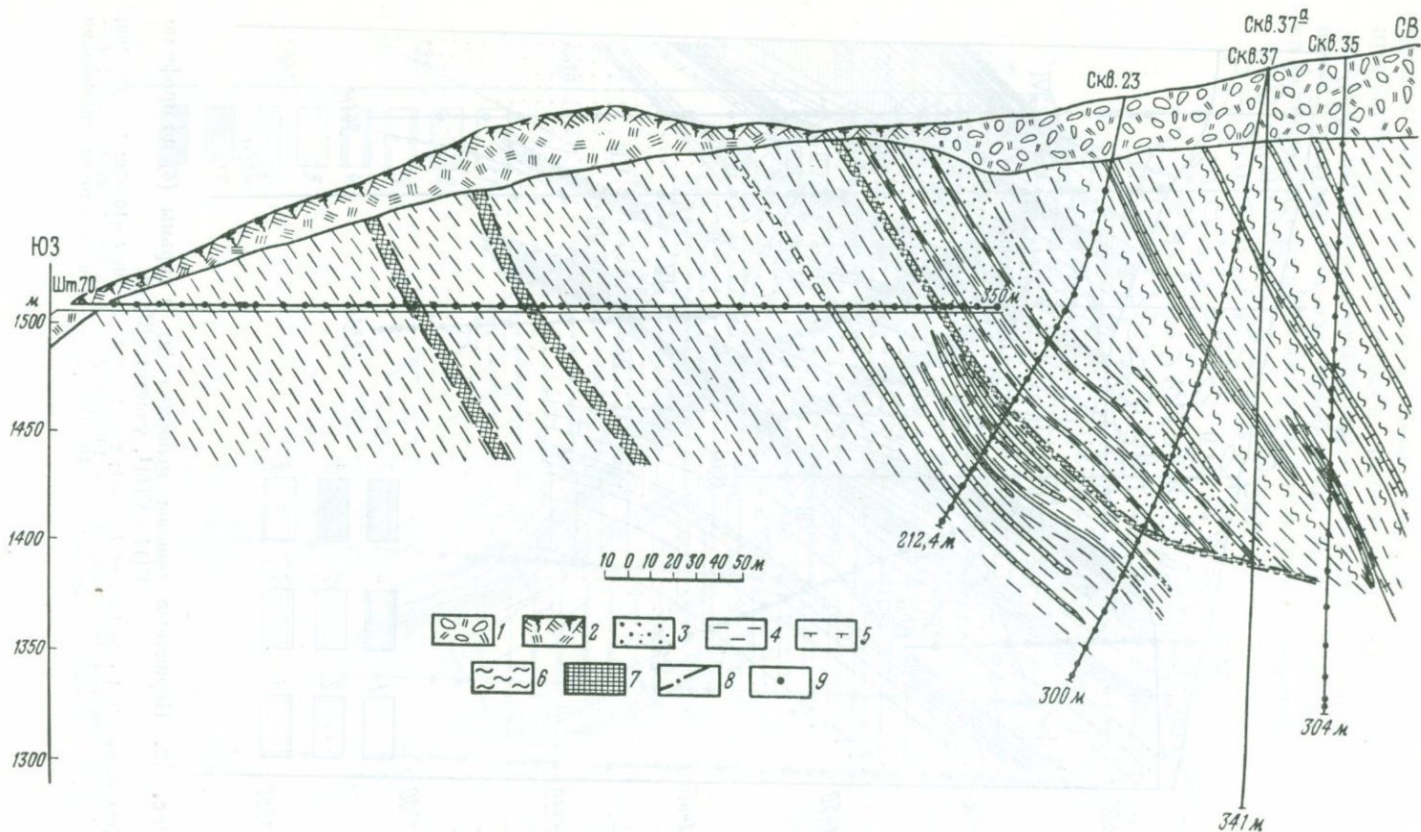


Рис. 43. Геологический разрез по профилю X—XI, участок Шура

1 — флювиогляциальные отложения; 2 — делювиальные отложения; 3 — песчаники; 4 — глинистые сланцы; 5 — туфы; 6 — аргиллиты; 7 — зона дробления; 8 — тектонические трещины; 9 — точки опробования

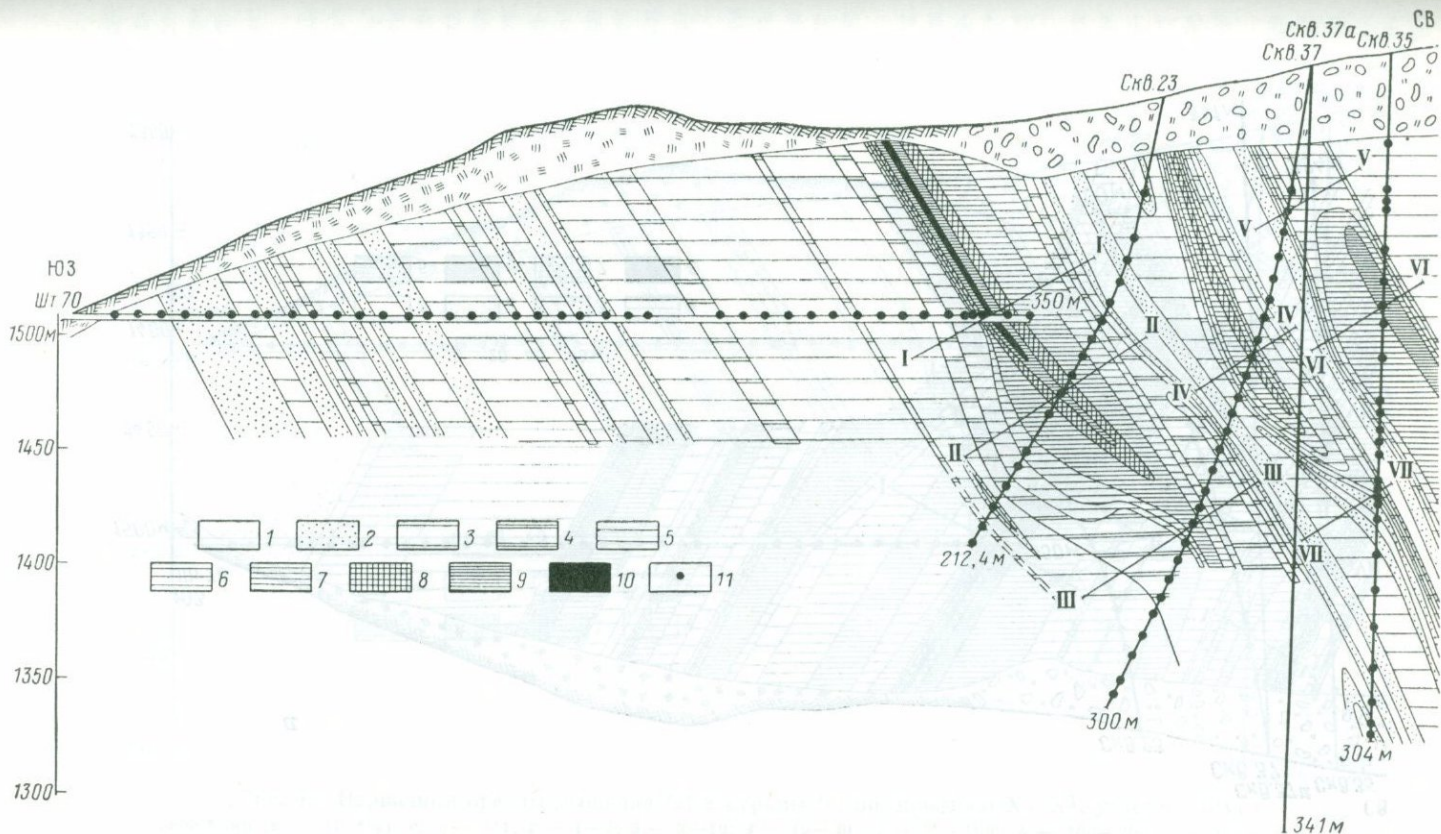


Рис. 44. Первичные ореолы ртути по профилю X—X^I, участок Шура

Содержания (в $1 \cdot 10^{-6}\%$): 1 — < 10; 2 — 10—30; 3 — 30—100; 4 — 100—300; 5 — 300 — 1000; 6 — 1000—3000; 7 — 3000—10 000; 8 — 10 000—30 000; 9 — 30 000—100 000; 10 — > 100 000; 11 — точки опробования

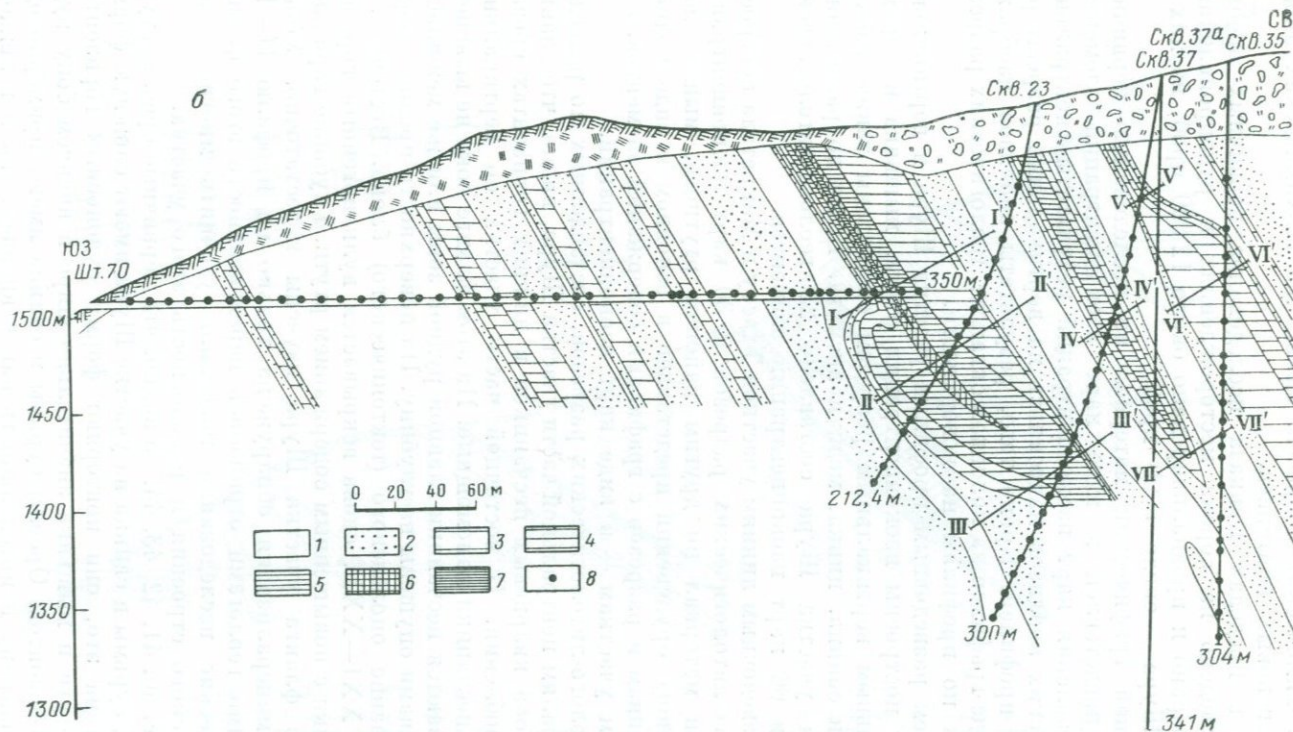


Рис. 45. Первичные ореолы мышьяка (а) и сурьмы (б) по профилю X—X^I, участок Шура

Содержания (в $1 \cdot 10^{-4}\%$), а: 1 — < 1; 2 — 1—3; 3 — 3—10; 4 — 10—30; 5 — 30—100; 6 — 100—300; 7 — 300—1000; 8 — > 1000; б: 1 — < 1; 2 — 1—3; 3 — 3—10; 4 — 10—30; 5 — 30—100; 6 — 100—300; 7 — > 300; 8 — точки опробования

скважин и на поверхности, выборочно, для решения отдельных геолого-геохимических вопросов, выявления геохимических аномалий и поисковых критериев.

Всего в пределах Кавказа исследование первичных ореолов было проведено на сорока месторождениях и рудопроявлениях. Было отобрано и проанализировано около 12 000 проб, из них на участке Шура — около 5000 проб.

Основной графический материал по исследованию первичных ореолов представлен в виде карт изоконцентраций элементов. Для составления карт изоконцентраций результаты спектральных и химических анализов наносились на вертикальные разрезы разведочных профилей. Кроме того, результаты анализов изображались в виде графиков на колонках скважин, геологических разрезах штолен и по профилям на поверхности.

По всем разведочным профилям участка Шура в вертикальной проекции построены изоконцентрации ртути, мышьяка и сурьмы. По отдельным вертикальным разрезам составлены также изоконцентрации свинца, цинка, меди и висмута. Всего по разведочным профилям участка Шура составлено 23 геолого-литологических разреза и 66 карт изоконцентраций элементов.

По разведочным линиям участков Тхасоу и Макратела построены 12 геолого-литологических разрезов и 30 карт изоконцентраций. Остальной материал по другим районам ртутного, мышьякового и сурьмяного оруденения представлен в основном в виде колонок по скважинам и разрезов с графиками содержаний элементов, а по отдельным участкам — в виде карт изоконцентраций.

Из геолого-литологических разрезов, составленных по разведочным профилям центральной части участка Шура, видно, что главная рудная зона кварцевых песчаников в нижних горизонтах срезана зоной дробления. В восточной части участка по вертикальным разрезам песчаники маломощные. На этом фланге пока не выяснено, выклиниваются песчаники главной рудной зоны или же межпластовыми срывами опущены на глубину. На поверхности предполагается существование оползневого (тектонического) блока. Восточнее, по профилю XXI—XXI¹, снова вскрывается вулканогенный горизонт и песчаники с повышенным содержанием ртути. Глубокие горизонты западного фланга участка Шура изучены недостаточно. Убогая ртутная минерализация обнаружена только по профилю II—II¹. Некоторыми геологами отрицалась перспективность этого фланга. Геохимические исследования позволили уточнить многие детали геологического строения и рудоносность этого участка.

Из рис. 40, 41, 42, 43, 44, 45 видно, что первичные ореолы ртути, мышьяка, сурьмы и свинца на участке Шура имеют сложную форму. Несмотря на это, они повторяют форму рудоносных горизонтов. Ореолы ртути и мышьяка значительно шире висячем боку рудоносных горизонтов. Ореолы сурьмы и свинца имеют примерно одинаковую ширину и интенсивность как висячем, так и в лежащем боках.

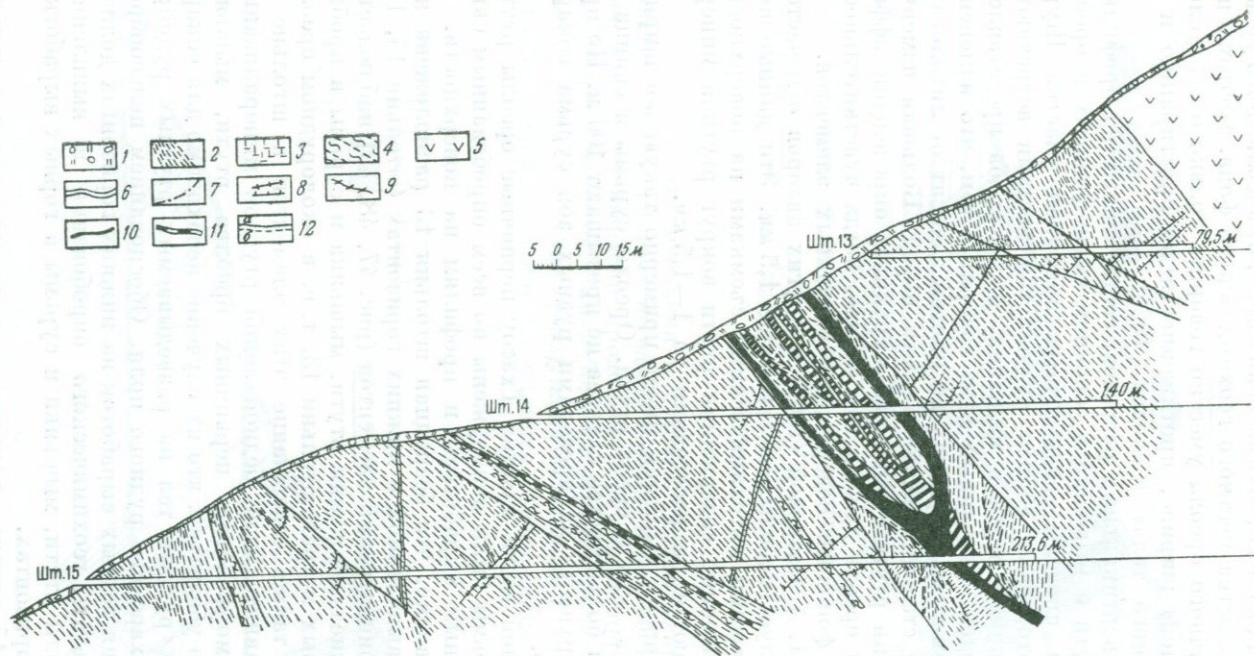


Рис. 46. Геологический разрез по профилю XVII—XVIII, участок Тхасоу

1 — делювиальные и аллювиальные наносы; 2 — глинистые сланцы; 3 — брекчия глинистых сланцев; 4 — глинистые сланцы гидротермально окварцованные и каолинизированные; 5 — туфы и туфобрекчии; 6 — кварцевая жила; 7 — трещины брекчирования; 8 — трещины отрыва; 9 — трещины скальвания; 10 — богатая ртутная руда; 11 — убогая ртутная руда; 12 — сбросы; а — прослеженные, б — предполагаемые

Однако следует иметь в виду, что «внешняя граница первичного ореола во всех случаях является условной и зависит от чувствительности и точности анализа геохимических проб, от абсолютного уровня и степени постоянства местного геохимического фона. Поэтому при описании первичного ореола уместно говорить только о его условной «эффективной» ширине, протяженности по простиранию и по восстанию рудного тела» (Соловов, 1966).

В пределах вертикальных разрезов, составленных по профилям, содержания ртути и мышьяка в основном выше фоновых и ореолы их выходят за пределы разведочных профилей участка Шура. Несмотря на это, даже вблизи рудных тел местами встречаются фоновые содержания ртути и мышьяка, когда проба представлена массивной породой. Указанный факт говорит о том, что изменение содержания элементов в ореолах во многом зависит от литологических свойств и степени трещиноватости пород. Большая изменчивость содержаний ртути и мышьяка затрудняет определение эффективной ширины ореола даже в том случае, когда чувствительность анализа выше фоновое содержание указанных элементов.

В работах Н. А. Озеровой (1962) и других авторов отмечается, что ртуть образует ореолы, достигающие 1,5 км. Эти данные подтверждаются нашими литохимическими съемками на поверхности, которыми повышенные содержания ртути вокруг ртутной минерализации отмечаются на расстоянии до 1—1,5 км.

Первичный ореол мышьяка имеет примерно такую же ширину и интенсивность, как и ореол ртути. Ореолы сурьмы и свинца на участке Шура в большинстве случаев не превышают 100 м. По профилям на поверхности за пределами рудных зон сурьма обнаруживается редко.

В центральной части участка Тхасоу первичные ореолы ртути, мышьяка и сурьмы были обнаружены по всем опробованным скважинам, подземным выработкам и профилям на поверхности.

Из рис. 46 видно, что безрудная штольня 13 расположена над рудной зоной, выявленной в нижних горизонтах (штольни 14, 15). На карте изоконцентраций элементов (рис. 47, 48, 49) наблюдается резкое увеличение содержания ртути, мышьяка и сурьмы в пробах, взятых на первых метрах штольни 13, т. е. в околорудном ореоле. Увеличивается также содержание этих элементов в штольне 14 над второй сравнительной бедной зоной ртутной минерализации. Рассматривая морфологию первичных ореолов ртути, мышьяка и сурьмы, легко убедиться, что их изучение необходимо для обнаружения скрытых рудных тел на разведываемых ртутных рудопроявлениях Авадхарского рудного поля. Обоснованием целесообразности проведения горных выработок на нижних горизонтах должны служить результаты геохимического опробования и выявленные первичные ореолы ртути, мышьяка и сурьмы в горных выработках на верхних горизонтах.

В штольне 15 ртутное оруденение концентрируется в мощной кварцевой жиле, вокруг которой образуется интенсивный первич-

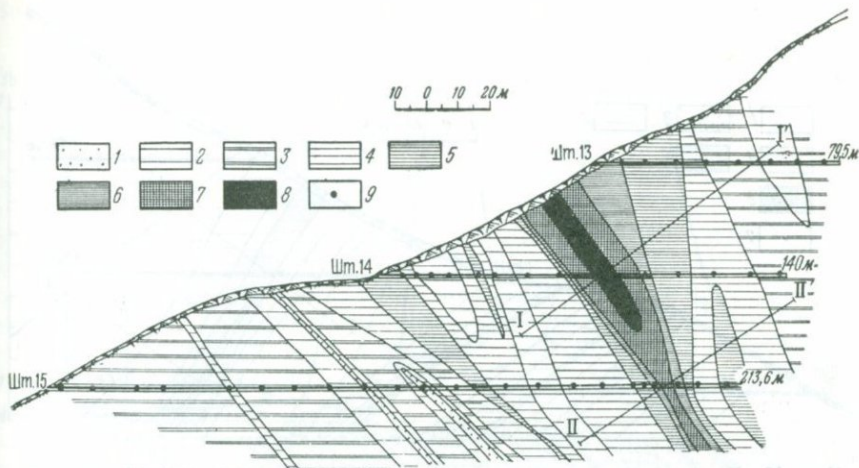


Рис. 47. Первичные ореолы ртути по профилю XVII—XVIII, участок Тхасоу

Содержания (в $1 \cdot 10^{-8}\%$): 1 — 3—10; 2 — 10—30; 3 — 30—100; 4 — 100—300; 5 — 300—1000; 6 — 1000—3000; 7 — 3000—10000; 8 — $> 10\ 000$; 9 — точки опробования;

ный ореол ртути, мышьяка и сурьмы. Такая кварцевая жила на участке Тхасоу, видимо, не единственная, и для обнаружения подобных жил целесообразно продолжить изучение первичных ореолов указанных элементов. Самая богатая ртутная минерализация в центральной части участка обнаружена в штольне 9 в зоне перемятых и раздробленных глинистых сланцев. Содержание ртути достигает

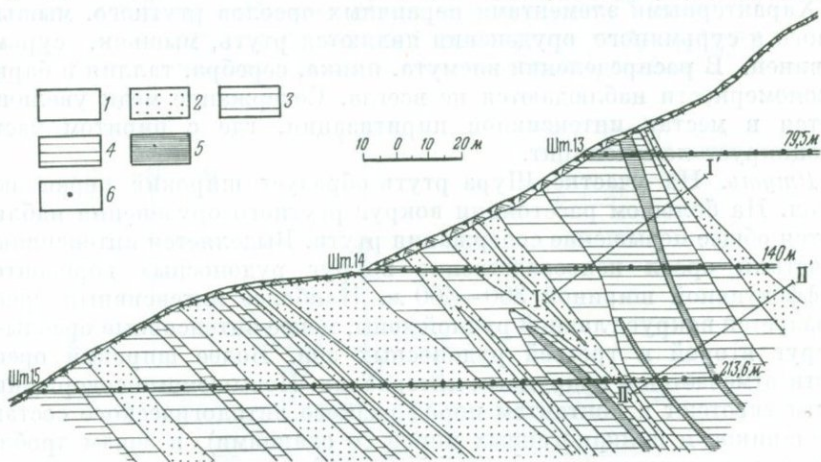


Рис. 48. Первичные ореолы мышьяка по профилю XVII—XVIII, участок Тхасоу

Содержания (в $1 \cdot 10^{-4}\%$): 1 — < 3 ; 2 — 3—10; 3 — 10—30; 4 — 30—60; 5 — > 60 ; 6 — точки опробования

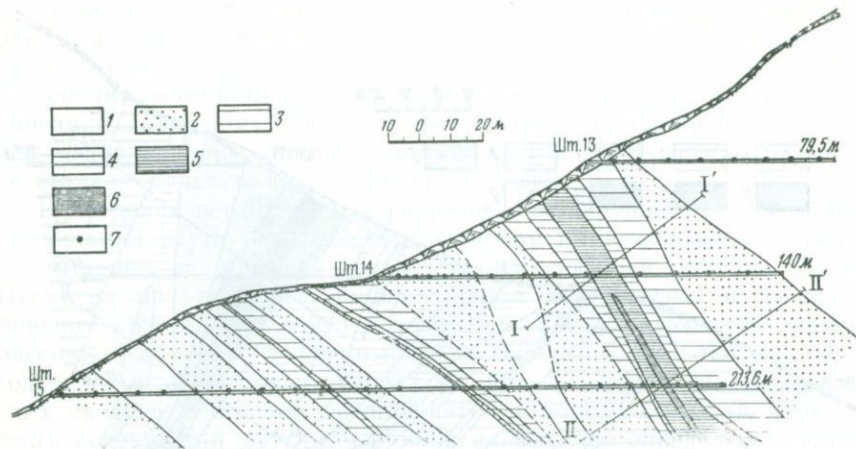


Рис. 49. Первичные ореолы сурьмы по профилю XVII—XVIII, участок Тхасоу

Содержания (в $1 \cdot 10^{-4}\%$): 1 — < 2 ; 2 — 2—5; 3 — 5—10; 4 — 10—20; 5 — 20—30; 6 — > 30 ; 7 — точки опробования

десятих долей процента. В ореолах по всей длине штольни 9 содержание ртути не падает ниже $1 \cdot 10^{-4}\%$, а содержание мышьяка в большинстве проб выше $1 \cdot 10^{-3}\%$. Сурьма обнаруживается во всех пробах и в некоторых из них ее содержание достигает $1 \cdot 10^{-2}\%$. Таким образом, вокруг богатой ртутной минерализации на участке Тхасоу образуется широкий и интенсивный ореол ртути, мышьяка и сурьмы.

Характерными элементами первичных ореолов ртутного, мышьякового и сурьмяного оруденения являются ртуть, мышьяк, сурьма и свинец. В распределении висмута, цинка, серебра, таллия и бария закономерности наблюдаются не всегда. Содержание меди увеличивается в местах интенсивной пиритизации, где с пиритом часто ассоциирует халькопирит.

Ртуть. На участке Шура ртуть образует широкий первичный ореол. На большом расстоянии вокруг ртутного оруденения наблюдается общее повышение содержания ртути. Выделяется интенсивный и четкий ореол непосредственно вокруг рудоносных горизонтов с эффективной шириной 300—400 м. Наиболее интенсивный ореол образуется вокруг главной рудной зоны, менее интенсивные ореолы — вокруг второй и третьей рудоносных зон. Более широкий ореол ртути отмечается в надрудных интервалах. Повышенные содержания ртути тяготеют к контактам пород разного литологического состава (песчаников и вулканогенных пород со сланцами), к зонам дробления и перемiatости пород, к местам интенсивной трещиноватости и развития прожилков кварца и кальцита.

Содержания ртути в песчаниках выше, чем в сланцах и вулканогенных породах. По данным Н. А. Озеровой (1962), наиболее

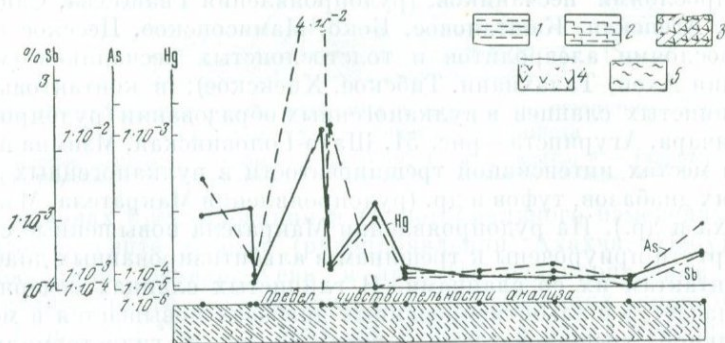
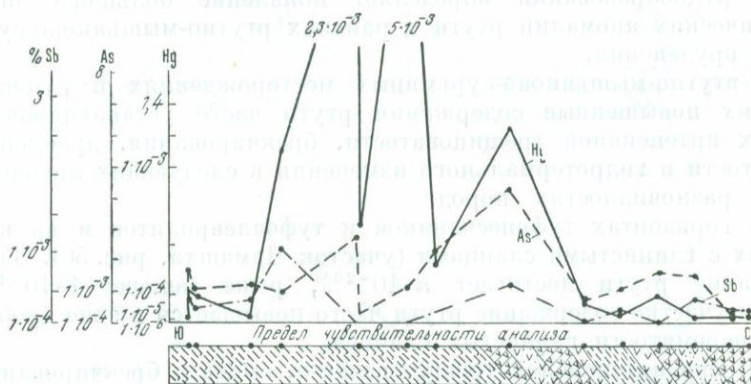
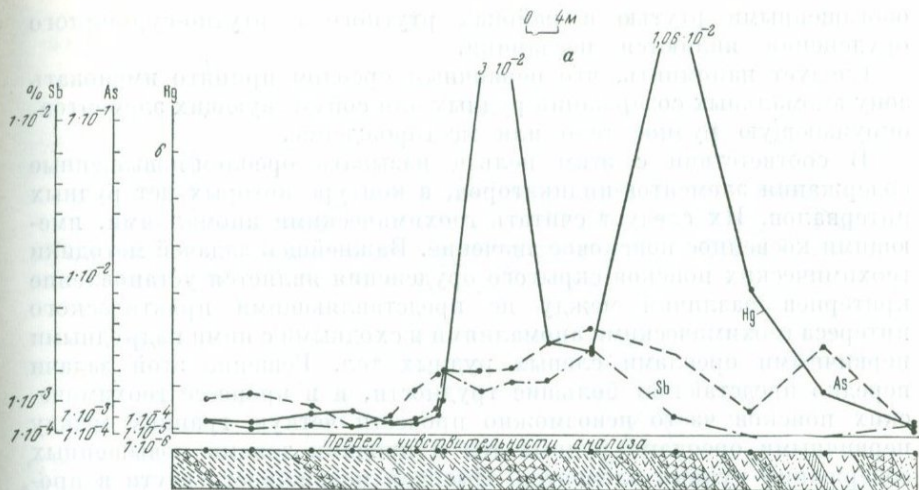


Рис. 50. Распределение ртути, мышьяка и сурьмы по штольням 65 (а), 69 (б), 76 (в), участок Чамашха

1 — глинистые сланцы, 2 — перемятые глинистые сланцы; 3 — туфоалевролиты; 4 — туфопесчаники; 5 — аргиллиты

обогащенными ртутью в районах ртутного и ртутно-сурьмяного оруденения являются песчаники.

Следует напомнить, что первичным ореолом принято именовать зону аномальных содержаний рудных или сопутствующих элементов, окружающую рудное тело или месторождение.

В соответствии с этим нельзя называть ореолом повышенные содержания элементов-индикаторов, в контуре которых нет рудных интравалов. Их следует считать геохимическими аномалиями, имеющими косвенное поисковое значение. Важнейшей задачей методики геохимических поисков скрытого оруденения является установление критериев различий между не представляющими практического интереса геохимическими аномалиями и сходными с ними надрудными первичными ореолами слепых рудных тел. Решение этой задачи нередко представляет большие трудности, и в процессе геохимических поисков часто невозможно провести четкую границу между первичными ореолами рудных тел и прочими зонами повышенных содержаний рудных элементов. Высокая подвижность ртути в процессах рудообразования определяет появление большого числа геохимических аномалий ртути в районах ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения.

На ртутно-мышьяково-сурьмяных месторождениях и рудопроявлениях повышенные содержания ртути часто устанавливаются в зонах интенсивной трещиноватости, брекчирования, дробления, перематости и гидротермального изменения в следующих литологических разновидностях пород:

а) в горизонтах туфопесчаников и туфоалевролитов и на контакте их с глинистыми сланцами (участок Чамашха, рис. 50). Здесь содержание ртути достигает $n \cdot 10^{-2}\%$, реже меньше $1 \cdot 10^{-4}\%$. На этом участке содержание ртути часто повышается в зоне дробления и перематости глинистых сланцев;

б) в зоне интенсивной трещиноватости, смятия, брекчирования, дробления и гидротермального изменения глинистых сланцев с тонкими прослоями песчаников (рудопроявления Гваштхва, Санчара, Тхасоу, Агепская, Каштановое, Боко, Мамисонское, Цесское и др.) и с прослоями алевролитов и толстослоистых песчаников (месторождения Ахей, Талахиани, Тибское, Хпекское); в контактовых зонах глинистых сланцев и вулканогенных образований (рудопроявления Санчара, Агуришста — рис. 51, Шахэ-Головинская, Мзимна и др.);

в) в местах интенсивной трещиноватости в вулканогенных образованиях диабазов, туфов и др. (рудопроявления Макратела, Мзимна, Чамашха и др.). На рудопроявлении Макратела повышенные содержания ртути приурочены к трещинам в альбитизированных диабазах и к контактам их со сланцами. В глинистых сланцах содержание ртути падает, а в альбитизированных диабазах повышается в местах интенсивной трещиноватости, окварцевания и гидротермального изменения пород. Содержание ее меняется от $n \cdot 10^{-6}$ до $n \cdot 10^{-3}\%$ даже на расстоянии 1—2 м, и форму геохимической аномалии определяет характер трещиноватости;

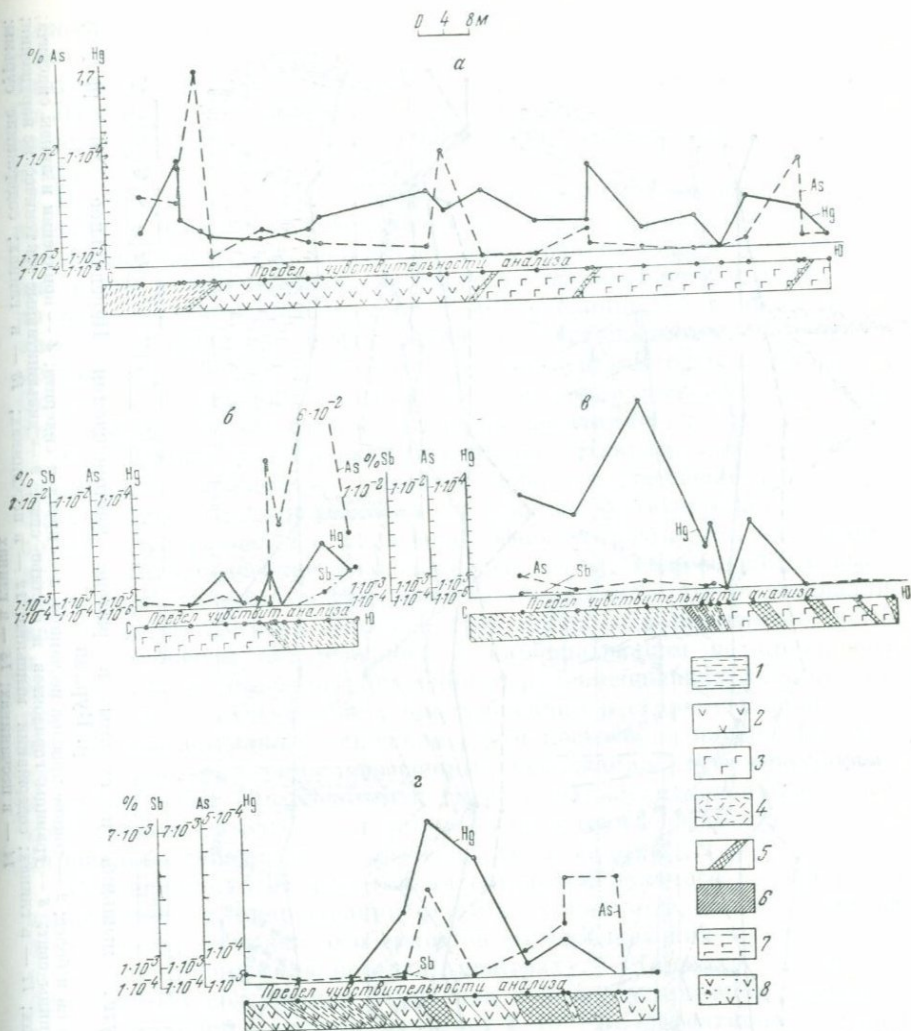


Рис. 51. Распределение ртути, мышьяка и сурьмы по штольням 47 (а), 81 (б), 77 (в) и 78 (г), участок Агурипста

1 — глинистые сланцы; 2 — туфы; 3 — диабазы; 4 — порфириты; 5 — гидротермально измененные породы; 6 — алевролиты; 7 — перемятые глинистые сланцы; 8 — туфопесчаники

д) в зонах брекчирования и гидротермального изменения в порфиритовой свите байоса (рудопроявлении Ахачха, Лебурцхила, Абанос-цхали, Звиадис-Хеви и др.). На рудопроявлении Ахачха содержание ртути в порфиритах и туфобрекчиях колеблется от $n \cdot 10^{-6}$ до $n \cdot 10^{-4}\%$, а в этих же породах в зонах брекчирования повышается до $n \cdot 10^{-2}\%$;

е) в контактовой зоне карбонатных флишевых отложений с альбитофировыми дайками (месторождение Кодис-Дзири);

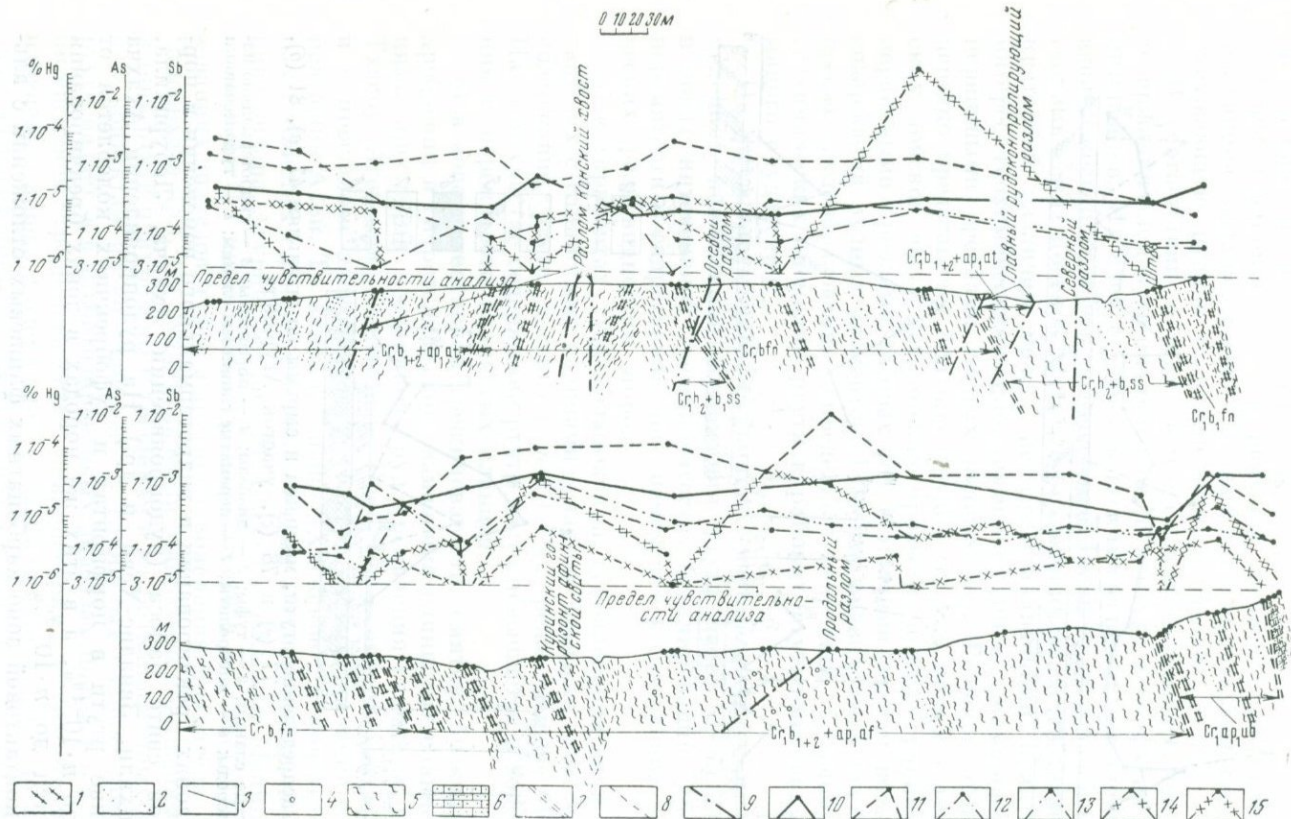


Рис. 52. Распределение ртути, мышьяка и сурьмы в районе месторождения Первальное по разрезу р. Бурхан

1 — пласты песчаника мощностью 10 см и более; 2 — тонкие прослои песчаника; 3 — прослой сидерита; 4 — конкреции и линзы сидерита; 5 — глина; 6 — аргиллиты; 7 — границы свит; 8 — границы горизонтов в составе свит; 9 — дизъюнктивные тектонические нарушения; содержания ртути; 10 — в песчаниках; 11 — в глинах; содержания мышьяка; 12 — в песчаниках; 13 — в глинах; содержание сурьмы; 14 — в песчаниках; 15 — в глинах

ж) в трещиноватых, окварцованных и кальцитизированных известняках и мергелях (рудопроявления Чичхва, Эрцо, Кемульты, Замтарети, Зругское, Заккское, Лухумское месторождение и др.) На Лухумском мышьяковом месторождении содержание ртути в большинстве случаев в известняках выше, чем в известковистых сланцах и мергелях.

На Северо-Западном Кавказе в пределах месторождений Перевальное в отличие от Ахей-Авадхарского рудного поля наиболее обогащенными ртутью являются глины, сравнительно ниже содержания ртути в песчаниках и еще ниже в сидеритах (рис. 52). По всей площади Сахалинского месторождения в глинистых породах салаткинской, шишанской и фанарской свит устанавливаются неравномерные, но в большинстве случаев повышенные содержания ртути. Особенно повышенные содержания ее обнаруживаются в толще аргиллизированных глин и в пачках песчаников.

На ртутных рудопроявлениях Малого Кавказа наиболее повышенными содержаниями ртути отличаются листвениты. Следует подчеркнуть, что в лиственитах содержание ртути нередко достигает сотых долей процента и в пределах офиолитового пояса выделяются другие литологические разновидности пород, отличающиеся высокими содержаниями ртути. Низкие содержания ртути устанавливаются в перидотитах, пироксенитах и габбро в том случае, когда в них процессы окварцевания и карбонатизации не проявлены. На Сараланджском рудопоявлении от рудовмещающих толщ красноцветных и серых туфокогломератобрекчий в сторону карбонатных отложений сеномана содержание ртути постепенно падает. На Агятагском месторождении повышенные содержания ртути приурочены к тектонически ослабленным и гидротермально измененным зонам. Интенсивные ореолы ртути вокруг рудных тел сформированы в брекчированных аргиллитах, лиственитах и дацитах.

Интенсивность и эффективная ширина первичного ореола ртути зависит как от концентрации ртути в рудной зоне, так и от многих литолого-структурных особенностей рудовмещающих толщ. На поверхности по профилю перевал Алаштраху — Чамашха — Чибисха (см. рис. 12) содержание ртути над зоной ртутной минерализации рудопоявлений Чамашха достигает $1 \cdot 10^{-4}\%$. Эффективная ширина ореола по профилю 600—700 м. На рудопоявлении Макратела по профилю реки Мзимна — Аджара (см. рис. 13) эффективная ширина ореола ртути 800—900 м. Установлено, что на участке Тхасоу, так же как и на участке Шура более широкий и интенсивный ореол ртути разлит висячем боку рудной зоны.

На Северо-Западном Кавказе в пределах месторождений Перевальное содержание ртути достигает сотых долей процента только на протяжении нескольких десятков метров от ртутного оруденения (рис. 53). Первичный ореол ртути имеет здесь меньшую эффективную ширину и интенсивность, чем на Ахейском месторождении. По профилю вкрест простираения рудной зоны в 500 м от рудного тела содержание ртути не превышает $5 \cdot 10^{-5}\%$. На участке Береговое

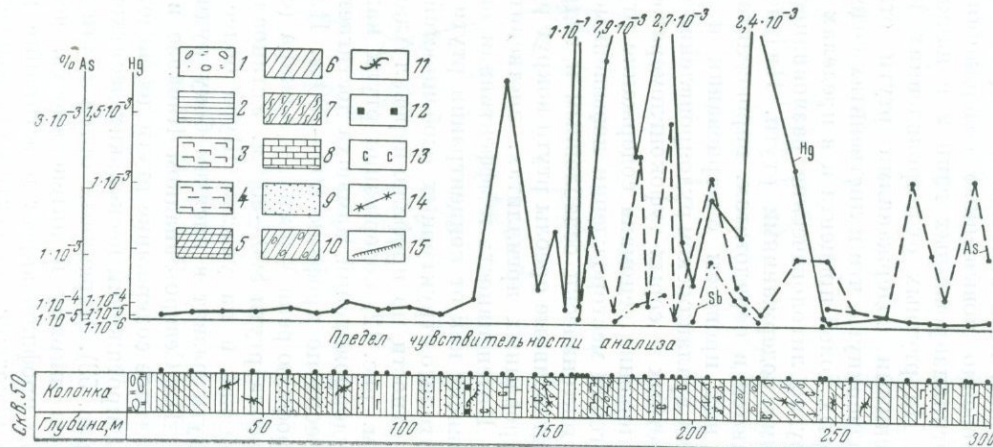
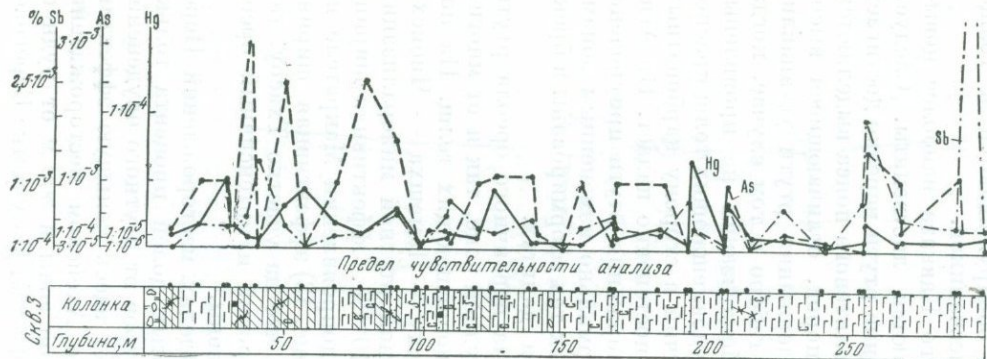


Рис. 53. Распределение ртути, мышьяка и сурьмы по скв. 50 (месторождение Перевальное) и скв. 3 (участок Береговое)

1 — делювий; 2 — глины; 3 — глины раздробленные; 4 — глины частично перемятые; 5 — глины алевроитовые; 6 — алевролиты; 7 — алевролиты глинистые; 8 — карбонатная порода; 9 — песчаники; 10 — галька сидерита, песчаника и алевролита в породе; 11 — диаквит; 12 — пирит; 13 — сидерит; 14 — прожилки кальцита; 15 — прожилки кварца

в районе месторождения Перевальное по скв. 3 в подобных песчано-глинистых отложениях нижнего мела содержание ртути также редко превышает фоновое.

Интенсивные ореолы ртути на Сахалинском месторождении устанавливаются в 300—400 м от рудной зоны, а эффективная ширина ореола достигает 900—1000 м.

В пределах Верхней Сванетии, Верхней Рачи, Южной и Северной Осетии на всех исследованных нами ртутных, мышьяково-ртутных, мышьяковых и сурьмяных месторождениях ртуть образует интенсивный ореол. В пробах, взятых из горных выработок и из керна скважин, содержание ее редко падает ниже $1 \cdot 10^{-4}\%$. Содержание ртути в ореолах особенно повышено на месторождениях Талахиани, Тибском и рудопроявлениях Боко, Мамисонском и Цесском. На Талахианском месторождении в надрудной зоне (в интервале 250—300 м) содержание ртути редко падает ниже $1 \cdot 10^{-4}\%$. Содержание ее вблизи рудоносных песчаников (первые десятки метров) резко повышается и достигает $n \cdot 10^{-3}\%$.

Интенсивные ореолы ртути сформированы во вмещающих породах рудоносной зоны Цители-Хеви. Здесь в нескольких десятках метров от рудной зоны в гидротермально измененных туфобрекчиях и порфиритах байоса содержание ртути составляет $n \cdot 10^{-3}\%$. На мышьяково-ртутном месторождении Чичхва эффективная ширина ореола ртути достигает 800—1000 м; вблизи рудной зоны содержание ее, так же как и на ртутных месторождениях, повышается до $n \cdot 10^{-3}\%$. По геохимическим профилям на поверхности в районе рудопроявлений Чиора (см. рис. 19) и Эрцо содержание ртути в карбонатных породах выше фонового, но ниже, чем на других ртутных месторождениях Верхней Рачи и Абхазии. Содержание ртути по указанным разрезам составляет $n \cdot 10^{-5}\%$ и повышается только вблизи рудных и гидротермально измененных зон и тектонических нарушений.

В пределах Северной Осетии на Зругском и Заккском мышьяково-ртутных рудопроявлениях содержания ртути, достигающие местами $n \cdot 10^{-2}$ — $n \cdot 10^{-3}\%$, устанавливаются в зонах разломов и гидротермального изменения во всех литологических разновидностях пород.

В горном Дагестане на ртутных рудопроявлениях (Хпекское, Гапцайское и др.) эффективная ширина ореола ртути достигает 1000—1200 м и в песчаниках содержание ее выше, чем в глинистых сланцах.

На Малом Кавказе в пределах Агятагского месторождения ореолы ртути ($n \cdot 10^{-2}$ — $n \cdot 10^{-3}\%$) устанавливаются уже на расстоянии нескольких сот метров от рудной зоны.

Мышьяк. На участке Шура мышьяк образует широкий ореол, иногда превышающий ореол ртути. Более интенсивный и широкий ореол мышьяка развит в висячем боку рудной зоны. В надрудных интервалах содержание мышьяка значительно выше, чем в подрудных. Иногда повышенные содержания мышьяка обнаруживаются на 20—50 м выше ореола ртути.

В верхних горизонтах рудоносных зон местами при повышенных содержаниях ртути содержания мышьяка падают до фоновых. Это, видимо, объясняется сравнительно легким гипергенным выщелачиванием мышьяка из вмещающих пород. Содержание его в рудной зоне достигает десятых долей процента, а в надрудных интервалах $n \cdot 10^{-2}\%$. Содержание мышьяка в ореолах в песчаниках выше, чем в вулканогенных породах и сланцах.

Повышенные содержания мышьяка устанавливаются во вмещающих породах как мышьяковых, так и ртутных и сурьмяных месторождений, особенно в надрудных интервалах.

Можно выделить следующие литологические разновидности пород отличающиеся повышенными содержаниями мышьяка: а) трещиноватые и гидротермально измененные песчаники (ртутные месторождения Ахей, Авадхара, Талахиани, Тибское, Хпекское и др.); б) перемятые и интенсивно трещиноватые глинистые сланцы (рудопроявления Гваштхва, Тхасоу, Ахейское месторождение и др.); в) контактовые зоны вулканогенных образований (ртутные и ртутно-мышьяковые месторождения Кодис-Дзири, Авадхара, Агятагское, рудопроявление Агурипста и др.). На рудопроявлении Макратела содержание мышьяка достигает $n \cdot 10^{-2}\%$ на контактах альбитизированных диабазов и сланцев почти на всех гипсометрических уровнях. В альбитизированных диабазах содержание мышьяка колеблется от $n \cdot 10^{-3}$ до $n \cdot 10^{-4}\%$. Повышенные содержания мышьяка в пределах рудопроявления Агурипста наблюдаются в ослабленных и гидротермально измененных зонах на контакте вулканогенных пород, но часто не совпадают с местами повышенных содержаний ртути; г) брекчированные и окварцованные зоны в порфиритовой свите байоса (в районе мышьяковых рудопоявлений Абанос-Цхали, Звиадис-Хеви и др.); д) кальцитизированные и окварцованные известняки и мергели (Лухумское и Кодис-Дзирское месторождения, рудопоявления Чичхва, Зругское, Закское, Эрцо, Кемульт, Замтарети и др.).

Следует отметить, что содержание мышьяка выше во вмещающих породах мышьяковых и мышьяково-ртутных месторождений и рудопоявлений, чем ртутных и сурьмяных. На Лухумском мышьяковом месторождении, вблизи рудной зоны содержание мышьяка равно $n \cdot 10^{-1} - n \cdot 10^{-2}\%$. На рудопоявлениях Чичхва, Зругском и Закском вблизи мышьяково-ртутной зоны оно составляет $n \cdot 10^{-2}\%$, а во вмещающих породах большинства ртутных месторождений устанавливается в пределах $n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10^{-4}\%$.

В районах ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения в большинстве случаев места повышенных содержаний ртути и мышьяка совпадают.

Близкие к фоновым содержания мышьяка устанавливаются во вмещающих породах ртутных месторождений и рудопоявлений, локализованных в порфиритовой свите байоса (рудопоявления Ахахча, Лебурцхила, Цители-Хеви), в нижнемеловых флишевых отложениях Северо-Западного Кавказа (в глинах, песчаниках и сидеритах,

вмещающих ртутносные брекчии Перевального месторождения). Во вмещающих породах рудопроявления Ахача максимальное содержание мышьяка не превышает $n \cdot 10^{-4}\%$; на месторождении Перевальное содержание его в глинах, песчаниках и сидеритах колеблется примерно в одних и тех же пределах и не превышает $8 \cdot 10^{-4}\%$.

Ореол мышьяка на участке Шура часто выходит за пределы разведочных профилей, и его эффективная ширина достигает 400—500 м. Несмотря на то что на участке Агурипта развита мышьяковая минерализация и содержание мышьяка в ореолах достигает $n \cdot 10^{-2}\%$, ореол его по ширине и интенсивности меньше, чем на участке Шура. В районе рудопроявления Чамашха на поверхности по профилю перевал Алаштраху — Чамашха — Чибисха содержание мышьяка повышенное. Эффективная ширина ореола составляет 400 м.

По профилю реки Мзимна — Аджара содержание мышьяка на участке ртутного оруденения Макратела повышается до $1,85 \cdot 10^{-2}\%$. Эффективная ширина первичного ореола мышьяка достигает 400—600 м. На участке Мзимна содержание мышьяка в ореолах колеблется в тех же пределах, несмотря на то что здесь оруденение мышьяковое.

На ртутных, мышьяково-ртутных, мышьяковых и сурьмяных месторождениях Верхней Рачи, Южной и Северной Осетии, так же как и на месторождениях Горной Абхазии, мышьяк образует широкий и интенсивный ореол. Эффективная ширина и интенсивность ореолов мышьяка на мышьяково-ртутных и мышьяковых месторождениях больше ореолов ртути и сурьмы, а также ореолов мышьяка на ртутных и сурьмяных месторождениях. На мышьяково-ртутных рудопроявлениях Чичхва, Зругском и Заккском эффективная ширина ореола мышьяка достигает 4 км, а на Лухумском мышьяковом месторождении 4—4,5 км.

Интенсивный ореол мышьяка образуется и на Кодис-Дзирском мышьяково-ртутном, Квардзахетском сурьмяном и Талахианском ртутном месторождениях.

В Севано-Карабахской зоне интенсивные ореолы мышьяка нами установлены на Агятагском ртутном месторождении. В этой рудной зоне вблизи ртутного оруденения содержание мышьяка, так же как во вмещающих породах Лухумского мышьякового месторождения, достигает десятых и сотых долей процента. Особенно интенсивные ореолы мышьяка образуются вокруг ртутного оруденения, локализованного в брекчированных аргиллитах. В зоне Сараланджского ртутного оруденения эффективная ширина ореола мышьяка достигает 200—300 м, но в пределах рудоносной толщи в красноцветных туфоконгломерато-брекчиях содержание его не превышает $n \cdot 10^{-4}\%$. На этом рудопроявлении ореол мышьяка наиболее отчетливо развит в туфобрекчиях всяческого бока.

Сурьма. На участке Шура сурьма образует интенсивный ореол на расстоянии десятков метров от рудоносных горизонтов. Ширина ореола висячем и лежащем боках рудной зоны примерно одинакова.

Самые высокие содержания сурьмы отмечаются в рудоносных песчаниках. Вдали от рудной зоны она редко обнаруживается. По магистральным профилям вкрест простирания глинисто-сланцевой свиты лейаса сурьма обнаруживается в единичных случаях. На участке Шура она не устанавливается иногда в 100 м гипсометрически выше рудоносной зоны. Содержание сурьмы в первичных ореолах уменьшается постепенно и не колеблется в столь больших пределах, как содержание ртути и мышьяка.

Во вмещающих породах большинства месторождений и рудопроявлений ртути Северо-Западного Кавказа (Новороссийский, Туапсинский районы и Горная Абхазия) устанавливаются низкие содержания сурьмы ($1 \cdot 10^{-4}$ — $1 \cdot 10^{-3}\%$, редко $3 \cdot 10^{-3}\%$ в первых десятках метров от рудоносной зоны). Сравнительно интенсивные ореолы сурьмы установлены на участке Тхасоу, где содержание ее в ореолах ниже, чем на участке Шура, но вблизи рудных тел сурьма образует интенсивный ореол. В центральной части участка Тхасоу сурьма обнаруживается почти во всех пробах, ее содержание в рудной зоне достигает $1 \cdot 10^{-2}\%$.

В надрудной зоне по профилю перевал Алаштраху — Чамашха — Чибисха в пределах рудопроявления Чамашха содержание сурьмы повышается в интервале 100—150 м. За пределами этого интервала она обнаруживается в единичных пробах.

В рудоносной зоне Перевального месторождения сурьма устанавливается не во всех пробах, и ее максимальное содержание достигает $2 \cdot 10^{-3}\%$. Только в зоне главного рудоконтролирующего разлома оно повышается до $5 \cdot 10^{-2}\%$. По профилю (см. рис. 52) содержание сурьмы в глинах выше, чем в песчаниках и сидеритах.

На ртутных рудопроявлениях Верхней Рачи, Южной и Северной Осетии устанавливается четкий ореол сурьмы на первых десятках метров от рудной зоны, однако обнаруживается он не на всех рудопроявлениях. На Чиорском и Эрцойском рудопроявлениях даже вблизи рудных зон сурьма обнаруживается в единичных пробах. Ореолы сурьмы значительной эффективной ширины и интенсивности образуются на ртутном месторождении Талахиани и на рудопроявлении Боко. Здесь сурьма устанавливается почти во всех пробах. В рудных зонах и вблизи от них содержание ее выше фонового (до $n \cdot 10^{-3}\%$). На нижних горизонтах Кодис-Дзирского месторождения присутствует антимонит, поэтому содержание сурьмы в ореоле достигает десятых долей процента. На месторождении Чичхва содержание сурьмы в ореолах ниже, чем на Кодис-Дзирском месторождении. На Лухумском месторождении сурьма образует ореол, эффективная ширина и интенсивность которого значительно больше, чем на ртутных месторождениях. На сурьмяном месторождении Квардзахеты интенсивность и эффективная ширина ореола сурьмы больше, чем на ртутных и мышьяковых.

В Севано-Карабахской зоне в пределах отдельных рудопроявлений ртути, в том числе на Агятагском месторождении, сурьма обнаруживается лишь в единичных пробах, несмотря на то что ореолы

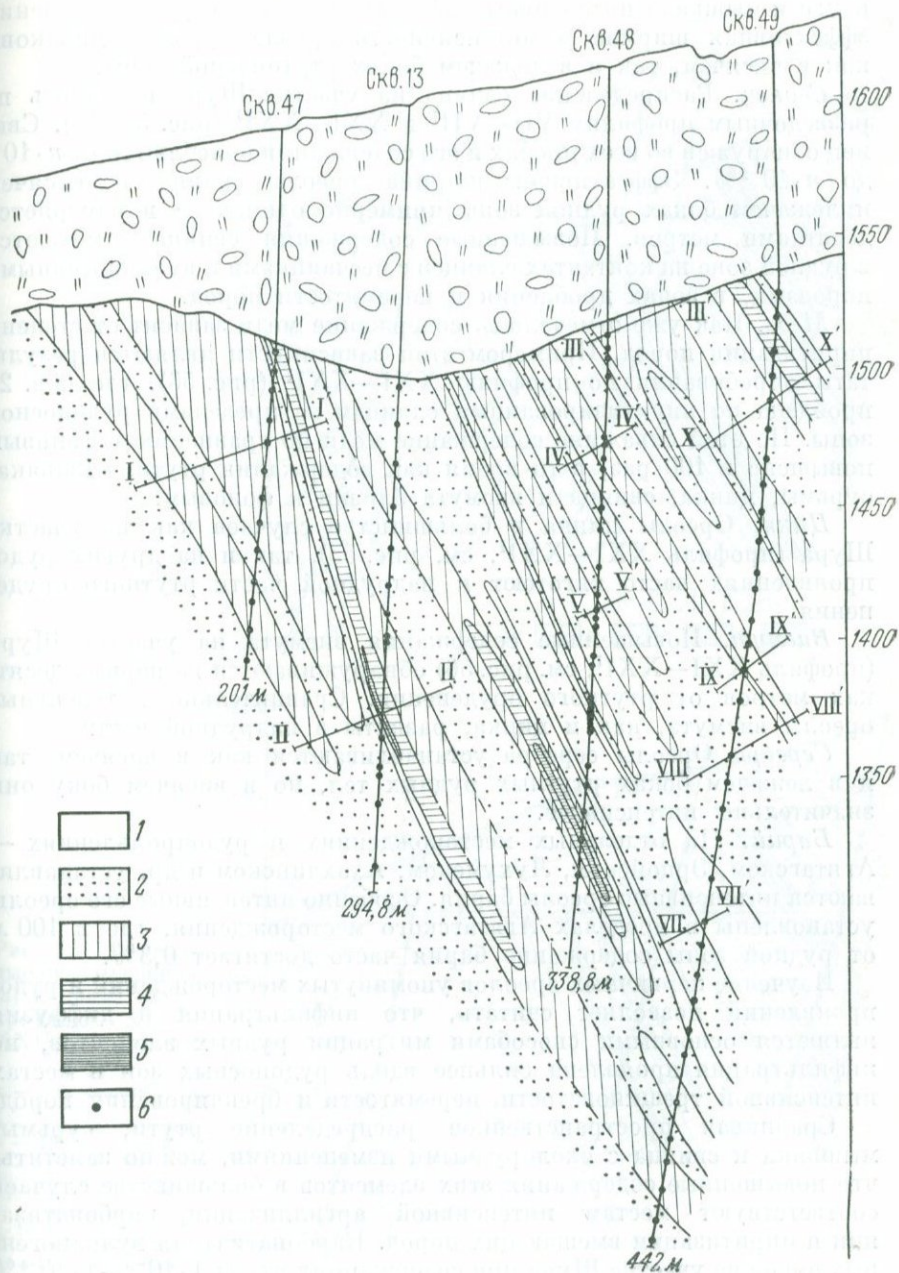


Рис. 54. Первичные ореолы свинца по профилю VII—VIII, участок Шура
 Содержания (в $1 \cdot 10^{-4}\%$): 1 — < 10 ; 2 — $10-30$; 3 — $30-100$; 4 — $100-300$; 5 — > 300 ;
 6 — точки опробования

ртути и мышьяка интенсивные. На Сараладжском рудопроявлении эффективная ширина и интенсивность ореола сурьмы одинаковы как в висячем, так и в лежащем боках ртутоносной зоны.

Свинец. Распределение свинца на участке Шура изучалось по разведочным профилям VII—VII^I и XXI—XXI^I (рис. 54, 55). Свинец обнаружен во всех пробах и его содержания колеблются от $n \cdot 10^{-4}$ до $n \cdot 10^{-2}\%$. Эффективная ширина ореола свинца в висячем и лежащем боках рудной зоны примерно одинакова и измеряется десятками метров. Повышенные содержания свинца отмечаются в рудной зоне на контактах сланцев с песчаниками и вулканогенными породами, в зонах дробления и перемятости пород.

Медь. Как уже отмечалось, содержание меди зависит от степени пиритизации пород. Примером этой зависимости являются результаты опробования по профилю XXI—XXI^I (рис. 56), где скв. 25 пройдена по пиритизированным сланцам за пределами рудоносной зоны. По этой скважине содержание меди по сравнению с фоновым повышено в 100 раз, в то время как содержания ртути, мышьяка, сурьмы, цинка, свинца и висмута близки к фоновым.

Цинк. Ореолы цинка в большинстве случаев как на участке Шура (профиль XXI—XXI^I, см. рис. 55), так и на других рудопроявлениях часто тяготеют к надрудной части ртутного оруденения.

Висмут. Повышенные содержания висмута на участке Шура (профиль XXI—XXI^I, см. рис. 56) обнаруживаются на первых десятках метров от ртутного оруденения. Сравнительно интенсивные ореолы висмута, как и цинка, развиты в надрудной части.

Серебро. Ореолы серебра устанавливаются как в висячем, так и в лежащем боках ртутных рудных тел, но в висячем боку они значительно интенсивнее.

Барий. На отдельных месторождениях и рудопроявлениях — Агятагском, Эрдойском, Лухумском, Ахахчинском и др. устанавливаются интенсивные ореолы бария. Особенно интенсивные его ореолы установлены в пределах Агятагского месторождения, где в 100 м от рудной зоны содержание бария часто достигает 0,3%.

Изучение первичных ореолов упомянутых месторождений и рудопроявлений позволяет считать, что инфильтрация и диффузия являются основными способами миграции рудных элементов, но инфильтрация проявлена сильнее вдоль рудоносных зон в местах интенсивной трещиноватости, перемятости и брекчирования пород.

Сравнивая пространственное распределение ртути, сурьмы, мышьяка и свинца с околорудными изменениями, можно заметить, что повышенные содержания этих элементов в большинстве случаев соответствуют местам интенсивной аргиллизации, карбонатизации и пиритизации вмещающих пород. Карбонатизация вулканогенных пород на участке Шура при содержаниях ртути $1 \cdot 10^{-3}$ — $1 \cdot 10^{-4}\%$ в 2—3 раза более интенсивна, чем в песчаниках с богатой концентрацией киновари, достигающей целых процентов. В тех случаях, когда окварцевание проявлено без карбонатизации и аргиллизации,

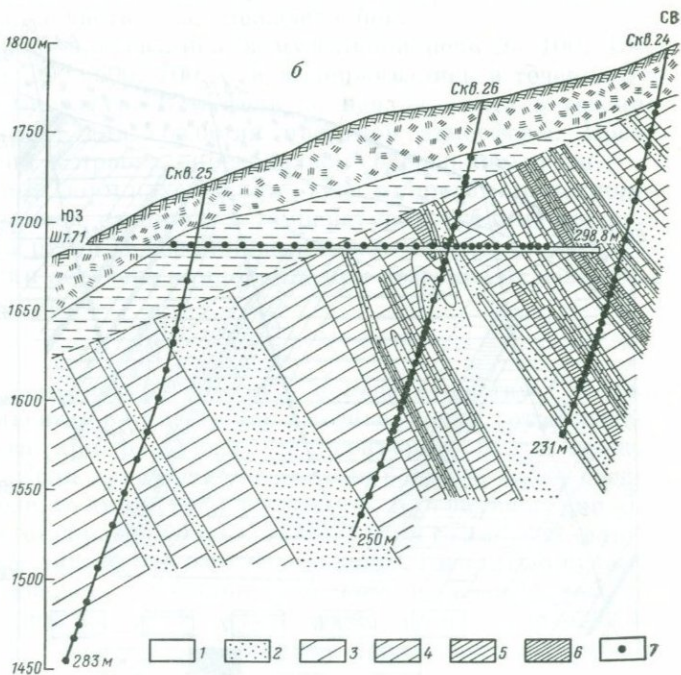
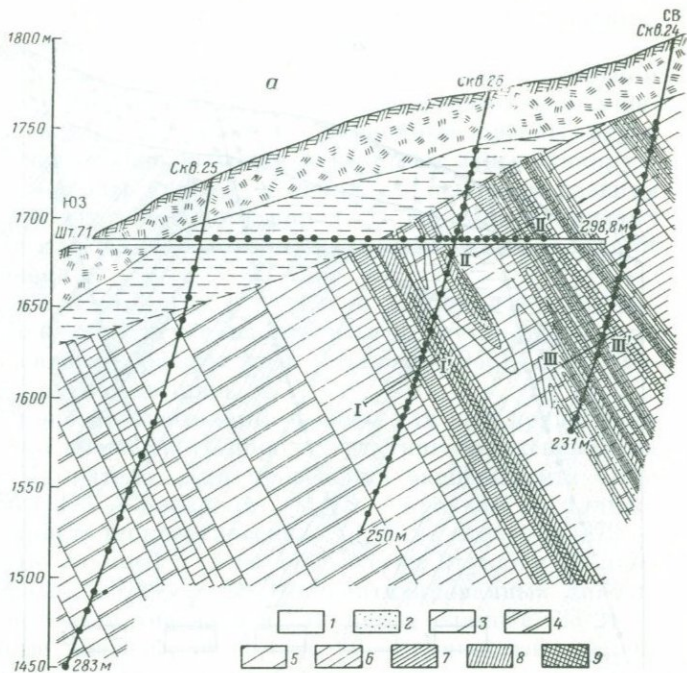


Рис. 55. Первичные ореолы свинца (а) и цинка (б) по профилю XXI—XXI^I, участок Шура

а — содержания в $1 \cdot 10^{-4}\%$: 1 — < 2; 2 — 2—5; 3 — 5—10; 4 — 10—20; 5 — 20—40; 6 — 40—80; 7 — 80—160; 8 — 160—320; 9 — > 320; б — содержания в $1 \cdot 10^{-3}\%$: 1 — < 10; 2 — 10—30; 3 — 30—100; 4 — 100—300; 5 — 300—1000; 6 — > 1000; 7 — точки опробования

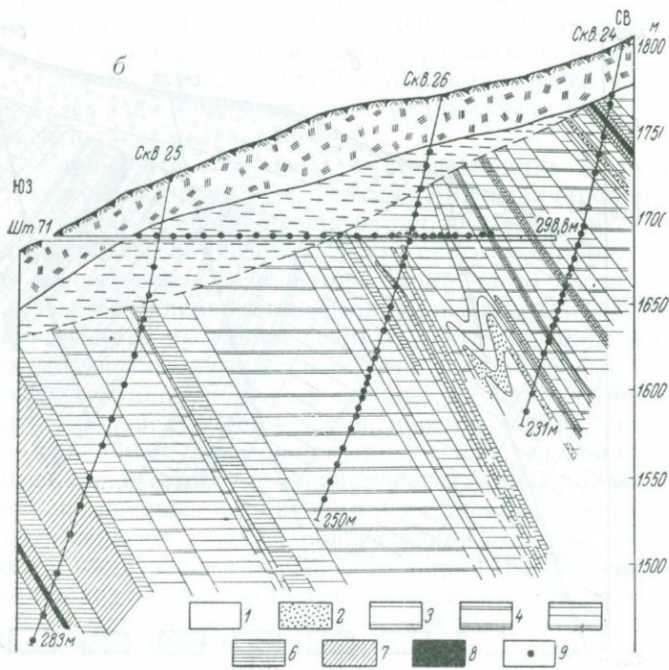
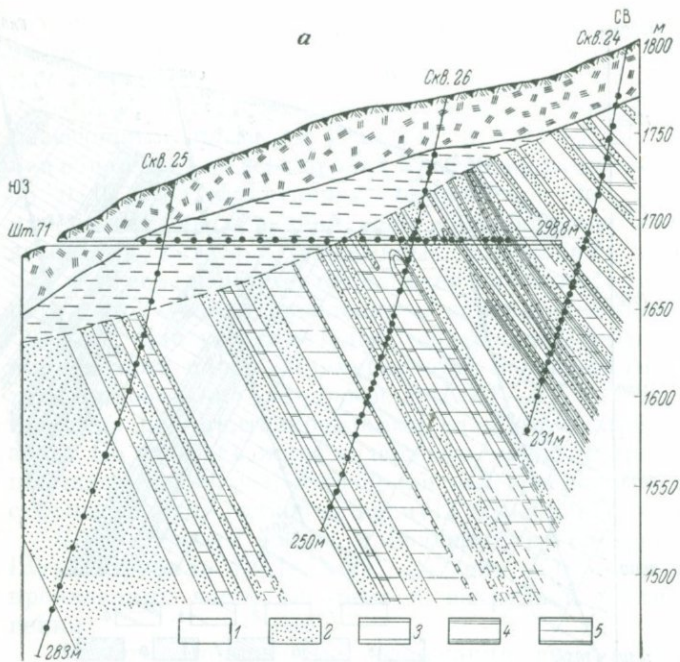


Рис. 56. Первичные ореолы висмута (а) и меди (б) по профилю XXI—XXII участок Шура

а — содержания в $1 \cdot 10^{-3}\%$: 1 — < 2; 2 — 2—4; 3 — 4—8; 4 — 8—16; 5 — > 16;
 б — содержания в $1 \cdot 10^{-4}\%$: 1 — < 2; 2 — 2—5; 3 — 5—10; 4 — 10—30; 5 — 30—100; 6 — 100—1000; 7 — 1000—3000; 8 — > 3000; 9 — точки отобрования

соответствия между повышенными содержаниями ртути, мышьяка, сурьмы, свинца и окварцеванием не наблюдается.

Околорудные изменения на участке Шура проявлены в основном в местах трещиноватости, перемятости и брекчирования и по мощности нередко превышают 200—300 м. Первичные ореолы ртути и мышьяка часто значительно выходят за пределы зоны околорудного изменения, а ореолы сурьмы и свинца в основном развиты в пределах околорудных изменений пород. В некоторых случаях концентрации ртути и мышьяка в ореолах повышаются независимо от околорудных изменений.

Формы нахождения ртути в ореолах. Исследованию форм нахождения ртути на ртутных и ртутно-сурьмяных месторождениях посвящены работы А. А. Саукова (1946), В. П. Федорчука (1961) и других авторов.

Нами проведены экспериментальные работы для выяснения форм нахождения ртути во вмещающих породах ртутного оруденения на участках Шура и Макратела. Для проведения эксперимента были выбраны пять проб (11/6 — алевролит, 11/18 — брекчия аргиллитовая, 11/33 — туф кристаллокластический, 11/36 — сланец и 879 — перемятые глинистые сланцы) из скв. 11 (участка Шура) и 10 проб (25/3, 25/6, 25/8, 25/24, 25/26, 25/28 — альбитизированный диабаз, 25/12 роговик на контакте диабазов и глинистых сланцев, 25/21 — карбонатизированные диабазы, 59 — туф, 55 — глинистый сланец) с участка Макратела. Часть этих проб была отобрана из висячего бока рудной зоны, а часть — из лежащего бока.

Указанные пробы нагревались в муфельной печи до 100, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 600, 700° С и выдерживались в течение 8 ч при каждой из температур. В муфель до начала опыта в течение 30 мин вводился азот для создания инертной атмосферы. После каждого нагревания в пробах определялось содержание ртути.

Для установления форм нахождения ртути в породах мы воспользовались существующей разницей в температурах сублимации различных соединений ртути и термодинамической зависимости логарифма концентрации летучего компонента при возгонке от величины обратной температуры

$$\lg C = K \cdot \frac{1}{T}$$

(T — абсолютная температура). Если в породе существует только одна форма соединения ртути, то на графике точки, отвечающие содержаниям ртути при различных температурах, будут лежать на прямой линии. Если присутствуют два или большее число соединений ртути в породе, то линия не будет прямой. Как видно из рис. 57, содержания ртути по образцам 11/18, 11/33, 11/6 и 879 представляют собой почти прямые линии. Это дает возможность говорить о существовании одного минерала, очевидно киновари, в связи с тем что заметная сублимация сульфида ртути начинается после 400° С. Для образца 11/36 отмечен излом графика, что говорит о двух или более формах нахождения ртути (металлическая, сульфидная и др.).

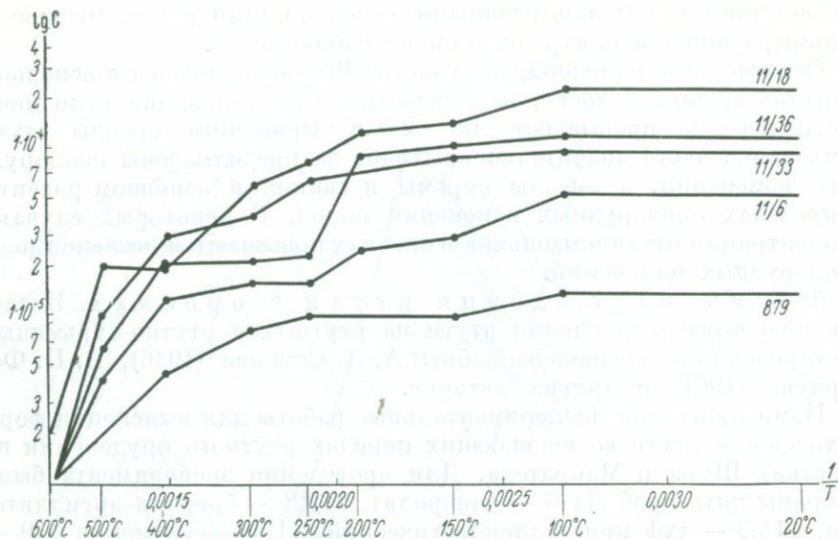


Рис. 57. Зависимость $\lg C$ от $\frac{1}{T}$ при сублимации ртути из пород участка Шура

Кривые содержаний всех образцов, кроме 55 и 59, представлены ломаными линиями, что, по-видимому, свидетельствует о том, что ртуть на участке Макратела присутствует в двух или большем числе соединений (рис. 58). Причем после 150°C в этих пробах содержание ртути резко падает, что указывает на наличие в них самородной ртути. В пробах 55 и 59, по-видимому, ртуть присутствует в другой форме. До 300°C в этих пробах содержание ртути уменьшается незначительно и точки, отвечающие содержаниям ртути при разных температурах, лежат почти на прямых линиях. Это показывает, что ртуть присутствует в основном в одной форме (в виде киновари или в виде изоморфной примеси в других минералах). Из рис. 58 также видно, что если в начале эксперимента в каждой пробе содержание ртути во много раз превосходило его фоновое содержание, то при 700°C во всех пробах оно падает ниже $0,2 \times 10^{-6}\%$, кроме пробы 59, где при 700°C содержание ртути $3,5 \times 10^{-6}\%$.

На основании этих исследований можно прийти к выводу, что формы нахождения ртути во вмещающих породах ртутного оруденения на участках Шура и Макратела различны. В одних случаях ртуть в породах присутствует в виде одной формы (киноварь или самородная ртуть), а в других — существуют два или большее число соединений ртути, природа которых не всегда ясна.

Зональность первичных ореолов. Приведенные данные о размерах и морфологии первичных ореолов, об их взаимоотношениях с околорудно измененными породами и о формах наход-

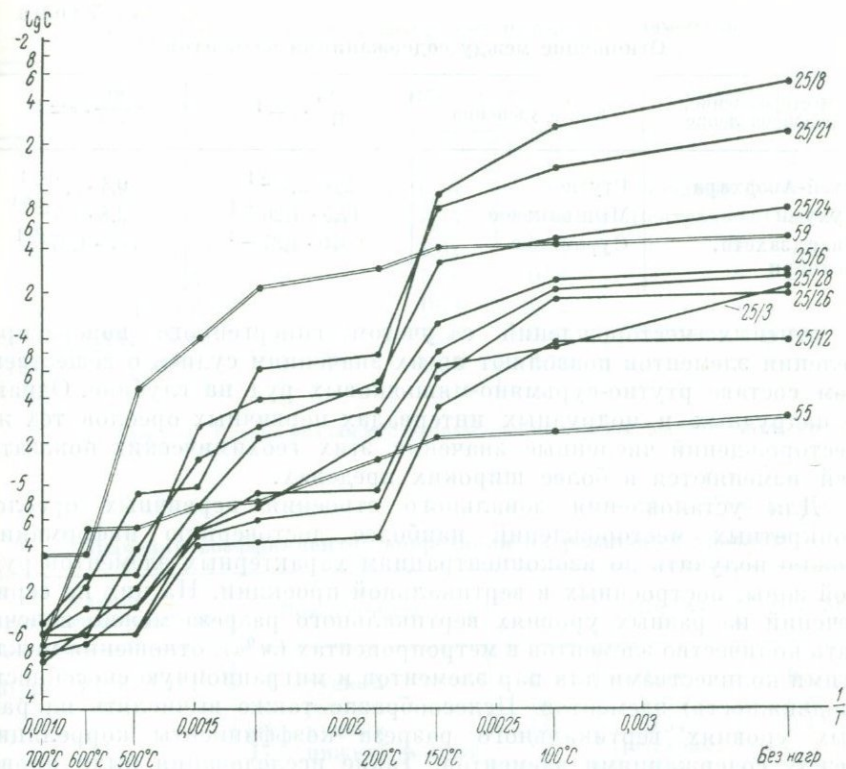


Рис. 58. Зависимость $\lg C$ от $\frac{1}{T}$ при сублимации ртути из пород участка Макратела

дения ртути в ореолах учитываются при поисковых работах, однако они недостаточны для оценки выявляемых геохимических аномалий.

Основным геохимическим критерием при ведении поисково-разведочных работ для прогноза рудоносности на глубину и на флангах известных месторождений и рудопроявлений является зональность оруденения, т. е. изменения соотношений между содержаниями химических элементов по глубине или по простиранию рудной зоны. Выявленные особенности зональности известных месторождений можно применить для оценки геохимических аномалий при поисках.

Наиболее резкие различия в соотношениях между содержаниями элементов типоморфного комплекса обнаруживаются в ореолах месторождений различного вещественного состава. На ртутных, мышьяковых и сурьмяных месторождениях по профилям на поверхности были подсчитаны отношения между средними содержаниями мышьяка и ртути, сурьмы и ртути (табл. 15).

Указанные различия между величинами отношений $As : Hg$ и $Sb : Hg$ во вторичных ореолах рассеяния сурьмяных, мышьяковых

Отношение между содержаниями элементов

Месторождение, руднопроявление	Тип оруденения	$\frac{As}{Hg} \cdot \varepsilon \pm 1$	$\frac{Sb}{Hg} \cdot \varepsilon \pm 1$
Ахей-Авадхара	Ртутное	$2,0 \cdot 2,4 \pm 1$	$0,4 \cdot 2,4 \pm 1$
Лухуми	Мышьяковое	$17,5 \cdot 1,26 \pm 1$	$2,8 \cdot 1,5 \pm 1$
Квардзахети, Лекнари	Сурьмяное	$370 \cdot 1,37 \pm 1$	$785 \cdot 1,37 \pm 1$

и ртутных месторождений с учетом гипергенного перераспределения элементов позволяют по их значениям судить о вещественном составе ртутно-сурьмяно-мышьяковых руд на глубине. Однако в надрудных и подрудных интервалах первичных ореолов тех же месторождений численные значения этих геохимических показателей изменяются в более широких пределах.

Для установления зонального строения первичных ореолов конкретных месторождений наиболее достоверную информацию можно получить по изоконцентрациям характерных элементов рудной зоны, построенных в вертикальной проекции. На них по серии сечений на разных уровнях вертикального разреза можно подсчитать количество элементов в метропроцентах ($m\%$), отношения между этими количествами для пар элементов и миграционную способность (подвижность) элементов. Целесообразно также вычислять на разных уровнях вертикального разреза коэффициенты корреляции между содержаниями элементов. Такие исследования были проведены нами в пределах Ахейского и Авадхарского ртутных месторождений.

На участке Шура Ахейского месторождения для исследования зонального строения рудных зон подсчет количества металла в метропроцентах проводился по изоконцентрациям элементов на всю ширину ореола, включая рудные интервалы. Сечения были выбраны по всем трем рудоносным горизонтам: главной рудной зоне, второй рудной зоне в маломощных песчаниках и третьей рудной зоне, приуроченной к вулканогенным породам. Указанные геохимические характеристики, подсчитанные по вертикальным разрезам разведочных профилей, приведены в табл. 16, 17 и на рис. 59, 60, 61, 62, 63, 64, 65. Аналогичные исследования были проведены в детально разведанной центральной части участка Тхасоу Авадхарского месторождения.

Изменение отношений между количествами ртути, мышьяка, сурьмы и свинца по вертикальным разрезам разведочных профилей обнаруживает следующие закономерности:

1. В надрудных интервалах первичных ореолов величина отношений As/Hg достигает относительно больших значений (6—36, иногда >100) и падает с глубиной. Это показывает, что над ртутными месторождениями мышьяк образует «шапку» в надрудном интервале.

Корреляционная связь между содержаниями элементов

Участок, разведочный профиль	n	rHg-As	rHg-Sb	Примечания
Шура II-II ^I	36	0,70	0,50	Западный фланг
» VII-VII ^I	98	0,45	0,58	Центральная часть
» VIII-VIII ^I	69	0,82	0,24	»
» XX-XX ^{II}	48	0,38	0,28	»
» XXI-XXI ^I	59	0,73	0,72	»
» XXII-XXII ^I	34	0,56	0,42	Восточный фланг
Тхасоу I-I ^I	91	0,36	0,73	»

Примечание. Оценка значимости произведена на 5%-ном доверительном уровне.

Таблица 17

Значения коэффициентов корреляции на различных уровнях

Участок, разведочный профиль	Номер сечения	n	rHg-As	rHg-Sb
Шура VIII-VIII ^I	I — рудный	46	0,42	0,47
	II — рудный	48	0,94	0,66
	III — рудный	43	0,54	0,43
	IV — нижний рудный	15	Незначим.	—
» X-X ^I	II — рудный	41	0,56	0,54
	III — нижний рудный	24	0,49	0,89
	IV — подрудный	8	0,62	0,87
» XI-XI ^I	I — рудный	97	0,59	Незначим.
	II — рудный	79	0,81	0,50
	III — нижний рудный	61	Незначим.	0,51
	IV — подрудный	22	»	0,53
Тхасоу XVII-XVII ^I	Штольня 13	8	0,98	—
	околорудный			
	Штольня 14	15	Незначим.	Незначим.
	нижний рудный			
	Штольня 15	24	0,43	0,69

Примечание. Оценка значимости произведена на 5%-ном доверительном уровне. Проверк указывает что коэффициент корреляции не вычислялся.

2. В пределах рудного интервала величины отношений As/Hg низкие, лежащие в пределах $1,4 \cdot 1,14 \pm 1$, высокую устойчивость которых отражает очень малая величина стандартного множителя ($\varepsilon = 1,14$, $n = 17$).

3. В подрудном интервале первичного ореола величины отношения As/Hg вновь возрастают, достигая 4—6.

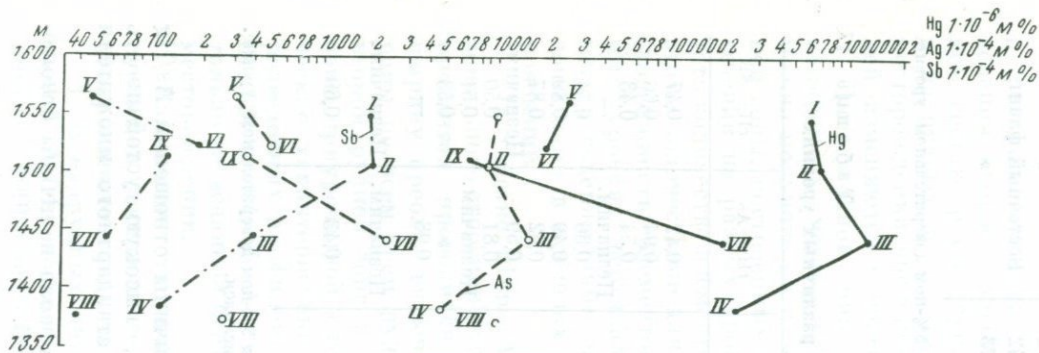


Рис. 59. Изменение количества металла в метропроцентах (м %) с глубиной по профилю VIII—VIII^I в разных сечениях, участок Шура

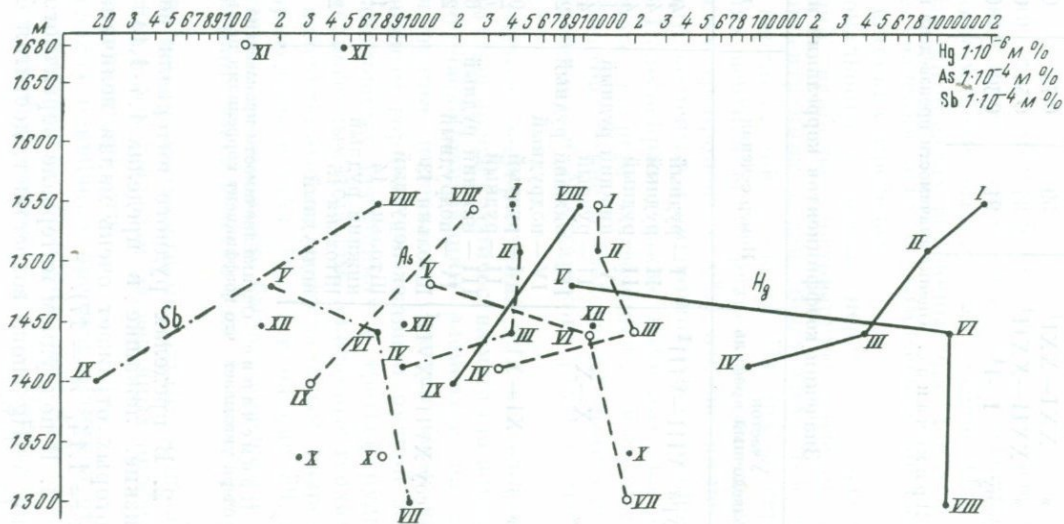


Рис. 60. Изменение количества металла в метропроцентах (м %) с глубиной по профилю XI—XI^I в разных сечениях, участок Шура

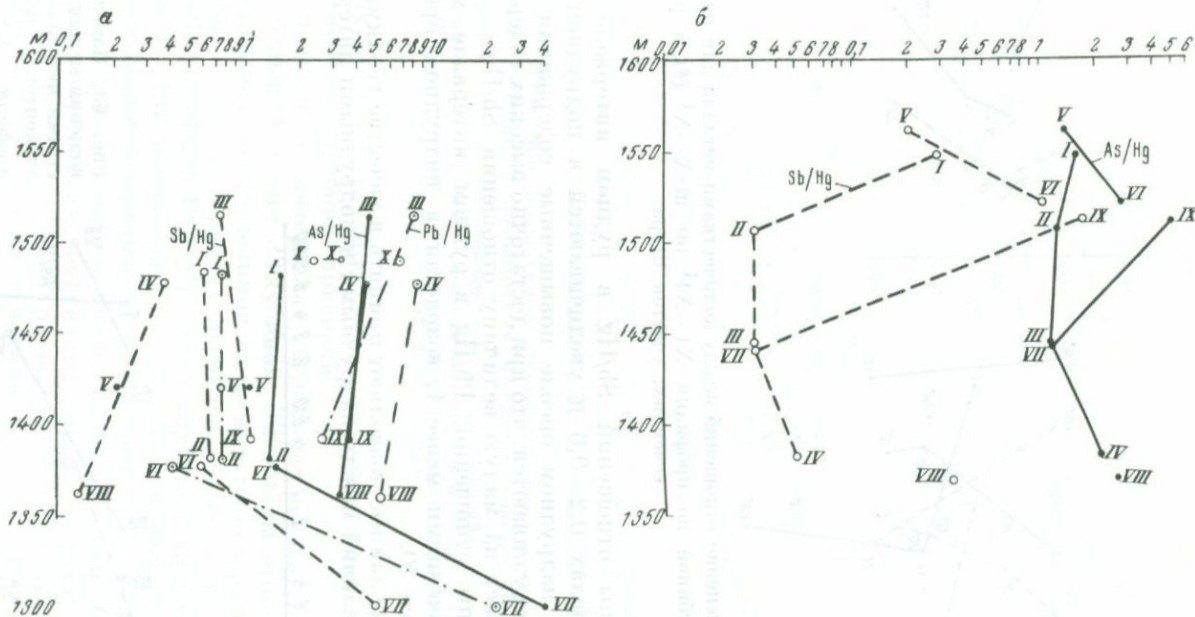


Рис. 61. Изменение отношений между количествами металла (в м %) для пар элементов с глубиной по профилям VII—VII¹ (а) и VIII—VIII¹ (б) в разных сечениях, участок Шура

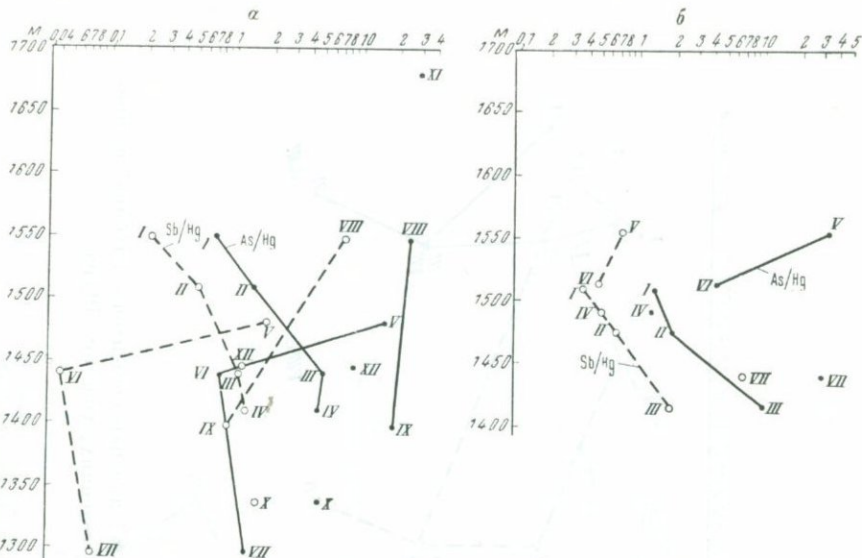


Рис. 62. Изменение отношений между количествами металла для пар элементов с глубиной по профилям XI—XI^I (а) и X—X^I (б) в разных сечениях, участок Шура

4. Величины отношений Sb/Hg в рудном интервале обычно лежат в пределах 0,2—0,6 и увеличиваются в подрудном ореоле до 1,5—7. В надрудном ореоле повышенные содержания сурьмы иногда не обнаруживаются, что при достаточно высоких содержаниях ртути указывает на малую величину отношения Sb/Hg.

5. Величины отношений Pb/Hg в рудном интервале характеризуются значениями менее 1, возрастая в подрудном ореоле до значений более 10.

Полученные данные позволяют принять в качестве геохимических критериев различий между надрудными и подрудными интервалами

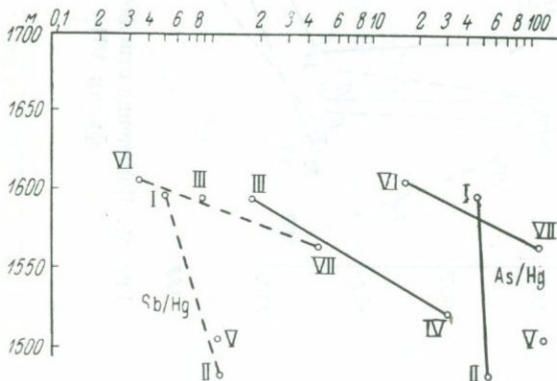


Рис. 63. Изменение отношений между количествами металла для пар элементов с глубиной по профилю XX—XX^I в разных сечениях, участок Шура

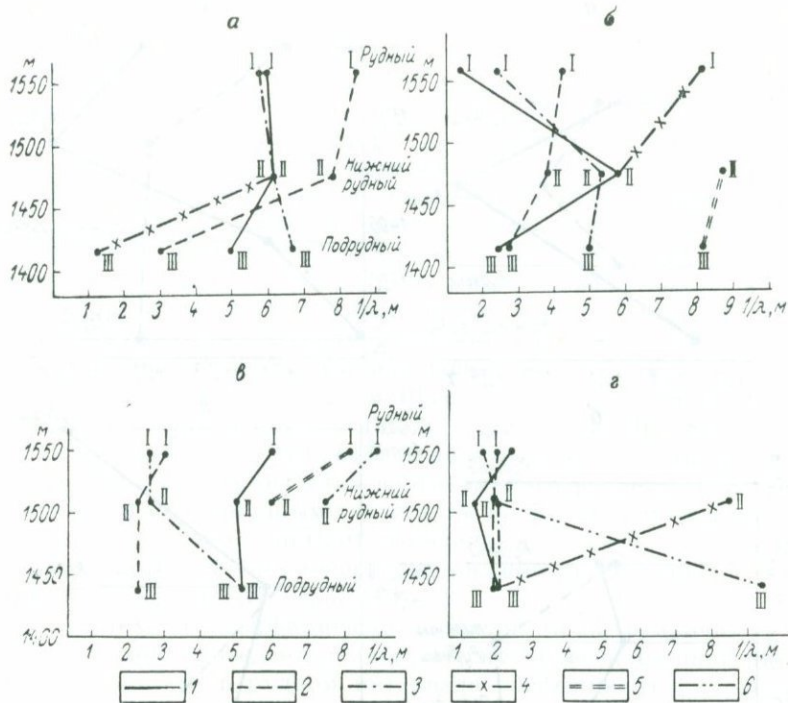


Рис. 64. Изменение подвижности ртути, мышьяка и сурьмы (1/λ) с глубиной по разведочным профилям участка Шура

Профили: а — X—X^I (висячий бок); б — X—X^I (лежащий бок); в — XI—XI^I (висячий бок); г — XI—XI^I (лежащий бок); первый интервал подвижности: 1 — ртуть; 2 — мышьяк; 3 — сурьма; второй интервал подвижности: 4 — ртуть; 5 — мышьяк; 6 — сурьма

первичных ореолов ртутных месторождений Ахей-Авадхарского рудного поля следующие признаки:

1. В надрудных интервалах величина показателя As/Hg от значений больше 6 падает с глубиной, а величина отношения Sb/Hg может оставаться неопределимой из-за низких содержаний сурьмы.

2. В подрудных интервалах первичного ореола величины отношений As/Hg, Sb/Hg и Pb/Hg растут с глубиной, приобретает значения более 1. Для использования этих геохимических показателей необходимы данные геохимического опробования по двум (или большему числу) пересечений рассматриваемой рудной зоны*.

Сложная морфология первичных ореолов ртути, мышьяка, сурьмы и свинца на участке Шура затруднила определение подвижности элементов по многим сечениям ореолов. Для определения

* В настоящее время определение отношений между содержаниями химических элементов, монотонно изменяющихся с глубиной, производится на ЭВМ по программе «061», разработанной на кафедре геохимии МГУ.

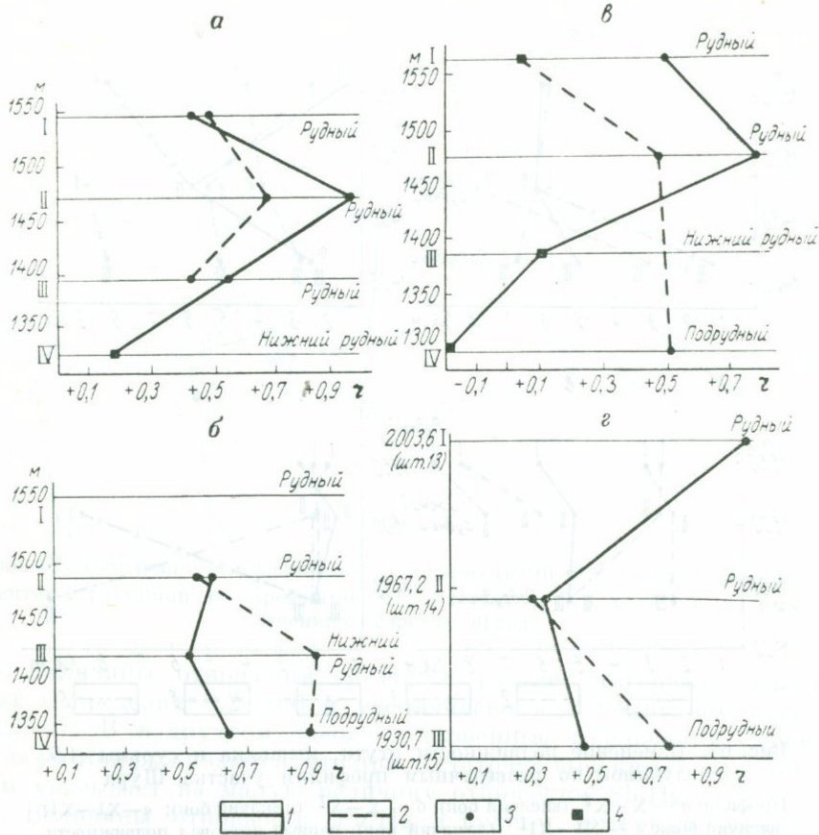


Рис. 65. Изменение значений коэффициентов корреляции (r) между As — Hg и Sb — Hg с глубиной по разведочным профилям участков Шура (а, б, в) и Тхасоу (г)

Профили: а — VIII—VIII¹; б — X—X¹; в — XI—XI¹; г — XVII—XVII¹
 1 — r As—Sb; 2 — r Sb—Hg; 3 — r значимый; 4 — r незначимый

подвижности элементов были выбраны сечения с простой морфологией ореолов. Изменение подвижности ртути, мышьяка и сурьмы на разных гипсометрических уровнях главной рудной зоны по двум разведочным профилям показано на рис. 64.

Из рис. 64 видно, что подвижность указанных элементов висячем боку рудной зоны обычно больше, чем в лежащем. Средняя подвижность ртути и мышьяка от рудного к подрудному интервалу уменьшается, а подвижность сурьмы с глубиной увеличивается, причем наибольшее значение отмечается в подрудном ореоле. Для ртути этот признак отмечается только в висячем боку, для мышьяка и сурьмы — как в висячем, так и в лежащем боках рудной зоны. Подвижность данных элементов в некоторых случаях различна в начальных (10—30 м от рудной зоны) и последующих интервалах ореола; обычно она больше во втором интервале.

На разных гипсометрических уровнях в одних случаях подвижность ртути больше подвижности мышьяка, а в других — меньше. Если судить по всем данным в целом по главной рудной зоне, можно установить следующий ряд подвижности: $As > Hg > Sb$.

Дополнительные определения подвижности ртути, мышьяка, сурьмы и свинца по второй рудной зоне и в вулканогенном горизонте (всего 60 определений) подтверждают более высокие значения показателя подвижности $1/\lambda$ в висячем боку по сравнению с лежачим боком и общий ряд подвижности $As > Hg > Sb > Pb$.

Проведенные исследования показывают ограниченные возможности использования показателя подвижности рудных элементов для диагностики выявляемых аномалий.

Для выяснения зонального изменения силы связи между содержаниями элементов по участкам Шура и Тхасоу были подсчитаны коэффициенты парной корреляции для $Hg-As$ и $Hg-Sb$. Коэффициенты корреляции подсчитывались по выборкам проб только в рудной зоне на разных горизонтах вертикального разреза по разведочным линиям и по единичным скважинам на флангах месторождений.

В целом по обоим участкам выявлена достаточно сильная положительная корреляционная связь содержаний ртути с содержаниями мышьяка и сурьмы (см. табл. 16).

Оценки тех же коэффициентов корреляции на различных уровнях рудных зон приведены в табл. 17, которую дополняет рис. 65.

Таким образом, в рудном интервале коэффициенты корреляции между содержаниями ртути и мышьяка во всех случаях имеют статистически значимые, положительные оценки с тенденцией к ослаблению силы связи в нижнем рудном и подрудном интервалах. Коэффициенты корреляции между содержаниями ртути и сурьмы в подрудном интервале ореола во всех случаях остаются положительными и статистически значимыми, обнаруживая тенденцию к росту с глубиной. Полученные данные подтверждают одновременность отложения ртути и ее элементов-спутников.

В целом среди рассмотренных геохимических показателей зональности ртутного оруденения наиболее важное значение для оценки геохимических аномалий имеют величины отношений и коэффициентов корреляции между содержаниями рудных элементов. Показатели подвижности элементов могут иметь только вспомогательное значение. Любые геохимические показатели оценки аномалий могут быть использованы только при условии тщательного анализа всех геологических данных.

§ 13. Использование первичных ореолов для прогноза рудоносности на разведываемых месторождениях

Для прогноза рудоносности на глубину и на флангах известных ртутных, мышьяковых и сурьмяных зон использовались результаты исследований первичных ореолов и гидротермально измененных пород, рассмотренные в предыдущих параграфах.

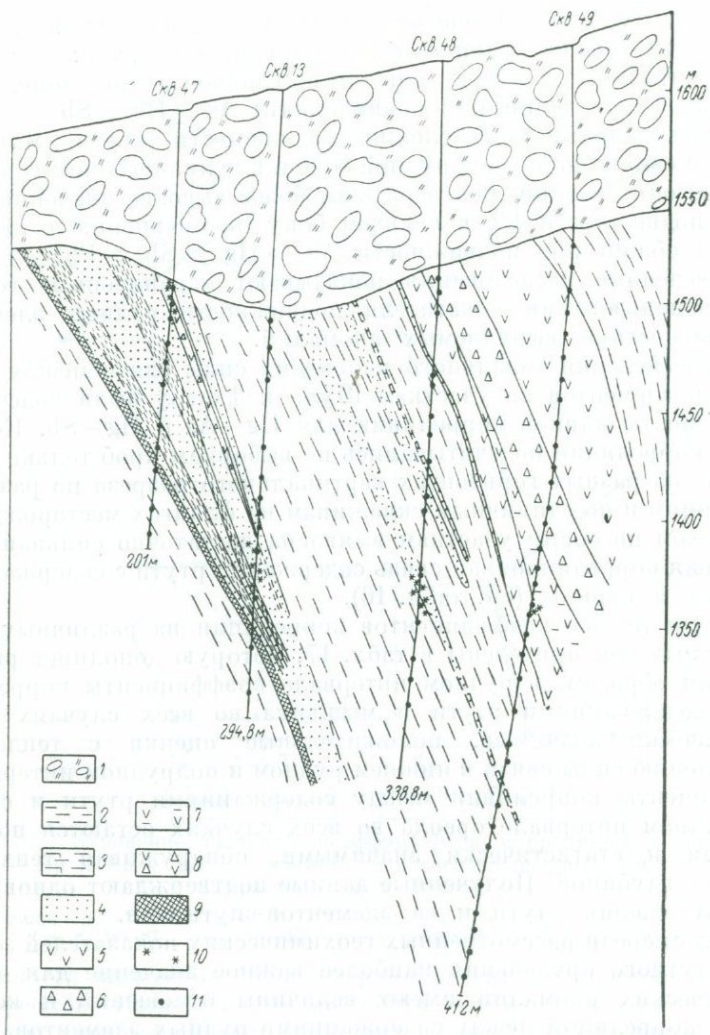


Рис. 66. Геологический разрез по профилю VII—VII^I, участок Шура

1 — флювиогляциальные отложения; 2 — глинистые сланцы; 3 — перемятые глинистые сланцы; 4 — песчаники; 5 — туфы кислого состава; 6 — туфы среднего состава; 7 — туфы основного состава; 8 — лавобрекчии; 9 — зона дробления; 10 — киноварь; 11 — точки опробования

Установление ореолов аномальных содержаний ртути и мышьяка недостаточно для прогноза рудоносности вследствие их большой ширины, особенно в надрудных интервалах. Для оценки рудоносности важное значение имеет анализ первичных ореолов сурьмы, свинца и других элементов-спутников, эффективная ширина которых значительно меньше.

На участках Шура, Чамашха, Гхасоу и Макратела изоконцентрации элементов, построенные по вертикальным разрезам разведочных профилей, дали возможность более надежно интерпретировать результаты геохимических исследований: выяснить морфологию рудоносных горизонтов и первичных ореолов, проследить рудные зоны и отдельные пласты на разных горизонтах, выявить зоны тектонических нарушений и установить рудоносные горизонты, в некоторых случаях даже при низком выходе керна.

Интенсивная перемятость, трещиноватость, развитие зон дробления и брекчирования, наличие плоскостей скольжения, изменчивость элементов залегания пород и другие факторы говорят о том, что рудоносные горизонты участка Шура сильно осложнены тектоническими движениями. Поэтому не исключена возможность, что на глубоких горизонтах по тектоническим подвижкам рудоносные песчаники опущены на глубину. В пользу этого говорит и тот факт, что в центральной части участка по некоторым разведочным профилям с глубиной содержание ртути, мышьяка и сурьмы в ореолах увеличивается или остается высоким. По построенным изоконцентрациям элементов для центральной части участка по профилям VI—VI^I, VII—VII^I и XI—XI^I намечается возможность обнаружения рудной зоны на глубине.

По крайнему западному профилю VI—VI^I (скв. 50) устанавливаются две довольно мощные (5—20 м) пачки песчаников с повышенными содержаниями ртути, мышьяка и сурьмы. В нижней пачке песчаников содержание этих элементов с глубиной резко увеличивается (содержание ртути достигает 0,02%). Ниже песчаников скважина входит в глинистые сланцы лишь на 2—3 м. На участке Шура в пачках песчаников присутствуют довольно мощные прослои глинистых сланцев.

Учитывая это, по скв. 50 целесообразно провести бурение до более глубоких горизонтов.

По профилю VII—VII^I (рис. 66) главная рудная зона не пересечена скважинами на глубоких горизонтах, но первичные ореолы ртути, мышьяка, сурьмы и свинца (рис. 67, 68, 69 и 54) указывают на возможность обнаружения рудной зоны на глубине. По этому профилю содержание данных элементов увеличивается в забоях скв. 48 и 49 (в забое скв. 48 содержание ртути достигает $2,5 \cdot 10^{-3}\%$).

По профилю XI—XI^I перспективна вторая рудная зона (рис. 70, 71, 72, 73), где скв. 32 остановлена в песчаниках с содержанием ртути 0,01% при одновременном увеличении на забое содержаний мышьяка и сурьмы.

На восточном фланге месторождения изоконцентрациями элементов хорошо фиксируются рудоносные зоны, приуроченные к горизонтам песчаников и вулканогенных пород. По профилям XVIII—XXII бурение в основном проведено в интервале, лежащем на 70—130 м гипсометрически выше центральной части участка. Учитывая, что в забоях скв. 21, 54, 24 устанавливаются повышенные

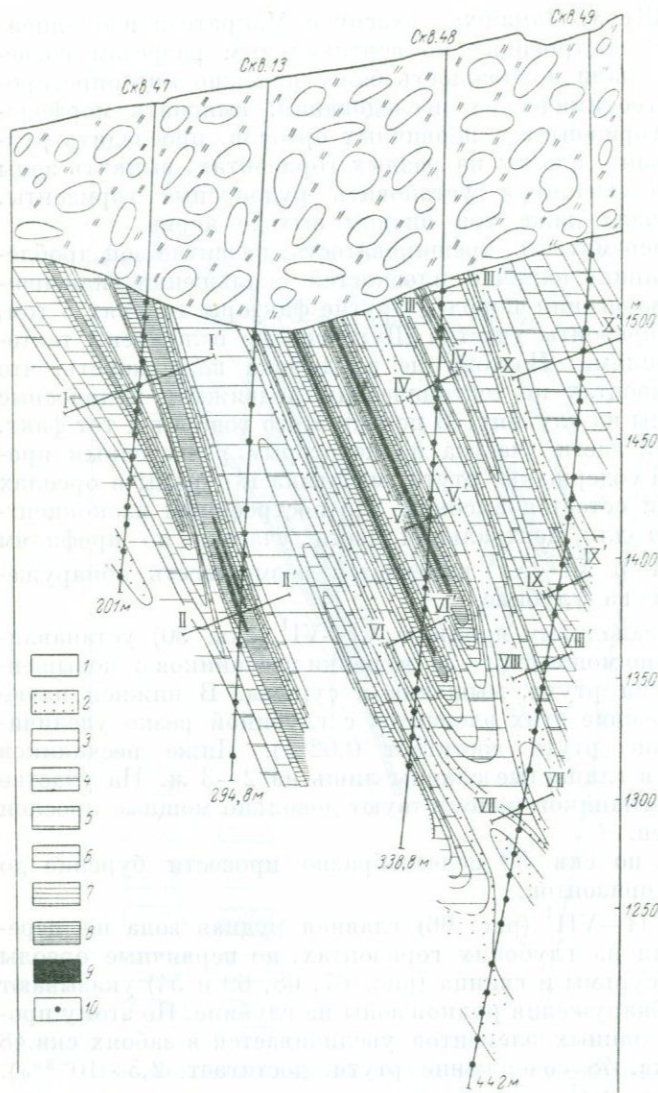


Рис. 67. Первичные ореолы ртути по профилю VII—VII'. Участок Шура

содержания ртути и мышьяка, следовало бы на этом фланге бурить скважины на глубину более 300 м.

Между профилями XVIII—XVIII^I и XXI—XXI^I предполагается существование оползневого (тектонического) блока. По профилю XX—XX^I, размещенному на площади этого блока (рис. 74, 75) видно, что содержания ртути, мышьяка и сурьмы в большинстве проб близки к фоновым. По вертикальному разрезу профиля устанавливается несколько маломощных прослоев песчаников, в которых

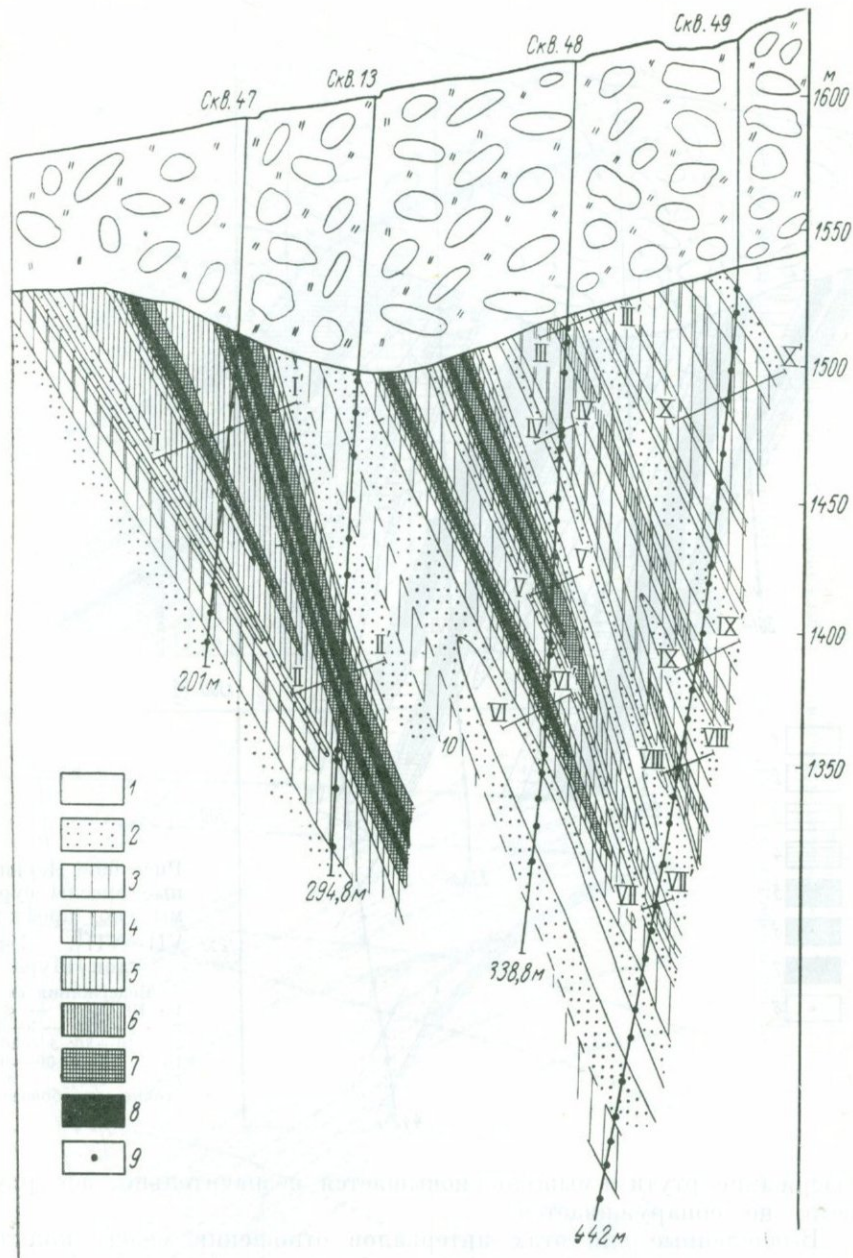


Рис. 68. Первичные ореолы мышьяка по профилю VII—VII^{II}. Участок Шура

Содержания (в $1 \cdot 10^{-4}\%$): 1 — < 3 ; 2 — 3—10; 3 — 10—30; 4 — 30—60; 5 — 30—60; 6 — 60—100; 7 — 100—300; 8 — > 300 ; 9 — точки опробования

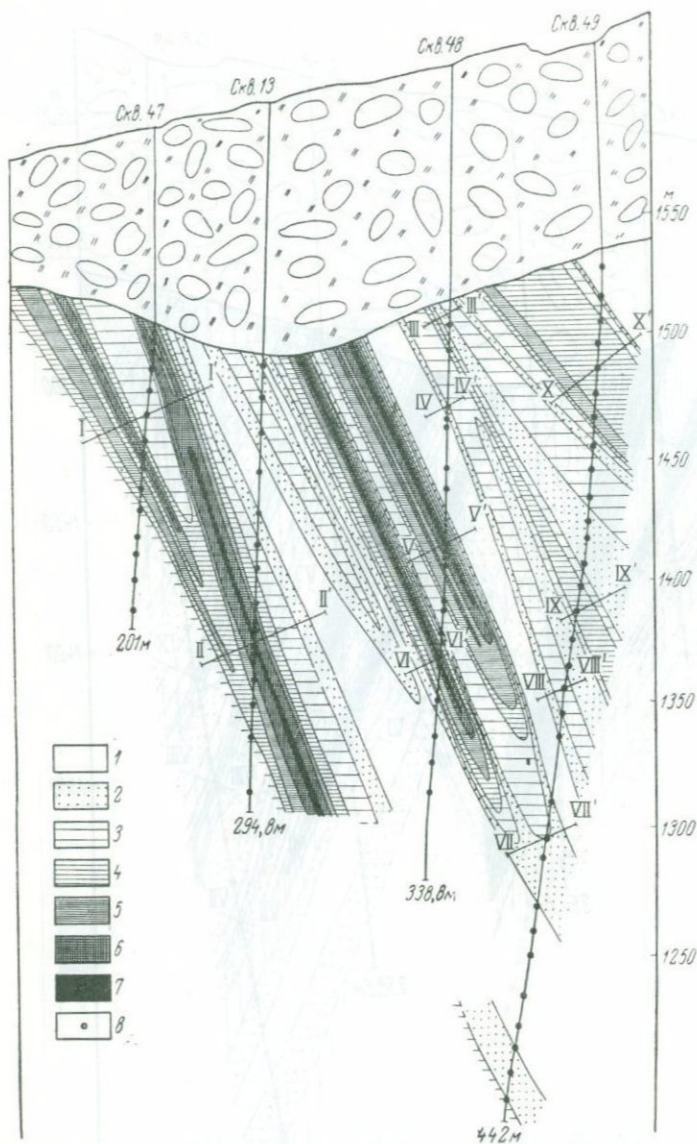


Рис. 69. Первичные ореолы сурьмы по профилю VII—VII^I. Участок Шура

Содержания (в $1 \cdot 10^{-4}\%$): I — < 1; 2 — 1—3; 3 — 3—10; 4 — 10—30; 5 — 30—100; 6 — 100—300; 7 — > 300; 8 — точки опробования

содержание ртути и мышьяка повышается незначительно, а сурьма часто не обнаруживается.

Вычисленные для этих интервалов отношения между количествами мышьяка, сурьмы и ртути обнаруживают устойчивое возрастание с глубиной. Согласно установленным зависимостям это характеризует подрудные интервалы первичного ореола и может отвечать глубоко эродированному блоку.

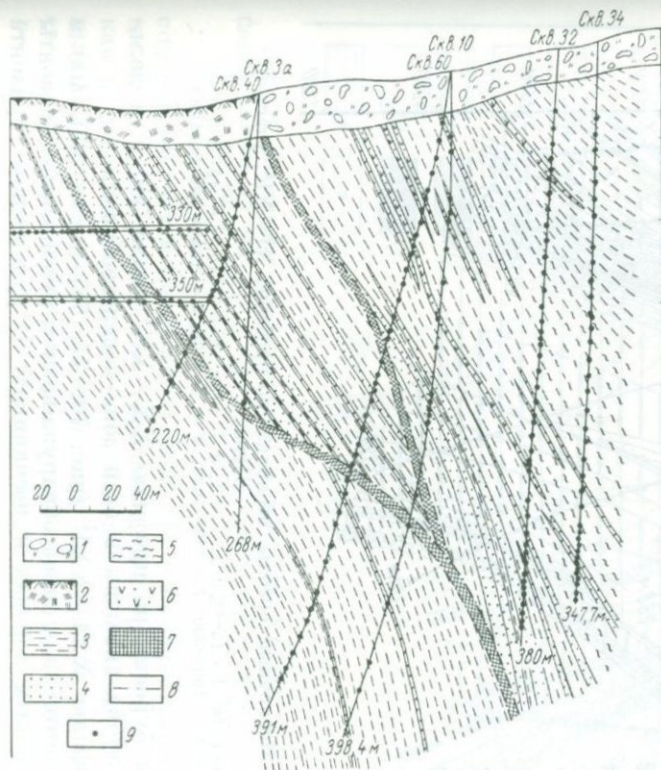


Рис. 70. Геологический разрез по профилю XI—XI^I, участок Шура

1 — флювиогляциальные отложения; 2 — делювиальные отложения; 3 — глинистые сланцы; 4 — песчаники; 5 — аргиллиты; 6 — альбитофиры и их туфы; 7 — зона дробления; 8 — тектонические трещины; 9 — точки отобования

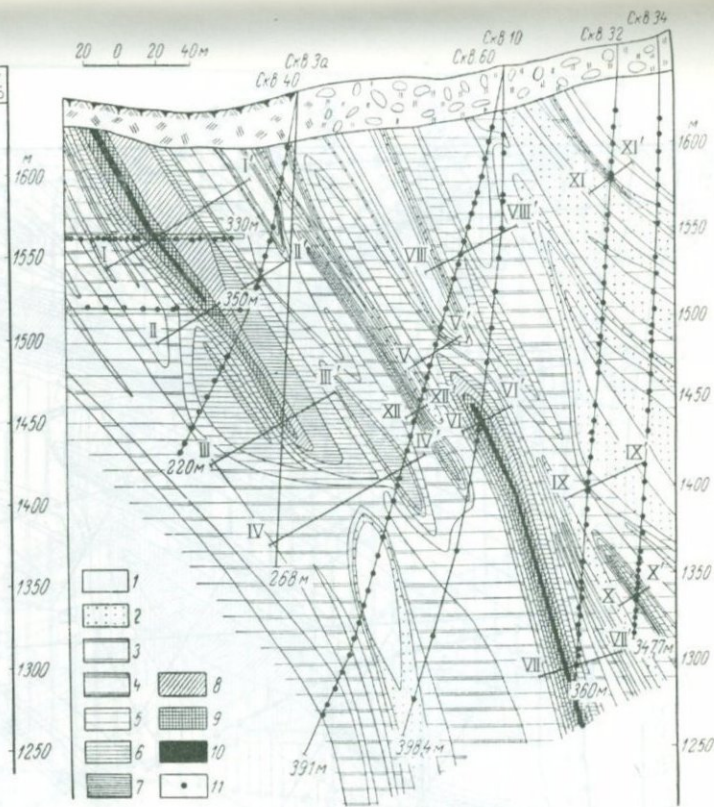


Рис. 71. Первичные ореолы ртuti по профилю XI—XI^I, участок Шура

Содержания (в $1 \cdot 10^{-6}\%$): 1 — < 10; 2 — 10—30; 3 — 30—100; 4 — 100—300; 5 — 300—1000; 6 — 1000—3000; 7 — 3000—10 000; 8 — 10 000—30 000; 9 — 30 000—300 000; 10 — > 300 000; 11 — точки отобования

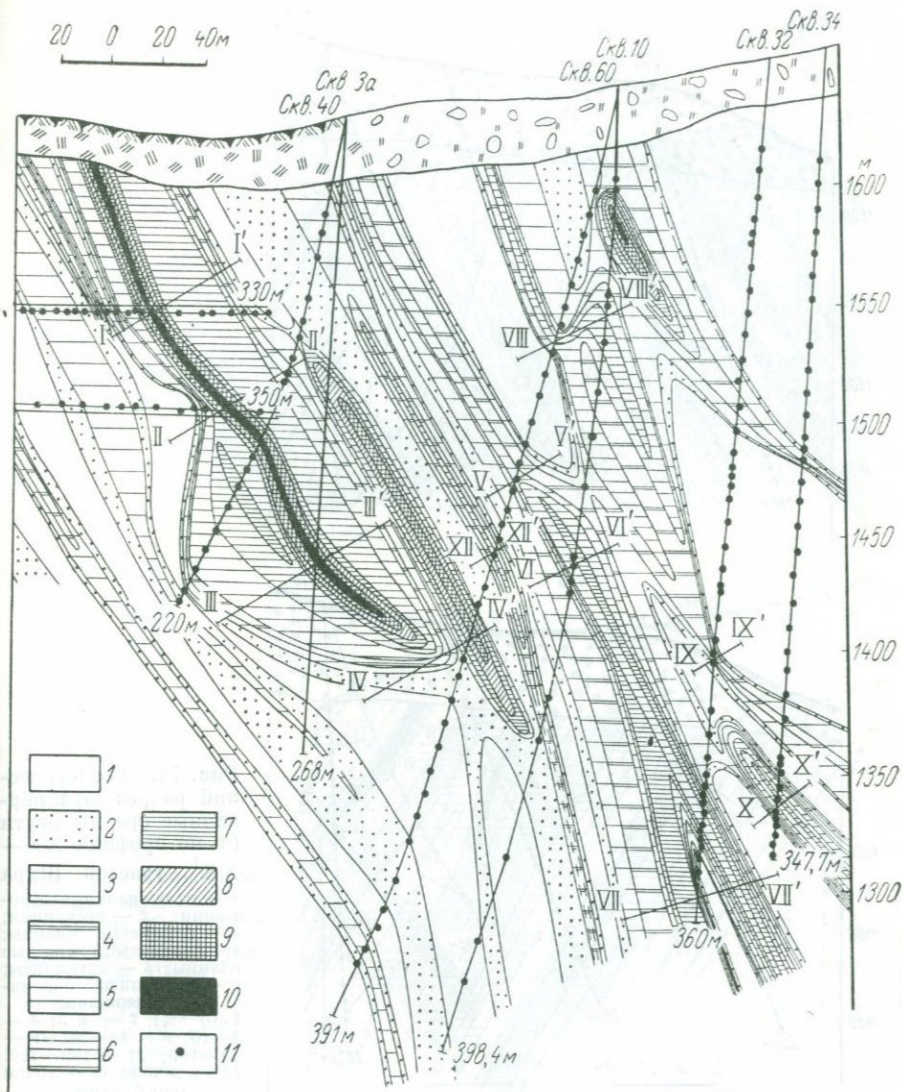


Рис. 73. Первичные ореолы сурьмы по профилю XI—XI^I, участок Шура
 Содержания (в $1 \cdot 10^{-4}\%$): 1 — < 1; 2 — 1—2; 3 — 2—5; 4 — 5—10; 5 — 10—20; 6 — 20—40; 7 — 40—80; 8 — 80—160; 9 — 160—320; 10 — > 320; 11 — точки опробования

содержание ртути достигает 0,05%. По изоконцентрациям свинца, цинка и меди рудоносные горизонты фиксируются не так четко, как по изоконцентрациям ртути, мышьяка и сурьмы. Под рудоносным вулканогенным горизонтом содержание ртути и мышьяка остается высоким до забоя скв. 24, которая не доходит до глубины второго рудоносного горизонта, установленного в песчаниках по скв. 26.

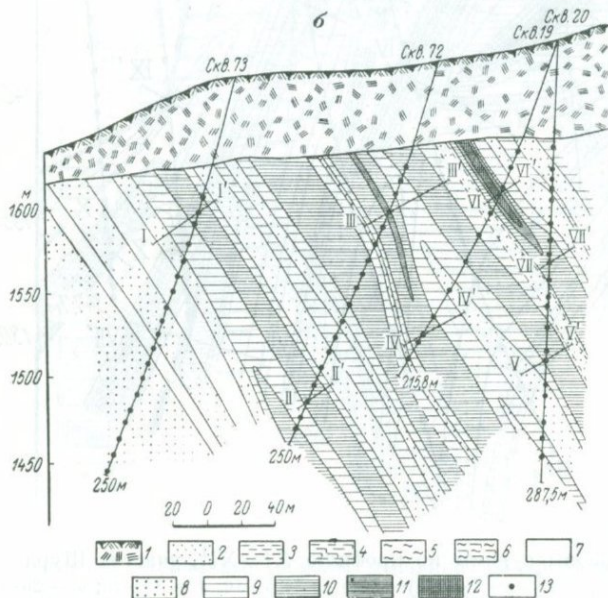
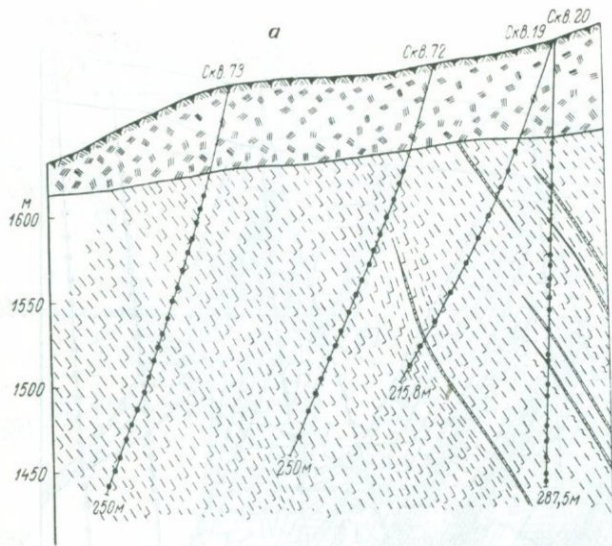


Рис. 74. Геологический разрез (а) и первичные ореолы ртути (б) по профилю XX—XX^I, участок Шура
 1 — делювиальные отложения; 2 — песчанки; 3 — глинистые сланцы; 4 — перемятые глинистые сланцы; 5 — аргиллиты; 6 — аргиллиты перемятые; содержания (в $1 \cdot 10^{-6}\%$): 7 — < 3; 8 — 3—10; 9 — 10—30; 10 — 30—100; 11 — 100—300; 12 — > 300; 13 — точки опробования

Высокие значения геохимического показателя As/Hg по сечению I—I не противоречат надрудной характеристике ореола, пересеченного скв. 26 (см. рис. 76, 77). На основании этого на глубоких горизонтах профиля XXI—XXI^I можно предполагать наличие ртутного оруденения. Еще восточнее по профилю XXII—XXII^I (скв. 18) в нескольких интервалах установлены содержания ртути, достигающие десятых долей процента.

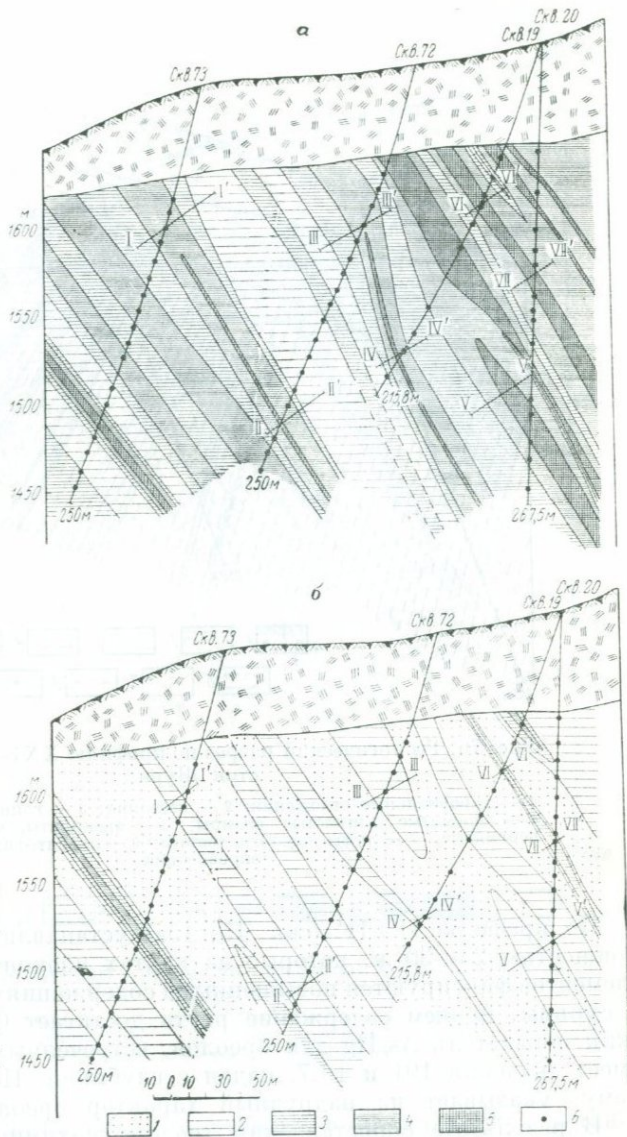


Рис. 75. Первичные ореолы мышьяка (а) и сурьмы (б) по профилю XX—XXI, участок Шура

Содержания (в $1 \cdot 10^{-4}\%$):
 1 — < 1; 2 — 1—3; 3 — 3—10; 4 — 10—30; 5 — > 30; 6 — точки опробования

На Западном фланге участка по профилю I—I^I скв. 57 прошла мощную вулканогенную толщу, ниже которой вошла в глинистые сланцы на 40 м. В этом интервале в маломощном прослое песчаника содержание ртути достигает $4 \cdot 10^{-4}\%$. По восстанию в этой зоне по скв. 58 установлены также аномальные содержания ртути. В вулканогенном горизонте по скв. 57 в большинстве проб содержания ртути, мышьяка и сурьмы выше фоновых, а в зоне брекчирования этого же горизонта содержание ртути достигает 1,45%.

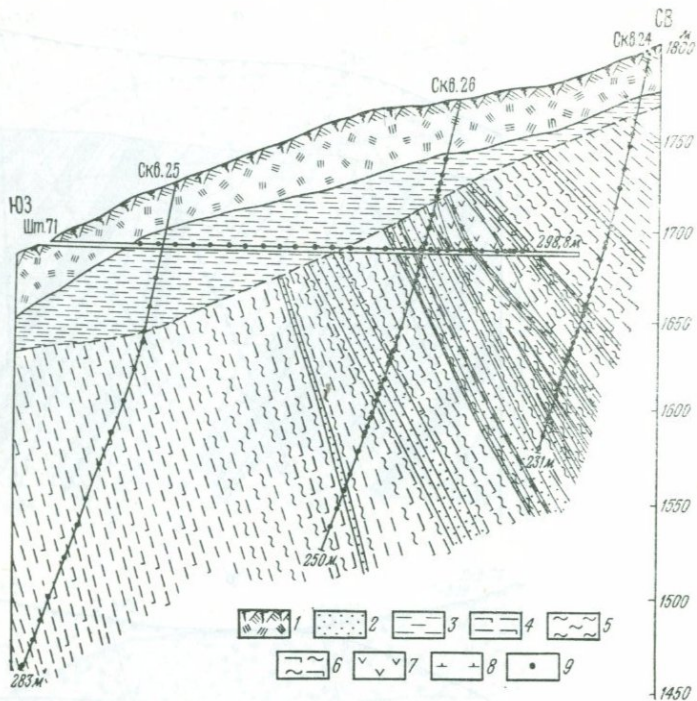


Рис. 76. Геологический разрез по профилю XXI—XXI^I. Участок Шура

1 — делювиальные отложения; 2 — песчаник; 3 — глинистые сланцы; 4 — перемятые глинистые сланцы; 5 — аргиллиты; 6 — аргиллиты перемятые; 7 — туфы кислого состава; 8 — альбитофиты; 9 — точки опробования

По профилю II—II^I (скв. 15, 15а) устанавливаются песчаники мощностью 25—30 м, которые на картах изоконцентраций рудных элементов фиксируются повышенными содержаниями ртути, мышьяка и сурьмы, причем содержание ртути достигает 0,02%. Геохимический показатель As/Hg для ореолов, встреченных этой скважиной, имеет значения 191 и 16,7, падая с глубиной. Последнее, по-видимому, указывает на надрудный характер ореолов.

В результате сопоставления геолого-геохимических данных по центральной части участка и по профилям I—I^I, II—II^I нами в 1966 г. было высказано предположение о перспективности западного фланга, которое подтвердилось последующими геологоразведочными работами и пробуренными скв. 14, 14а, 39, 52, 83, обнаружившими рудные зоны. По профилю IV—IV^I, в скв. 83 установлено несколько горизонтов рудоносных песчаников с повышенным содержанием ртути, в некоторых случаях до целых процентов. Отметим, что ниже зоны дробления (которая, как считается, срезает рудо-

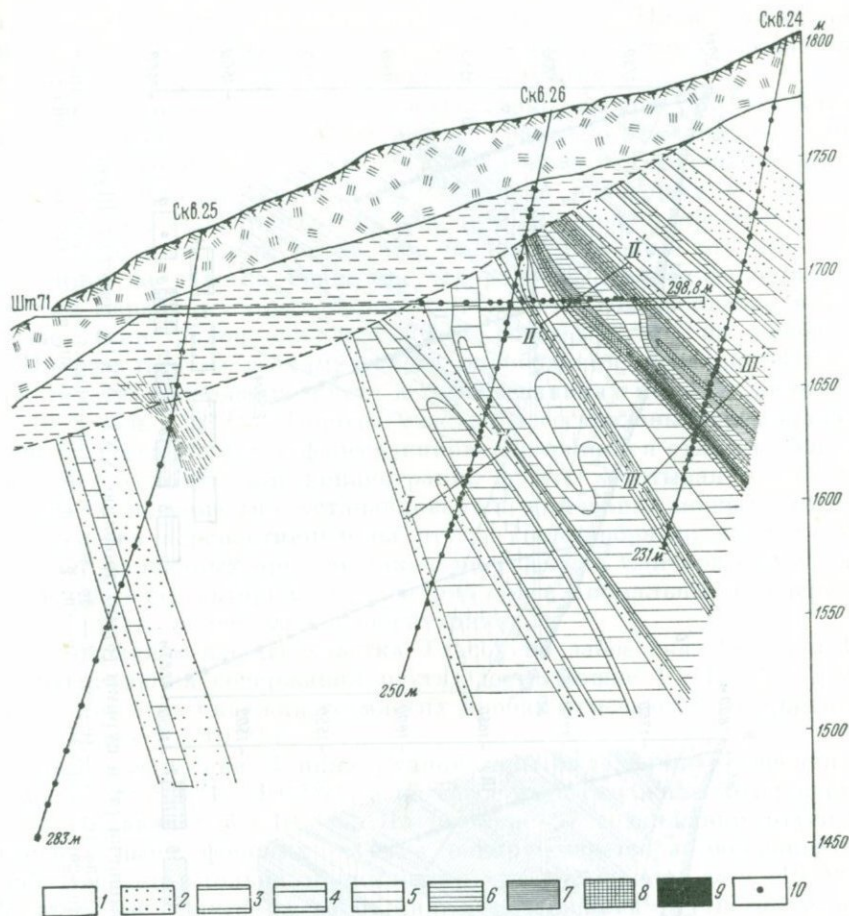


Рис. 77. Первичные ореолы ртути по профилю XXI—XXI^I, участок Шура

Содержания (в $1 \cdot 10^{-4}\%$): 1 — <10 ; 2 — 10—30; 3 — 30—100; 4 — 100—300; 5 — 300—1000; 6 — 1000—3000; 7 — 3000—10 000; 8 — 10 000—30 000; 9 — $> 30 000$; 10 — точки опробования

носные песчаники на глубоких горизонтах) в пределах 100 м установлены повышенные содержания ртути (от $1 \cdot 10^{-4}$ до $8 \cdot 10^{-4}\%$).

На участке Чамаша в туфах и туфоалевролитах условия для концентрации ртути менее благоприятные, чем в кварцевых песчаниках участка Шура. Однако уже установленная ртутная минерализация и наличие ореолов ртути, мышьяка и сурьмы указывают на целесообразность детального изучения участка. Геологоразведочными работами в центральной части участка по профилю XXVII—XXVII^I в штольне 84 обнаружена довольно богатая зона ртутной минерализации. Аномальные содержания ртути прослеживаются

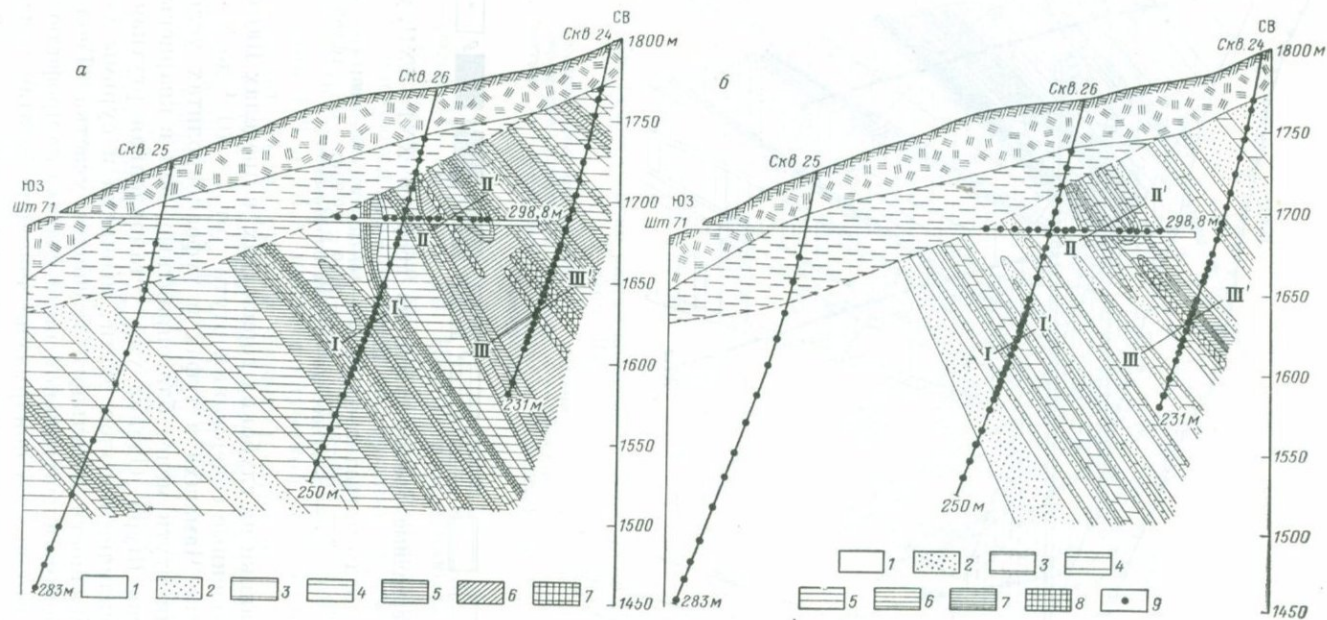


Рис. 78. Первичные ореолы мышьяка (а) и сурьмы (б) по профилю XXI—XXI^I, участок Шура
 Содержания (в $1 \cdot 10^{-4}\%$), а: 1 — < 3; 2 — 3—10; 3 — 10—30; 4 — 30—100; 5 — 100—300; 6 — 300—1000; 7 — > 1000;
 б: 1 — < 2; 2 — 2—4; 3 — 4—10; 4 — 10—20; 5 — 20—40; 6 — 40—60; 7 — 60—80; 8 — > 80; 9 — точки опробования

на глубину по скв. 30. Отношения As/Hg и Sb/Hg в аномальной зоне скв. 30 такие же, как в рудном интервале, что указывает на необходимость разведки этой зоны на глубину.

В большинстве шлихов на участке Гваштва присутствует киноварь. Содержания ртути, мышьяка и сурьмы по всем пробам, отобраным в штольнях 66, 67 и 68, выше фонового. Содержание ртути в пробах часто достигает $n \cdot 10^{-4}\%$, а в некоторых $n \cdot 10^{-3}\%$. Сурьма обнаруживается во многих пробах. Можно предположить, что в связи с сильным развитием оползней основные ртутные концентрации на участке Гваштва захоронены. Продолжение исследований первичных ореолов на этом участке целесообразно в том случае, если рудопроявление будет разведываться на глубину.

По результатам геохимического опробования штольни 83 (участок Бетага) содержание ртути в туфопесчаниках местами достигает $n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10^{-2}\%$. Породы участка представлены чередованием сланцев, песчаников и туфопесчаников, что является одним из благоприятных условий для концентрации ртути. Учитывая и то, что в шлихах повсеместно устанавливается киноварь, можно считать этот участок перспективным на ртуть. Целесообразно продолжить изучение первичных ореолов также на участках Санчара и Агурипта, в пределах которых выделен ряд зон с аномальными содержаниями ртути и ее элементов-спутников.

На западном фланге участка Тхасоу на забое скв. 13, 14 и 15 устанавливаются содержания ртути, достигающие $1 \cdot 10^{-3}\%$, а по всей длине этих скважин во многих пробах отмечаются содержания ртути выше $1 \cdot 10^{-4}\%$.

На 165 м по скв. 1 ниже рудной зоны выделяется интенсивная аномалия ртути ($1 \cdot 10^{-2}\%$), а на забое этой скважины содержание ртути составляет $3 \cdot 10^{-4}\%$. По штольне 37 содержания ртути и мышьяка выше фоновых; сурьма обнаруживается в большинстве проб. В начале штольни содержания ртути повышаются до $n \cdot 10^{-4}\%$. На этом же фланге на забое скв. 7 содержание ртути достигает $1 \cdot 10^{-3}\%$. Повышенные содержания ртути и увеличение содержания мышьяка на верхних гипсометрических уровнях разведанной площади позволяют предполагать существование ртутных концентраций на глубоких горизонтах участка Тхасоу.

На участке Макратела по штольням 24, 25 и скв. 21 (рис. 79) в альбитизированных диабазах содержание ртути не падает ниже $n \cdot 10^{-4}\%$, а в некоторых пробах повышается до $n \cdot 10^{-2}\%$. В отличие от верхних горизонтов, где киноварь присутствует в трещинах, по керну скв. 21 наблюдается почти повсеместная вкрапленность киновари в альбитизированных диабазах. По скв. 44, пробуренной по параллельному профилю по всей мощности альбитизированных диабазов, выделяется несколько рудоносных зон с прожилками и вкрапленниками киновари. Содержание ртути в зонах достигает десятых и сотых долей процента, а в большинстве проб колеблется от $n \cdot 10^{-4}$ до $n \cdot 10^{-3}\%$. На основании сказанного можно предполагать возможное увеличение концентрации ртути на нижних

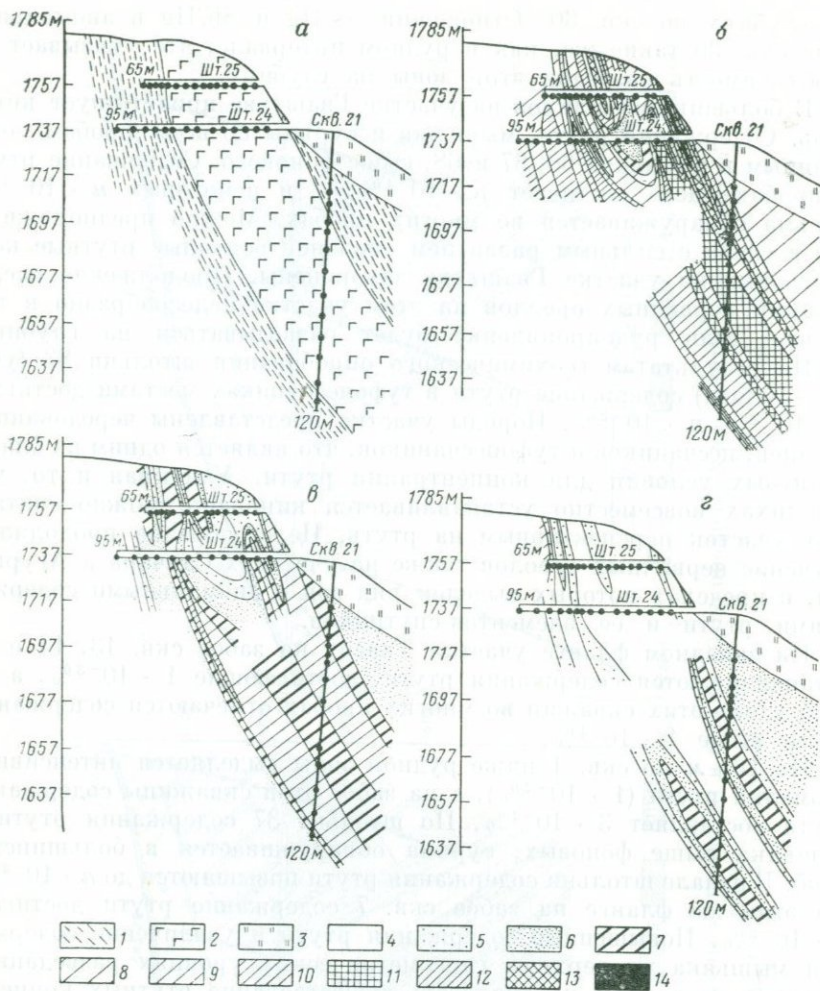


Рис. 79. Геологический разрез (а) и первичные ореолы ртути (б), мышьяка (в) и сурьмы (г), участок Макратела

1 — глинистые сланцы; 2 — диабазы; 3 — делювиальные отложения. Содержания (Hg в $1 \cdot 10^{-6}\%$, As и Sb в $1 \cdot 10^{-4}\%$): 4 — < 1; 5 — 1—3; 6 — 3—10; 7 — 10—30; 8 — 30—100; 9 — 100—300; 10 — 300—3000; 11 — 3000—10 000; 12 — 10 000—30 000; 13 — 30 000—100 000; 14 — > 100 000

горизонтах рудной зоны. Для перспективной оценки участка Макратела необходимо выяснить размеры субвулканического тела альбитизированных диабазов.

По разрезу р. Мзимна — р. Аджара вокруг альбитизированных диабазов участка Макратела образуется широкий и интенсивный ореол ртути и мышьяка. По этому же разрезу аномальные содержания данных элементов устанавливаются в карбонатизированных туфах кислого состава в 300—350 м севернее альбитизированных

диабазов. Здесь содержание ртути в 30—35 раз превышает фоновое. Результаты контрольного опробования аномалии подтвердили повышенные содержания ртути и мышьяка. Целесообразно выяснить распространение туфов и продолжить изучение первичных ореолов.

Наличие ртутного оруденения и обнаружение повышенных содержаний ртути и мышьяка в вулканогенных породах (туфах, альбитофирах и т. п.) глинисто-сланцевой свиты позволяет высказать предположение об одной из возможных причин локализации оруденения в этих породах. Эффузивные тела во время внедрения разрушали вмещающие породы, а в самих телах создавалась серия трещин. Таким образом, подготавливались благоприятные тектонические условия для проникновения гидротермальных растворов и концентрации ртути. Результаты опробования показывают, что в вулканогенных породах следы воздействия гидротермальных растворов обнаруживаются вдоль тектонических нарушений, в трещинах, в брекчированных зонах, на контактах пород разного литологического состава и т. п. Изучение первичных ореолов ртути, мышьяка и сурьмы в вулканогенных породах Горной Абхазии показывает, что на эти породы следует обратить особое внимание при проведении поисково-геохимических работ на ртуть.

По профилю Мзимна — Аджара аномалии ртути и мышьяка устанавливаются в 800 и 1200 м южнее альбитизированных диабазов участка Макратела в зоне раздробленных глинистых сланцев с интенсивной пиритизацией и карбонатизацией. Здесь содержание ртути достигает $n \cdot 10^{-4}\%$, а мышьяка $n \cdot 10^{-2}\%$. Результаты контрольного опробования аномалий подтвердили повышенное содержание данных элементов. Выделенные аномалии рекомендуются для дальнейшего детального изучения.

Геохимическое опробование было проведено также по штольне 18 на участке мышьякового оруденения Мзимна, где повышенные содержания ртути и мышьяка фиксируются в брекчированных гидротермально измененных (ширитизированных, карбонатизированных) участках пород, на контактах туфов и аргиллитов и в местах сбросов. Содержание сурьмы повышается лишь вокруг рудной зоны (в 20—25 м). В случае продолжения геологопоисковых работ на этом участке следует продолжить и изучение первичных ореолов.

В районе Авадхарского месторождения, между перевалами Ахук-Даре и Анчо, было проведено геохимическое опробование на поверхности в песчано-глинистой свите лейаса по 15 профилям. Выделены следующие литологические горизонты, перспективные на ртуть: а) сорская свита, в пределах которой в районе Авадхара поисково-разведочные работы не проводятся, а в результате геохимических исследований установлены интенсивные аномалии ртути с гидротермально измененными зонами, шлиховыми ореолами и в единичных местах с примазками и вкрапленниками киновари; б) вулканогенный горизонт (кутикухская свита), представленный в основном туфами, прослеживающийся через участки Тхасоу, Мзимна, Макратела и далее к западу; в) диабазовые дайки и контакты

диабазов с глинистыми сланцами севернее перевала Анчо; г) анчхойская свита в районе перевала Анчо.

Первичные ореолы в порфиритовой свите байоса изучались по рудопроявлению Ахача на площади 2 км². Аномальные содержания ртути установлены также за пределами рудной зоны, особенно в южной части площади. В северо-западной части рудопроявления Ахача аномалия ртути установлена в верхнеюрских известняках.

Результаты исследований на рудопроявлении Ахача свидетельствуют о возможности обнаружения новых зон ртутного оруденения с помощью изучения первичных ореолов. За пределами участка заслуживают внимания аномалии ртути, приуроченные к бетагской свите, представленной чередованием туфогенных песчаников, песчаных глин и глин. В этой свите содержание ртути часто достигает $n \cdot 10^{-4}$ — $n \cdot 10^{-2}\%$.

В результате литолого-геохимических исследований на Северо-Западном Кавказе по региональным профилям В. Б. Хомяков, М. Г. Шишкунов и др. установили, что из всех разновозрастных отложений этого района высокими содержаниями и интенсивными аномалиями ртути выделяются меловые отложения, к которым и приурочены основные ртутные концентрации. Установлено, что главная роль в распределении ртути в породах принадлежит дизъюнктивной тектонике. По данным этих авторов, наиболее перспективна центральная часть района (между разрезами Хабль-Мезыб и Псекупс — Агой), сложенная меловыми и в меньшей мере юрскими породами. Содержание ртути в породах колеблется от 10^{-6} до $5 \cdot 10^{-2}\%$. Геохимический фон ниже $1 \cdot 10^{-6}\%$. На этой площади размещено более половины выявленных аномалий. К западу и востоку от центральной части площади интенсивность ртутоносности пород заметно понижается.

В строении восточной части площади главную роль играют юрские отложения, собранные в широкие пологие складки, осложненные серией разломов. Содержание ртути низкое, в основном $n \cdot 10^{-6}\%$, в единичных пробах до $n \cdot 10^{-3}\%$. В западной части района, где развиты меловые отложения, распределение ртути неравномерное. По профилю Кабадинка — Абинская, по Д. В. Абуеву, В. И. Радько и др., содержание ртути в аномалиях не превышает $1 \cdot 10^{-5}\%$; западнее, по профилю Дюрсо — Псебепс в большинстве проб обнаруживаются повышенные содержания ртути, достигающие $9 \cdot 10^{-3}\%$.

В Верхней Сванетии, в районе рудопроявления Цители-Хеви, по геохимическому профилю, пересекающему порфиритовую свиту байоса, интенсивные ореолы ртути установлены как в зоне проявления, так и за его пределами. Особенно интенсивные аномалии ртути и шлиховые ореолы киновари выделяются в туфобрекчиях южнее рудопроявления в районе слияния рек Барджаши и Ингури и севернее рудопроявления в окварцованных туфобрекчиях. Последняя аномалия по простиранию расположена в зоне

Лебурцхильского рудопроявления, что заставляет продолжить детальные исследования в этой зоне. В пределах рудопроявления Цители-Хеви рудовмещающие породы — туфобрекчии и порфириды — интенсивно гидротермально изменены на несколько десятков метров от ртутной минерализации. В результате геохимического опробования по р. Цители-Хеви (рис. 80) установлено, что в большинстве проб содержание ртути достигает $n \cdot 10^{-3}$ — $n \cdot 10^{-4}\%$ как в зоне интенсивного гидротермального изменения, так и за ее пределами. Поэтому здесь необходимо провести детальные площадные геохимические исследования и особое внимание уделить зонам интенсивного брекчирования пород.

В Верхней Раче на месторождении Талахиани увеличение содержания ртути, мышьяка и сурьмы с глубиной наблюдается по скв. 1, 2, 3 (рис. 81). Скважины 1 и 3 после маломощных слоев рудоносных песчаников лишь на несколько метров вошли в глинистые сланцы, где содержание этих элементов значительно увеличивается. На основании геологического изучения района В. Г. Надирадзе, Ш. Х. Гегучадзе и др. также приходят к выводу, что на Талахианском месторождении целесообразно продолжить изучение на глубине и на флангах. При изучении первичных ореолов на месторождении особое внимание следует обратить на окварцованные песчаники, контакты глинистых сланцев с песчаниками и вулканогенными породами, а также на зоны дробления и гидротермального изменения пород.

На рудопроявлении Боко по всей длине штолен 5 и 7 содержание ртути, мышьяка и сурьмы значительно повышенное. В ореолах содержание ртути в 200—300 раз, а мышьяка в 80—100 раз выше фонового. Повышенное содержание ртути фиксируется в окварцованных и гидротермально измененных песчаниках. По штольням 5 и 7 устанавливается корреляционная связь между содержаниями

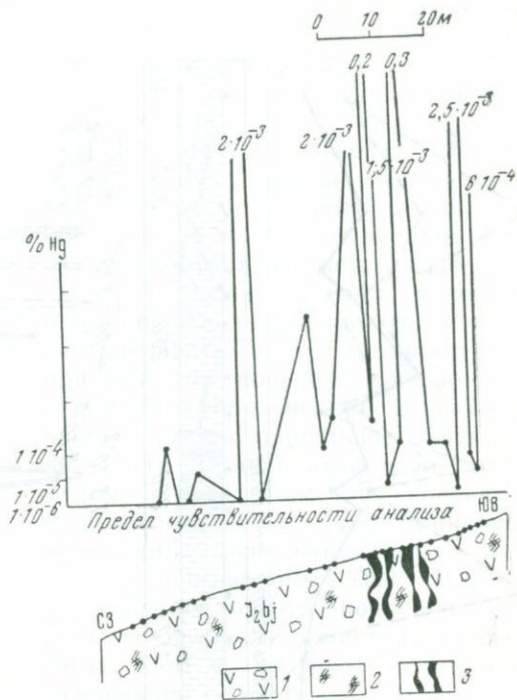
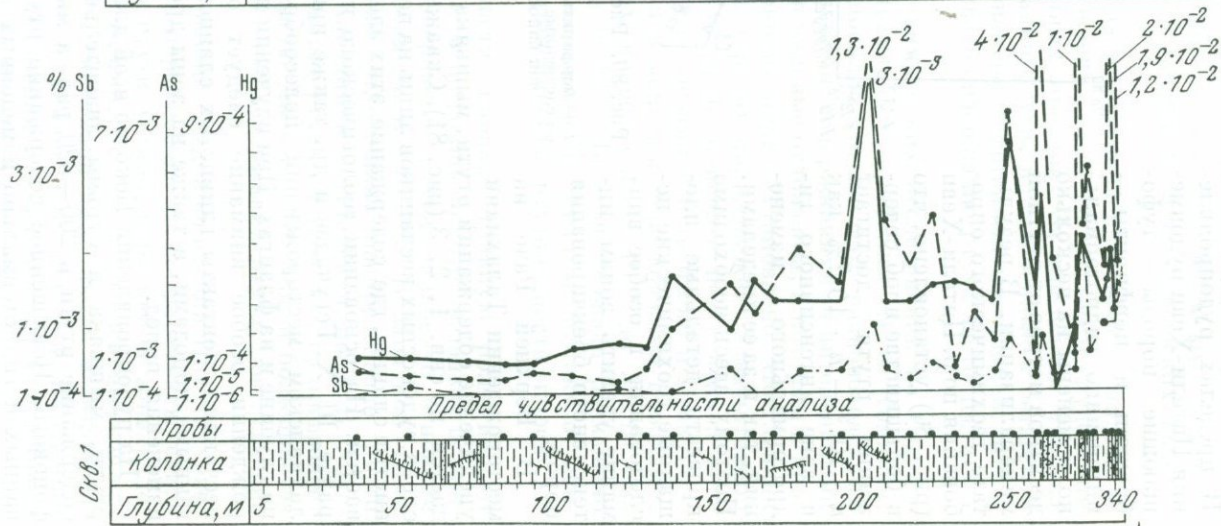
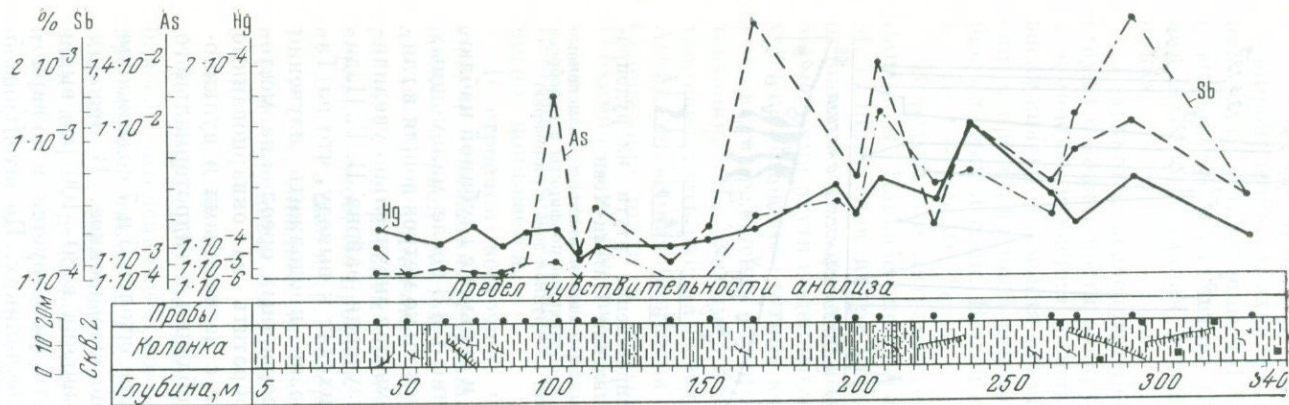


Рис. 80. Распределение ртути на рудопроявлении Цители-Хеви

1 — порфириды; 2 — гидротермально измененные ожелезненные и обожженные порфириды и туфобрекчии байоса; 3 — рудная зона с киноварью



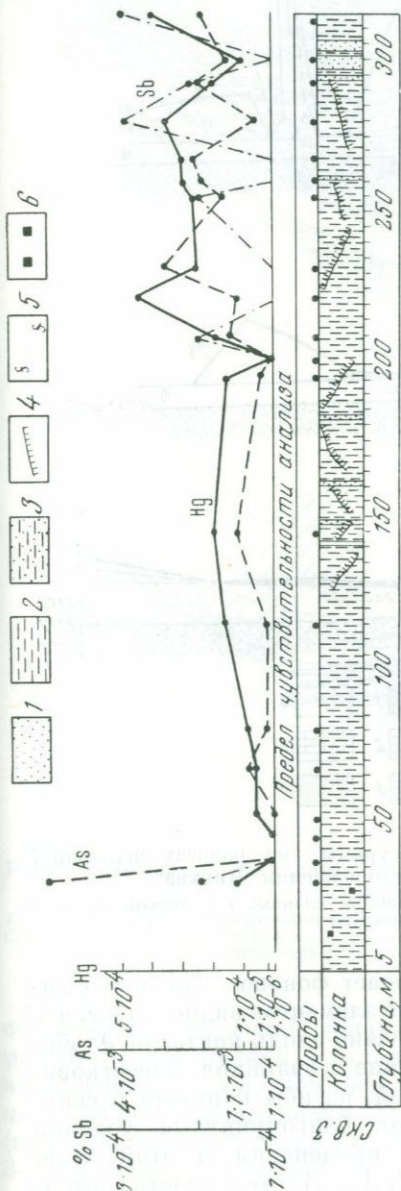


Рис. 81. Распределение ртути, мышьяка и сурьмы, Таалаханское месторождение

1 — песчаники; 2 — глинистые сланцы; 3 — песчаные сланцы; 4 — прожилки кварца; 5 — каолинит; 6 — шпирит

Sb—Hg ($r = 0,48$) при незначимом коэффициенте корреляции между содержаниями мышьяка и ртути, что характерно для подрудных интервалов ореола.

В первичных ореолах ртути, мышьяка и сурьмы на месторождении Чичхва по разрезу штольни 7 (рис. 82) и к югу от нее коэффициенты корреляции между содержаниями ртути и мышьяка и ртути и сурьмы очень высокие, что можно рассматривать как благоприятный признак для прогноза мышьяково-сурьмяного оруденения. В районе месторождения аномальное содержание ртути устанавливается над разломом, проходящим по контакту карбонатных и песчано-глинистых отложений. Содержание ртути остается повышенным ($1,3 \cdot 10^{-4}\%$) до северо-восточного окончания разреза в песчано-глинистой толще, тогда как в карбонатной толще содержание ее постепенно падает до $1,4 \cdot 10^{-5}\%$, т. е. до фонового. Вблизи разлома повышается и содержание мышьяка. Тот факт, что в песчано-глинистой толще содержание ртути остается повышенным до конца разреза, дает основание предполагать возможность существования ртутного оруденения в толще вблизи разлома. Ш. Х. Гегучаде также считает, что в районе Чичхвинского месторождения песчано-глинистая толща в висячем боку разлома представляет интерес, так как здесь имеется антиклинальный изгиб — структура, благоприятная для локализации ртутного оруденения.

На картах изоконцентраций ртути, мышьяка и сурьмы штольни 33 участка Цохис-Ру Кодис-Дзирского месторождения (рис. 83, 84) видно, что вдоль всего контакта альбитофиров и карбонатных пород содержание ртути в 100—200 раз, мышьяка

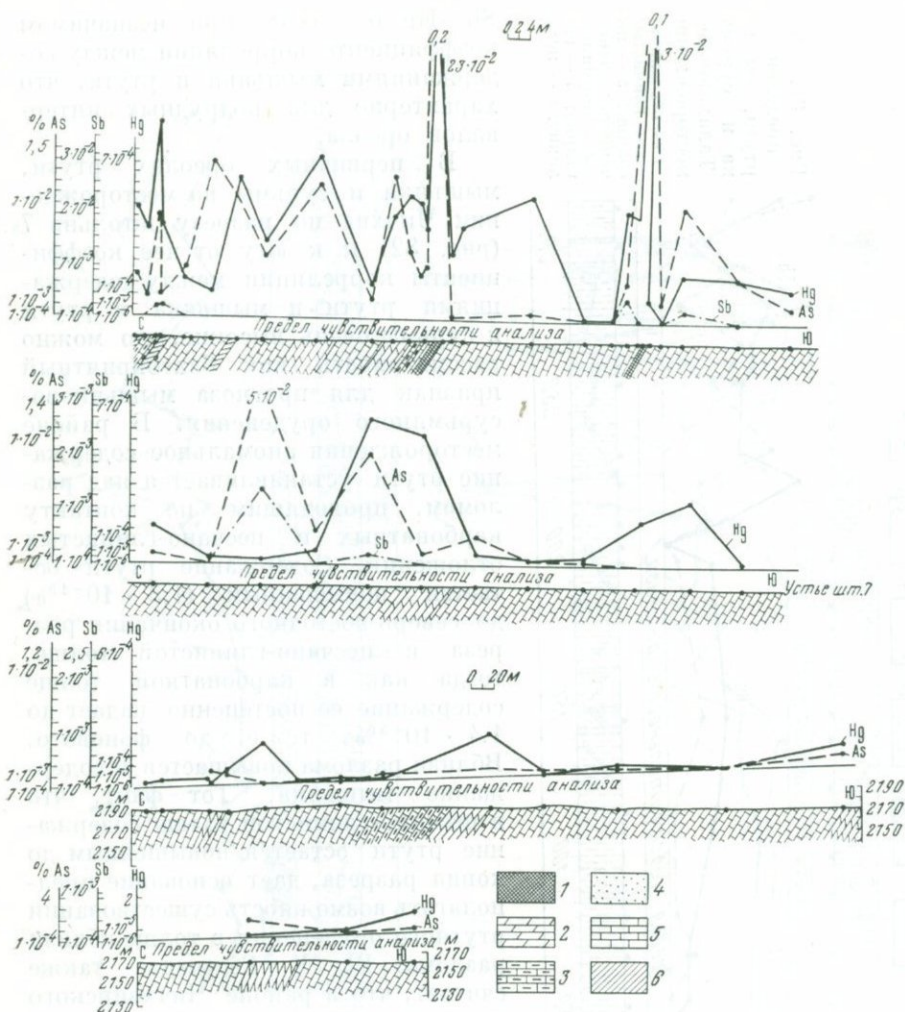


Рис. 82. Распределение ртути, мышьяка и сурьмы (по разрезу штольни 7 и к югу от ее устья) в районе месторождения Чичхва
 1 — рудная зона; 2 — мергели; 3 — известково-глинистые сланцы; 4 — песчаники; 5 — известняки; 6 — алевролиты

в 800—1000 и сурьмы в 30—50 раз превышает фоновое. На литологической карте и на картах изоконцентраций элементов видно также, что ртутно-мышьяковое оруденение локализовано вдоль контакта альбитофиоров и карбонатных пород. Чередование песчаников, известковых песчаников, алевролитов и мергелей, изгибы контакта и секущие тектонические нарушения создают благоприятные условия для локализации ртутно-мышьякового оруденения в этой зоне. По нашим наблюдениям по штольням 32, 33, 34 этого участка выри-

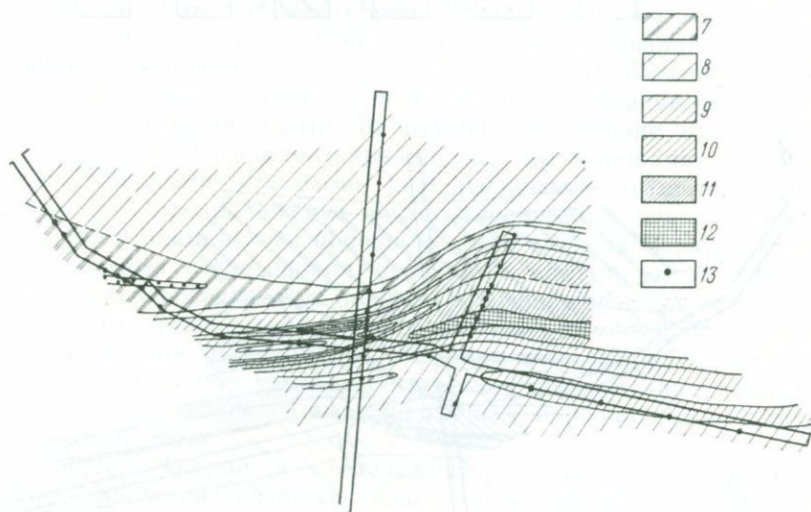
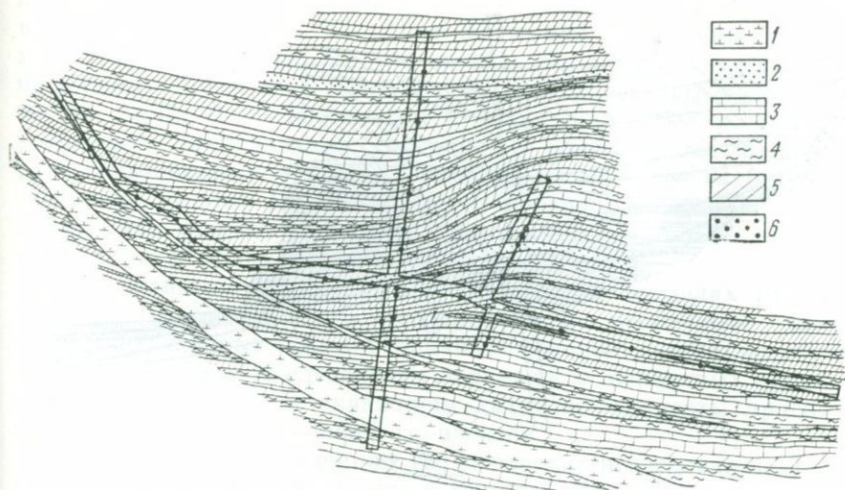
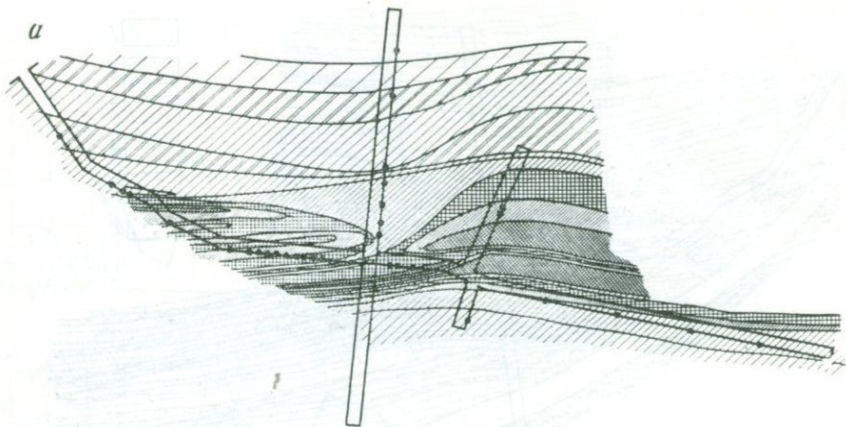


Рис. 83. Литологическая карта и карта изоконцентрации ртути (штольня 33),
участок Цохис-Ру

1 — альбитофиры; 2 — песчаники; 3 — известняки; 4 — аргиллиты; 5 — алевролиты.
Содержания (в $1 \cdot 10^{-2}\%$): 6 — 3—10; 7 — 10—30; 8 — 30—100; 9 — 100—300; 10 — 300—
1000; 11 — 1000—3000; 12 — 3000—10 000; 13 — точки отробования

совмещается следующая зональность оруденения. В надрудном горизонте (в безрудной штольне 32) содержание ртути и мышьяка выше фонового, а на контакте альбитофиров и алевролитов содержание мышьяка повышается до $1,6 \cdot 10^{-2}\%$. На втором горизонте (штольня 33) оруденение мышьяково-ртутное, а на третьем (штольня 34) — мышьяково-ртутно-сурьмяное. Содержание мышьяка, ртути



4 0 4 м

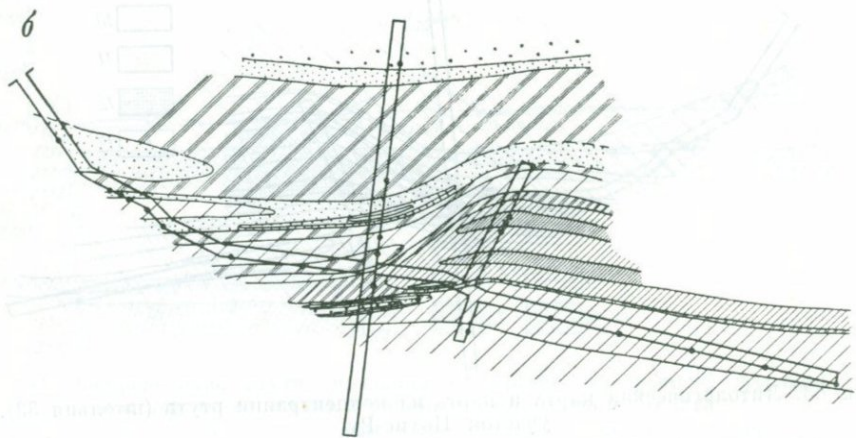


Рис. 84. Первичные ореолы мышьяка (а) и сурьмы (б), участок Цохис-Ру

Содержания (в $1 \cdot 10^{-4}\%$): 1 — < 1; 2 — 1—3; 3 — 3—10; 4 — 10—30; 5 — 30—100; 6 — 100—300; 7 — 300—1000; 8 — 1000—3000; 9 — 3000—10 000; 10 — 10 000—30 000; 11 — > 30 000; 12 — точки опробования

сурьмы как в рудной зоне, так и в ореолах с глубиной увеличивается. По штольням 32, 33 и 34 тесная корреляционная связь между содержаниями Hg—As и Hg—Sb устанавливается только на нижних горизонтах (штольня 34). На уровне штольни 34 отношения As/Hg и Sb/Hg низкие и устойчивые. Все геохимические результаты исследования говорили о возможности продолжения ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения на более глубоких горизонтах на участке Цохис-Ру. Наши предположения были подтверждены. На участке Цохис-Ру проведены две штольни на нижних уровнях и в обоих установлены рудные зоны.

Для отыскания отдельных рудных тел в пределах рудоносной полосы Кодис-Дзирского месторождения необходимо провести оценку выявленных здесь вторичных ореолов рассеяния ртути на протяжении 5 км. Исследования зональности первичных ореолов по горных выработкам и скважинам дадут возможность прогнозировать рудоносность глубоких горизонтов.

На основании проведенных геологических исследований Ш. Х. Гегучадзе пришел к выводу, что в Верхней Раче ртутное оруденение надо искать не только в сводах антиклиналей, но и во всех других структурах. По его представлению, после формирования ртутного оруденения в большинстве случаев сводовые части больших структур были размывы, поэтому при наличии крутопадающих слоев создается впечатление, будто бы ртутное оруденение приурочено к моноклиналим. В действительности же эти моноклинали являются осложненными крыльями уже раскрытых антиклинальных структур. Это предположение резко увеличивает перспективную площадь для геохимических поисков ртути в районах Верхней Рачи. Более детальные исследования первичных ореолов целесообразно проводить на перспективных площадях, выявленных на основании геологического исследования и литохимических съемок по вторичным ореолам и потокам рассеяния. Особое внимание при изучении первичных ореолов следует уделить контактовой зоне песчано-глинистых отложений верхнего лейаса и средней юры с карбонатными отложениями верхней юры.

В Северной Осетии в пределах Наро-Мамисонского рудного поля в песчано-глинистой толще лейаса (так же как в Горной Абхазии и Верхней Раче) установлены ряд аномалий ртути и шлиховые ореолы киновари. Южнее, во флишевых карбонатных отложениях, в районе Зругского и Закского рудопроявлений, выделяются до десяти зон мышьяково-ртутной минерализации и ряд интенсивных аномалий мышьяка, сурьмы и ртути. На этих рудопроявлениях образуются интенсивные первичные ореолы указанных элементов (рис. 85), в пределах которых между содержаниями As — Hg устанавливается высокая корреляционная связь.

В Верхней Раче, на Лухумском мышьяковом месторождении в надрудной толще по профилям, пересекающим Главное рудное тело по участку Маднис-Геле (рис. 86), устанавливается прямая тесная корреляционная связь между содержаниями As—Hg и Sb—Hg.

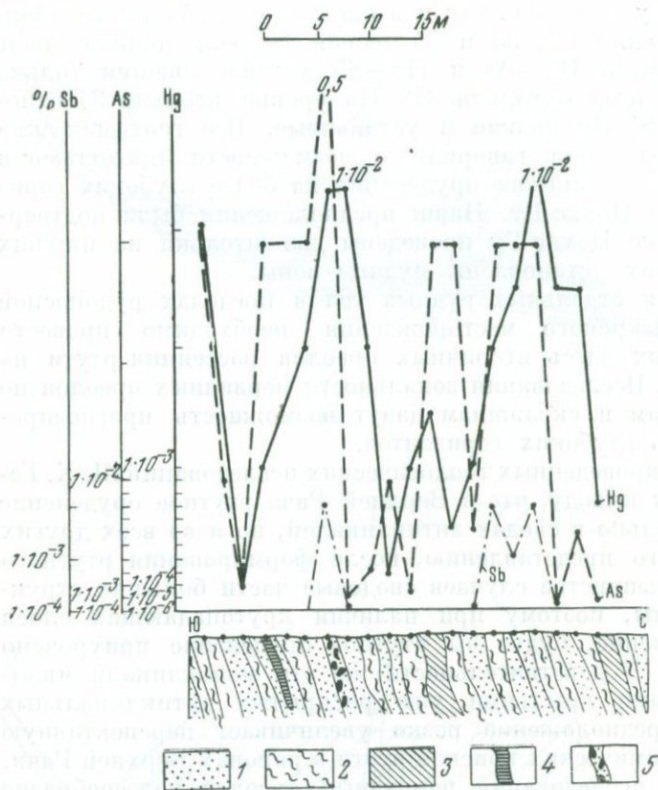


Рис. 85. Распределение ртути, мышьяка и сурьмы по расщелке 4 штольни 4 Зругского рудопроявления

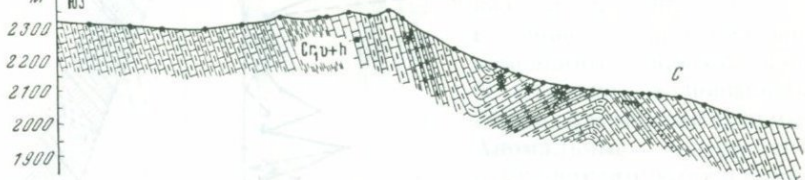
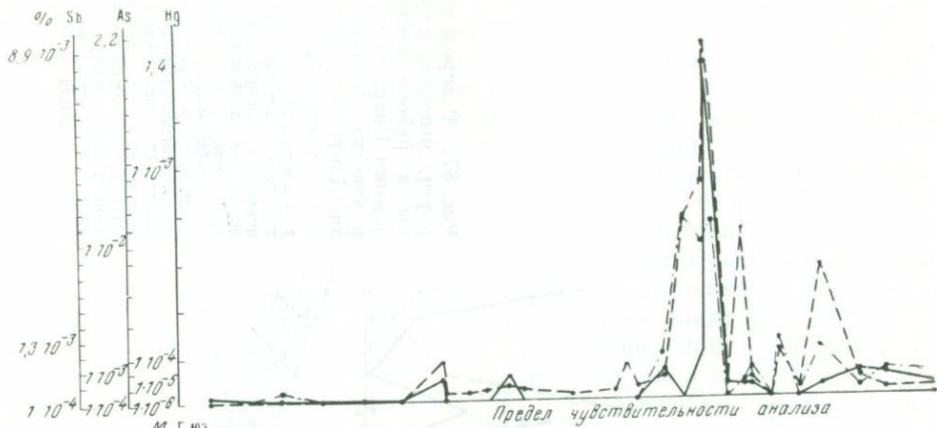
1 — песчаники; 2 — аргиллиты; 3 — алевролиты; 4 — кварцевая жила; 5 — рудная зона с реальгом и киноварью

Тесная корреляционная связь между содержаниями As—Hg и Sb—Hg в ореолах надрудного горизонта установлена также на сурьмяном месторождении Квардзахети и на рудопроявлении Лектари (рис. 87).

На глубоких горизонтах Главного рудного тела Лухумского месторождения корреляционная связь значимая, что соответствует интервалам оруденения и дает основание предполагать возможность продолжения рудной зоны на глубину.

Повышенные содержания ртути, мышьяка и сурьмы установлены на фланге Лухумского месторождения по р. Лухумис-Цкали.

В районе рудопроявления Эрцо заслуживают внимания результаты опробования по профилю вблизи сел. Верхняя Кемульты, где опробование проведено по простиранию эоценовых пород и разломов, ответвляющихся от южного надвига, и содержание ртути везде в 100—200 раз выше фонового. Аномальные содержания ртути были установлены также в районе сел. Верхняя Эрцо и Замтарети. Можно было предполагать, что в указанной зоне в эоценовых или в меловых флишевых отложениях имеются благоприятные геологические условия для концентрации ртути. Последующими геохимическими работами в районе сел. Замтарети были выявлены



0 40 80 м

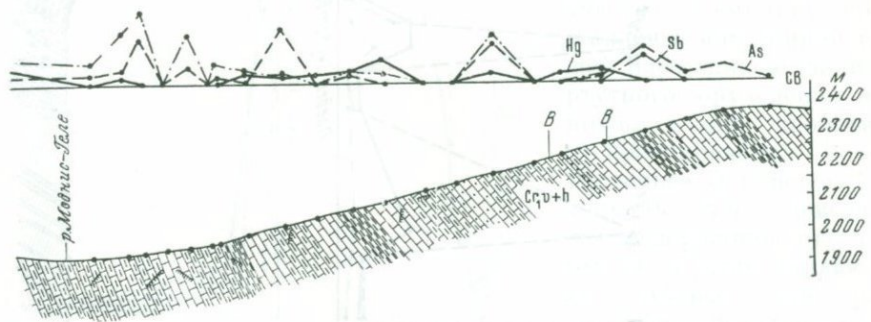


Рис. 86. Распределение ртути, мышьяка и сурьмы на участке Маднис-Геле
 1 — сланцы; 2 — известняки; 3 — известково-глинистые сланцы; 4 — песчаники известковистые; 5 — известняки песчанистые; 6 — конгломераты; 7 — пирит; 8 — прожилки кварца; 9 — киноварь

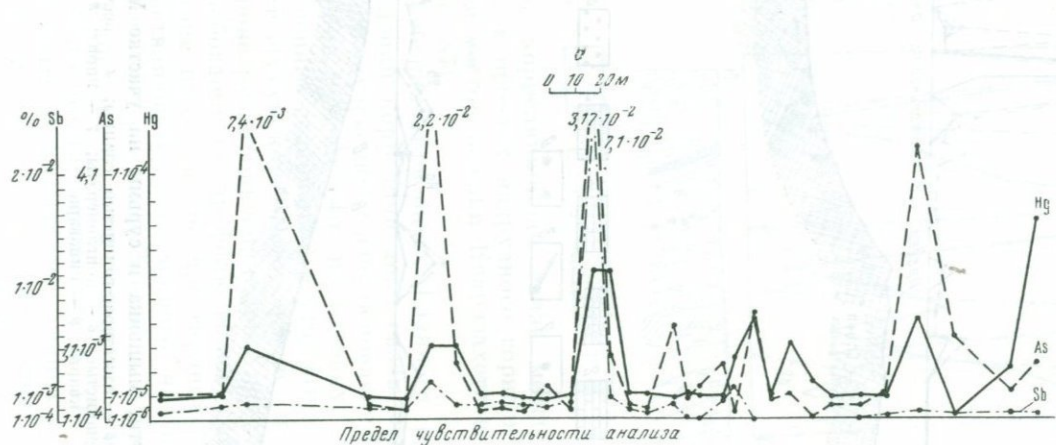
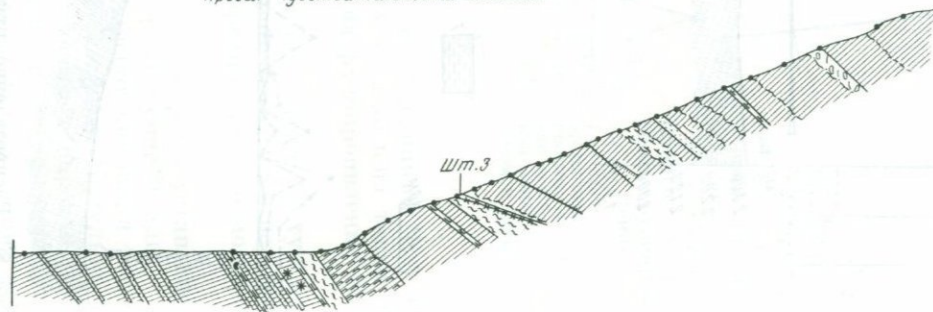


Рис. 87. Распределение ртути, мышьяка и сурьмы в районе месторождения Квардзахети (а) и участка Лекнари Кодис-Дзирского месторождения (б)

1 — алевролит; 2 — сланцы; 3 — перемятые сланцы; 4 — перемятые алевролиты; 5 — перемятые аргиллиты; 6 — аргиллиты; 7 — диабазы; 8 — альбитофиры; 9 — песчаники; 10 — кварц-серицит-эпидотовая порода; 11 — пирит; 12 — включения антимонита; 13 — прожилки кварца; 14 — зеркала скольжения; 15 — зона дробления; 16 — антимонитовая жила

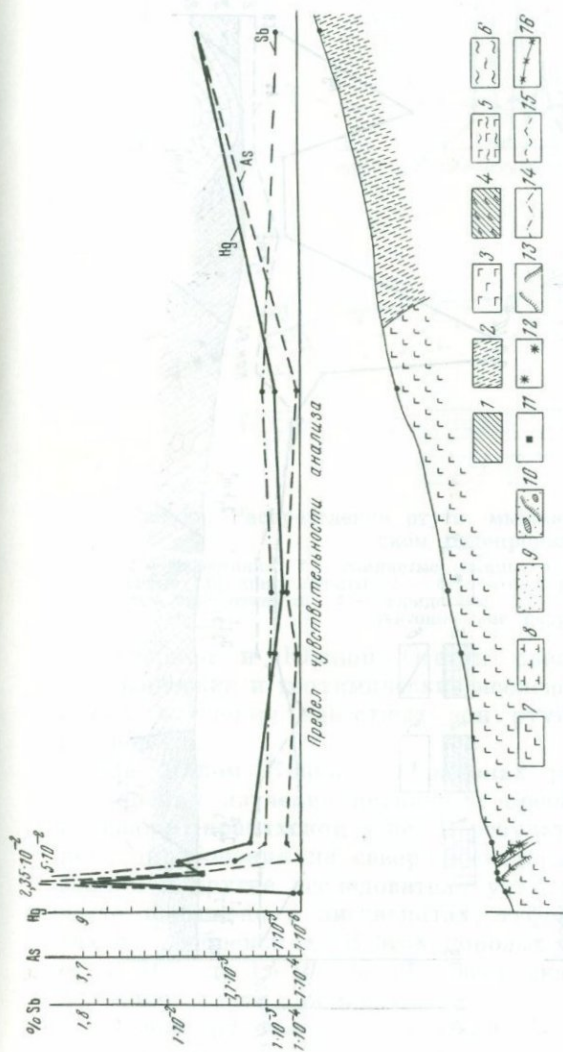


вторичные ореолы рассеяния ртути общей протяженностью до 1,5 км и шириной до 300 м. Позднее здесь в результате детальных геохимических работ выявлено ртутное рудопроявление Арашнда, расположенное севернее южного надвига во флишевых отложениях мела в свите маргалитис-кльде.

На участке Эрцо на контакте песчаников келловей-оксфорда с известняками лузитана породы гидротермально изменены и постоянно фиксируются аномальные содержания ртути, достигающие $4,5 \cdot 10^{-3}\%$. В зоне указанного контакта на участках перегиба пород могут существовать условия для концентрации ртути. Ано-

мальные содержания ртути обнаруживаются также в юго-западной части участка Эрцо над антиклинальной складкой (рис. 88), по штольне 48 в песчаниках и по штольне 5а в зоне гидротермально измененных известняков. В штольне 5а повышены также содержания сурьмы. Аномальные содержания ртути фиксируются и в зоне гидротермально измененных известняков по штольням 55 и 57 участка Кемульты. Мышьяк встречается в единичных пробах, а сурьма ни в одной из проб не обнаружена. В связи с тем что породы участка Кемульты представлены монотонной толщей известняков, наличие ртутного оруденения возможно в зоне дробления и брекчирования пород. Восточнее Эрцойского рудопроявления повышенные содержания ртути и мышьяка устанавливаются по р. Абанос-цкали в районе обнаруженного нами рудопроявления Звиадис-Хеви.

На основании приведенных фактов мы считаем, что в Верхней Раче,



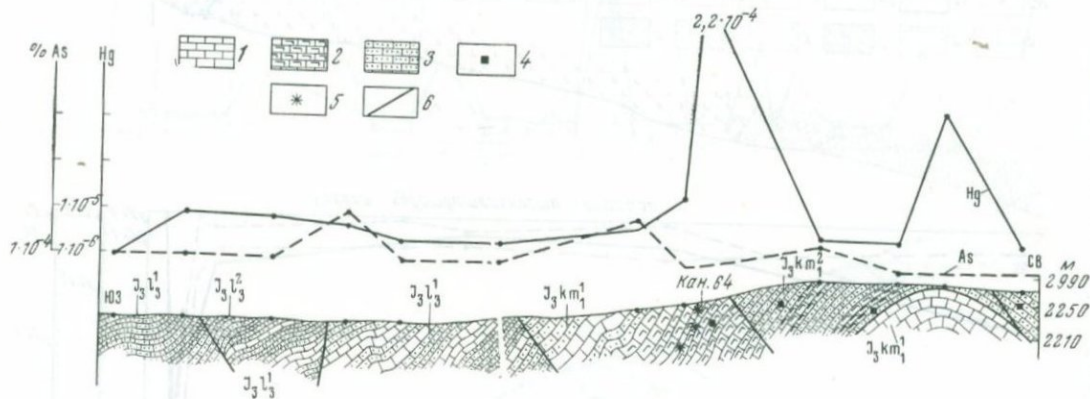
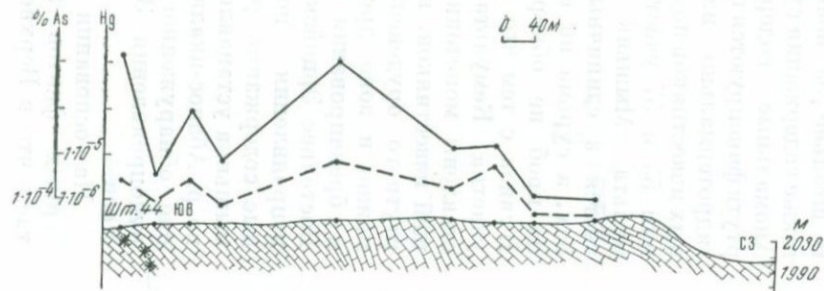


Рис. 88. Распределение ртути и мышьяка в районе Эрдойского месторождения

- 1 — известняки; 2 — брекчированные известняки; 3 — мергели; 4 — сульфидная минерализация; 5 — включения кинновари; 6 — тектонические нарушения

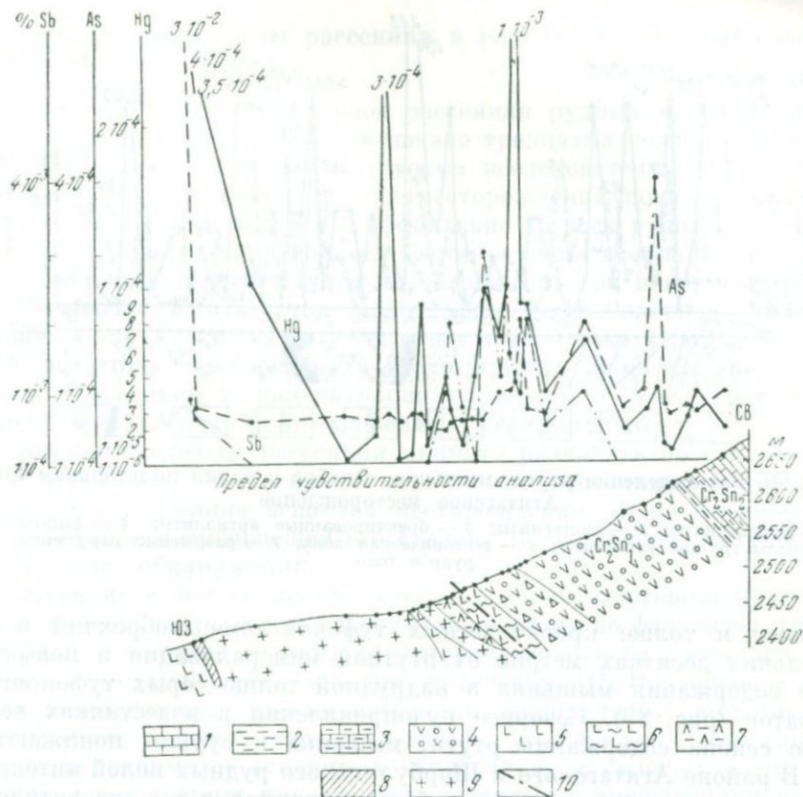


Рис. 89. Распределение ртути, мышьяка и сурьмы на Сараланджском рудопроявлении

1 — известняки; 2 — глинистые сланцы; 3 — мергелистые известняки; 4 — серые туфоконгломераты; 5 — серпентиниты; 6 — гидротермально измененные серпентиниты; 7 — перидотиты; 8 — листвениты; 9 — габбро; 10 — тектонические нарушения

в Северной и Южной Осетии следует продолжить детальные геологические и геохимические исследования с целью обнаружения новых и оценки известных зон ртутного и мышьяково-ртутного оруденения.

На Малом Кавказе в районах ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения изучение первичных ореолов проводились в основном в Севано-Карабахской зоне. В результате геохимического профильного опробования на северо-восточном берегу оз. Севан А. А. Казанчян и другие исследователи установили, что содержание ртути часто повышено в лиственитах, туфопесчаниках, туфоконгломератах и туфобрекчиях. В этих породах содержание ртути колеблется от $3 \cdot 10^{-5}$ до $1 \cdot 10^{-2}\%$. В известняках и габбро-перидотитах содержание ртути низкое.

В зоне рудовмещающих толщ Сараланджского ртутного рудопроявления нами установлены повышенные содержания ртути и

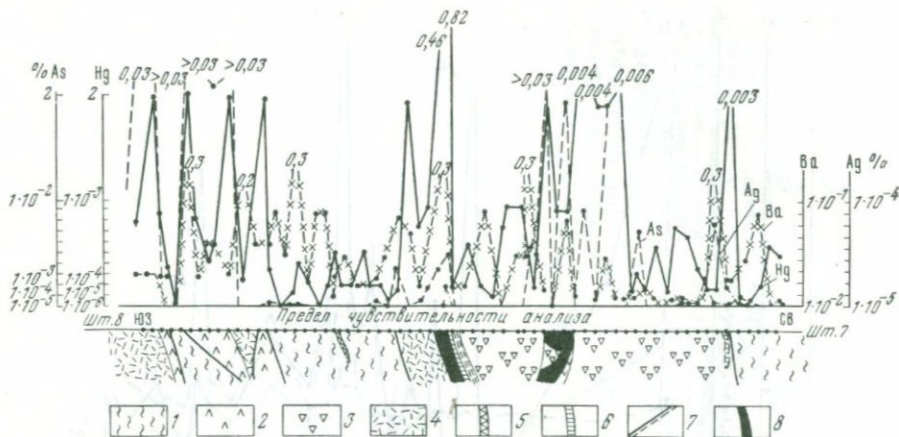


Рис. 90. Распределение ртути, мышьяка, серебра и бария по штольням 7 и 8 Агятагское месторождение

1 — серпентиниты; 2 — листвениты; 3 — брекчированные аргиллиты; 4 — дациты; 5 — минералы группы каолинита; 6 — тектоническая зона; 7 — разрывные нарушения; 8 — рудное тело

сурьмы в толще красноцветных туфоконгломератобрекчий в нескольких десятках метров от ртутной минерализации и повышенные содержания мышьяка в надрудной толще серых туфоконгломератов (рис. 89). Севернее рудопроявления в известняках верхнего сенона содержания ртути, мышьяка и сурьмы понижаются.

В районе Агятагского и Шорбулахского рудных полей интенсивные первичные ореолы ртути обнаруживаются в тех же литологических разновидностях пород, а также в дацитах, андезито-дацитах, брекчированных аргиллитах, порфиритах и диабаз-порфиритах. Следует отметить, что на этих рудопроявлениях аномалии ртути часто приурочены к контактам литологически различных пород и к зонам интенсивной трещиноватости и дробления.

На Агятагском месторождении по штольням 7 и 8 (рис. 90) нами установлены интенсивные ореолы ртути, мышьяка и бария, тогда как сурьма встречается только в единичных пробах. Между содержаниями As—Hg устанавливается тесная корреляционная связь. Все это позволяет предполагать, что на уровне штолен вскрыты верхние горизонты оруденения.

С целью повышения эффективности поисковых работ в Севано-Карабахской зоне целесообразно изучить зональное строение первичных ореолов на отдельных морфогенетических типах ртутных рудопроявлений и установить устойчивые геохимические поисковые критерии.

Анализ результатов геохимических работ, выполняемых в районах ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения Кавказа, подтверждает эффективность использования первичных ореолов рассеяния при поисках.

§ 14. Вторичные ореолы рассеяния в районах ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения

Изучение вторичных ореолов рассеяния рудных месторождений впервые было начато в СССР в начале тридцатых годов Н. И. Сафроновым, А. П. Солововым и другими исследователями. В настоящее время геохимические поиски месторождений по их вторичным ореолам проводятся широко и эффективно во всех рудных районах. Основные теоретические вопросы формирования вторичных ореолов рассеяния и их практического использования при поисковых работах освещены в известной монографии А. П. Соловова «Основы теории и практики металлометрических съемок» (1959). Методы изучения вторичных ореолов и геохимические процессы эпитогенетического рассеяния и концентрации элементов в зоне гипергенеза изложены в работах многочисленных исследователей.

Вторичные ореолы рассеяния принято различать по следующим трем признакам: 1) по фазам агрегатного состояния, в которых происходит рассеяние вещества месторождения; 2) по взаимоотношению ореола с вмещающей его средой; 3) по степени доступности ореола для обнаружения.

Рассеяние вещества месторождения в зоне гипергенеза происходит в твердой, жидкой и газовой фазах, поэтому по фазе агрегатного состояния элементов-индикаторов вторичные ореолы рассеяния делятся на механические, солевые и газовые (Н. И. Сафронов).

В механическом ореоле рассеяния минеральные компоненты присутствуют в форме твердого вещества, устойчивых в зоне гипергенеза первичных и вторичных минералов, в солевом ореоле — в форме растворенных или сложно связанных с вмещающими породами водорастворимых солей, в газовом ореоле — в форме паров и газов.

Основной ртутный минерал — киноварь — относится к числу устойчивых в зоне гипергенеза. В зоне окисления киноварь значительно устойчивее, чем сульфиды других металлов. Тем не менее установлено, что в определенных условиях киноварь может окисляться и в зоне гипергенеза, попадая в растворы, мигрировать в форме разнообразных растворимых ее соединений, в том числе в виде HgCl_2 , HgSO_4 , HgO и т. п. А. А. Сауков (1946) доказал возможность окисления киновари в сульфат при действии на нее активных форм кислорода (озона и перекиси водорода), а также сульфата окисного железа. Сульфат ртути в зоне гипергенеза способен восстанавливаться до самородной ртути (С. С. Смирнов).

Самородная ртуть при температурах земной поверхности подвергается испарению, а киноварь в тех же условиях способна к сублимации. Соответственно этому образование вторичных литохимических ореолов рассеяния ртути протекает во всех трех фазовых состояниях вещества, с преобладанием механической фазы.

Изучая особенности формирования вторичных ореолов рассеяния на Никитовском ртутном месторождении, А. П. Большаков и

Л. И. Попушко (1968 г.) показали, что в ореолах рассеяния ртуть находится в виде киновари (99%). Фазовым анализом обнаружены металлическая ртуть (0,5%), наблюдаемая и под микроскопом, а также водорастворимая и кислоторастворимая ее формы. Мышьяк во вторичных ореолах находится преимущественно в твердой фазе, в форме скородита, в связи с гидроокислами железа, и как исключение — в виде сульфидов; значительную роль играют и солевые формы миграции мышьяка. Весьма устойчивы в зоне окисления вторичные минералы сурьмы — валентинит (Sb_2O_3), сервантит (Sb_2O_4) и стибноконит ($Sb_2O_4 \cdot nH_2O$). Следует отметить, что в рудных районах гумидной зоны доля солевой составляющей ореола рассеяния ртути, мышьяка и сурьмы увеличивается.

Вторичные ореолы рассеяния в современных элювиально-делювиальных продуктах выветривания рудовмещающих пород образуются за счет существовавших до выветривания интервалов рудного тела или его первичного ореола и поэтому их называют остаточными ореолами рассеяния. В отличие от них в дальнеприносных отложениях формируются наложенные ореолы, в контурах которых до развития вторичных процессов рассеяния первичная минерализация отсутствовала. По степени доступности для обнаружения различают открытые ореолы, выходящие на дневную поверхность, и закрытые, развитые на некоторой глубине от поверхности («Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений», «Недра», 1965). Различные сочетания этих признаков охватывают все возможные варианты образования вторичных ореолов рассеяния.

Накопленный опыт геохимических поисков позволил А. П. Соловову свести все разнообразие вторичных ореолов рассеяния к семи наиболее важным в поисковом отношении типам, характерным для различных геологических и ландшафтно-геохимических условий:

открытые: 1) остаточные (элювиально-делювиальные); наложенные; 2) диффузионные; аккумулятивные; 3) надрудные; 4) оторванные;

закрытые: остаточные (элювиально-делювиальные); 5) выщелоченные и предельно разубоженные; 6) погребенные; наложенные; 7) погребенные.

В горных сильно расчлененных районах Кавказа ртутно-мышьяково-сурьмяные месторождения образуют вторичные остаточные (элювиально-делювиальные) ореолы рассеяния первого типа, наиболее благоприятные для проведения литохимических поисков. Образование их происходит как за счет рудных тел, выходящих на уровень современного эрозийного среза, так и за счет надрудных ореолов слесных рудных тел, при условии выхода первичного ореола на поверхность. В районах, закрытых чехлом дальнеприносных отложений, в частности типа флювиогляциальных отложений, встречающихся в районе Ахей-Авадхарского рудного поля, остаточные ореолы рассеяния переходят в погребенное состояние (тип 6). В этих условиях можно ожидать развития преимущественно газовых

наложенных ореолов рассеяния ртути (тип 2), условия образования и методы обнаружения которых еще недостаточно ясны. Обычные наземные литохимические поиски в этих условиях мало приемлемы.

Для эффективного проведения поисков по вторичным ореолам рассеяния большое значение имеют изучение ландшафтно-геохимических условий района, щелочно-кислых и окислительно-восстановительных особенностей почв и вод, учет климата, характера растительности и рельефа. В пределах Большого Кавказа по ландшафтно-геохимическому районированию основные районы ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения относятся к провинции, где от высокогорной части до подножия гор резко меняются географо-геологические условия и в связи с этим устанавливается ландшафтно-геохимическая зональность. До последнего времени при проведении литохимических поисков в рудных районах Большого Кавказа эти особенности ландшафтно-геохимической зональности не учитывались и роль их слабо изучена. На Малом Кавказе районы ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения размещены в горной области в подпровинции лесостепей и черноземных степей провинции нейтральных и щелочных почв и в подпровинции лесных гор провинций кислых и нейтральных почв. Особое значение при геохимических поисках А. И. Перельман (1968) придает геохимическим барьерам, в зоне которых на коротком расстоянии происходит резкое уменьшение интенсивности миграции рудных элементов, что приводит к их концентрации и образованию «ложных ореолов». По данным А. И. Перельмана (1968), ртуть и мышьяк способны накапливаться на восстановительном (сульфидном сероводородном) и адсорбционном барьерах, а мышьяк также на биогеохимическом барьере.

В районах ртутного оруденения изучали вторичные ореолы рассеяния ртути А. Г. Дворников, В. Я. Петров (1961), А. Г. Дворников и др. (1963), И. И. Степанов, В. З. Фурсов (1958), М. А. Карасик, А. З. Анищенко и др.

В пределах Кавказа литохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния проводятся во всех перспективных районах ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения. Литохимическими съемками во многих районах выявлены вторичные ореолы рассеяния ртути, мышьяка, сурьмы, свинца, цинка, бария, меди, серебра и других рудных элементов.

Вторичные ореолы рассеяния концентрируются как на непосредственном продолжении известных ртутных, мышьяковых и сурьмяных месторождений и рудопроявлений, так и за их пределами.

В результате литохимических съемок были открыты новые участки ртутного и мышьякового оруденения и расширены фланги известных месторождений (участки Кемульты, Замтарети, Арашенда и Оболиса в Южной Осетии, рудопроявление Гоми и участок Зада-неули Кодис-Дзирского месторождения в Верхней Раче, участки Зруг и Закка в Северной Осетии, участки Ахахча и Анчо в Западной Абхазии и др.).

В большинстве районов ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения развиты элювио-делювиальные образования мощностью от 0,5 до 3 м. Основная часть изучаемых районов относится к горно-луговым и горнолесным областям. Абсолютные отметки 1000—2200 м. Климат в большинстве районов гумидный.

На южном склоне Большого Кавказа районы ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения в основном расположены в двух областях: 1) в ландшафтах влажных субтропиков, горнолесных с буроземами, оподзоленными и перегнойно-карбонатными почвами; 2) в ландшафтах высокогорно-альпийских, горнолуговых с дерновыми и дерново-торфянистыми почвами.

Оценивая в целом ландшафтно-геохимические условия изучаемых районов Кавказа, следует указать, что в большинстве из них литохимические съемки по вторичным ореолам рассеяния можно эффективно использовать при поисках ртутного, мышьякового и сурьмяного оруденения.

В пределах Большого Кавказа многие районы ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения размещены в высокогорной зоне, где геоморфологические условия и характер рыхлых отложений меняются резко, местами на небольших расстояниях. В зонах ртутного оруденения, приуроченных к песчано-глинистой толще верхнего лейаса, рельеф многих участков сравнительно пологий, тогда как в центральной части Кавказа, в пределах зон ртутного, мышьяково-ртутного и мышьякового оруденения, приуроченных к порфиритовой свите байоса или к карбонатным отложениям верхней юры и мела, рельеф в большинстве случаев резко расчленен. Относительно пологие формы рельефа нередко встречаются в Западном ртутном районе в зоне развития флишевых отложений. В высокогорных участках на песчано-глинистых отложениях лейаса в ряде случаев развиты мощные (до 100 м) флювиогляциальные отложения, чередующиеся с участками элювиально-делювиальных образований рудовмещающих пород мощностью 0,5—5 м. В связи с этим на многих участках Ахей-Авадхарской и Талахиано-Мамисонской ртутноносных зон эффективность литохимических поисков остается низкой.

В исследованных районах выделяются несколько десятков участков с большими размерами аномалий и повышенными содержаниями ртути и других элементов. Геологоструктурное и ландшафтно-геохимическое изучение этих участков позволит оценить природу и перспективы геохимических аномалий.

В результате литохимической съемки (Г. С. Басиладзе) в пределах Верхней Рачи от истоков р. Риони до Мамисонского перевала по всей полосе, перспективной на ртуть, установлено около 20 аномальных областей с повышенными содержаниями ртути и других элементов в элювиально-делювиальных образованиях. Многочисленные интенсивные ореолы рассеяния ртути установлены в пределах Кодис-Дзирского месторождения (рис. 91), среди которых выделяется Заданеульский аномальный участок, на юго-восточном фланге рудного поля. Заданеульская аномалия имеет длину 1600—1700 м

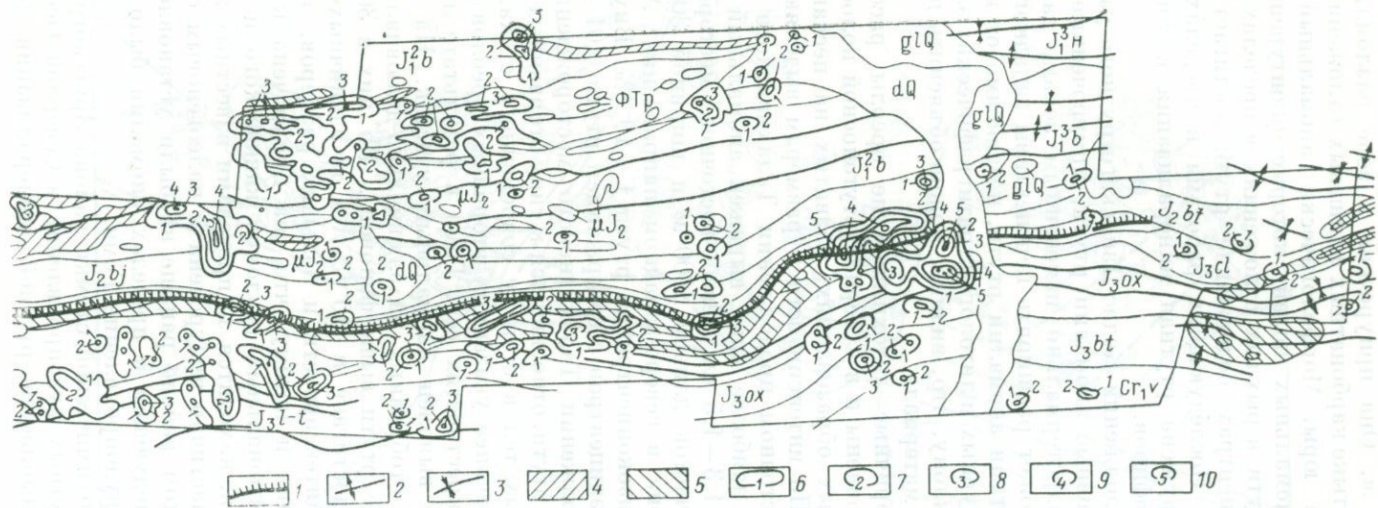


Рис. 91. Вторичные ореолы рассеяния ртути в районе Кодис-Дзирского мышьяково-ртутного месторождения (по Г. С. Базиладзе)

1 — линия надвига; 2 — оси антиклиналей; 3 — оси синклиналей; 4 — брекчированные зоны с проявлением сульфидов; 5 — брекчированные зоны с проявлением киновари и мышьяка; содержания (в %): 6 — $5 \cdot 10^{-2}$; 7 — $1 \cdot 10^{-4}$; 8 — $1 \cdot 10^{-3}$; 9 — $1 \cdot 10^{-2}$; 10 — $1 \cdot 10^{-1}$

и ширину 700—800 м. Она приурочена к зоне разлома, которая прослеживается на стыке карбонатных флишевых отложений и песчано-глинистой толщи юры. Морфологически аномальный участок состоит из двух аномальных полей, которые оконтурены линией изоконцентраций ртути в рыхлых отложениях в пределах $1 \cdot 10^{-4}$ — $5 \cdot 10^{-4}\%$, а в эпицентрах содержание ртути достигает сотых и иногда более 0,1%. Последующими работами в пределах данного участка была обнаружена ртутная минерализация в контактовой зоне дайки альбитофиров.

На западном продолжении Кодис-Дзирского рудного узла также установлены интенсивные аномалии ртути, приуроченные к минерализованным и гидротермально измененным зонам, дальнейшее изучение которых может расширить перспективы западного фланга месторождения. Местами аномалии ртути, независимо от направления основных структурных и литолого-стратиграфических элементов, вытянуты вниз по склону, что, видимо, можно объяснить перемещением обломочного материала.

Интенсивные вторичные литохимические ореолы рассеяния в Верхней Раче установлены и в Северной ртутоносной полосе в элювиально-делювиальных образованиях, развитых на песчано-глинистой свите лейаса. По интенсивности и размерам выделяются аномалии ртути на восточном продолжении Талахианского ртутного месторождения, где наиболее ярко выражен аномальный участок, расположенный в 1,3—1,5 км северо-восточнее месторождения. Этот аномальный участок длиной 1000 м и шириной 300—350 м вытянут вдоль склона в северо-западном направлении. Аномалия оконтурена линией изоконцентрации ртути $1 \cdot 10^{-4}\%$. Внутри аномалии выделен ряд эпицентров с содержанием ртути 0,01—0,001%. На восточном продолжении Талахианского месторождения выделяется ряд аномалий ртути, относящихся к типу оторванных ореолов, смещенных от рудных тел в сторону современного стока.

В Верхней Раче южнее указанных вторичных ореолов в районе курорта Уцера, в окрестностях сел. Гоми в результате литохимических съемок был выявлен аномальный участок. На площади 10 км^2 в 90% проб, отобранных из элювиально-делювиальных отложений, содержание ртути выше фонового. Из них в 30% проб содержание ртути достигает $n \cdot 10^{-4}\%$, а в единичных пробах $n \cdot 10^{-3}\%$. Кроме интенсивности и больших размеров, аномалия заслуживала внимания и потому, что она приурочена к узловой зоне пересечения региональных разломов кавказского и антикавказского простирания, находится за пределами известных зон ртутного оруденения и частично приурочена к палеогеновым образованиям, в которых в этом районе раньше не были установлены аномалии ртути. В последующем в пределах аномалии было открыто ртутно-мышьяковое рудопроявление Гоми.

В результате литохимической съемки района Зр'угского и Заккского мышьяково-ртутных рудопоявлений в Северной Осетии был выделен ряд зон мышьяково-ртутной минерализации (рис. 92).

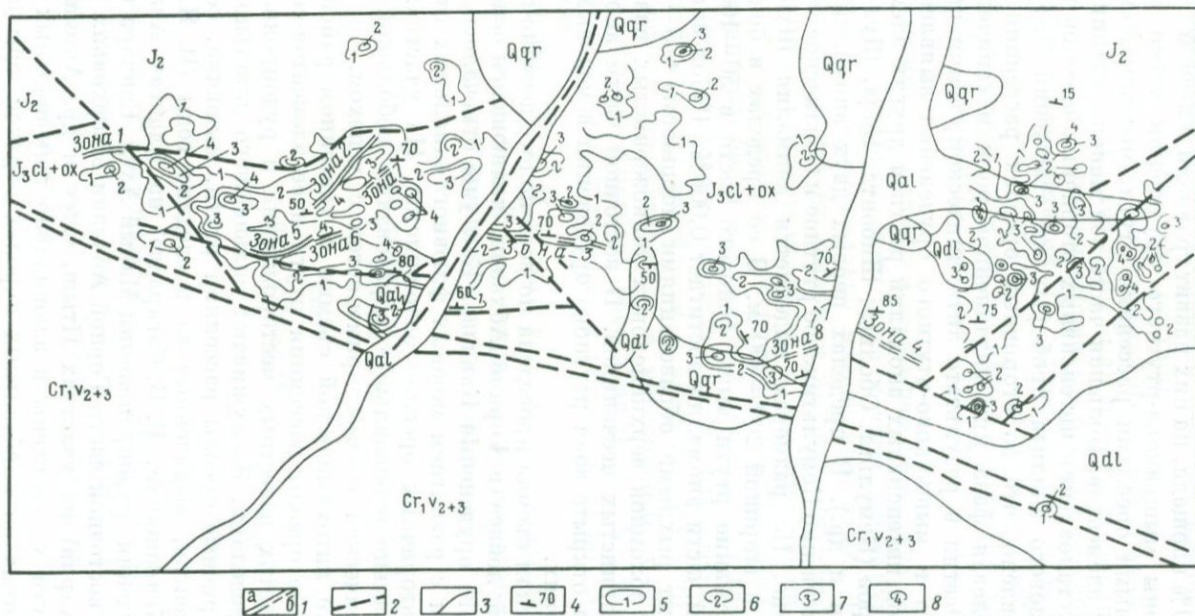


Рис. 92. Вторичные ореолы рассеяния ртути Зругского мышьяково-ртутного месторождения (по С. Н. Кокаеву и О. А. Гончаренко)

1 — рудные зоны: а — прослеженные, б — предполагаемые; 2 — дизъюнктивные нарушения; 3 — стратиграфические контакты; 4 — элементы залегания; содержания (в %): 5 — $1 \cdot 10^{-6}$; 6 — $1 \cdot 10^{-5}$; 7 — $1 \cdot 10^{-4}$; 8 — $1 \cdot 10^{-3}$

Элювиально-делювиальные образования мощностью 0,3—3 м развиты на карбонатных флишевых отложениях. Крутизна склонов 10—25°, климат гумидный, элювиально-делювиальными образованиями занято 60% площади, на них развит травяной и лесной покров. Выявленные зоны мышьяково-ртутного оруденения четко фиксируются вторичными ореолами рассеяния ртути, мышьяка, свинца, цинка и других элементов. Большая часть зон минерализации обнаружена после установления интенсивных вторичных ореолов ртути. По данным фазового анализа проб рыхлых отложений Зругского участка установлено, что во вторичных ореолах рассеяния ртути преобладает солевая фаза при подчиненной роли механической*.

В Южной Осетии в результате литохимической съемки по всей полосе ртутного и мышьяково-ртутного оруденения выявлено несколько десятков интенсивных аномалий ртути и других элементов больших размеров (Кемульты, Оболиса, Шибонта, Кола, Шуа-Чала, Кирови, Кобети и др.). В пределах первых двух аномалий были открыты соответственно Кемультинское ртутное и Оболиское мышьяковое оруденение. По размерам выделяется аномалия Шуа-Чала длиной 1700 м и шириной 200—400 м. В ее пределах в большинстве проб содержание ртути выше фонового часто в 50—100 раз, а в центральной части аномалии достигает 0,006%. Район аномальной зоны покрыт рыхлыми образованиями мощностью 0,5—1,5 м, состоящими из обломков верхнемеловых тонкозернистых известняков и щебня глинистых песчаников. В восточной части аномалии Шуа-Чала была открыта зона ртутного оруденения в меловых флишевых отложениях.

Литохимическая съемка проведена по всей полосе песчано-глинистых отложений лейаса в Горной Абхазии, являющейся основным районом ртутного оруденения Кавказа. Как уже отмечалось, здесь местами в связи с развитием мощных флювиогляциальных отложений изучение вторичных ореолов осложняется. На участках, где развиты элювиально-делювиальные образования небольшой мощности, литохимическая съемка применяется с успехом.

В результате литохимической съемки в указанном районе выделены вторичные ореолы рассеяния ртути и ее элементов-спутников как на флангах известных месторождений и рудопроявлений, так и за их пределами. Заслуживают дальнейшего детального исследования вторичные ореолы рассеяния ртути, мышьяка, серебра и других элементов, выявленные за последние годы (И. Я. Нанскани, И. Н. Кочиашили, Р. В. Сагарадзе) на флангах Авадхарского месторождения, рудопроявления Малый Ахей, Санчара и других, а также в восточной части Горной Абхазии в верховьях р. Кодори (Т. Т. Гахария) на участках Птыш, Скеу и др. Аномальные содержания ртути установлены в элювиально-делювиальных образованиях, развитых на карбонатных породах верхней юры и мела

* Анализ проводился в Университете дружбы народов им. Патриса Лумумбы.

в нескольких десятках километров южнее Ахей-Авадхарского рудного поля в среднем течении р. Бзыбь. Этот район расположен далеко за пределами известных зон ртутной минерализации. Литохимическая съемка по вторичным ореолам рассеяния эффективно применяется и в Западном ртутном районе.

В Горной Абхазии на площади известных ртутных рудопроявлений Чамашха и Ахахча нами были проведены опытно-методические работы с целью изучения вторичных ореолов рассеяния и их количественной интерпретации. На рудопроявлении Ахахча литохимическая съемка была проведена на площади 2 км². Установлено, что для вторичных ореолов рассеяния ртутного оруденения Ахахча типоморфным является комплекс Hg, As, Sb, Pb, Zn, Ba, иногда Ag, Tl и Cu.

Первичные и вторичные ореолы рассеяния этих элементов морфологически повторяют друг друга и четко фиксируют ртутоносную зону и зону гидротермально измененных пород. Главная рудная зона фиксируется интенсивными вторичными ореолами рассеяния и первичными ореолами ртути с максимальными содержаниями 0,015%. Теоретическое обоснование количественной интерпретации вторичных ореолов рассеяния приведено в главе II, § 6.

На участке Ахахча аномалии ртути характеризуются высокой контрастностью (γ колеблется в пределах 4,9—7,6).

Линейная продуктивность в метропроцентах была подсчитана как по вторичным ореолам рассеяния ртути (M), так и по содержаниям ее в коренных породах и рудах ($M_{p, r}$) по канавам в тех же сечениях.

Величины M и $M_{p, r}$ дали возможность определить коэффициент пропорциональности K , характеризующий вынос металла из ореола ($K < 1$) или его вторичную аккумуляцию ($K > 1$).

Значения K для ртути в пределах ртутных рудопроявлений Ахахча и Чамашха

	Число определений (n)	\bar{K}	$\varepsilon_{\bar{K}}^{\pm 1}$
Ахахча	4	0,20	$3,8 \pm 1$
Чамашха	5	0,04	$1,3 \pm 1$

Величина P (площадная продуктивность, выраженная в м²%) и q (количество металла в ореоле для слоя 1 м в m) были подсчитаны для трех основных ореолов рассеяния ртути, непосредственно связанных с рудной зоной:

1 ореол	$P = 10,21 \text{ м}^2\%$	$q = 0,255 \text{ т/м}$
2 ореол	$P = 1,57 \text{ м}^2\%$	$q = 0,039 \text{ т/м}$
3 ореол	$P = 6,16 \text{ м}^2\%$	$q = 0,154 \text{ т/м}$

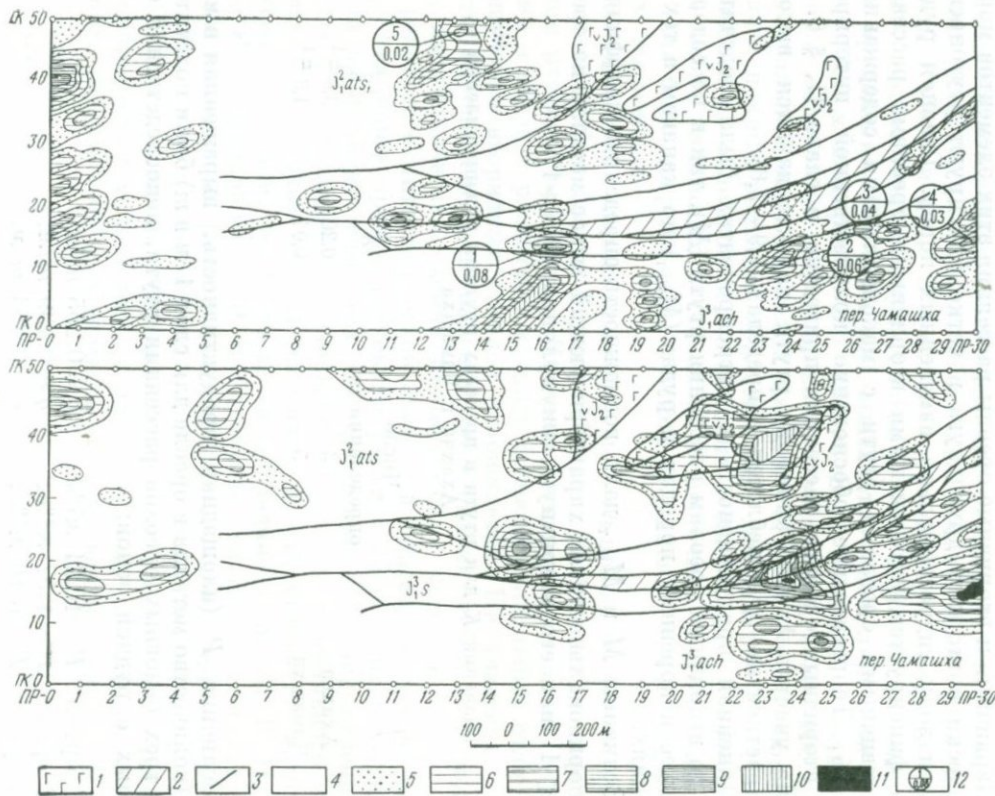


Рис. 93. Результаты литогеохимических съемок рудного проявления Чамашха

верх — вторичные ореолы рассеяния ртuti; низ — первичные ореолы ртuti; 1 — среднеюрские интрузивы; габбро-диабазы, габбро-диабаз-порфириды; 2 — зоны рудного оруденения; 3 — тектонические нарушения. Содержания (в $1 \cdot 10^{-6}\%$): 4 — < 2; 5 — 2—6; 6 — 6—20; 7 — 20—60; 8 — 60—200; 9 — 200—600; 10 — 600—2000; 11 — > 2000; 12 — местные значения коэффициента пропорциональности K и номер ореола

С использованием показателей площадной продуктивности ореолов (q) и коэффициентов пропорциональности для каждого из них (K) была проведена оценка вероятных запасов ртути до глубины H по приведенной формуле (см. главу II, § 6).

Из геологических соображений для подсчета была взята глубина $H = 70$ м. В результате подсчетов получены следующие величины:

$$Q_1 = \frac{1}{0,37} \cdot 0,255 \cdot 70 = 48,19;$$

$$Q_2 = \frac{1}{0,08} \cdot 0,039 \cdot 70 = 34,30;$$

$$Q_3 = \frac{1}{1,116} \cdot 0,154 \cdot 70 = 9,49 \text{ т};$$

Итого ≈ 92 т.

Результаты подсчета геологических запасов следует рассматривать только в качестве ориентировочных, имея в виду, что они характеризуют отдельные интервалы рудного тела, вскрытые денудационной поверхностью. В подсчет не вошли также ожидаемые запасы рудной зоны 2.

На ртутном рудопроявлении Чамашха литогеохимическая съемка произведена на площади 3 км². Здесь также выявлены интенсивные ореолы ртути (рис. 93, 94), мышьяка, свинца, цинка, меди и других элементов, которые четко фиксируют известные зоны ртутного оруденения и новые перспективные зоны в восточной части площади.

Графическим путем был определен один из важных параметров вторичных ореолов — коэффициент рассеяния σ для ртути (рис. 95), который неодинаков в различных ландшафтно-геохимических условиях. Определение произведено по графикам содержаний ртути способом «трех уровней».

Числовые значения соответственно равны 25 м, 23 м, 24 м, $\sigma_{\text{ср}} = 24$; 35 м, 34 м и 30 м, $\sigma_{\text{ср}} = 33$ м.

Площадная продуктивность первого ореола, расположенного в южной части участка (см. рис. 93, профили 14, 15, 16, 17, пикеты 0—17) $P = 12, 42 \text{ м}^2\%$, а в пределах второго и третьего ореолов, расположенных в восточной части участка (см. рис. 93, профили 23, 24, 25, 26, 27, пикеты 5—23) $P = 4,65 \text{ м}^2\%$. Соответственно, для первого ореола $q = 0,31 \text{ т/м}$, а для второго и третьего $q = 0,116 \text{ т/м}$.

По участку Чамашха подсчет прогнозных запасов по первому ореолу ртути произведен на основании геологических соображений до глубины 100 м:

$$Q = \frac{1}{0,08} \cdot 0,31 \cdot 100 = 388 \text{ т}.$$

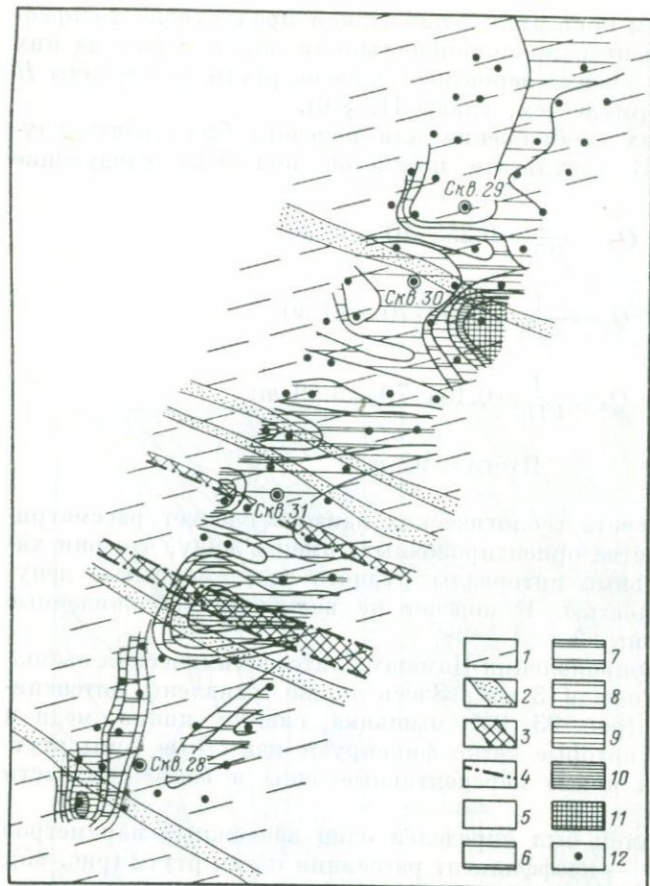


Рис. 94. Вторичные ореолы рассеяния ртути в центральной части участка Чамашха вдоль разведочного профиля

XXVII—XXVII^I

1 — глинистые сланцы и алевролиты; 2 — ртутьносные песчаники; 3 — зоны дробления и смятия; 4 — тектонические нарушения; содержания (в $1 \cdot 10^{-6}\%$): 5 — < 3; 6 — 3—10; 7 — 10—30; 8 — 30—100; 9 — 100—300; 10 — 300—1000; 11 — > 1000; 12 — точки опробования

При количественной интерпретации результатов литохимических поисков в пределах Большого Кавказа целесообразно проводить оценку прогнозных запасов по вторичным ореолам рассеяния ртути.

Геохимические поисковые критерии, полученные методами изучения зон окolorудного изменения, первичных ореолов и вторичных ореолов рассеяния как по нашим, так и по данным других исследователей, являются основными при прогнозировании ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения.

Для выявления возможности использования других геохимических методов при прогнозировании ртутного оруденения в пределах Кавказа были проведены опытно-методические работы по изучению гидрохимических, атмосферических, биогеохимических ореолов вблизи зон ртутного оруденения.

В работе Б. З. Зауташвили, И. И. Бурджанадзе (1966) на примере ртутных месторождений Абхазии показано, что в природных

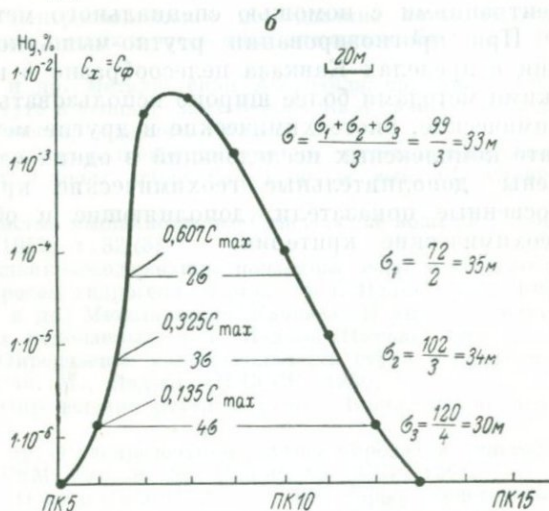
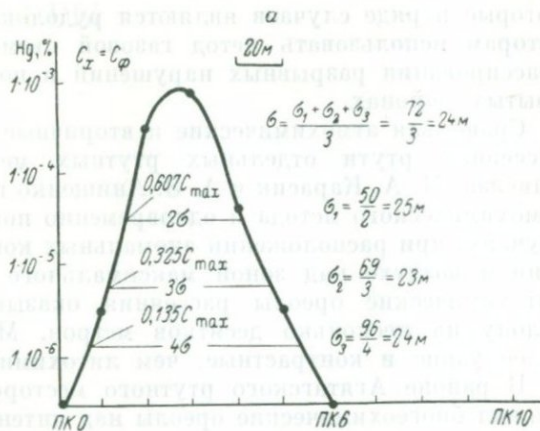


Рис. 95. Определение о способом трех уровней по двум ореолам участка Чамашха

водах под влиянием ртутного оруденения происходит повышение сульфатности и незначительное накопление ртути, железа и полиметаллов; уменьшение водной миграции и общего содержания ртути в водах происходит путем сорбции высокодисперсными породами (глинистыми сланцами) и испарением.

А. Б. Островский и В. Г. Баев установили, что вблизи ртутных рудопроявлений Северо-Западного Кавказа формируются четкие гидрохимические ореолы рассеяния ртути протяженностью 250—300 м. Концентрация ртути в воде до $1 \cdot 10^{-5}$ г/л при фоновых содержаниях менее $1 \cdot 10^{-6}$ г/л.

По данным А. И. Фридмана и И. А. Плотникова, природные газы ртутных месторождений Северо-Западного Кавказа относятся к углеводородно-углекислым. Приуроченность преобладающих количеств углекислого газа к рудным телам и разрывным нарушениям,

которые в ряде случаев являются рудолокализирующими, позволила авторам использовать метод газовой съемки для обнаружения и трассирования разрывных нарушений и поисков рудных тел в закрытых районах.

Сравнивая атмосферические и вторичные литохимические ореолы рассеяния ртути отдельных ртутных месторождений Северного Кавказа, М. А. Карасик и А. З. Анищенко выявили ряд недостатков атмосферического метода и одновременно показали, что в отдельных случаях, при расположении аномальных концентраций ртути в почвенном воздухе над зоной максимального оруденения, вторичные литохимические ореолы рассеяния оказываются смещенными по склону на несколько десятков метров. Местами газовые ореолы более узкие и контрастные, чем литохимические.

В районе Агятагского ртутного месторождения Д. П. Мальюга выявил биогеохимические ореолы над интенсивными ртутными концентрациями с помощью специального метода анализа ртути.

При прогнозировании ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения в пределах Кавказа целесообразно в комплексе с литохимическими методами более широко использовать гидрохимические, атмосферические, биогеохимические и другие методы поисков. В результате комплексных исследований в одних случаях могут быть получены дополнительные геохимические критерии, а в других — косвенные показатели, дополняющие и объясняющие устойчивые геохимические критерии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- А б а ш и д з е Н. Ф. Спектроскопическое исследование антимолибденовых руд Горной Рачи на содержание редких и рассеянных элементов. Бюлл. КИМС, 1959, № 2.
- А б д у л л а е в Р. Н. и др. Металлогения Азербайджана. Баку, 1962.
- А б у е в Д. В. и др. Ртуть в неонитридах района Кавказских минеральных вод. «Геология рудных месторождений», 1965, № 6.
- А б у е в Д. В. и др. Условия размещения ртутного оруденения на Северном Кавказе. Труды по геол. и полез. ископ. Сев. Кавказа, вып. XII. Ставрополь, 1967.
- А в е р ь е в В. В. Угlistые мышьяковистые Синегорские воды на Южном Сахалине. Бюлл. МОИП, 1957, т. 32 (3).
- А в е р ь е в В. В. Мышьяковосодержащие подземные воды и их классификация. Сб. статей по вопросам гидрогеол. и инж. геол. Изд-во МГУ, 1962.
- А з и з б е к о в Ш. А. и др. Металлогения Кавказа. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 7. Изд-во «Наука», 1964.
- А й д и н ь я н Н. Х. Определение малых количеств ртути в природных объектах. Тр. ИГЕМ, вып. 46. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- А й д и н ь я н Н. Х. Определение ртути в углях. Бюлл. научн. техн. информ., 1961, № 4 (32).
- А й д и н ь я н Н. Х. и др. О распределении ртути в породах и минералах Хибинского массива. Тр. ИГЕМ, вып. 99. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- А й д и н ь я н Н. Х., О з е р о в а Н. А. О некоторых генетических особенностях образования ртутьсодержащей минерализации по данным изучения современной вулканической деятельности. В кн. «Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов», М., изд-во «Наука», 1966.
- А й д и н ь я н Н. Х. и др. Содержание ртути в породах и минералах Ловозерского массива. В кн. «Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов», М., изд-во «Наука», 1966.
- А й д и н ь я н Н. Х., О з е р о в а Н. А. Некоторые вопросы геохимии ртути. В кн. «Вопросы металлогении ртути». М., изд-во «Наука», 1968.
- А й д и н ь я н Н. Х. и др. К вопросу о летучести ртути и ее соединений. «Геохимия», 1969, № 9.
- А л и б е г а ш в и л и Б. А. Структурно-морфологические типы рудных тел Лухумского месторождения мышьяка. Сообщения АН Груз. ССР, 1969, т. 55, № 3.
- А ф а н а с ь е в Г. Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. Тр. ИГЕМ, вып. 20. М., изд-во АН СССР, 1958.
- А ф а н а с ь е в Г. Д., А й д и н ь я н Н. Х. Предварительные данные о распространении ртути в горных породах Северного Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 7.

- Багратишвили Т. Д. Предварительные данные об окраске некоторых баритов Грузии. Сб. трудов АН Груз. ССР к семидесятилетию со дня рождения А. И. Джanelидзе. Тбилиси, 1959.
- Баклаев Я. П. О признаках рудоконтролирующих нарушений. Докл. АН СССР, серия геол., 1966, т. 170, № 6.
- Баклаев Я. П., Овчинников Л. Н. Структурно-тектонические закономерности размещения контактово-метасоматических эндогенных месторождений на Урале. «Советская геология», 1964, № 9.
- Балицкий В. С. О нахождении битумов в ртутно-сурьмяных месторождениях Северо-Западного Кавказа. «Советская геология», 1966, № 3.
- Бенделиани А. Е. Проявление редкометалльного оруденения в горах Верхней Рачи. «Разведка недр», 1938, № 3—4.
- Борсук А. М., Церцвадзе З. Я. Ртуть и мышьяк в мезо-кайнозойских магматических породах Большого Кавказа. В кн. «Вопросы магматической геологии». Тр. ИГЕМ АН СССР. Изд-во «Наука», 1969.
- Бочарова Г. И. Битумы в гидротермальных жилах Курултыкенского месторождения (Восточное Забайкалье). Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 3.
- Букия С. Г. и др. Рудные пояса Абхазии. Тр. КИМС, вып. 8, Тбилиси, 1965.
- Варданянц Л. А. Неинтрузии, их оруденение и связь с тектоникой в Главном Кавказе. Изв. АН СССР, серия геол., 1939, № 2.
- Васильев В. И. и др. Некоторые особенности ртутной минерализации о. Сахалина. «Геология рудных месторождений», 1969, т. 11, № 2.
- Великий А. С. и др. Редкие элементы в сурьмяно-ртутных месторождениях Средней Азии. В кн. «Формы нахождения и особенности распределения редких элементов в некоторых типах гидротермальных месторождений». М., изд-во «Наука», 1967.
- Вершковская О. В. Первичные ореолы рассеяния ртути как поисковый признак ртутно-сурьмяных месторождений. «Разведка и охрана недр», 1956, № 4.
- Ветров А. Г., Добряков В. Н. Об использовании куммулятивной кривой частот при обработке наблюдений. «Вопросы разведочной геофизики», 1962, вып. 1.
- Виноградов А. П. Поиски рудных месторождений по растениям и почвам. Тр. Биогеохимической лаб., т. 10. М., изд-во АН СССР, 1954.
- Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных элементов в почвах. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», 1962, № 7.
- Вэй Дю-инь, Сауков А. А. Физико-химические соображения о генезисе сурьмяных месторождений. «Геохимия», 1961, № 6.
- Гаррелс Р. М., Рихтер Д. Х. Может ли углекислота играть роль рудообразующего флюида в условиях небольших глубин? В кн. «Проблемы эндогенных месторождений», вып. 1. М., Изд-во иностр. лит., 1960.
- Гвахария Г. В. Об одной барит-витеритовой ассоциации. Сообщение АН Груз. ССР, т. XIV, № 5. Тбилиси, 1953.
- Гегучадзе Ш. Х. О перспективности и направлении поисков ртути в Верхней Раче. «Техническая информация, геология», 1969, № 7.
- Гиллебранд В. Ф. и др. Практическое руководство по неорганическому анализу. Госхимиздат, 1960.
- Гинзбург И. И. Опыт разработки теоретических основ геохимических методов поисков. Госгеолтехиздат, 1957.
- Глазовская М. А. и др. Геохимия ландшафтов и поиски полезных ископаемых на Южном Урале. Изд-во МГУ, 1961.
- Григорян С. В. и др. Об использовании эндогенных ореолов при поисках ртутного оруденения. «Разведка и охрана недр», 1966, № 11.
- Григорян С. В., Янишевский Е. М. Эндогенные геохимические ореолы рудных месторождений. М., изд-во «Недра», 1968.

Грушкин Г. Г. О месте флюорит-ртутно-сурьмяной формации в современных классификациях рудных месторождений. Тр. Ин-та геол. АН УзССР, вып. 11. Ташкент, 1954.

Дворников А. Г., Петров В. Я. Некоторые данные о содержании ртути в почвах Нагольного кряжа. «Геохимия», 1961, № 10.

Дворников А. Г. и др. Некоторые особенности распределения ртути в почвах Нагольного кряжа. «Геохимия», 1963, № 5.

Дворников А. Г., Клитченко М. А. К вопросу о распределении ртути в интрузивных породах Нагольного кряжа. Докл. АН УССР, 1964, № 10.

Демидова Н. Г. Геологические закономерности размещения ртутной минерализации на территории Большого Кавказа. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 7. «Металлогения Кавказа и других альпийских складчатых областей». М., изд-во «Наука», 1964.

Демин В. М. и др. О термодинамике образования ртутных минералов в месторождениях Северо-Западного Кавказа. Тез. докл. III конфер. по геол. и полез. ископ. Сев. Кавказа. Ессентуки, 1968.

Демчук А. И. Геологический очерк Лухумского месторождения. Зап. Всерос. мин. об-ва, 1935, вып. I.

Дзоценидзе Г. С. К вопросу о генезисе баритовых месторождений Западной Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, 1945, т. 6, № 8.

Дубов Р. И. Теоретический анализ распределения концентраций в фильтрационных ореолах. Сб. избр. лекций по геохим. методам поисков руд. месторожд. Алма-Ата, 1963.

Дубов Р. И. К теории распределения концентраций в диффузионных геохимических ореолах. В сб. «Геохимия рудных месторождений». М., изд-во «Наука», 1964.

Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Харьков, 1950.

Ермаков Н. П. Методы использования газово-жидких включений при поисках и разведке постмагматических месторождений и слепых рудных тел. «Советская геология», 1966, № 9.

Ермолаев В. Г. Состав и упругость растворенных газов в водах нижнемоловых отложений Западного Предкавказья. Геол. сб. Тр. Краснодарск. фил. ВНИИ, вып. 13. Л., изд-во «Недра», 1964.

Жариков М. Г. О новом — листовитовом типе ртутной минерализации в Южной Фергане. Уч. зап. САИГИМС, вып. 6. Ташкент, 1961.

Зауташвили Б. З., Бурджанадзе И. И. Углекислые мышьяковистые воды района западной части Южного склона Большого Кавказа. Тр. Груз. политехн. ин-та, № 3. Тбилиси, 1966.

Зубов В. И. О кристаллах метацинабарита одного из ртутных месторождений Северо-Западного Кавказа. Тр. по геол. и полез. ископ. Сев. Кавказа, вып. 12. Ставрополь, 1967.

Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М., изд-во «Недра», 1965.

Каландадзе А. Д. Закономерности формирования и размещения ртутно-сурьмяной минерализации на Кавказе. Геол. сб. КИМС, № 2. Тбилиси, 1962.

Кандауров А. С. Некоторые особенности размещения ртутного оруденения в пределах центральной части Верхне-Убинского рудного поля. Тез. докл. III. конфер. по геол. и полез. ископ. Сев. Кавказа. Ессентуки, 1968.

Кахадзе И. Р. Заметка о тектонике Квайсинского района. Сообщ. АН Груз. ССР, 1951, т. 12, № 2.

Кашкай М. А., Насибов Т. Н. Ртутоносность Севано-Акеринской металлогенической зоны Малого Кавказа. «Геология рудных месторождений», 1965, т. 7, № 6.

Кашкай М. А., Насибов Т. Н. О ртутоносных твердых битумах Малого Кавказа. «Геохимия», 1968, № 9.

Кекелия С. А. Некоторые особенности структуры Авадхарского рудного поля. Тр. КИМС, вып. 4 (6). Тбилиси, 1963.

- Кекелия С. А., Салия Д. Г. Дикит из абхазских ртутных месторождений. Тр. КИМС, вып. 4 (6). Тбилиси, 1963.
- Киссин И. Г., Пахомов С. И. К геохимии углекислоты в глубоких зонах подземной гидросферы. «Геохимия», 1969, № 4.
- Корценштейн В. Н. Гидрогеология газоносной провинции Центрального Предкавказья. М., Гостоптехиздат, 1960.
- Корценштейн В. Н. Гидрогеология мезозойской водонапорной системы Предкавказья. В кн. «Гидрогеология газоносных районов Советского Союза». Л., изд-во «Недра», 1964.
- Красников В. И. Основы рациональной методики поисков рудных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Кришталъ А. В. Кварц-карбонатные породы (листвениты) Чонкойского рудного поля и связь с ними ртутного оруденения. В сб. «Вопросы геологии Узбекистана», вып. 2. Изд-во АН УзССР, 1961.
- Кузнецов В. А. Закономерности образования и пространственного размещения ртутных месторождений в Алтае-Саянской складчатой области. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1. М., изд-во АН СССР, 1958.
- Кузнецов В. А. Основные проблемы металлогении ртути. В кн. «Вопросы металлогении ртути». М., изд-во «Наука», 1968а.
- Кузнецов В. А. Некоторые проблемы металлогении ртути. «Геология и геофизика», 1968б, № 11.
- Кузнецова С. В., Скаржинский В. И. К вопросу об условиях образования и возрасте Никитовского сурьмяно-ртутного месторождения в Донецком бассейне. Докл. АН СССР, серия геол., 1966, т. 170, № 4—6.
- Магакьян И. Г. Основные черты металлогении Армении. «Советская геология», 1959, № 7.
- Магакьян И. Г. Закономерности размещения оруденения на территории Армянской ССР. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 8. М., изд-во «Наука», 1967.
- Мезенцев О. К. и др. Статистическая обработка данных геохимических поисков. «Разведка и охрана недр», 1964, № 10.
- Меняйлова Г. А. Гидротермальные изменения диабазов и ртутное рудообразование (Макратальское рудопроявление в Абхазии). Докл. АН СССР, серия геол., 1967, т. 174, № 3.
- Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., изд-во «Недра», 1968.
- Моррис Х. Т., Ловеринг Г. Е. Гипергенное и гидротермальное рассеяние тяжелых металлов в боковых породах близ рудных тел в районе Тинтик. В сб. «Геохимические методы поисков рудных месторождений». М., изд-во иностр. лит., 1954.
- Муқанов К. М. О некоторых особенностях образования первичных ореолов рассеяния рудных месторождений. Мат-лы по геол. рудн. месторожд. М., изд-во АН СССР, 1959.
- Насибов Т. Н. Роль структурных и литологических факторов в размещении ртутного оруденения в пределах Агятагского рудного поля (Малый Кавказ). Изв. АН АзССР, серия наук о Земле, 1966, № 3.
- Насибов Т. Н. и др. Новое ртутное рудное поле в пределах Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. Докл. АН АзССР, 1965, т. 21, № 8.
- Невский В. А. Некоторые вопросы генезиса ртутных, сурьмяных и сурьмяно-ртутных месторождений Южной Ферганы. Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 5.
- Непейна Л. А., Пещевецкий Б. И. О возможном переносе ртути природными растворами в форме сульфидных комплексов. В кн. «Вопросы металлогении ртути». М., изд-во «Наука», 1968.
- Нетребва А. В., Платонов К. В. Ртутно-сурьмяное оруденение Северо-Западного Кавказа. Уч. зап. САИГИМС, 1961, вып. 6.
- Никифоров Н. А., Федорчук В. П. К методике изучения и использования рудных индикаторов при поисках рудных залежей закрытого типа. Тр. Среднеаз. политехн. ин-та, 1959, вып. 6.

Оболенский А. А., Оболенская Р. В. Связь ртутных месторождений с магматизмом и природа рудоносных растворов. В кн. «Вопросы металлогении ртути». М., изд-во «Наука», 1968.

Овчинников Л. Н. Геохимическая подвижность по экспериментальным данным. Докл. АН СССР, 1956, т. 109, № 1.

Овчинников Л. Н. Некоторые закономерности магматогенного рудообразования (по экспериментальным данным). Докл. сов. геол. к XXI сессии МГК, пробл. 16. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Озерова Н. А. О применении первичных ореолов рассеяния ртути для поисков свинцово-цинковых месторождений. «Геохимия», 1959, № 7.

Озерова Н. А. К вопросу о генезисе ртутно-сурьмяных месторождений Южной Ферганы. «Геохимия», 1960, № 3.

Озерова Н. А. Первичные ореолы рассеяния ртути. «Вопросы геохимии», 1962, вып. 72.

Озерова Н. А., Унанова О. Г. О распределении ртути в лавах действующих вулканов Камчатки и Курильских островов. «Геология рудных месторождений», 1965, № 1.

Павлов А. Л. Физико-химическая обстановка миграции и отложения ртути и сопутствующих элементов при низких температурах. В кн. «Вопросы металлогении ртути». М., изд-во «Наука», 1968.

Перельман А. И. Геохимия ландшафта. М., Географгиз, 1961.

Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. Изд. 3-е. М., изд-во «Недра», 1968.

Пилипчук М. Ф., Севастьянов В. Ф. Мышьяк в современных осадках Черного моря. Докл. АН СССР, 1968, т. 179, № 3.

Поликарпочкин В. В. Первичные ореолы рассеяния и их поисковое значение. В сб. «Геохимические поиски рудных месторождений в СССР». М., Госгеолтехиздат, 1957.

Полярков В. Э. Сурьма и ртуть. В кн. «Оценка месторождений при поисках и разведках», вып. 15. М., Госгеолтехиздат, 1955.

Полярков В. Э. О некоторых общих закономерностях распространения ртути. Вестник АН КазССР, 1966, № 2.

Разумовский Н. К. Логарифмически нормальный закон распределения вещества и его свойства. Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1948, т. 20.

Разумовский Н. К. К вопросу о выделении аномалий на фоне обычных содержаний элементов в породе при поисковых работах. Сб. «Вопросы разведочной геофизики», вып. 1, Л., 1962а.

Разумовский Н. К. Средняя арифметическая выборка и ее связь с логарифмическими моментами. В сб. «Вопросы разведочной геофизики», вып. 1. Л., 1962б.

Росман Г. И. Опыт изучения первичных ореолов рассеяния полиметаллических месторождений Рудного Алтая. В сб. «Геохимические поиски рудных месторождений в СССР», М., Госгеолтехиздат, 1957.

Росман Г. И. Первичные ореолы рассеяния металлов в боковых породах Николаевского колчеданно-полиметаллического месторождения. «Советская геология», 1960, № 6.

Рубинштейн М. М. и др. Результаты определения абсолютного возраста некоторых рудных месторождений Грузии по продуктам околорудных изменений. Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 5.

Сауков А. А. Ртуть в баритах. Докл. АН СССР, 1939, № 5.

Сауков А. А. Геохимия ртути. Тр. ГИН АН СССР, вып. 78, мин.-геохим., серия № 17. М., изд-во АН СССР, 1946.

Сауков А. А. Миграция химических элементов как теоретическая основа геохимических методов поисков. В кн. «Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики». Раздел 1, геохимия. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Сауков А. А. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. М., изд-во МГУ, 1963.

Сауков А. А. Геохимия. М., изд-во «Наука», 1966.

Сауков А. А. и др. К вопросу о миграции ртути в зоне гипергенеза. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 70. М., изд-во АН СССР, 1962.

Сафронов Н. И. К теории первичных ореолов рассеяния. Информ. сб. ВИТР, № 21. М., Госгеолтехиздат, 1959.

Сафронов Н. И. К теории первичных ореолов рассеяния. «Вопросы разведочной геофизики», вып. I. Гостоптехиздат, 1962.

Севастьянов В. Ф. Перераспределение мышьяка при образовании железо-марганцевых конкреций в отложениях Черного моря. Докл. АН СССР, серия геол., 1967, т. 176, № 1.

Сергеев Е. А. Физико-химический метод поисков рудных залежей. Мат-лы ВСЕГЕИ, № 9—10. М., Госгеолиздат, 1941.

Сергеев Е. А., Степанов П. А. Методика спектрального анализа металлометрических проб на ртуть. Л., изд-во ВИТР, 1957.

Сидоренко А. В. Генезис витеритов Западного Копет-Дага. Докл. АН СССР, 1947, т. 55, № 2.

Сидоренко З. В. и др. О возрасте ртутной минерализации Сихотэ-Алиня. В кн. «Вопросы металлогении ртути». М., изд-во «Наука», 1968.

Синицын Н. М. О региональных структурах, контролирующих ртутно-сурьмяное оруденение в Южной Ферганае. Докл. АН СССР, 1948, т. 59, № 3.

Синицын Н. М. Тектонические закономерности ртутного оруденения Тянь-Шаня. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2. М., изд-во АН СССР, 1959.

Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. М., изд-во ЛГУ, 1960.

Смирнов В. И. Геология ртутных месторождений Средней Азии. М., Госгеолиздат, 1947.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., изд-во «Недра», 1965.

Смирнов В. И., Рыженко Л. М. Некоторые особенности формирования и размещения ртутных месторождений. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1. М., изд-во АН СССР, 1958.

Смирнов В. И. и др. Особенности магматизма и металлогении геосинклинальной и платформенной стадий развития западной части Большого Кавказа. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 7. М., изд-во «Наука», 1964.

Соловов А. П. Поисковая металлометрическая съемка. «Советская геология», 1955, № 49.

Соловов А. П. Теория и практика металлометрических съемок. В сб. «Геохимические поиски рудных месторождений». М., Госгеолтехиздат, 1957.

Соловов А. П. Основы теории и практики металлометрических съемок. Алма-Ата, 1959.

Соловов А. П. Применение методов математической статистики при геохимических поисках (краткое методическое пособие). Алма-Ата, 1965.

Соловов А. П. Параметры первичного ореола эндогенного месторождения. «Геология рудных месторождений», 1966, № 3.

Соловов А. П. Оценка гипергенных литохимических аномалий. Мат-лы к I тематич. сессии Межвед. Совета по проблеме «Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых». Алма-Ата, 1968.

Соловов А. П., Фурсов В. З. Методика геофизических поисков слепых рудных тел на месторождении Ачисай. Мат-лы к Всесоюз. совещ. по разработке науч. основ поисков слепых рудных тел. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Соловов А. П., Фурсов В. З. Поиски не выходящих на поверхность рудных тел месторождений Ачисай. «Советская геология», 1959, № 3.

Соловов А. П., Дубов Р. И. Применение методов физико-математического анализа при геохимических поисках. Бюлл. ОНТИ ВИЭМС, 1965, № 63.

Степанов И. И. и др. Газоанализатор для измерения микроконцентраций ртути при геохимических поисках. «Разведка и охрана недр», 1966, № 12.

Студеникова З. В., Кнорре К. Г. О возрасте гранитов Северного Кавказа. «Геохимия», 1957, № 7.

Сулейманов С. М. Основные черты металлогении Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 7, М., изд-во «Наука», 1964.

Сулейманов С. М., Насибов Т. Н. Некоторые вопросы локализации ртутной минерализации в пределах Севано-Акеринской складчатой зоны Малого Кавказа. Уч. зап. Азерб. гос. ун-та, серия геол.-геогр. наук, 1965, № 5.

Сургай В. Т. Генетические особенности некоторых низкотемпературных месторождений Киргизии. Фрунзе, 1954.

Сургай В. Т. Околорудные изменения вмещающих пород как поисковые признаки сурьмяно-ртутной рудоносности Киргизии. Тр. ин-та геол. АН КиргССР, вып. 9. Фрунзе, 1957.

Сургай В. Т. Физико-химические условия образования ртутных месторождений. Зап. Киргиз. отд. Всесоюз. мин. об-ва, 1963, вып. 4.

Тархов А. Г. О статистической обработке результатов массовых измерений физических свойств горных пород. Сб. «Прикладная геофизика», вып. 20. М., Гостоптехиздат, 1958.

Твалчредидзе Г. А. Эндогенная металлогения Грузии. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Твалчредидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей. М., изд-во «Недра», 1966.

Твалчредидзе Г. А. и др. Основные типы и закономерности размещения ртутных месторождений Грузии. «Разведка и охрана недр», 1968, № 8.

Твалчредидзе Г. А. Основные типы сурьмяных руд Чвешурской группы месторождений Верхней Рачи. Геол. сб. КИМС, № 1. М., Госгеолтехиздат, 1959.

Терехова Г. А. Ореолы первичного рассеяния на ртутно-сурьмяных месторождениях рудного поля хребта Боарды. Уч. зап. САИГИМС, 1961, вып. 6.

Тогоидзе Г. И. Рудные месторождения Горной Рачи. Тр. Груз. политехн. ин-та, 1957, № 8 (56).

Троценко В. Н. Околорудные изменения на некоторых ртутных месторождениях Юго-Восточного Алтая. Изв. Томск. политехн. ин-та, 1961, № 120.

Федорчук В. П. О некоторых закономерностях формирования ореола прямых рудных индикаторов вокруг ртутных залежей. «Геохимия», 1961, № 10.

Федорчук В. П. Некоторые вопросы генезиса ртутно-сурьмяных месторождений. В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. 1. Прага, 1963.

Федорчук В. П. Методика поисков и разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруденения. М., изд-во «Недра», 1964.

Федорчук В. П. Телетермальные месторождения. В кн. «Генезис эндогенных рудных месторождений». М., изд-во «Недра», 1968.

Федорчук В. П. Околорудные изменения ртутно-сурьмяных месторождений. М., изд-во «Недра», 1969.

Федорчук В. П. и др. К вопросу о генезисе ртутно-сурьмяных месторождений. «Геология рудных месторождений», 1963, т. 5, № 2.

Федорчук В. П., Никифоров Н. А. Об использовании надрудного пирита в качестве индикатора при поисках низкотемпературных месторождений закрытого типа. «Разведка и охрана недр», 1968, № 5.

Ферсман А. Е. Цвета минералов. М., изд-во АН СССР, 1936.

Флоровская В. Н. Люминесцентно-битуминологический метод в нефтяной геологии. М., изд-во МГУ, 1957.

Флоровская В. Н. и др. Кериты и другие соединения углерода Комсомольского месторождения колчеданных руд на Южном Урале. Докл. АН СССР, 1964, т. 157, № 5.

Флоровская В. Н. и др. Углеродистые вещества в руде Курультыканского полиметаллического месторождения (Восточное Забайкалье). «Геология рудных месторождений», 1966, № 3.

Фурсов В. З. Ореолы рассеяния ртути как поисковый признак на свинцово-цинковом месторождении Ачисай. «Геохимия», 1958, № 3.

- Хитаров Н. И. Проблемы изучения термальных полей Большого и Малого Кавказа. В сб. «Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли». т. 2. М., изд-во АН СССР, 1961.
- Хокс Х. С., Уэбб Дж. С. Геохимические методы поисков минеральных месторождений. М., изд-во «Мир», 1964.
- Хомяков В. Б., Шижиков М. Г. Геолого-структурная позиция ртутного оруденения на Северо-Западном Кавказе и предпосылки его прогнозирования. Тез. докл. III конфер. по геол. и полез. ископ. Сев. Кавказа. Ессентуки, 1968.
- Церцвадзе З. Я. О содержании ртути в баритовых месторождениях Грузии и об одновозрастности ртутно-баритового оруденения. «Геохимия», 1965а, № 12.
- Церцвадзе З. Я. О приуроченности ртутного оруденения к зонам глубинных разломов на южном склоне Большого Кавказа. Тр. КИМС, вып. 6 (8). Тбилиси, 1965б.
- Церцвадзе З. Я. Изучение растворимости реальгара в гидротермах в связи с парагенезисом ртути, сурьмы и мышьяка. В сб. «Очерки геохимии ртути, молибдена и серы в гидротермальном процессе». М., изд-во «Наука», 1970.
- Церцвадзе З. Я., Меньшова Г. А. Некоторые петрографические и геохимические особенности Ахейского месторождения (участок Шура). Вестник МГУ, серия геол., 1966, № 5.
- Черницын В. Б. К истории металлогенического развития Северного Кавказа. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 8. М., изд-во «Наука», 1967.
- Чжен Кан-ле. Анализ результатов металлометрической съемки на ртутных месторождениях восточной части Гуйчжоу. «Геофизическая разведка», 1959, № 4.
- Чичинадзе К. И. Металлогения Горной Рачи и Сванетии в связи с геологическим строением области. М. — Л., изд-во АН СССР, 1945.
- Шамрай И. А., Труфанов В. Н. Термометрические условия формирования рудопроявлений киновари на Северном Кавказе. В кн. «Минералогическая термометрия и барометрия», т. 2. М., изд-во «Наука», 1968.
- Шония Н. Ф. Сакарская неинтрузия в Верхней Раче. Тр. ГИН, вып. 44, петрограф. серия № 14. М., изд-во АН СССР, 1940.
- Щеглов И. И. О современном отложении киновари в источнике Апапель. Докл. АН СССР, 1962, т. 145, № 6.
- Янишевский Е. М. и др. Эндеогенные ореолы рассеяния некоторых гидротермальных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Ahrens L. H. Spectrochemical analysis. Cambridge, 1950.
- Ahrens L. H. The lognormal distribution of the elements. Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 6, n. 2/3, 1954.
- Becker G. F. Geology of the Quicksilver Deposits of the Pacific slope. Monogr. U. S. Geol. Surv., V. B. Washington, 1888.
- Dickson F. W. Solubility of cinnabar in Na_2S solutions at 50—250° C and 1—1,800 bars, with geologic applications. Econ. Geol., 1964, v. 59.
- Dickson F. W., Tunell G. Equilibria of red HgS (cinnabar) and black HgS (metacinnabar) and their saturated solutions in the systems $\text{HgS}—\text{Na}_2\text{S}—\text{H}_2\text{O}$ and $\text{HgS}—\text{Na}_2\text{S}—\text{Na}_2\text{O}—\text{H}_2\text{O}$ from 25° C to 75° C at 1 atmosphere pressure. Amer. J. Sci., 256, 1958.
- Dickson F. W., Tunell G. The stability relations of cinnabar and metacinnabar. Amer. Min., 1959, 44.
- Dreyer R. M. Geochemistry of Quicksilver Mineralization. Econ. Geol., 1940, v. 35, 1.
- Friedrick G. H., Hawkes H. E. Mercury dispersion halos as are guides for massive sulfide desposits, West Shasta district, California. «Mineral Deposita», 1966, v. 1, N 2.
- Heide F., Mosckne H. Zur Geochimie des Arsens. Chemie der Erde, 1955, 17, N3.
- Janda J., Schroll E. Über Quecksilberspuren in Graphiten. Experimenta, 1959, 15, N4.

K n o x I. Zur Kenntniss der Ionenbildung des Schwefels und der Komplexe des Quecksilbers. Z. Elektrochem., 1906, 12.

K r a u s k o p f K. B. Physical chemistry of quicksilver Transportation in vein fluids. Econ. Geol., 1951, v. 5.

P a w e r s S. Notes on Minor Occurrences of Oil, Gas and bitumen with Igneous and Metamorphis Rocks. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1932, v. 18, 8.

S t o c k A., C u c u e l F. Die Verbreitung des Quecksilbers. Naturwissensch., 1934, 22.

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, 7.

W a r r e n H. V. a. o. Some observations on the geochemistry of mercuryas applied to prospecting. Econ. Geol., 1966, v. 61.

W e i s s b e r g B. G. a. o. Solubility of orpiment (As_2S_3) in Na_2S-H_2O at 50—200° C and 100—1500 bars, with geological application. Geochim. et Cosmochim., Acta, 1966, v. 30.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
ГЛАВА I	
ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ И МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ РТУТНО-МЫШЬЯКОВО-СУРЬМЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ БОЛЬШОГО И МАЛОГО КАВКАЗА	5
§ 1. Северный склон Большого Кавказа	8
§ 2. Южный склон Большого Кавказа	18
§ 3. Малый Кавказ	41
ГЛАВА II	
МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЯ	51
§ 4. Полевые и лабораторные исследования	51
Опробование элювиально-делювиальных и аллювиальных отложений	51
Опробование коренных пород	52
Методы аналитических работ	53
§ 5. Оценка геохимического фона и выделение аномалий	57
§ 6. Графические и математические методы интерпретации результатов анализа	61
ГЛАВА III	
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ РТУТНО-МЫШЬЯКОВО-СУРЬМЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ	66
§ 7. Геохимические критерии возраста ртутного, мышьякового и сурьмяного оруденения	66
Распределение ртути, мышьяка и сурьмы в мезокайнозойских формациях, пород и в современных осадках Черного моря	70
Содержание ртути в баритовых месторождениях Грузии	75

§ 8.	Приуроченность ртутного, мышьякового и сурьмяного оруденения к зонам глубинных разломов	80
§ 9.	Распределение ртути, мышьяка и сурьмы в мезо-кайнозойских магматических породах Большого и Малого Кавказа	101
§ 10.	Экспериментальное изучение некоторых физико-химических факторов, влияющих на распределение сурьмяно-ртутно-мышьяковых руд	118

ГЛАВА IV

ГЕОЛОГИЯ, ПЕРВИЧНЫЕ И ВТОРИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ РТУТНЫХ, МЫШЬЯКОВЫХ И СУРЬМЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ

§ 11.	Геология, петрография и околорудные изменения	135
§ 12.	Первичные ореолы рудных тел	160
§ 13.	Использование первичных ореолов для прогноза рудоносности на разведываемых месторождениях	199
§ 14.	Вторичные ореолы рассеяния в районах ртутно-мышьяково-сурьмяного оруденения	231
Список литературы		245

ЦЕРЦВАДЗЕ ЗУРАБ ЯКОВЛЕВИЧ

**УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКОВЫЕ
ПРИЗНАКИ РТУТНЫХ, МЫШЬЯ-
КОВЫХ И СУРЬМЯНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

**(ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
НА ПРИМЕРЕ КАВКАЗА)**

Научный редактор *А. П. Соловов*
Редактор издательства *В. А. Крыжановский*
Техн. редакторы *Л. Г. Лаурентьева,*
Л. Д. Агапонова
Художественный редактор *В. В. Евдокимов*
Корректор *Н. А. Громова*

Сдано в набор 18/II 1972 г.
Подписано в печать 29/IV 1972 г. Т-07640.
Формат 60 × 90^{1/16}. Печ. л. 16,0.
Уч.-изд. л. 17,64. Бумага № 1. Индекс 1-4-1.
Заказ 1536/2747-2. Тираж 1000 экз.
Цена 2 р. 05 к.

Издательство «Недра», Москва, К-12,
Третьяковский проезд, д. 1/19.
Ленинградская типография № 6
Главполиграфпрома Комитета по печати
при Совете Министров СССР.
Московский пр., 91.

20.05.72

НЕДРА-1972