

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ТУВИНСКИЙ ИНСТИТУТ КОМПЛЕКСНОГО ОСВОЕНИЯ ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ

На правах рукописи



КУЖУГЕТ Ренат Васильевич

**ЗОЛОТО-ТЕЛЛУРИДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ АЛДАН-МААДЫРСКОГО
РУДНОГО УЗЛА (ЗАПАДНАЯ ТУВА): МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ РУД И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ**

25.00.11 – Геология, поиски и разведка
твёрдых полезных ископаемых, минерагения

Диссертация на соискание учёной степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук
Лебедев Владимир Ильич

КЫЗЫЛ
2014

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	2
ГЛАВА 1. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ АМЗУ	8
1.1. История геологической изученности АМЗУ.....	8
1.2. Геологическое строение АМЗУ.....	11
1.3. Закономерности размещения золотого оруденения АМЗУ.....	17
1.4. Краткая металлогеническая характеристика АМЗУ.....	20
ГЛАВА 2. КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ	32
2.1. Геологическое строение Хаак-Саирского месторождения.....	32
2.2. Геологическое строение Улуг-Саирского месторождения.....	34
ГЛАВА 3. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ	37
3.1. Минеральные ассоциации руд Хаак-Саирского месторождения.....	37
3.2. Минеральные ассоциации руд Улуг-Саирского месторождения.....	44
ГЛАВА 4. ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ, МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	51
3.1. Золоторудная минерализация Хаак-Саирского месторождения.....	51
3.2. Золоторудная минерализация Улуг-Саирского месторождения.....	87
ГЛАВА 5. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ОБРАЗОВАНИЕ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ	103
5.1. Физико-химические параметры образования руд Хаак-Саирского месторождения.....	103
5.2. Физико-химические параметры образования руд Улуг-Саирского месторождения.....	106
ГЛАВА 6. ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ РАССМАТРИВАЕМЫХ ОБЪЕКТОВ АМЗУ	114
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	127
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	129

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований. Расшифровка генезиса и условий образования золоторудных месторождений является одним из фундаментальных направлений современной геологической науки. Без современной описательной и генетической минералогии невозможно, в частности, воспроизведение реальных условий образования месторождений золотых руд, которые, в свою очередь, являются научной основой для их поисков, разведки и рациональной отработки.

В настоящее время золотодобыча занимает лидирующее положение в горнодобывающем секторе экономики Республики Тыва. Однако, сейчас в основном обрабатывается (по 2–3 раза) россыпное золото, запасы которого стремительно истощаются. Перспектив выявления в республике новых крупных золотороссыпных районов не имеется. В связи с невысоким потенциалом россыпной золотоносности, будущее отрасли зависит от вовлечения в освоение коренных месторождений Au. Золоторудные объекты Тувы имеют относительно не высокую инвестиционную привлекательность из-за сравнительно небольших запасов и (или) недостаточной изученности, несмотря на это, недропользователи активно ищут возможности добычи рудного золота.

В Туве одним из перспективных рудных узлов на коренное золото является Алдан-Маадырский золоторудный узел (АМЗУ). В него входят два небольших месторождения и ряд рудопроявлений Au, которые были открыты в конце 1960-х гг. в процессе геологоразведочных работ. Данные объекты в Западной Туве в последнее время привлекают к себе внимание производственных и научно-исследовательских организаций. В первую очередь, это связано с растущим спросом на Au и истощением крупных месторождений. Несмотря на небольшие запасы, месторождения расположены компактно относительно друг друга и не удалены от инфраструктуры Республики Тыва. В 2009–2012 гг. ОАО «Красноярскгеолсъёмка» провело поисковые работы в пределах АМЗУ (Кононенко и др., 2012). В результате прогнозные ресурсы Au по категории P₃ оценены в 80 т. Кроме того, исследуемые объекты представляют интерес для изучения процессов формирования золото-кварцевых жил, сосредоточенных в единой структуре, но формировавшихся в различных глубинах и породах: листовенитах, конгломератах и алевролитах, березитах и березитизированных риолитах, которые охватывают стратиграфический диапазон от венда до силура.

Основные данные по геологии и, особенно, минералогии АМЗУ были получены к середине 1970-х годов. Эти материалы 40-летней давности нуждаются в уточнении,

дополнении и переосмыслении. В частности, имеет большое значение выяснение геологических и минералогических условий формирования и закономерностей размещения золоторудной минерализации для выявления новых потенциальных перспективных площадей и месторождений и переоценки уже известных в пределах рудного узла.

Необходимость в этом обусловлена несколькими причинами: 1) в последние годы получены новые данные о геологии и условиях формирования золоторудных месторождений мира; 2) произошел колоссальный прогресс в понимании природы рудообразующих процессов, в связи с появлением прецизионных аналитических приборов и оборудования; 3) в минералогии активное развитие получило генетическое направление, в том числе методы физико-химического анализа минеральных парагенезисов. Эти и некоторые другие достижения наук о Земле снова делают актуальным изучение золоторудных месторождений данного рудного узла. Причем, новые исследования призваны не только лишь вывести знания о природе этих объектов на современный уровень, но и способствовать дальнейшему развитию представлений о структуре, вещественном составе, процессах формирования золоторудных месторождений в целом. Геологические и минералогические исследования золоторудных объектов АМЗУ имеют не только фундаментальный, но и прикладной характер, заключающийся в обосновании перспективности для оценочного бурения и проходки разведочных подземных горных выработок. Всё это определяет актуальность исследования рудных объектов АМЗУ.

Цель исследования — выявление минералого-геохимических особенностей руд и условий их образования, прогноз золотоносности АМЗУ.

Задачи исследования:

1. Обзор, анализ и обобщение литературных данных о золоторудных объектах Алдан-Маадырского золоторудного узла.
2. Изучение геологического строения и закономерностей пространственного размещения золотого оруденения.
3. Изучение минерального состава и последовательности формирования минеральных ассоциаций первичных и окисленных руд Хаак-Саирского и Улуг-Саирского месторождений и рудопроявлений.
4. Установление типоморфных особенностей самородного золота Хаак-Саирского и Улуг-Саирского месторождений.
5. Оценка физико-химических параметров минералоотложения руд с золоторудной минерализацией исследуемых объектов.

6. Оценка перспектив золотоносности месторождений и рудопроявлений Алдан-Маадырского золоторудного узла.

Основные защищаемые положения.

1. Хаак-Саирское и Улуг-Саирское месторождения — полистадийные объекты золото-теллуридного типа, сформированные при последовательном отложении различных типов золотой минерализации. Хаак-Саирское месторождение по составу продуктивных ассоциаций отвечает золото-галенит-сульфоантимонитовому типу с серебристыми блёклыми рудами, минералами ряда Au–Ag–Hg, селенидами Au-Ag, Ag, Hg, теллуридами Ag, Hg, Улуг-Саирское — золото-сульфидному типу с теллуридами и селенидами Au и Ag и селенотеллуридами Ag и Bi.

2. Типоморфные признаки самородного золота изученных месторождений (состав, размерность и морфология, зональность, характер распределения, минеральные парагенезисы) отражают генетические особенности эндогенной и гипергенной золоторудной минерализации.

3. Руды Хаак-Саирского и Улуг-Саирского месторождений формировались при различных физико-химических параметрах. Минеральный состав руд в значительной мере обусловлен вариациями активности S, Hg, Se и Te, а также фациями глубинности их образования и литолого-геохимическими особенностями рудовмещающих толщ.

Фактический материал и методы исследования. Фактический материал для диссертации собран в результате полевых работ на рудных объектах АМЗУ в 2008–2014 гг. Основной объём геолого-минералогических исследований выполнен на Хаак-Саирском и Улуг-Саирском месторождениях. Для решения поставленных задач был применен комплекс геологических и минералого-геохимических методов исследования вещества. Состав минералов и их минералого-геохимические особенности определялись на растровых электронных микроскопах с энерго-дисперсионными приставками (пределами обнаружения содержаний элементов-примесей — около 0.01 мас. %) «РЭММА-202М» (Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс) и «MIRA LM» (Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск). А также на микрозонде «JXA 8100, САМЕВАХ-Micro», с пределами обнаружения содержаний элементов-примесей — 0,001 мас. % (Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск). Фото минералов в отраженных электронах сделаны на выше перечисленных приборах, а также на сканирующем электронном микроскопе «Hitachi TM-1000» (ТувИКОПР СО РАН).

В процессе работы было изучено > 700 образцов руд и пород, 250 аншлифов. Из протолочных и шлиховых проб выделено более 30-ти тыс. знаков золота. Выполнено 250 микрозондовых анализов, > 5-ти тыс. определений химического состава минералов на

сканирующих электронных микроскопах с энерго-дисперсионными приставками, в т.ч. 432 определения состава золота. Особенности геохимии пород и руд изучались с помощью РФА и т.д. Выполнено 4 определения возраста Ag-Ag геохронологическим методом. Физико-химические условия формирования золото-кварцевых жил изучались термобарогеохимическими методами, а также с помощью геотермометров, геофугометров и по минеральным парагенезисам. Перспективы золотоносности оценивались по геологическим данным и типоморфным особенностям самородного золота.

Апробация результатов. Результаты исследования представлялись на Международных и Всероссийских научных конференциях, таких как: «Large Igneous Provinces of Asia», Новосибирск, 2009; «V Сибирская конференция молодых учёных по наукам о Земле», Новосибирск, 2010; «Large igneous provinces of Asia: mantle plumes and metallogeny», Иркутск, 2011; «Уральская минералогическая школа–2012», Екатеринбург, 2012; «Металлогения древних и современных океанов», Миасс, 2009, 2010, 2011, 2012, 2013.

Публикации. По теме диссертации опубликовано 19 работ, в т.ч. 3 статьи в рецензируемых журналах, рекомендуемых ВАК.

Научная новизна. Впервые изучена минералогия руд месторождений АМЗУ с использованием современного аналитического оборудования и методов. Детально охарактеризованы формы нахождения, минералого-геохимические особенности и физико-химические параметры отложения золоторудной минерализации. Установлено, что изученные объекты АМЗУ являются полистадийными объектами золото-теллуридного типа, ассоциирующими с вулкано-плутоническими комплексами. Выявлена и описана золото-ртутная, золото-селенидно-теллуридная (с селенидами Au-Ag, Ag, Hg, Pb и теллуридами Ag и Hg), иодидная, хлоридная и бромидная минерализация на Хаак-Саирском месторождении и золото-теллуридная (с селенидами и селенотеллуридами Ag и Bi) на Улуг-Саирском. Золото-теллуридный тип АМЗУ является новым для Тувы и Алтае-Саянской складчатой области (АССО). На Хаак-Саирском месторождении выявлено > 30-ти, а на Улуг-Саирском – > 12-ти ранее не описанных здесь минералов, а также несколько минеральных разновидностей. Установлено, что минеральный состав руд этих месторождений в значительной мере обусловлен фацией глубинности и составом рудовмещающих толщ. В работе приведён значительный объём новых данных о редких минералах — селенидах, селенотеллуридах, иодидах, I-содержащих разновидностях в ряду хлораргирит–бромаргирит. Все перечисленные данные автором получены впервые.

Практическая значимость. Полученные результаты и установленные закономерности размещения золотого оруденения могут полезны при постановке поисково-оценочных работ на изученных месторождениях и позволяют с новых позиций подойти к прогнозу промышленных объектов не только в пределах АМЗУ, но и в других известных золотоносных районах Тувы.

Структура и объём работы. Диссертация состоит из введения, 6-ти глав, заключения и списка литературы из 278 наименований, изложена на 152-х страницах, включая 69 рисунков и 22 таблицы.

Во *введении* определены цели и задачи исследования, сформулированы защищаемые положения. *Первая глава* включает общие сведения по геологии и металлогении АМЗУ. Во *второй главе* показано положение Хаак-Саирского и Улуг-Саирского месторождений в региональных структурах. В *третьей главе* охарактеризованы минеральные ассоциации руд и последовательность минералообразования изученных месторождений. *Четвёртая глава* посвящена изучению типоморфных особенностей самородного золота, *пятая* — физико-химических параметров рудообразования рассматриваемых месторождений, *шестая* — формационной принадлежности изученных объектов. В *заключении* приведены основные результаты и выводы.

Благодарности. Глубокую благодарность я выражаю научному руководителю докт. геол.-мин. наук В.И. Лебедеву за всестороннюю помощь при подготовке диссертации; своим учителям — докт. геол.-мин. наук В.В. Зайкову, проф. МГУ, докт. геол.-мин. наук Э.М. Спиридонову, канд. геол.-мин. наук А.А. Монгушу; коллегам — Е.К. Дружковой, А.М. Сугораковой, И.Ю. Мелекесцевой, Н.Н. Анкушевой, Л.И. Петровой, Л.К. Горшковой, Ч.К. Ойдуп, С.Г. Прудникову, Д.П. Горбунову, В.А. Котлярову, Н.С. Карманову, А.В. Травину, С.В. Палесскому, В.И. Забелину, Л.В. Агафонову, Ф.П. Леснову, Н.Б. Кононенко — за помощь в исследованиях и обсуждении результатов. Особую благодарность я хочу выразить докт. геол.-мин. наук А.С. Борисенко за ценные замечания и предложения.

Исследования проводились в рамках тематики НИР ТувИКОПР СО РАН при финансовой поддержке гранта Председателя Правительства Республики Тыва для молодых учёных (2008–2009 гг.), грантов РФФИ (№№ 10–05–10023–к, 11–05–10018–к, 11–05–00187–а, 13–05–98035–р_сибирь_a) и интеграционных проектов СО РАН (№№ 23–2, 37).

ГЛАВА I. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ АМЗУ

1.1. История геологической изученности АМЗУ

Первые сведения о геологическом строении бассейна р. Хемчик имеются в работах экспедиции АН СССР (И.П. Рачковский, 1926–1929 гг.). Результаты этих исследований приведены в монографии «Основные черты геологии Тувы» (Лебедева, 1938). С 1932 г. в бассейне среднего течения р. Хемчик работали геологи экспедиции Союзасбеста П.М. Татаринев, В.А. Кузнецов и другие. Была составлена геологическая карта масштаба 1:250 000 на изучаемую территорию. В 1952 г. в бассейне р. Ак-Суг В.Е. Кудрявцевым впервые осуществлены специализированные поиски и геологосъёмочные работы масштаба 1:200 000. Одновременно с В.Е. Кудрявцевым на междуречье р. Алаш–Ак-Суг проводят поисковые работы Г.М. Владимирский и Г.Н. Лукашев (1953ф). Геологами 21 партии Дальней экспедиции ВСЕГЕИ В.М. Бондаревым, Г.М. Владимирским 1953 году выявлено Хаак-Саирское месторождение и к нему были отнесены золотоносные жилы на площади 2 x 8 км. В дальнейшем, в 1956–1960 гг. геологами ВСЕГЕИ под руководством Г.М. Владимирского (1957ф) и Г.П. Александрова (1957ф) проводятся геологические исследования в бассейне левых притоков р. Хемчик. В 1959 г. А.И. Титовым и др. (1960ф) проводятся специализированные поиски в бассейне р. Ак-Суг и левобережье р. Хемчик. Описано большое количество различных рудопроявлений, обобщены все материалы по полезным ископаемым. В 1955–1959 гг. на территории листа М–46–VII поисково-съёмочные работы масштаба 1:50 000 и 1:100 000 производились различными партиями Горной экспедиции под руководством В.В. Попова, А.Б. Исакова и др. (1959ф); В.В. Попова, А.И. Игошина, В.А. Габеева и др. (1961ф). Таким образом, к 1961 году площадь листа М–46–VII была полностью охвачена поисково-съёмочными работами масштабов 1:200 000, 1:100 000 и частично 1:50 000 и 1:25 000, которые сопровождалась шлиховым, а в последние годы металлометрическим опробованием. В 1960–1962 гг. на листе М–46–I Красноярской геологосъёмочной экспедицией проведены геологосъёмочные работы масштаба 1:200 000 (Кокодзеев и др., 1966ф). В результате всех вышеописанных работ были составлены геологические карты и карты полезных ископаемых масштаба 1:200 000. Установлены общие закономерности распространения профилирующих полезных ископаемых.

В междуречье Ак-Суг–Хемчик в пределах листов М–46–26 и М–46–14–В, Г работами Нижне-Алашской геологосъёмочной партией 1963–1965 гг. произведена геологическая съёмка масштаба 1:50 000 (Зайков и др., 1966ф): детально закартированы

отложения свит, выявлены проявления Au (Улуг-Саирское, Дуушкуннугское, Арысканское и > 10 рудопроявлений), полиметаллов (Подарок), Be, Cu, Ni–Co, составлены планы участков рудопроявлений, выделена и оценена центральная и восточная часть АМЗУ (Алдан-Маадырская золоторудная зона). В этих работах приняли участие Зайков В.В., Кулуков С.С., Онуфриева (Зайкова) Е.В. и др.

В 1967–1968 гг. Западной партией (Безруков и др., 1969ф) на участках АМЗУ, перспективных на полиметаллы и Au, проведены детальные поиски масштаба 1:25 000–50 000. Выделены и описаны поля кварцевых жил, Дуушкуннугское рудопроявление оценено как перспективное, Арысканскому и Чедыханскому рудопроявлениям дана отрицательная оценка. В 1974–76 гг. Шапшальской партией Тувинской геологоразведочной экспедиции (ТГРЭ) в Центральной и Западной Туве, в том числе на Хаак-Саирском месторождении, были проведены поисково-ревизионные работы на Со, включающие геофизические работы (магниторазведка, электроразведка), литогеохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния, проходку канав и скважин колонкового бурения до 15 метров. В состав исследуемых элементов литогеохимических, бороздовых и керновых проб Au не входило. Выделены и оконтурены поля и зоны гидротермально-метасоматически изменённых пород (Подкаменный, 1976). В это же время (1975–1977 гг.) Томским политехническим институтом по договору с ТГРЭ на площади АМЗУ были проведены ревизионно-оценочные работы на Au (Васильев и др., 1977ф) включающие геологические маршруты, штучное и точечное опробование. Восточная часть Хаак-Саирского месторождения Б.Д. Васильевым и др. (1977ф) была выделена в отдельное рудопроявление Сарыг-Даш. Подробно описана минералогия руд рудопроявлений и месторождений АМЗУ, выделены стадии метасоматоза, дана положительная оценка золотоносности Хаак-Саирского месторождения и Дуушкуннугского рудопроявления. Методами декрепитации включений изучены температуры образования золото-кварцевых жил месторождений и рудопроявлений АМЗУ. Результаты геологоразведочных и тематических работ обобщены в монографии «Рудные формации Тувы» (Рудные..., 1981). В этих работах приняли участие Васильев Б.Д., Миков А.Д., Дружков В.П., Боярко Г.Ю., Боярко В.С. и Красиков А.И.

В 1976 году В.И. Забелиным и другими (1976ф) при поисках месторождений Со на рудном поле Хаак-Саирского месторождения (Сарыг-Дашском рудном поле) был применен комплекс геофизических методов: магнитная съёмка, электроразведка ЕП и т.д. В 1985 году Саянской аэрогеофизической партией проведена съёмка 1:25000 масштаба в помощь геологической съёмке 1:50 000, уточнены контуры гранитоидных массивов и

вулканитов (S_2-D_{1-2}), выделены субвулканические тела гранит-порфиров и диорит-порфиров и глубокозалегающие гранитоидные массивы. Выделены перспективные площади на Cu-порфировое оруденение (Холяндра, Саранцев, 1985ф).

В 1979 году (Борисенко и др., 1979) термобарогеохимическими методами установлены, что температура гомогенизации кварца золото-кварцевых жил Улуг-Саирского месторождения составляет 360–250°C, давление 0,9–1,0 кбар, Ак-Дагского рудопроявления — 385–270°C, 0,8–1,2 кбар.

С 2009 по 2010 год на площади АМЗУ поисковой партией ОАО «Красноярск-геолсъёмка» проводились государственные поисковые работы на рудное золото (главный геолог Н.Б. Кононенко). В этих работах принимали участие Кононенко Н.Б., Мкрытчян Г.А., Секретарев М.Н, Губин Е.И. и др. На рудных полях наиболее перспективных месторождений (Хаак-Саирского, Улуг-Саирского, Арысканского и Дуушкуннугского) рудного узла произведено литогеохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния по сети 50 x 200 м, получены контрастные вторичные ореолы Au и его спутников. Составлены геолого-поисковые планы детальных участков масштаба 1:25 000 и 1:2000. Сплошным опробованием по четырём пересечениям выделены и определены как наиболее перспективные Улуг-Саирское и Хаак-Саирское (Сарыг-Дашское) рудные поля. По результатам работ они рекомендованы для постановки поисково-оценочных работ. Перспективными также являются аномальные зоны Дуушкуннугского рудопроявления, которые вместе с золотоносными зонами березитов Тожектыгхемской и Чедыханской группы проявлений могут значительно увеличить общий потенциал рудного узла. В рудном поле Дуушкуннугского рудопроявления тоже предложены рекомендации по направлению дальнейших поисковых работ с проходкой линий канав с бурением. Прогнозные ресурсы Au всего рудного узла по категории P_3 оценены в количестве 80 т (Кононенко и др., 2012ф).

В это же время с 2008 года в пределах данного золоторудного узла после длительного перерыва возобновились тематические исследования по инициативе В.В. Зайкова, который в 1963–1966 гг. в качестве старшего геолога проводил геологическую съёмку масштаба 1:50 000 на данной площади и является первооткрывателем Улуг-Саирского месторождения. В данных исследованиях участвовали Кужугет Р.В., Монгуш А.А., Зайков В.В., Мелекецева И.Ю., Анкушева Н.Н. В данной работе отражены основные результаты исследований автора за 2008–2014 гг.

1.2. Геологическое строение АМЗУ

Геодинамическая позиция. АМЗУ приурочен к области сочленения каледонид Центрально-Саянской зоны (метатурбидиты), Хемчикско-Куртушибинской преддуговой зоны (офиолиты и олистостромы V_2 – E_1 фундамента, карбонатно-терригенные отложения E_2 – S чехла) и герцинид Центрально-Тувинской зоны (магматические, вулканогенно-осадочные и осадочные образования Тувинского рифтогенного прогиба) (рис. 1.1.).

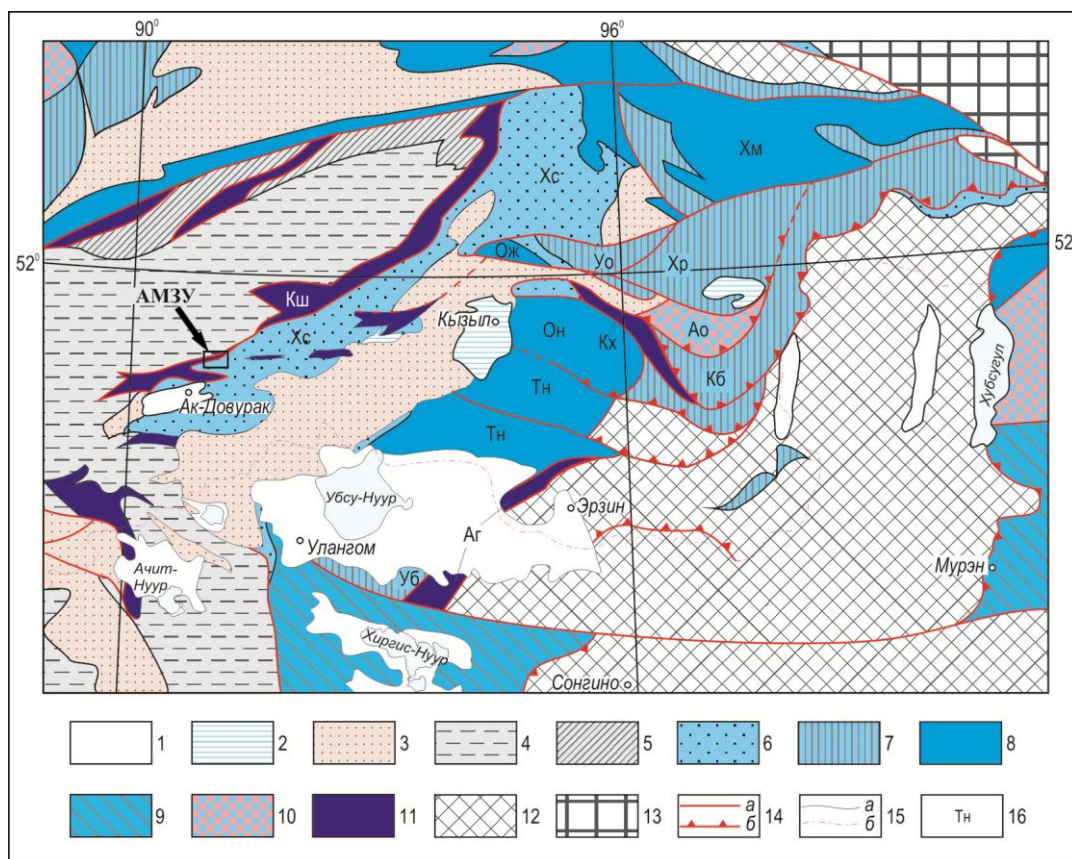


Рис. 1.1. Геодинамическая схема Тувы и Западного Саяна, составленная А.А. Монгушем (Монгуш и др., 2011) на основе данных (Берзин, Кунгурцев, 1996; Verzin, 1999; Симонов и др., 2003) и положение АМЗУ (прямоугольник)

1–2 — наложенные ассоциации: 1 — рыхлые отложения кайнозойских впадин; 2 — терригенные отложения юрских мульд; 3 — магматические и осадочные ассоциации девонских рифтогенных прогибов; 4 — кембрий-силурийские турбидиты континентальной окраины; 5 — преимущественно турбидитовые аккреционные призмы; 6–10 — структурно-вещественные комплексы V_2 – E_1 системы островная дуга – задуговый бассейн: 6 — преддуговые терригенные; 7 — задуговые вулканогенные и терригенно-вулканогенные; 8 — островодужные осадочно-вулканогенные и вулканоплутонические; 9 — нерасчленённые островодужные; 10 — пред- и задуговые офиолитовые аллохтоны, хаотические комплексы; 11 — метаморфические комплексы; 12 — докембрийские микроконтиненты; 13 — Сибирский кратон; 14 — главные постаккреционные разломы (а), надвиги (б); 15 — границы: а — структурных зон, б — государственная; 16 — названия подзон, в т.ч.: Хемчикско-Куртушибинской преддуговой структурно-формационной зоны (СФЗ): Кш — Куртушибинская и Х-С — Хемчикско-Сыстыгхемская, Таннуольско-Хамсаринской островодужной СФЗ: Та — Таннуольская, Он — Ондумская и Хс — Хамсаринская; Восточно-Тувинской задуговой СФЗ: Аг — Агардагская, Кх — Каахемская, Уо — Улугойская,

Хр — Харальская, Кб — Карабельдырская, Уб — Убсунурская; Ао — Агойский метаморфический террейн.

Рудовмещающими являются ордовикские конгломераты осадочного чехла и апоофиолитокластовые листвениты в антиклинальных выступах фундамента Хемчикско-Сыстыгхемской подзоны Хемчикско-Куртушибинской преддуговой зоны, а также магматические комплексы, связанные с образованием Тувинского рифтогенного прогиба. Золотоносными являются золото-турмалин-кварцевые, золото-сульфидно-кварцевые и золото-карбонатно-кварцевые жилы и жильные зоны в конгломератах, алевролитах и лиственитах, а также листвениты и березиты с наложенной золотой минерализацией.

Геологическое строение. АМЗУ находится в Западной Туве на левобережье р. Хемчик, в области сочленения V–Є метатерригенных комплексов Западного Саяна, венд–нижнекембрийских океанических комплексов Западной Тувы, ордовик–силурийской молласы Хемчикско-Сыстыгхемского коллизионного прогиба и девонских комплексов Тувинского рифтогенного прогиба. АМЗУ вытянут с запада на восток на 60 км, с юга на север на 15 км, рудные объекты в основном сосредоточены в субширотной узкой полосе размерами 45 x 5–7 км. Золотое оруденение узла приурочено к зоне Хемчикско-Куртушибинского (Саяно-Тувинского) глубинного регионального разлома.

В геологическом строении узла принимают участие венд–кембрийские, ордовикские, силурийские и девонские отложения (рис. 1.2.). Венд–кембрийские отложения выделены в чингинскую свиту, развиты на севере и представлены сланцами, кремнистыми сланцами, зелёными вулканитами, прослоями кварцитов и песчаников. Мощность не менее 1000 м. Они слагают Глангаринский и Аржанский горсты и тектонические клинья в ядрах Улуг-Саирской и Ак-Дагской антиклиналей. Базальные горизонты ордовикских отложений обрамляют венд–кембрийские выступы и выделены в адырташскую свиту, которая сложена конгломератами, песчаниками с линзами гравелитов. Эти отложения распространены на восточной половине крыльев вышеупомянутых антиклиналей в центральной и восточной части узла. Общая мощность свиты около 1000 м. Наибольшее распространение в районе АМЗУ получили силурийские отложения. Они выделены в чергакскую свиту и представлены зеленоватыми глинистыми сланцами, известняками с редкими прослоями песчаников. Слагают, как правило, синклинальные структуры, погружающиеся в восточном направлении. Мощность свиты свыше 1000 м (Зайков и др., 1966ф; Безруков и др., 1969ф).

Нижне- и среднедевонские породы Тувинского рифтогенного прогиба представлены в основном красноцветными терригенными и вулканогенно-осадочными породами саглинской ($D_{1-2}sg$), кендейской (D_1kn_2) и хондергейской ($S_2-D_1hn_2$) свит.

На современный тектонический облик района оказали разнообразные по времени заложения и ориентировке дизъюнктивные нарушения. Наиболее важными из них являются Саяно-Тувинская и Южно-Саянская зоны глубинных разломов. Для Саяно-Тувинской зоны разломов характерно северо-восточное и субширотное простирание, кулисообразное и параллельное расположение, крутое падение сместителей на юго-восток и неширокая, до 200 м, зона дробления и перетирания пород. Амплитуда вертикальных перемещений от 100 м до 5-ти км. Южно-Саянская зона разломов северо-восточного и субширотного простирания, прослеживается на десятки километров и характеризуется кулисообразным расположением, крутым падением сместителей, широкой зоной рассланцованных и перемятых пород. В зонах глубинных разломов размещены интрузивные тела D_{1-2} , D_3-C_1 возраста.

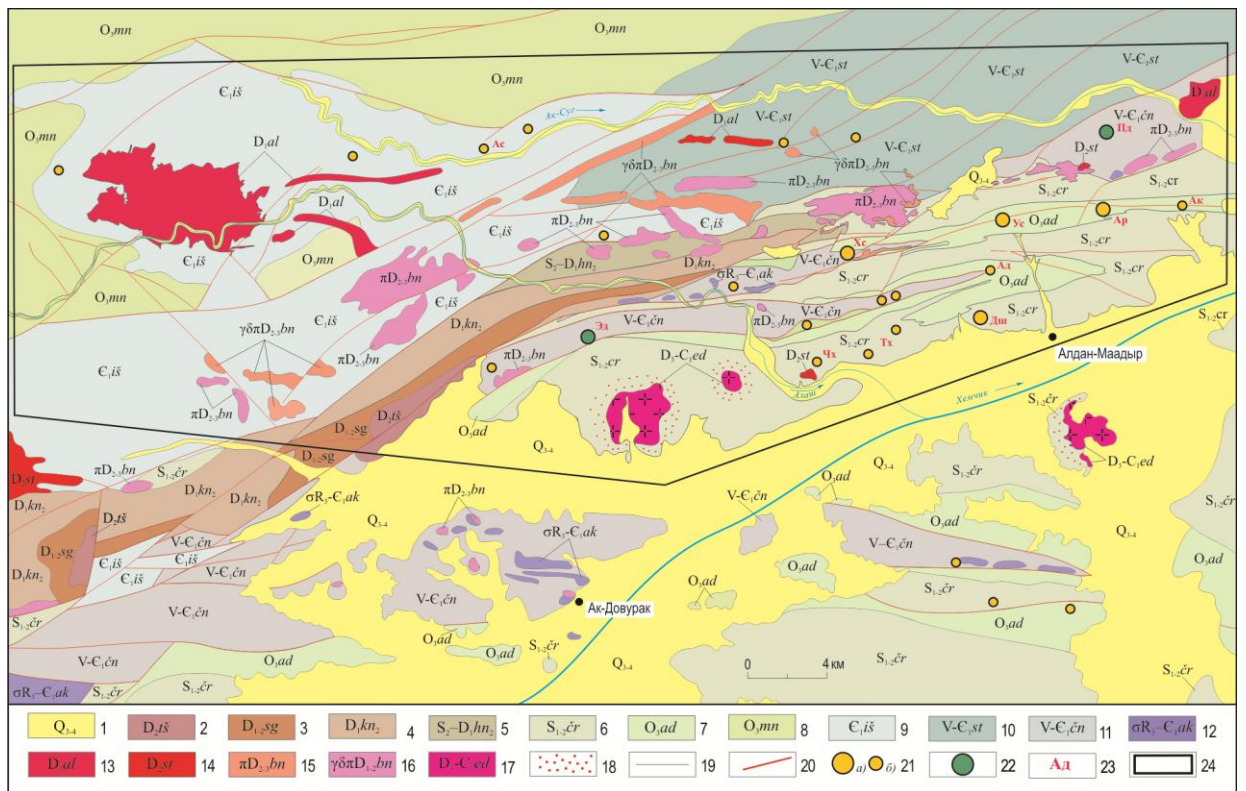


Рис. 1.2. Геологическое строение АМЗУ (по данным Е.В. Зайковой, В.В. Зайкова (1966) и Р.Т. Уссара, Б.Д. Васильева и др., (1973) с добавлениями)

1 — четвертичные отложения (Q_{3-4}); 2–5 — вулканогенные и осадочные породы Тувинского рифтогенного прогиба: 2 — известняки, мергели, песчаники и алевролиты таштыпской свиты (D_{2ts}); 3 — песчаники, алевролиты, гравелиты, красноцветные конгломераты, эффузивы кислого и среднего состава саглинской свиты (D_{1-2sg}); 4 — риолитовые порфиры верхней подсвиты кендейской свиты (D_{1kn_2}); 5 — красноцветные песчаники и алевролиты верхней подсвиты хондергейской свиты ($S_2-D_{1hn_2}$); 6–8 — терригенные отложения чехла Хемчикско-Сыстыгхемского коллизионного прогиба: 6 — серицитово-глинистые и хлоритово-глинистые алевриты чергакской свиты (S_{1-2cr}); 7 — алевролиты, гравелиты, песчаники, конгломераты адырташской свиты (O_{3ad}); 8 — песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты манчурекской свиты (O_{3mn}); 9–10 — метатурбидиты Западного Саяна: 9 — метаморфизованные песчаники и

алевролиты ишкинской свиты (E_{1is}); 10 — серицит-хлорит-кварцевые сланцы, метаморфизованные алевролиты сютхольской свиты ($V-E_{1st}$); 11 — офиолитовые аллохтоны, меланж, олистостромы (эффузивы, туфы, серпентиниты, алевролиты, песчаники и сланцы чингинской свиты, $V-E_{1\check{c}n}$) (антиклинальные выступы фундамента Хемчикско-Сыстыгхемского коллизионного прогиба); 12 — серпентиниты, перидотиты, пироксениты и связанные с ними габброиды и диориты акдовуракского комплекса (σR_3-E_{1ak} , офиолиты фундамента Хемчикско-Куртушибинской преддуговой зоны); 13–14 — интрузивные комплексы, связанные с образованием Тувинского рифтогенного прогиба: 13 — граниты алашского редкометального интрузивного комплекса (D_{1al}); 14 — граниты сютхольского комплекса (D_{2st}); 15 — кварцевые и андезитовые порфиры, риолитовые порфиры II фазы баянкольского комплекса (πD_{2-3bn}); 16 — гранодиорит-, тоналит-порфиры, гранит-порфиры, риолиты I фазы баянкольского комплекса ($\gamma\delta\lambda D_{2-3bn}$); 17 — эдегейский габбро-монцодиорит-сиеногранитовый комплекс, (D_3-C_{1ed}); 18 — роговики; 19 — границы геологические; 20 — разрывные нарушения; 21 — месторождения и рудопроявления (а); мелкие рудопроявления и точки минерализации Au (б); 22 — месторождения и рудопроявления полиметаллов; 23 — названия месторождений (Хс — Хаак-Саирское, Ус — Улуг-Саирское, Эд — Эдегей) и рудопроявлений (Ар — Арысканское, Ак — Ак-Дашское, Ад — Ак-Дагское, Дш — Душкуннугское, Тх — Тожектыгхемское, Чх — Чедиханское, Ас — Ак-Сумоновское, Пд — «Подарок»); 24 — схематический контур АМЗУ.

На площади АМЗУ (Минаков, Александровский, 2005) развиты различные магматические образования, выделенные и изученные в процессе геологосъёмочных работ (Зайков и др., 1966ф). Детального изучения этих образований с использованием современных методов анализа вещества до настоящего времени не проводилось. Как следствие, вопросы возраста, петрогенезиса, геодинамической природы магматических пород и их связи с рудогенезом пока не нашли должного решения.

По результатам геологосъёмочных работ и последующих научно-исследовательских работ в пределах рассматриваемой площади были выделены следующие структурно-вещественные комплексы, включающие в себя магматические породы:

- а) чингинская осадочно-вулканогенная свита, ($V-E_{1\check{c}n}$);
- б) акдовуракский комплекс гипербазитов и габбро, (σR_3-E_{1ak});
- в) алашский редкометальный интрузивный комплекс, (D_{1al});
- г) сютхольский гранит-лейкогранитовый интрузивный комплекс, (D_{2st});
- д) баянкольский комплекс малых интрузий и даек, (D_{2-3bn});
- е) эдегейский габбро-монцодиорит-сиеногранитовый комплекс, (D_3-C_{1ed}).

Необходимо отметить, магматические образования ниже описываются в составе и объёме именно этих, традиционно устоявшихся комплексов, несмотря на то, что по данным геологической карты масштаба 1:1 000 000 третьего поколения, региональная схема магматических и осадочно-вулканогенных образований имеет несколько другой вид (Минаков, Александровский, 2005).

Чингинская свита ($V-C_1\check{c}n$) сложена океаническими ассоциациями (V_2-C_1), в том числе акдовуракским комплексом в виде тектонических пластин и аллохтонных отложений. Данная ассоциация представлена известняками и серпентинитами, почти целиком превращёнными в листвениты, базальтами высокотитанистого типа, габброидами и песчаниками. Эффузивы чингинской свиты слагают тела небольшой мощности с размерами по длинной оси не более первых сотен метров. Они интенсивно изменены, что выражено в хлоритизации, эпидотизации, альбитизации, окварцевании. Породы чингинской свиты часто метасоматически замещены с образованием лиственитов и метасоматических кварцитов.

Петрогеохимические и Nd изотопные данные по базальтам чингинской свиты на участке II Хаак-Саирского месторождения (рис. 1.2.) свидетельствуют о близости их состава к базальтам типа переходного T-MORB связанных, возможно, с внутриплитным океаническим магматизмом (Монгуш и др., 2011а). Петролого-геохимические исследования базальтов на других участках Западной Тувы (Утуг-Хая, Шат) развития чингинской (алтынбулакской) свиты в Западной Туве показывают близость их состава к базальтам типа OIB, E- и T-MORB (Лебедев и др., 2010). Все эффузивы базальтового состава являются составной частью V_2-C_1 базальтового комплекса, сформированного во внутриокеанической геодинамической обстановке (океаническое плато?) (Монгуш и др., 2011б).

Акдовуракский комплекс (σR_3-C_1ak) — встречается в виде небольших аллохтонных массивов и линзообразных тел серпентинитов, перидотитов, пироксенитов, габброидов и диоритов, слагающих вытянутые, согласно с кембрийскими структурами узкие пояса. С экзоконтактовыми зонами тел этого комплекса связаны месторождения и проявления асбеста, никеля, хромита и магнетита. Возраст акдовуракского комплекса определённый по амфиболу из габбро Шатского офиолитового массива Западной Тувы, Ar-Ar методом, составляет $578,1 \pm 5,6$ млн. лет (Монгуш и др., 2011а).

Алашский редкометальный интрузивный комплекс (D_1al) представлен Li-F гранитами с проявлениями Be, Mo, Sn, W, Ta и Nb. Ранее данный комплекс рассматривался в составе сютхольского комплекса (D_2st). Комплекс сложен гранит-порфирами, среднезернистыми гранитами. Для гранитов алашского комплекса характерно широкое развитие постмагматических метасоматических процессов: калишпатизация, альбитизация, грейзенизация и т.д. Интрузивные породы представлены в виде небольших массивов (Алашский, Аксугский и Мунгашакский), штоков и даек. U-Pb абсолютный возраст Li-F гранитов Алашского массива по неопубликованным данным Н.И. Гусева составляет $402,1 \pm 6,7$ млн. лет.

Сютхольский гранит-лейкогранитовый комплекс (D_{2st}) представлен следующими небольшими полнокристаллическими гранитными массивами: Сютхольский, Ишкинский и Чедиханский. По заключениям А.Г. Рублева и А.П. Чухонина (Хомичев и др., 2000) нижний предел (и то с омоложением) образование биотитовых гранитов Сютхольского массива по Rb–Sr возрасту составляет 387 ± 16 млн. лет, что соответствует D_2 .

Для **баянкольского комплекса (D_{2-3bn})** характерно три фазы внедрения, каждая из которых сопровождается дайковой фацией: I фаза — гранит-, гранодиорит-, тоналит-порфиры, риолиты; II фаза — кварцевые и андезитовые порфириты, риолиты; III фаза — дайки диорит-порфиров, диабазов и габбро (Зайков, 1969).

Интрузивные тела I и II фазы имеют извилистые контуры и небольшие размеры (длина до 7,5 км, ширина до 1,5 км). Промышленная золоторудная минерализация АМЗУ парагенетически связана с малыми интрузиями гранодиорит-, тоналит-порфирами и дайками риолитов II и III фазы баянкольского комплекса (D_{2-3}) (Рудные..., 1981). Возраст даек габбро III фазы баянкольского комплекса (D_{2-3}) в сланцах чингинской свиты на участке Тлангара данного узла, Ar–Ar методом по роговой обманке дал устойчивое плато с рассчитанным значением $T = 376,5 \pm 3,4$ млн. лет, что соответствует D_3 (рис. 1.3.).

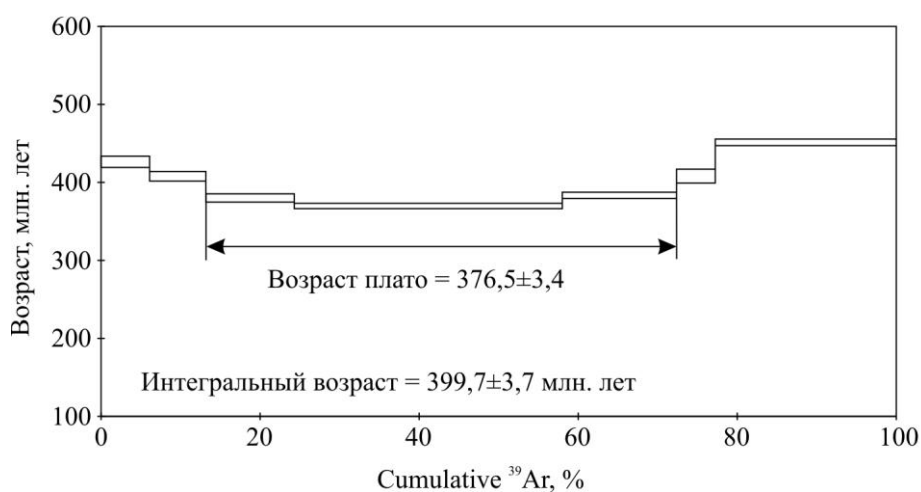


Рис. 1.3. Возраст (Ar–Ar метод) роговой обманки из дайки габбро III фазы баянкольского комплекса (D_{2-3}) на участке Тлангара АМЗУ

Эдегейский габбро-монцодиорит-сиеногранитовый комплекс (D_3-C_{1ed}), как и алашский комплекс (D_{2al}) ранее рассматривался в составе сютхольского комплекса (D_{2st}). Данный комплекс (без названия) как самостоятельный комплекс впервые выделен П.Ф. Ковалёвым (1993ф). К этому комплексу относятся интрузии с широкими ореолами роговиков — от 100 м до 6 км. Для массивов эдегейского комплекса характерно трёхфазное строение, при этом породы отдельных фаз могут быть представлены как в

виде отдельных тел (штоки, дайки и т.п.), так и слагать многофазные массивы. I фаза представлена дайками и небольшими телами габбро и диабазов, II и III фазы — штоко- и лаколитообразными телами диоритов и гранитов, III фаза — штоками и дайками микрогранитов, гранодиоритов, диоритов. Интрузивные массивы комплекса: Западно-Эдегейский, Восточно-Эдегейский и Хорумдагский. Возрастное датирование монцодиорита II фазы Западно-Эдегейского массива с помощью Ar–Ar методом по роговой обманке показало величину $358 \pm 2,4$ млн. лет, что соответствует D_3-C_1 (рис.1.4.).

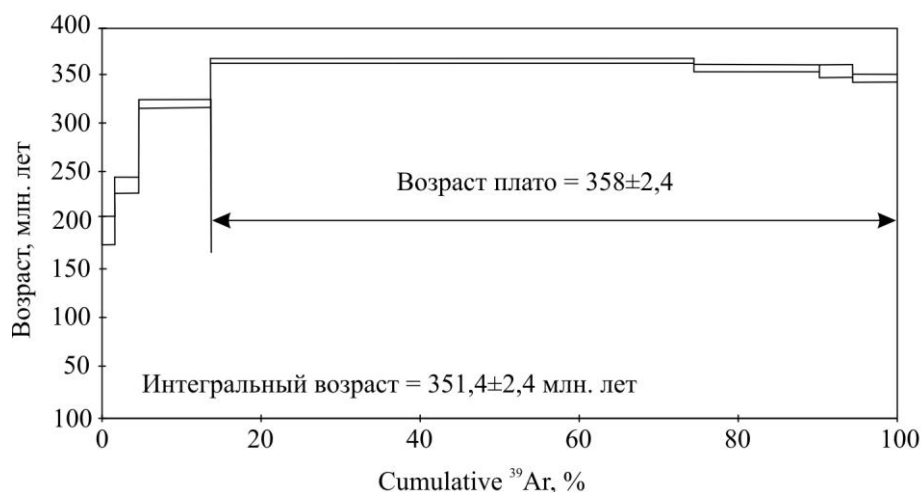


Рис. 1.4. Возраст (Ar–Ar метод) амфибола из монцодиорита II фазы Западно-Эдегейского массива на участке Тлангара АМЗУ

1.3. Закономерности размещения золотого оруденения и особенности геолого-структурного строения АМЗУ

Основными факторами, влияющими на размещение золотого оруденения в пределах узла, являются структурно-тектонический и магматический. Контролируется золотое оруденение АМЗУ зоной разломов Хемчикско-Куртушибинского (Саяно-Тувинского) глубинного регионального разлома, в частности, к диагонально примыкающим к глубинному разлому узким линейным антиклиналям и горстантиклиналям субширотного простирания, осложнёнными разрывными нарушениями того же направления. Последние являются оперяющими Хемчикско-Куртушибинского глубинного разлома. Ядра линейных антиклиналей и горстантиклиналей сложены океаническими офиолитами меланж-олисторомовой ассоциации $V-C_1$ (известняки, серпентиниты, листвениты, базальты высокотитанистого типа, габброиды, песчаники), а крылья структур — ордовикскими конгломератами, алевролитами и песчаниками. Субширотная ориентировка главных складчатых и разрывных структур обусловили линейный характер распределения магматических пород района и золоторудных объектов, что благоприятствовало формированию в пределах золоторудного узла нескольких узких линейных рудоносных

песчаников и кварца верхней подсвиты адырташской свиты (O_3ad_2); 6 — рассланцованные конгломераты, алевролиты, гравелиты и песчаники нижней подсвиты адырташской свиты (O_3ad_1); 7 — серицит-хлорит-кварцевые сланцы, метаморфизованные алевролиты сютхольской свиты ($V-E_1st$, *метатурбидиты Западного Саяна*); 8 — офиолитовые аллохтоны, меланж, олистостромы (эффузивы, туфы, серпентиниты, алевролиты, песчаники и сланцы чингинской свиты ($V-E_1\check{c}n$) (*антиклинальные выступы фундамента Хемчикско-Сыстыгхемского коллизионного прогиба*); 9–10 — *интрузивные комплексы, связанные с образованием Тувинского рифтогенного прогиба*: 9 — габбро, монцодиориты и сиенограниты эдегейского габбро-монцодиорит-сиеногранитового комплекса (D_3-C_1); 10 — граниты сютхольского комплекса (D_2st); 11–13 — баянкольский комплекс (D_{2-3bn}): 11 — дайки микродиоритов III фазы; 12 — π — кварцевые, андезитовые и риолитовые порфиры II фазы; 13 — $\gamma\delta\lambda$ — гранодиорит-, тоналит-порфиры, гранит-порфиры, риолиты I фазы; 14 — серпентиниты, перидотиты, пироксениты и связанные с ними габброиды и диориты акдовурацкого комплекса (σR_3-E_1ak , *офиолиты фундамента Хемчикско-Куртушибинской преддуговой зоны*); 15 — рудные тела: турмалинизированные (а), лиственитизированные (б), березитизированные дайки риолитов II фазы баянкольского комплекса (D_{2-3bn}) (в); березитизированные кварцевые песчаники ордовика; кварцевые жилы (д), предполагаемые рудные тела под конгломератами (е); 16 — границы геологические (а) и фациальных переходов (б); 17 — разрывные нарушения достоверные (а) и предполагаемые (б); 18 — тектонические зоны; 19 — оси складчатых структур: а) — антиклинальных (I — Улуг-Саирской, II–III — Ак-Дагской, IV — Аржанской), б) — синклиналиных; 20 — сбросы (а), взбросы (б); 21 — узкие линейные рудоносные зоны березитизации и лиственитизации с насыщенными кварцево-жильными образованиями с золотой минерализацией (1 — Хаак-Саир-Ак-Дашская, 2 — Тожектыгхем–Дуушкуннугская и 3 — Ак-Дагская); 22 — месторождения и рудопроявления (а); мелкие рудопроявления и точки минерализации Au (б); 23 — хематические контуры золоторудных месторождений (Хс — Хаак-Саирское, Ус — Улуг-Саирское) и рудопроявлений (Ар — Арысканское, Ак — Ак-Дашское, Ад — Ак-Дагское, Дш — Дуушкуннугское, Тх — Тожектыгхемское, Чх — Чедиханское). *На разрезах стрелками показано движение рудоносных флюидов.*

Наиболее рудоносная Хаак-Саир–Ак-Дашская линейная рудоносная зона, которая имеет длину 30 км, ширину 1 км, перспективная на золото часть имеет ширину 100–200 м. Вторая по величине рудоносности Тожектыгхем–Дуушкуннугская рудоносная зона имеет длину 25 км, ширину 0,7 км, перспективная на золото часть имеет ширину 50–200 м, а также Ак-Дагская зона протяженностью 20 км, с шириной 500 м. Наиболее перспективные объекты сосредоточены в ядерных частях узких линейных антиклиналей и горстантиклиней субширотного простирания с секущими их разрывными нарушениями того же направления. Наиболее продуктивные уровни минерализации золота возможны на контакте лиственитов с базальными конгломератами ордовика в ядерных частях антиклиналей и горстантиклиней (эффект экранирования). Выявленные к настоящему времени золото-кварцевые жилы в поле ордовикских и силурийских отложений следует рассматривать как надрудные образования, свойственные для золото-кварцевых месторождений. Типоморфные особенности самородного золота, наличие электрума и ртутистых минералов Au и Ag в рудах АМЗУ указывают на слабо эродированный, в

целом, характер месторождений и рудопроявлений и на благоприятные перспективы продолжения оруденения на значительную глубину (от 300 до 500 м). Геолого-структурные и минералого-геохимические особенности изученных объектов данного золоторудного узла свидетельствуют о возможности выявления в пределах узла перспективных для освоения крупных по запасам месторождений Au.

1.4. Краткая металлогеническая характеристика АМЗУ

Металлогения АМЗУ обусловлена сложной историей развития территории и расположением её в центральной части Хемчикско-Куртушибинской зоны глубинных разломов. В металлогеническом отношении район характеризуется как район с разнотипной и разновозрастной рудной минерализацией, контролирующей либо интрузивными образования, либо тектоническими зонами глубинного заложения. Тектонический (структурный) контроль оруденения является более общим, так как и интрузивные образования и связанное с ними оруденение, как правило, локализируются вдоль сравнительно узких тектонических зон. В пределах рудного узла выявлены проявления различных полезных ископаемых — Mo, W, Co, Ni, Sn, Pb, Zn, Cu, Au, Be и REE.

Главным полезным ископаемым узла является Au. Коренные источники Au представлены малосульфидным золото-кварцевым типом. К ним относятся Улуг-Саирское, Хаак-Саирское месторождения, Душкуннугское, Арысканское, Ак-Дашское, Ак-Дагское, Тожектыгхемское и Чедыханское рудопроявления (см. рис. 1.3.). На объектах АМЗУ буровые работы проводились в малых объёмах (Арфаницкий и др., 1974), поэтому они не получили достоверной оценки ни в отношении коренной, ни в отношении россыпной золотоносности. На площади АМЗУ выявлены золотоносные объекты вулканогенно-гидротермальной медно-колчеданной (Эдегейское месторождение) и колчеданно-полиметаллической (Подарок) формаций. К сожалению, они также не получили достоверной оценки ни на полиметаллы, ни на Au.

Перспективные объекты малосульфидного золото-кварцевого типа. Наиболее крупными из них являются Улуг-Саирское месторождение в конгломератах и Хаак-Саирское месторождение — в листовниках, Арысканское и Душкуннугское рудопроявления, связанные с березитами. Детальное, описание двух первых объектов приведено в главах 2–5 данной диссертационной работы.

Арысканское рудопроявление расположено в восточной части узла на южных склонах горы Арыскан, приурочено к ядерной части Улуг-Саирской антиклинальной

структуры, сложенной рассланцованными ордовикскими алевролитами и песчаниками (см. рис. 1.5., рис. 1.6.).

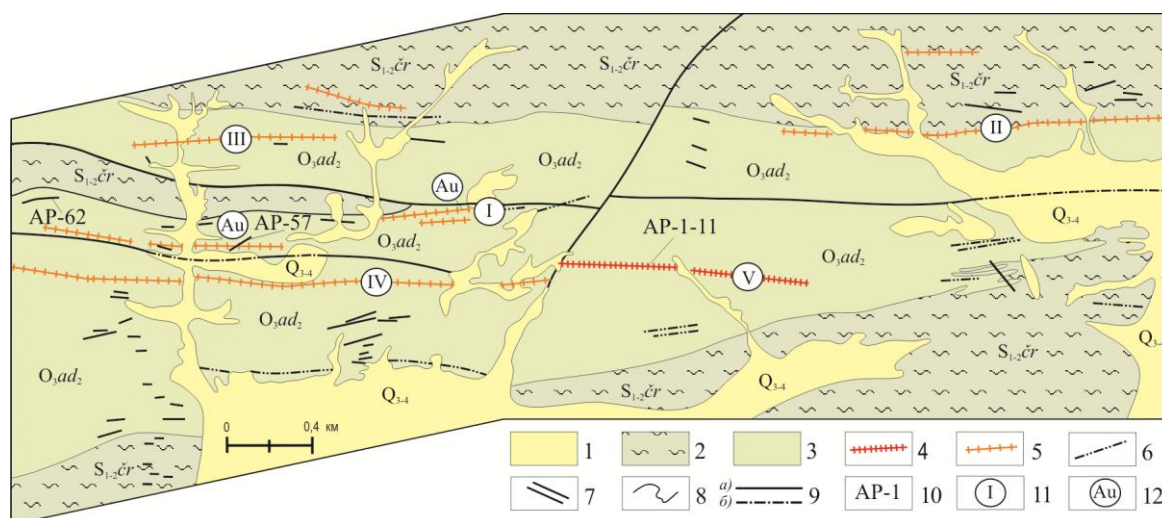


Рис. 1.6. Геологическая карта Арысканского рудопоявления

(по данным В.В. Зайкова и др., (1966) и Б.Д. Васильева и др., (1977) с добавлениями)

1–3 — осадочные отложения: 1 — четвертичные (Q_{3-4}); 2 — алевриты чергакской свиты ($S_{1-2čr}$); 3 — алевролиты, песчаники и конгломераты верхней подсвиты адырташской свиты (O_{3ad_2}); 4 — березитизированные дайки риолитов II фазы баянкольского комплекса (D_{2-3bn}); 5 — березитизированные кварцевые песчаники и алевролиты ордовика; 6 — дайки диорит-порфиров III фазы баянкольского комплекса (D_{2-3bn}); 7 — кварцевые жилы и жильные зоны; 8 — границы геологические; 9 — разрывные нарушения достоверные (a) и предполагаемые (b); 10 — номера проб и образцов и их места отбора; 11 — номера березитизированных зон; 12 — места с видимым золотом.

Оруденение Au ассоциирует с березитами (по кварцевым песчаникам, алевролитам и кислым дайкам), локализовано в лестничных жилах, прожилках кварца, а также кварцевых жилах и зонах окварцевания, секущих березиты и вмещающие породы. Березитизации подверглись кварцевые песчаники и алевролиты верхней подсвиты адырташской свиты (O_3) и линзообразные дайки риолитов (кварцевых-порфиров), которые отнесены к II фазе баянкольского комплекса (D_{2-3}). В процессе поисковых работ было обнаружено 5 зон березитизированных пород субширотного простирания: зоны 1–4 развиваются за счёт осадочных пород; 5 — по дайкам риолитов (кварцевых-порфиров), которые отнесены к II фазе баянкольского комплекса (D_{2-3}) (рис. 1.6.). Тела березитов наблюдаются ближе к вершинам хребтиков, залегая согласно с вмещающими породами. Суммарная мощность березитизированных пород в поперечных сечениях изменяется от 0,5 до 10 м, мощность отдельных тел колеблется, в среднем, от 0,1–1,5 до 2 м. Наибольшие содержания Au (до 31,6 г/т, в среднем, 1–3 г/т) характерны для зоны 1 в южной части рудопоявления вблизи оси антиклинали (Васильев и др., 1977ф). После образования березитов происходило внедрение предрудных даек микродиоритов, диорит-

порфиров, которые отнесены к III фазе баянкольского комплекса (D₂₋₃). Последние пересечены кварцево-жильными образованиями продуктивных стадий. Простираание кварцевых жил и жильных зон в основном восток-северо-восточное, залегание близко вертикальному, мощность жил от десятков см до 1 м, длина — от 15 до 50 м. Жильные зоны представляют собой системы шириной до 5 м и протяжённостью от 10 до 75 м.

В рудах рудопроявления наблюдается три продуктивные ассоциации: 1) золото-сульфидно-кварцевая; 2) золото-пирит-халькопирит-кварцевая и 3) золото-теллуридно-сульфидно-кварцевая.

Ранняя золото-сульфидно-кварцевая ассоциация проявлена наиболее широко, кварцевые жилы и прожилки являются основными концентраторами Au. Из рудных минералов встречаются халькопирит, пирит, галенит и золото. Галенит при окислении в процессе выветривания образует церуссит и PbO (минерал глёт). Золото присутствует в виде мелких выделений в кварце, в ассоциации с галенитом и халькопиритом (рис. 1.7.).

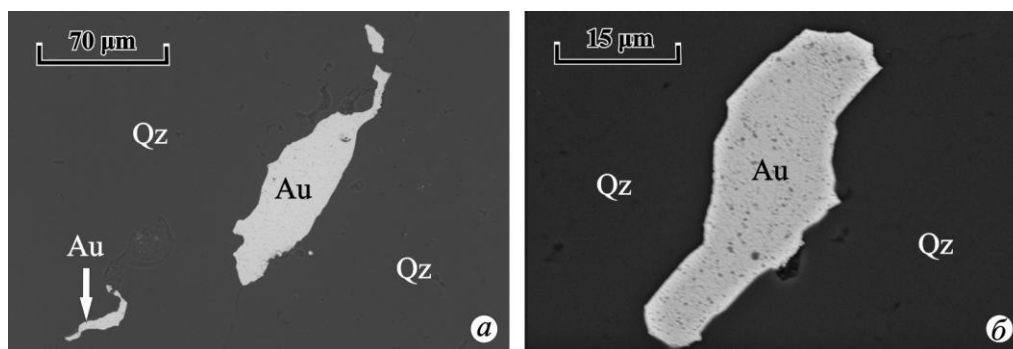


Рис. 1.7. Формы выделения золота (Au) золото-сульфидно-кварцевой ассоциации в кварце (Qz)

Морфология зёрен золота весьма разнообразна, преобладают трещинно-прожилковые, комковидно-ветвистые разновидности. В золото-сульфидно-кварцевой ассоциации содержание Au от центра зёрен к периферии золотин закономерно уменьшается на 2 мас. %, при этом содержание Ag увеличивается. Содержание примеси Ag отмечается до 19,89 мас. %, Cu до 0,28 мас. % и Te до 0,05 мас. %.

Золото-пирит-халькопирит-кварцевая ассоциация развита не так широко, она проявлена в виде кварц-пирит-халькопиритовых жил северо-восточного простираания, мощность до 1 м и длиной до 40 м. Сульфиды жил окислены в виде гётита, в последнем отмечаются редкие реликты сульфидов (пирита и халькопирита) размером до 3 мм. Кварцево-жильные образования данной ассоциации секут березитизированные кварцевые песчаники и алевролиты. Золото данной ассоциации приурочено к кварцу и гётиту. Золото представлено крупными ксеноморфными агрегатами и мелкими (первые десятки мкм)

гипидиоморфными зёрнами и их сростками или тонкими пластинками, чешуйками (несколько мкм толщиной) (рис. 1.8., а–в).

Широкое развитие тонких пластин и чешуек золота в гётите указывает на их более позднее образование чем сульфиды. Некоторые крупные пластинки и чешуйки золотин состоят из отдельных зёрен, скрепленных в полигональные агрегаты (рис. 1.8., в), что хорошо проявляется при травлении золотин с царской водкой (рис. 1.8., г). В золоте данной ассоциации отмечается содержание примеси Ag до 10 мас. %, Cu до 0,40 мас. % (Мелекесцева и др., 2010; Кужугет, Монгуш., 2013).

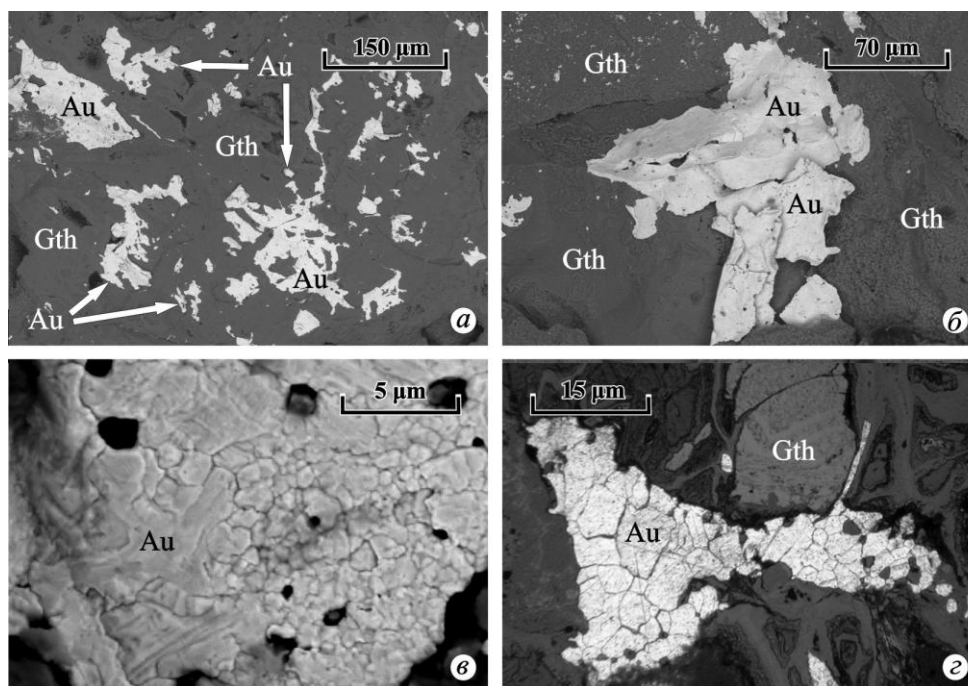


Рис. 1.8. Формы выделения золота (*яркое серое*) золото-пирит-халькопирит-кварцевой ассоциации в гётите (Cth)

Золото-теллуридно-сульфидно-кварцевая ассоциация является наиболее поздней и встречается в виде единичных жил и прожилков, наложенных на кварц-сульфидные жилы предыдущих продуктивных ассоциаций. Жилы и минеральный состав данной ассоциации напоминают жилы Улуг-Саирского месторождения с золото-теллуридной минерализацией. Из рудных минералов преобладает борнит, халькозин и ковеллин. Содержание рудных минералов не превышает 5 %. Золото данной ассоциации отлагалось вместе с борнитом, петцитом, гесситом, алтаитом, Se-содержащим алтаитом, теллуровисмутитом, бухорнитом, Zn-теннантит-тетраэдритом и приурочено к кварцу, гётиту, чеховичиту, представлено многочисленными зёрнами различной морфологии размером до 100 мкм (рис. 1.9.). В золоте данной ассоциации отмечается содержание примеси Ag до 11,39 мас.%. Чеховичит ($\text{Bi}_2\text{Te}_4\text{O}_{11}$) развивается за счёт окисления теллуровисмутита. Небольшие округлые выделения (до 5 мкм) Se-содержащего алтаита

отмечаются в золоте. Для Se-содержащего алтаита характерен следующий состав в мас %: Pb 62,28; Te 36,30; Se 1,11; Au 0,07, формула (из учёта 2 атома) — $Pb_{1,00}(Te_{0,95}Se_{0,05})$.

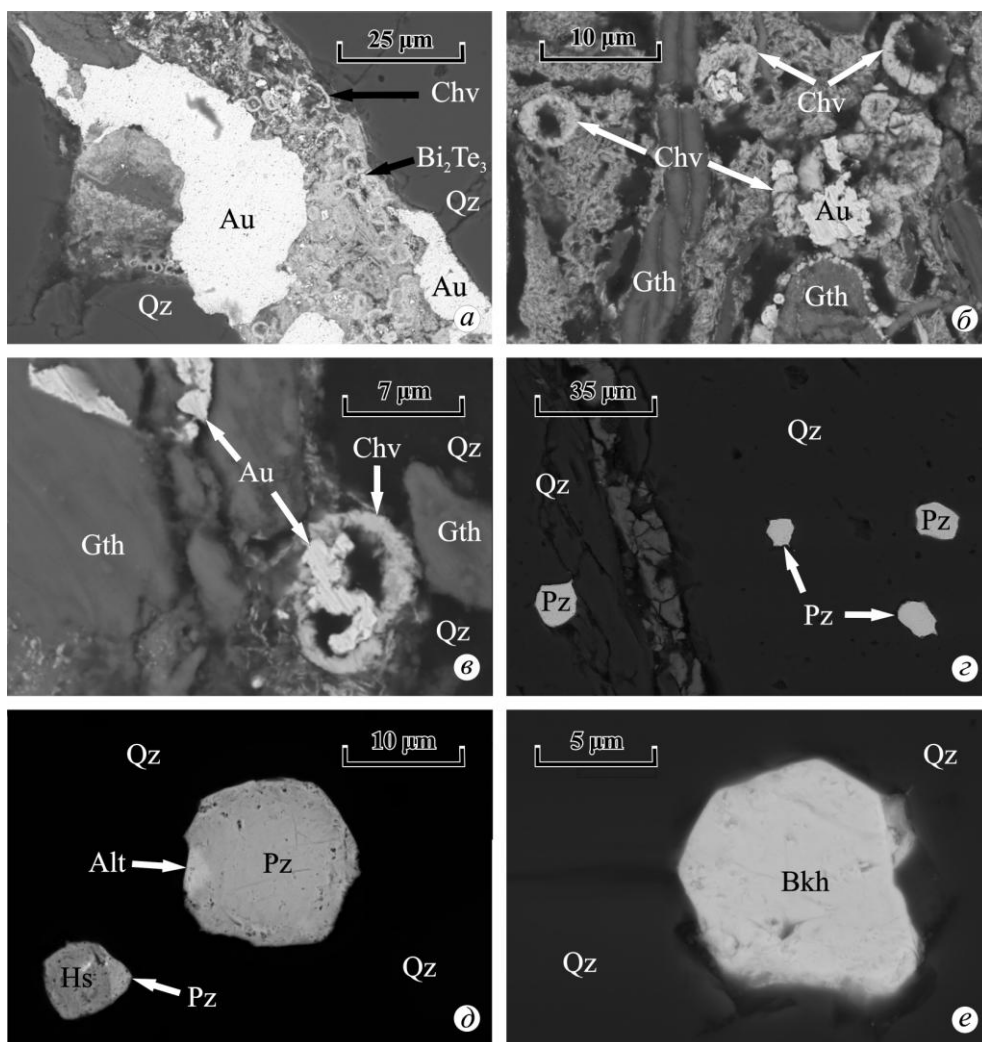


Рис. 1.9. Формы выделения золота (Au), гессита (Hs), петцита (Pz), алтаита (Alt) и букхорнита (Bkh) золото-теллуридно-сульфидно-кварцевой стадии с кварцем (Qz), теллуровисмутитом (Bi_2Te_3), чеховичитом (Chv) и гётитом (Gth)

Петцит и гессит представлены мелкими (5–20 мкм) включениями в кварце. Морфология выделений петцита и гессита разнообразна, но преобладают овальной формы, часто представленные срастаниями петцита и гессита (рис. 1.9.). Гессит содержит в мас. %: Ag — 63,21, Te — 36,67, формула — $Ag_{2,01}Te_{0,99}$. Петцит содержит в мас. %: Ag — 40,99–41,86; Au — 25,53–25,62; Te — 32,31–32,89, здесь и далее формула петцита в расчёте на 6 атомов в формуле — $Ag_{2,98-3,02}Au_{1,01-1,02}Te_{1,97-2,01}$.

Мелкие (5–10 мкм) включения букхорнита $[AuPb_2BiTe_2S_3]$ отмечаются в кварце в ассоциации с теллуридами Au–Ag, Ag и Pb (рис. 1.99, e.). Минерал содержит в мас. %: Au — 15,72–17,85; Pb — 38,01–38,90; Bi — 14,23–15,04; Te — 21,29–22,13; S — 7,76–8,25, формула в расчёте на 9 атомов в формуле — $Au_{0,94-1,06}Pb_{2,16-2,21}Bi_{0,80-0,85}Te_{1,96-2,04}S_{2,90-3,02}$.

По данным (Спиридонова, 2011 и др.) букхорнит является типоморфным минералом вулканогенных гидротермальных месторождений Au и Au–Ag.

Золотины продуктивных ассоциаций Арысканского рудопроявления по химическому составу близки и образуют следующий ряд:

1) высокопробное золото с содержанием Ag до 10 мас. % (Au 89,25–93,75, Ag 6,33–9,85, Cu 0,00–0,40, Hg 0,00–0,02, Te 0,00–0,04);

2) среднепробное золото с содержанием Ag до 20 мас. % (Au 80,72–89,35, Ag 9,96–19,89, Cu 0,00–0,11, Hg 0,00–0,24, Te 0,00–0,05).

Средняя пробность золота Арысканского рудопроявления (из 50 золотин, 110 анализов) составляет 895‰ при вариации от 810 до 935‰. В золотинах рудопроявления отмечается слабая зональность, выраженная в более пониженном содержании Ag на 2–3 мас. % в центральной части золотин, по сравнению с краевыми частями. Золотины характеризуются присутствием Hg до 0,24 мас. %, Te до 0,05 мас. % и Cu до 0,40 мас. % (Кужугет, Монгуш., 2013).

Термобарогеохимическими исследованиями установлено, что формирование жил золото-пирит-халькопирит-кварцевой ассоциации Арысканского рудопроявления происходило в солевой системе NaCl–KCl–H₂O, с концентрациями солей в растворе 3–8 мас. % NaCl-экв. Температуры гомогенизации флюидных включений в кварце жил составляют 250–158°C (Анкушева, Кужугет, 2012). По данным (Борисенко, и др., 1979) формирование жил Улуг-Саирского месторождения происходило при давлении 0,9–1,0 кбар. Если принять, что глубины формирования Арысканского рудопроявления и Улуг-Саирского месторождения близки, то в этом случае поправка к температурам гомогенизации составляют 50°C. Соответственно, истинные температуры формирования кварцевых жил золото-пирит-халькопирит-кварцевой стадии на Арысканском рудопроявлении могли составить 300–208°C.

Температурный интервал формирования золото-теллуридной минерализации, судя по диаграмме стабильности Au–Ag–Te минералов ассоциации петцит–гессит–самородное золото, соответствует 280–128°C, при значениях $\log f(\text{Te}_2) = 10^{-13} - 10^{-10}$ (Бортников и др., 1988).

Душкуннугское рудопроявление расположено в низовьях одноименного лога на левобережье р. Хемчик в южном крыле Ак-Дагской антиклинальной структуры, сложенной серицит-глинистыми сланцами и рассланцованными алевролитами нижнечергакской подсветы силура (см. рис. 1.5., рис. 1.10.).

Оруденение приурочено к березитизированной дайке мощностью в среднем 1,1 м и длиной 5 км, сложенной риолитами (кварцевыми порфирами) II фазы баянкольского

комплекса (D_{2-3}) и секущей силурийские сланцы. Золото-кварцевые лестничные жилы мощностью в раздувах до 30 см, в среднем, 15–20 см пересекают дайку и реже — силурийские алевриты. Кварц в жилах слабокавернозный, полупрозрачный, белый. По данным пробирного анализа бороздовых проб, содержание Au составляет 0,1–37,2 г/т, Ag — 15,4–72,6 г/т. В наиболее продуктивном интервале дайки длиной 950 м, при среднем содержании Au до 4 г/т, прогнозные запасы категории P_2 оценены 2540 кг (Зайков и др., 1966ф; Безруков и др., 1969). По результатам поисково-оценочных работ, на данном объекте поисковой партией ОАО «Красноярскгеолсъёмка» прогнозные ресурсы Au по категории P_3 оценены в 10 т (Кононенко и др., 2012ф).

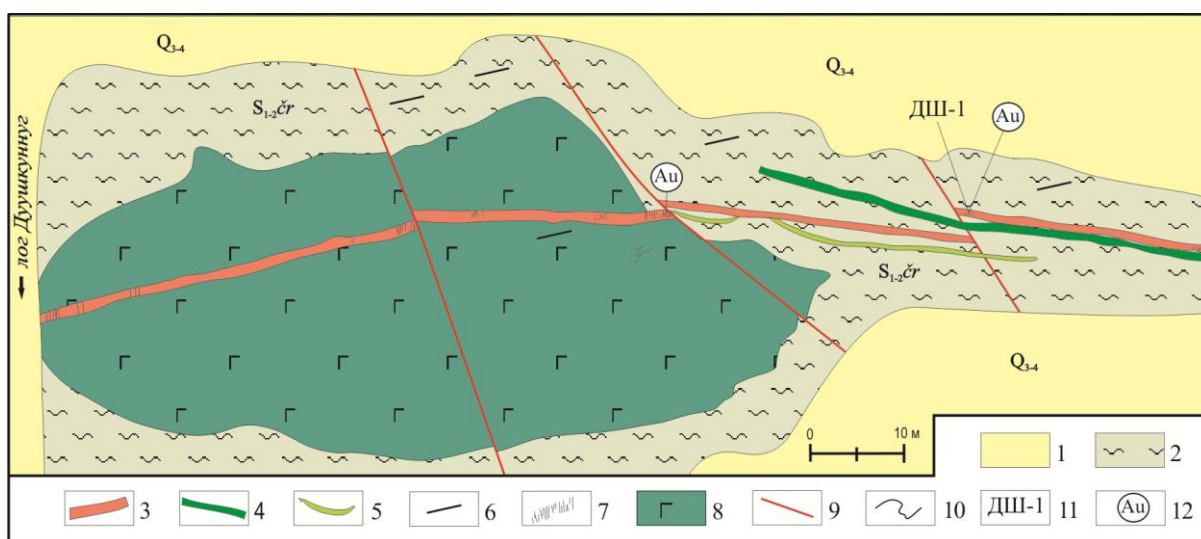


Рис. 1.10. Геологическая карта восточного фланга Душкуннуугского рудопроявления (по данным В.В. Зайкова и др., (1966) и Б.Д. Васильева и др., (1977) с добавлениями)

1–2 — осадочные отложения: 1 — четвертичные (Q_{3-4}); 2 — алевриты чергакской свиты (S_{1-2cr}); 3–5 — баянкольский комплекс (D_{2-3}): 3 — березитизированные дайки риолитов (кварцевых порфиров) II фазы; 4 — дайки габбро-порфиров III фазы; 5 — дайки микрогаббро III фазы; 6 — кварцевые жилы; 7 — жильные зоны; 8 — душкуннуугский габброидный массив V– C_1 комплексов Тувы (возраст роговой обманки определен автором (Монгуш и др., 2011а) Ag–Ag методом из габбро составляет $537,5 \pm 4,9$ млн. лет, что соответствует C_1); 9 — разрывные нарушения; 10 — границы геологические; 11 — номера проб и образцов и их места отбора; 12 — места с видимым золотом.

В Душкуннуугском рудопроявлении наблюдается две минеральные ассоциации с золотом: золото-пирит-кварцевая (1) и золото-сульфидно-кварцевая (2). Золото золото-пирит-кварцевой ассоциации в виде округлых и удлиненных форм встречается в свободной форме в кварце либо приурочено к лимониту развивающемуся по пириту. Пирит сохранился в виде реликтовых зёрен ксеноморфной формы в лимоните. Лимонит представлен кубическими и пентагон-додекаэдрическими формами. Золото золото-сульфидно-кварцевой ассоциации образует тонкие включения размером до 0,9 мм в кварце в ассоциации с хлоритом и чеховичитом ($Bi_2Te_4O_{11}$). Золото образует трещинно-

прожилковые, дендритоидные, комковидно-ветвистые агрегаты и редкие изометричные кристаллы с комбинацией форм куба и октаэдра либо с преобладанием октаэдра (рис. 1.11–1.12.). Поверхность золотин шагреневая и мелко-ямчатая, ямчато-бугорчатая, иногда ровная.

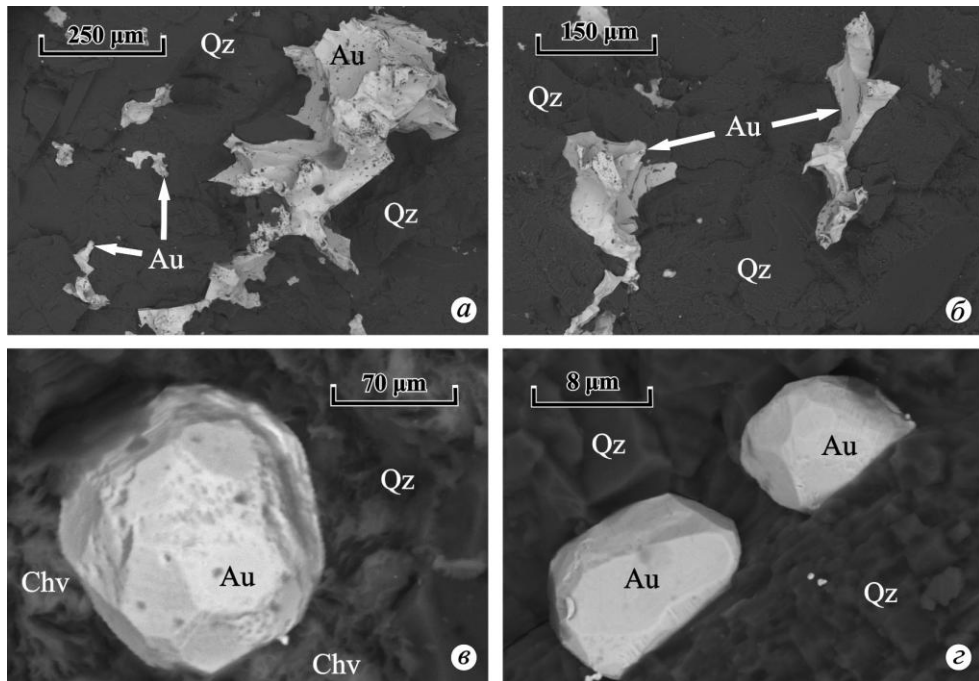


Рис. 1.11. Формы выделения золота (Au) золото-сульфидно-кварцевой ассоциации с кварцем (Qz) и чеховичитом (Chv)

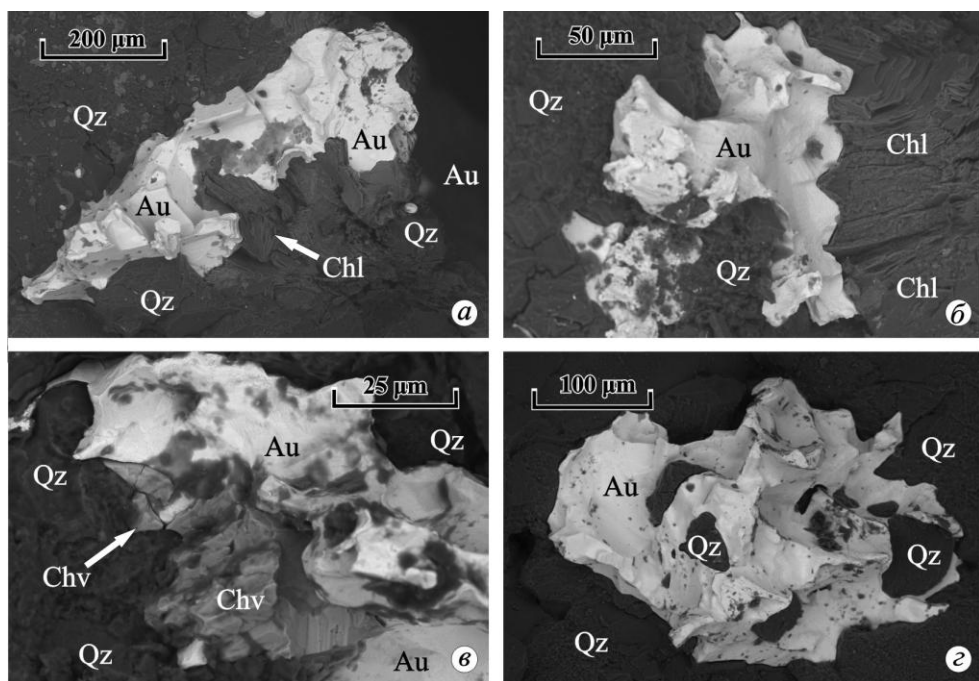


Рис. 1.12. Взаимоотношение золота (Au) золото-сульфидно-кварцевой ассоциации с хлоритом (Chl), чеховичитом (Chv) и кварцем (Qz)

По химическому составу золотины продуктивных ассоциаций близки, образуют следующий ряд:

1) высокопробное золото с содержанием Ag до 10 мас. % (Au 89,22–93,15, Ag 6,94–9,93, Cu 0,00–0,30, Hg 0,00–0,11, Te 0,00–0,04);

2) среднепробное золото с содержанием Ag до 12 мас. % (Au 88,16–89,80, Ag 10,22–11,34, Cu 0,00–0,40, Hg 0,00–0,01, Te 0,00–0,02).

Средняя пробность золота Дуушкуннугского рудопроявления по 16 золотинам ($n=40$) составляет 908 ‰ (при вариации от 885 до 929 ‰) (Мелекесцева и др., 2010; Кужугет, Монгуш., 2013).

Термобарогеохимическими исследованиями установлено, что формирование жил Дуушкуннугского рудопроявления происходило в солевой системе $\text{NaCl-KCl-H}_2\text{O}$, $\text{MgCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ и $\text{FeCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ с концентрациями солей в растворе 4,1–7,5 мас. % NaCl -экв. Температуры гомогенизации флюидных включений в кварце жил составляют 160–110°C, с пиком 155–135°C (Анкушева, Кужугет, 2012). Если принять, что глубины формирования Дуушкуннугского рудопроявления и Улуг-Саирского месторождения близки (~0,9–1,0 кбар.), поправка к температурам гомогенизации кварца жил составляет 50°C. В этом случае истинные температуры формирования кварцевых жил рудопроявления могли достигать 205–185°C.

Зависимость между температурами гомогенизации и солёностью не наблюдается. По значениям солёности кварц Дуушкуннугского рудопроявления сходен с кварцем Арысканского рудопроявления, а также жил второй продуктивной стадии Улуг-Саирского месторождения. По температурам гомогенизации включений, а также сложному составу растворов полученные значения для дуушкуннугского кварца совпадают с таковыми для кварца из жил второй продуктивной ассоциации Улуг-Саирского месторождения. Сложный состав растворов с участием солей Mg и Fe может быть обусловлен влиянием растворов магматического происхождения (Бортников, 2006).

Ак-Дашское рудопроявление расположено непосредственно к востоку от Арысканского рудопроявления и занимает площадь в 3 км кв. Отложения адырташской и чергакской свит прорваны дайками изменённых порфиритов и диабазовых порфиритов, риолитов, отнесенных к II фазе баянкольского комплекса (D_{2-3}). Золотоносными являются кварцевые жилы с блёклой рудой и три березитизированные дайки порфиритов мощностью 1–2 м и длиной 500, 2500 и 5000 м. Данный участок опробован бороздовыми пробами Западной партией. Содержание Au обнаружено до 2 г/т, Ag до 246 г/т (Безруков и др., 1969ф).

Тожектыгхемское рудопроявление расположено к западу от Дуушкуннугского

рудопроявления, включает в себя несколько участков. Золотоносными являются березитизированные, окварцованные дайки риолитов (кварцевых порфиров), отнесённые к II фазе баянкольского комплекса (D_{2-3}), последние прорывают сланцы чергакской свиты силура. В пределах рудопроявления насчитывается около 20 даек кварцевых порфиров мощностью 1–1,5 м и длиной от 50 до 1600 м. Бороздовыми пробами обнаружено содержание Au 0,95 до 1,0 г/т (Зайков и др., 1966ф; Безруков и др., 1969ф).

Чедыханское рудопроявление находится в излучине р. Алаш вблизи Чедыханской гранитной интрузии сютхольского комплекса (D_2), в южной части узла, к западу от Тожектыгского рудопроявления. В данном рудопроявлении золото локализовано в измененных дайках риолитов отнесённых к II фазе баянкольского комплекса (D_{2-3}), которые прорывают отложения чергакской свиты силура. Кроме изменённых даек обнаружены березитизированные породы и осветлённые пиритизированные граниты, отнесённые к сютхольскому комплексу (D_2) с содержаниями Au до 0,3 г/т (Зайков и др., 1966ф; Безруков и др., 1969ф).

Ак-Сумоновское рудопроявление расположено на левом борту долины р. Ак-Суг, в 3 км выше по течению от пос. Арысканныг-Арык. Рудопроявление располагается среди песчано-сланцевых отложений манчурекской свиты ордовика, на северной периферии зоны Хемчикско-Куртушибинского регионального разлома. Оно представляет собой серию кварцевых, кварц-карбонатных жил с флюоритом, ассоциирующих с дайками гранит-, риолит-, кварцевых порфиров, которые отнесены к II фазе баянкольского комплекса (D_{2-3}). Участки сгущения жил с видимой сульфидной минерализацией выделены В.Н. Долговой как Ак-Сумон I, II, III и IV. Жилы имеют преимущественно северо-восточное простирание. Длина жил до 400 м, мощность до 2,5 м, средняя мощность 15–20 см. Кроме кварца, в жилах наблюдаются участки кварц-кальцитового, кварц-флюоритового, кварц-флюорит-баритового и флюоритового состава. Распределение рудных минералов крайне неравномерно. Из рудных минералов встречаются пирит, халькопирит, борнит, блёклые руды, сфалерит, галенит, арсенопирит, шеелит, золото и различные гипергенные минералы. Сульфидная минерализация отмечается в субширотных частично серицитизированных, окварцованных дайках гранит-порфиров, которые отнесены к II фазе баянкольского комплекса (D_{2-3}). Рудная минерализация не выходит за пределы даек. Содержание в рудах Au обнаружено до 2,4 г/т, Ag до 153 г/т (Зайков и др., 1966ф; Уссар, Васильев, 1973ф; Забелин и др., 1976ф; Хомичев и др., 2000).

Ак-Дагское рудопроявление расположено в 1100 м от одноименной горы в южной части исследуемой площади. Представлено жильно-прожилковой системой кварц-карбонатного состава протяжённостью несколько десятков метров с неравномерной

вкрапленностью галенита и блёклых руд. Содержание Au в штучных и сколковых пробах крайне неравномерное и составляет от следов до 9,7 г/т (Зайков и др., 1966ф).

Вулканогенно-гидротермальное медно-колчеданное месторождение Эдегей расположено на правом берегу р. Алаш в 25 км западнее от с. Алдан-Маадыр. Оно открыто в 1967 году геологом В.И. Соловьёвым при производстве крупномасштабной геологической съёмки. Район месторождения сложен осадочно-вулканогенными образованиями чингинской свиты (V–Є₁), представленными алевритами, песчаниками, хлорит-кремнистыми сланцами, рассланцованными эффузивами основного состава и метасоматическими кварцитами. Участок месторождения приурочен к крупной разломной зоне субширотного простирания, состоящей из серии отдельных разломов. В зоне широко развиты рассланцованные, брекчированные и лимонитизированные породы. На участке месторождения в полосе шириной 1,0–1,5 км и длиной около 10 км выявлено 12 колчеданных тел, представляющих на дневной поверхности образованиями зоны окисленного типа "железных шляп". Параметры и контуры отдельных рудных тел достоверно не установлены. Руды окислены до глубины 100 м, из рудных минералов встречается пирит, марказит, пирротин, халькопирит и сфалерит. Содержание Ag в рудах достигает 30 г/т, Au — 1 г/т (Уссар, 1970ф; Зайков, 1976).

Вулканогенно-гидротермальное колчеданно-полиметаллическое рудопроявление Подарок расположено на правом берегу нижнего течения р. Ак-Суг, левого притока р. Хемчик. Данная минерализация обнаружена в 1965 году В.В. Зайковым, выделена как колчеданно-полиметаллическое рудопроявление. Участок рудопроявления расположен в зоне разломов Хемчиско-Куртушибинского глубинного разлома и сложен вулканогенно-осадочными образованиями чингинской свиты (V–Є₁). Руды данного рудопроявления, как и руды Эдегейского месторождения, окислены, рудная минерализация представлена в основном вторичными минералами Zn, Cu, Pb, Fe, и гипогенными минералами — халькопиритом, галенитом. На рудопроявлении известно 7 однотипных рудоносных зон с полосами бурых железняков, наиболее крупными из которых являются три: Овалыг-Саирская, Арысканская и Кош-Терекская.

Овалыг-Саирская зона протягивается на 3 км при ширине 300–500 м. Она включает до 20 тел бурых железняков и лимонитизированных пород. При мощности бурых железняков 1–2 м они прослеживаются строго вдоль контакта на многие сотни метров. Бурые железняки представлены сливными, ноздреватыми, полосчатыми лимонитами с повышенным содержанием Cu (0,23%), Zn (до 0,1%), Mo (0,001%), Ag и Au. Дайки серицитизированы, окварцованы, известняки слабо скарнированы. Убогое сульфидное оруденение вскрыто двумя неглубокими (150–200 м) скважинами.

Арысканская зона (2500 x 300–600 м) размещается в терригенных породах кембрия, на западе "упирается" в одноименную интрузию гранодиорит-порфиров, на востоке примыкает к Арысканскому бороносному участку (скаполит-диопсид-гранатовые скарны с вкрапленностью аксинита). Бурые железняки концентрируются в восточной части зоны (до 20 тел размером 50–350 x 5–10 м). С ними совпадают геохимические ореолы Zn, Pb, As, Mo. В бурых железняках отмечаются реликты первичных сульфидов — халькопирита, пирита, сфалерита, галенита, арсенопирита. Содержание Pb, Zn, As 0,1–0,5 %. Вертикальная скважина до глубины 100 м встретила 7 тел лимонитизированных пород мощностью 2–7 м, содержания полиметаллов в них такие же невысокие, как на поверхности.

Кош-Терекская зона занимает крайнее восточное положение, непосредственно около Аксугского гранитного штока. Она представляет зону дробления 20–50 x 1200 м северо-восточного простирания с крутым падением (80°) на северо-запад, как и другие зоны рудопроявления "Подарок". В ее пределах породы кембрия серицитизированы, окварцованы, карбонатизированы, лимонитизированы и частично скарнированы. Скарнирование нарастает в направлении к Аксугскому штоку. Ряд геохимических ореолов Zn, Pb, Cu, As, Mo совпадает с зоной и ее ответвлениями. Оруденение на поверхности представлено вторичными минералами, галенит и сфалерит отмечаются редко. Содержание Cu по бороздовым пробам 0,18–2,08 %, Zn 0,1–1,75 %, Pb до 0,3 %, Bi до 0,5 %, As до 1 %, отмечается содержание Ag до 10 г/т, Au до 0,6 г/т. По единственной скважине минерализация того же характера прослеживается до глубины 67 м (Уссар, 1970ф; Зайков, 1976; Зайков, 1991).

В отношении возраста медно-колчеданного и колчеданно-полиметаллического оруденения АМЗУ имеются следующие данные. Тела бурых железняков на рудопроявлении "Подарок" секутся дайками гранит-порфиров, которые отнесены к II фазе баянкольского комплекса (D₂₋₃) (Забелин, 1976ф; Хомичев, 2000). Возраст Кызыл-Таштыгского колчеданно-полиметаллического месторождения в Восточной Туве, который связан с туматтайгинским вулканическим комплексом V–С Таннуольско-Хамсаринского (Верхнееннисейского) вулканического пояса U–Pb возрасту по цирконам в лейкодолеритах дали как кембрийский (519–499 млн. лет), так и ордовикский (476 млн. лет) возраст (Гусев и др., 2011).

ГЛАВА 2. КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

2.1. Геологическое строение Хаак-Саирского месторождения

Хаак-Саирское месторождение открыто в 1953 г. геологами 21-й партии Дальней экспедиции ВСЕГЕИ В.М. Бондаревым и Г.М. Владимирским, и к нему отнесены золотоносные жилы на площади 2 x 8 км. Месторождение приурочено к лиственитам в осевой части Аржанской горст-антиклинали, ядро её сложено в основном океаническими офиолитами меланж-олиостромовой ассоциации V–Є₁. На крыльях структуры они тектонически контактируют с ордовикскими конгломератами, песчаниками, алевролитами и силурийскими сланцами, смятыми в линейные изоклинальные складки субширотного простирания (Зайкова, Зайков, 1969) (рис. 2.1.). Длина Аржанской структуры составляет более 9 км при ширине 1–1,5 км. Горст-антиклиналь разделена тектоническими нарушениями субмеридионального простирания на четыре тектонических блока. «Рудный» разлом сбросового типа, с юга ограничивающий Аржанскую горст-антиклинальную структуру, «залечен» малыми интрузиями гранодиорит-, тоналит-порфиров, которые отнесены к I фазе баянкольского комплекса (D₂₋₃) (Зайкова, Зайков, 1969; Рудные..., 1981).

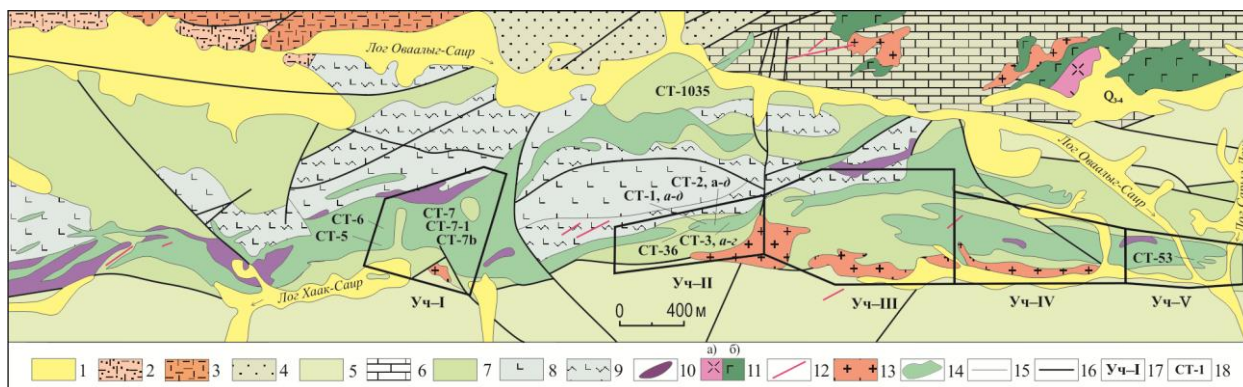


Рис. 2.1. Схематическая геологическая карта Хаак-Саирского месторождения (по данным В.В. Зайкова и др., (1966) и Б.Д. Васильева и др., (1977ф) с добавлениями)

1–7 — осадочные отложения: 1 — четвертичные отложения (Q₃₋₄); 2 — алевролиты, песчаники и гравелиты, эффузивы кислого и среднего состава саглинской свиты (D_{2sg}); 3 — эффузивы, риолитовые порфиры верхней подсвиты кендейской свиты (D_{1kn2}); 4 — красноцветные песчаники и алевролиты верхней подсвиты хондергейской свиты (S_{2-D1hn2}); 5 — алевриты чергакской свиты (S_{1-2čr}); 6 — известняки и линзы алевритов чергакской свиты (S_{1-2čr}); 7 — рассланцованные конгломераты, алевролиты, гравелиты и песчаники нижней подсвиты адырташской свиты (O_{3ad1}); 8–10 — офиолиты фундамента Хемчикско-Куртушибинской преддуговой зоны: 8 — эффузивы, спилиты чингинской свиты (V–Є₁ čn); 9 — рассланцованные эффузивы, спилиты чингинской свиты (V–Є₁ čn); 10 — серпентиниты, перидотиты, пироксениты и связанные с ними габброиды и диориты акдовуракского комплекса (σ R_{3-Є1ak}); 11–13 — интрузивные образования баянкольского комплекса (D_{2-3bn}): 11 — кварцевые и андезитовые порфиры (а), и габброиды III фазы (б); 12 —

дайки микродиоритов, диоритовых порфиритов III фазы; 13 — гранодиорит-, тоналит-порфиры, гранит-порфиры, риолиты I фазы; 14 — листвениты и лиственитизированные породы; 15 — границы геологические; 16 — разрывные нарушения; 17 — участки Хаак-Саирского месторождения и их контуры: Уч-I — участок I, Уч-II — участок II, Уч-III — участок III, Уч-IV — участок IV, Уч-V — участок V; 18 — номера образцов и их места отбора.

Золоторудная минерализация месторождения парагенетически связана с этими малыми интрузиями гранодиорит-, тоналит-порфиридов и предрудными дайками микродиоритов, диорит-порфиридов, которые отнесены к III фазе баянкольского комплекса (D_{2-3}) (Рудные..., 1981). Золотое оруденение Хаак-Саирского месторождения контролируется Аржанской горст-антиклинальной структурой субширотного простирания и секущими её опережающими нарушениями того же направления Хемчикско-Куртушибинского глубинного разлома.

Восточная часть Хаак-Саирского месторождения Б.Д. Васильевым и др. (1977ф) была выделена в отдельное рудопроявление Сарыг-Даш. На Хаак-Саирском месторождении выделяются пять участков развития золото-кварцевых жил среди лиственитов, венд-нижнекембрийских эффузивов и ордовикских конгломератов, алевролитов и песчаников: участок I (Хаак-Саир), участок II (Сарыг-Даш I), участок III (Сарыг-Даш II), участок IV (Сарыг-Даш III) и участок V (Сарыг-Даш IV), далее I, II, III, IV и V (рис. 2.1).

Основную площадь месторождения занимают мусковит-парагонит-кварц-карбонатные (зелёные) и типичные кварц-карбонатные (серые) листвениты, образованные по венд-нижнекембрийским осадочным и магматическим породам. Зелёную окраску лиственитам придает Cr-содержащие (до 0,80 мас. % Cr_2O_3) слюды ряда мусковит-парагонит (Кужугет, 2012). Листвениты слагают вытянутые до 2 км в широтном направлении тела мощностью 0,3–1,5 км, они пространственно приурочены к телам гипербазитов и базальтов чингинской свиты ($V-C_1$), а также развиваются по конгломератам ордовика. Текстура лиственитов полосчатая, массивная, брекчиевидная и пятнистая. Структура неравномернозернистая, криптозернистая, гранобластовая, мелко- и среднезернистая. Распределение золота в лиственитах крайне неравномерно. Золотоносные листвениты содержат рассеянную вкрапленность блёклых руд, галенита, халькопирита, пирита, арсенопирита, герсдорфита и реликты серпентина, магнетита и хромита.

Золоторудная минерализация, прежде всего, сосредоточена в кварцевых жилах, представляющих собой систему параллельных прожилковых зон и жил. Обычно жилы приурочены к центральным частям тел лиственитов. Простирание отдельных жил и жильных зон соответствует общему широтному простиранию линзовидных тел

лиственитов. На месторождении выявлено 26 кварцевых жил и 17 жильных зон (Васильев и др., 1977ф). Длина жил варьируется от 20 до 250 м, мощность — от 0,1 до 8 м. Жильные зоны представляют собой системы шириной 1–10 м и длиной 10–100 м, состоящие из прожилков мощностью до 40 см. Жилы и жильные зоны сложены молочно-белым, светло-зеленоватым или бледно-коричневатым халцедоновидным или тонкозернистым кварцем.

Руды Хаак-Саирского месторождения относятся к малосульфидному типу. Рудная минерализация в жилах вкрапленная, гнездово-вкрапленная и прожилково-вкрапленная с неравномерным распределением. Преобладающие минералы: блёклые руды, халькопирит и галенит. Второстепенными минералами — арсенопирит, самородное золото, электрум и другие минералы. Содержание Au в кварцевых жилах, по данным анализа бороздовых проб варьирует от 0,5 до 67 г/т, Ag — от 8 до 80 г/т (Васильев и др., 1977ф). Содержание Au в руде положительно коррелирует с содержаниями Cu, Sb, As, Pb, Ag, Zn, В, Ва, Мо, W, Bi, Te, Cd и Mg (Кужугет и др., 2011), что подтверждается геохимическими и минералогическими данными. По результатам поисково-оценочных работ поисковой партии ОАО «Красноярскгеолсъёмка», прогнозные ресурсы Au Хаак-Саирского месторождения по категории P₂ оцениваются в 18 т до глубины 200 м при среднем содержании Au 2 г/т (Кононенко др., 2012ф).

2.2. Общая характеристика Улуг-Саирского месторождения

Улуг-Саирское золото-кварцевое месторождение выявлено В.В. Зайковым в 1964 году в процессе крупномасштабной геологической съёмки 1:50 000 масштаба. Месторождение расположено в северо-восточной части АМЗУ и приурочено к осевой части Улуг-Саирской антиклинальной структуры северо-восточного простирания. Данная антиклинальная структура осложнена секущими их разрывными нарушениями той же ориентировки. Ядро антиклинальной складки сложено океаническими офиолитами меланж-олиостромовой ассоциации V–Є₁, обнаженными западнее месторождения, а крылья — ордовикскими конгломератами, алевролитами и песчаниками. Широкое развитие турмалиновой минерализации дает основание предполагать наличие на глубине гранитоидного интрузива мезоабиссальной фации глубинности. Месторождение представляет собой рудное поле с размерами 1 x 4 км, в контурах которого развиты кварц-турмалиновые метасоматиты, березитизированные осадочные породы кремнекислого и среднего состава и различные по размеру, морфологии и типу кварца кварцевые жилы, жильно-прожилковые зоны с золотой минерализацией (рис. 2.2.).

Золоторудная минерализация чаще всего наложена на турмалинититы и кварц-турмалиновые метасоматиты, реже на березиты и березитизированные кварцевые

песчаники, алевролиты верхнеадырташской подсвиты (O_{3ad_2}). Золотоносными являются кварцевые жилы и кварцево-жильные зоны, локализованные в конгломератах и алевролитах, реже в сланцах. Золото-кварцевые жилы, залегающие в конгломератах, имеют наибольшие параметры, более высокие концентрации Au и чаще являются золотоносными, чем жилы, залегающие в алевролитах. Особенно благоприятны сводовые и периклинальные части антиклиналей, где конгломераты перекрываются алевролитами, выполняющими роль экрана.

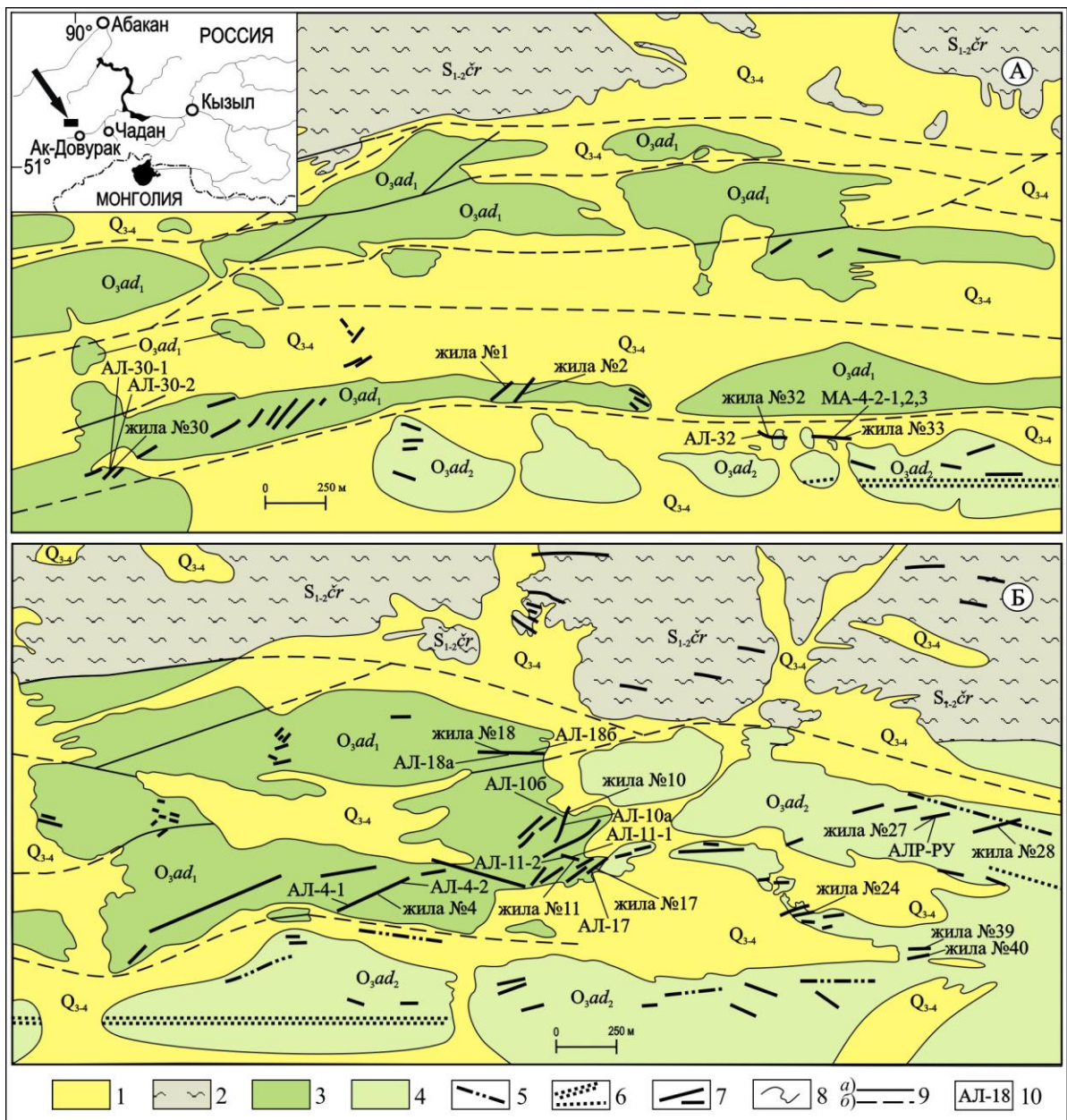


Рис. 2.2. Геологическая карта Улуг-Саирского месторождения (по данным В.В. Зайкова (1966ф) с добавлениями). А — западный фланг, Б — восточный фланг рудного поля.

1-4 — осадочные отложения: 1 — четвертичные (Q_{3-4}); 2 — алевролиты чергакской свиты ($S_{1-2čr}$); 3 — алевролиты, песчаники и конгломераты верхней подсвиты адырташской свиты (O_{3ad_2}); 4 — рассланцованные конгломераты, алевролиты, гравелиты и песчаники нижней подсвиты

адырташской свиты (O_3ad_1); 5 — дайки диорит-порфиров, которые отнесены к III фазе баянкольского комплекса (D_{2-3bn}); 6 — березитизированные алевриты и песчаники; 7 — кварцевые жилы и жильные зоны; 8 — границы геологические; 9 — разрывные нарушения достоверные (*a*) и предполагаемые (*b*); 10 — номера проб и образцов и их места отбора.

Предшественниками на месторождении выявлено 40 кварцевых жил и несколько жильных зон. Простираение жил и прожилковых зон в основном восток-северо-восточное, залегание близко вертикальному, мощность жил от десятков см до 2-х м, длина — от 20 до 200 м. Жильные зоны представляют собой системы шириной до 40 м и протяжённостью от 20 до 120 м (Зайкова, Зайков, 1969). Наличие халькопирита, борнита, турмалина и шеелита в кварцево-жильных образованиях является косвенным признаком их золотоносности.

Содержание Au в кварцевых жилах, установленное при поисковых работах, (пробирных пробах) достигает до 286 г/т (Зайков и др., 1969ф). По результатам поисково-оценочных работ на рудном узле поисковой партией ОАО «Красноярскгеолсъёмка», прогнозные ресурсы Au Улуг-Саирского месторождения вместе с Арысканским рудопроявлением по категории P_2 (при среднем содержании Au 2 г/т до глубины 200 м) оценено — 20 т (Кононенко и др., 2012ф). Концентрация Au в руде положительно коррелирует с содержаниями Cu, Ag, В, W, Sb, As, Te, Bi, Mn, Ba, Pb, Mg, Mo, Sr, Cd и Zn (Кужугет, 2012).

ГЛАВА 3. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

3.1. Хаак-Саирское месторождение

При детальном минералогическом исследовании руд и метасоматитов Хаак-Саирского и Улуг-Саирского золото-кварцевых месторождений в качестве критериев для установления последовательности формирования руд (табл. 3.1. и 3.2.) автором использованы различные онтогенетические признаки (состав, строение, зональность минералов, индукционные поверхности и т.д.), включая пресечение жил и прожилков минеральных агрегатов, залечивание трещин катаклаза в ранних минералах поздними, цементация обломков ранних минералов поздними.

В строении рудных тел Хаак-Саирского месторождения, по данным (Васильев и др., 1977ф; Рудные..., 1981), а также дополнительным исследованиям автора, определены более 50 гипогенных и многочисленных гипергенных минералов. Содержание рудных минералов в кварцевых жилах Хаак-Саирского месторождения не превышает 5 %. Рудные минералы на месторождении представлены главным образом сульфидами и сульфосолями Sb, As и Ag. Основными рудообразующими минералами являются блёклые руды, которые по составу представлены минералами группы теннантит–тетраэдрит и их железистыми и серебристыми разновидностями. Галенит, халькопирит и сфалерит по отношению к блёклым рудам являются более ранними образованиями. Из рудных минералов преобладает Fe-тетраэдрит, галенит, халькопирит, а на участке V — Fe-теннантит–тетраэдрит и халькопирит.

Золотое оруденение является наиболее поздним из многочисленных эпизодов послеинтрузивной гидротермальной деятельности. По данным предшественников (Васильев и др., 1977ф; Рудные..., 1981) и собственным наблюдениям установлено, что формирование Хаак-Саирского месторождения происходило в течение 5-ти этапов, внутри которых автором выделено 10 стадий (рис. 3.1.).

Первый, более ранний высокотемпературный дозолоторудный кварц-турмалиновый этап делится на две стадии: турмалиновую (1) и турмалин-кварцевую (2). На втором этапе происходило образование лиственитов, лиственитизированных пород (1) и кварцевых жил дорудной пирит-кварцевой стадии (2), затем происходило внедрение прерудных даек микродиоритов, диорит-порфиров, которые отнесены к III фазе баянкольского комплекса (D₂₋₃). Третий продуктивный этап делится на три стадии: золото-сульфосольно-сульфидно-кварцевую (1); золото-ртутисто-кварцевую (2) и золото-селенидно-теллуридно-сульфидно-кварцевую (3). Четвёртый постпродуктивный этап делится на три

стадии: турмалин-кварцевую (1) и карбонат-кварцевую (2) и хлорит-гематит-кварцевую (3). Пятым является гипергенный этап.

Таблица 3.1. Схема последовательности минералообразования Хаак-Саирского месторождения

Этапы	I				II				III			IV		V	
Стадии	1	2	1	2	Допродуктивные				Продуктивные			Постпродуктивные		Гипергенный	
Минеральные ассоциации	Допродуктивные				Продуктивные			Постпродуктивные		Гипергенный					
Минералы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10					
Кварц	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█
Турмалин	█	█	█	█					█	█					
Шеелит	█														
Рутил	█														
Хлорит	█		█												
Анкерит			█	█											
Сидерит			█	█											
Доломит			█	█											
Кальцит			█	█											
Слюды*			█	█											
Герсдорфит			█												
Пирит	█		█	█											
Гематит				█											
Галенит															
Сфалерит															
Арсенопирит															
Халькопирит															
Блѐклые руды															
Бурнонит															
Борнит															
Самородное золото															
Электрум															
Си-содержащее золото															
Гессит															
Se-киноварь															
Se-имитерит															
Se-галетин															
Колорадоит															
Селениды															
Au-Ag-Hg**															
Гипергенные***															
Халькозин															
Ковеллин															
Акантит															
Серебро															
Иодиды															
Бромиды															
Хлориды															

Инъекция даек микродиоритов, диорит-порфиров, которые отнесены к III фазе байкальского комплекса (D_{2,3}bn)

Примечание. Толщина линий указывает на относительную степень распространенности минерала.

* Слюды ряда мусковит–парагонит. ** Составы от высокопробного золота до Au-содержащего ртутистого серебра с содержанием Hg до 22 мас. %. *** Гипергенные минералы (штрмейерит, англезит, церуссит, линарит, малахит, азурит, гематит, гётит, ромеит, гидроромеит, трипугиит, триппкеит, конихальцит, брошантит, скородит, атакамит и т.д.).

На **первом этапе** образование высокотемпературных образований кварц-турмалиновой формации проявилось с разной интенсивностью в пределах Хаак-Саирского месторождения. На первой турмалиновой стадии происходило образование турмалинититов, кварц-турмалиновых метасоматитов с рутилом, W-содержащим рутилом, шеелитом и пиритом. Данные метасоматиты мощностью до 1–2 м развиваются по терригенным породам ордовика, чаще всего по кварц-полевошпатовым песчаникам. Игольчато-призматические кристаллы бледно и светло-зелёного турмалина замещают цемент кварц-полевошпатовых песчаников. На второй, турмалин-кварцевой стадии происходило образование кварц-турмалиновых жил и прожилков. Ранняя высокотемпературная кварц-турмалиновая формация (турмалинититы, кварц-турмалиновые метасоматиты и кварц-турмалиновые жилы) на Хаак-Саирском месторождении генетически связана с малыми интрузиями гранодиорит-, тоналит-порфиоров, которые отнесены к I фазе баянкольского комплекса (D₂₋₃).

На **втором этапе** образование лиственитов происходило, прежде всего, по гипербазитам и базальтам с образованием "зелёных" мусковит-парагонит-кварц-карбонатных и "серых" типичных кварц-карбонатных лиственитов. Послемагматические среднетемпературные метасоматиты (листвениты), ранние безрудные кварцевые жилы и дайки микродиоритов, диорит-порфиоров глубинного происхождения являются образованиями второго этапа по В.С. Коптеву-Дворникову (1955).

Третий этап продуктивный. На первой продуктивной золото-сульфосольно-сульфидно-кварцевой стадии, происходило отложение минералов системы Au–Ag от весьма высокопробного золота до электрума с блёклыми рудами, галенитом и халькопиритом. На второй продуктивной золото-ртутисто-кварцевой стадии, происходило отложение минералов системы Au–Ag–Hg. Продуктивная золото-селенидно-теллуридно-сульфидно-кварцевая стадия встречается в виде прожилков в кварцевых жилах №1 и 3 участка II (см. рис. 2.1.), в виде гнездово-вкрапленных и прожилково-вкрапленных выделений, секущих минеральные ассоциации предыдущих стадий. В кварцевых прожилках данной стадии отмечаются полости, сложенные дымчатыми или прозрачными кристаллами горного хрусталя. Мощность кварцевых прожилков достигает до 5 см. Из рудных минералов выявлены золото, Hg-содержащее золото, ртутистое золото, ртутистый электрум, борнит, герсдорфит, Zn-тетраэдрит, Te-содержащий тетраэдрит (Te до

0,57 мас. %, Se-имитерит, Se-киноварь, селениды (Au-Ag, Ag, Hg, Pb), теллуриды (Ag, Hg) и т.д.

Четвертый этап постпродуктивный. Постпродуктивная турмалин-кварцевая стадия характеризуется образованием турмалин-кварцевых прожилков с халькопиритом и пиритом в кварцевых жилах и лиственитах. Тонкозернистый турмалин данной стадии, прежде всего, приурочен к зальбандам прожилков и придает кварцу светло-серый оттенок. Вторая пострудная карбонатно-кварцевая стадия представлена маломощными прожилками (до 0,5 мм) карбонатно-кварцевого состава с доломитом, пересекающими минеральные агрегаты ранних стадий.

Пятый этап характеризуется развитием гипергенных минералов по первичным минералам в кварцевых жилах и лиственитах. Мощность зоны гипергенеза оценивается не менее 50 м. В зоне гипергенеза образуются гидроокислы Fe (гётит и гидрогётит) и различные гипергенные минералы Cu, Sb, As, Ag и Pb, образованные при окислении блёклых руд, галенита и халькопирита. При деструкции блёклых руд с богатым содержанием Ag — Fe-тетраэдрита (Ag до 5 мас. %), Ag-тетраэдрита, аргентотетраэдрита, аргентотеннантит-тетраэдрита, в гипергенных условиях образовались акантит, гипергенное серебро, иодиды (иодаргирит, Br-содержащий (Br до 1,29 мас. %) и Br-, Cl-содержащий иодаргирит (Br до 2,53 мас. %, Cl до 0,54 мас. %), мошелит, минералы ряда маршит-майерсит), разновидности бромаргирита (I-содержащий бромаргирит, I, Cl-содержащий бромаргирит и Cl, I-содержащий бромаргирит) и хлораргирита (Br-содержащий и Br-, I-содержащий).

В целом иодидная минерализация количественно преобладает над бромидной, но в жиле №3 участке II последние преобладают.

Киноварь (без примеси Se), как и нашими предшественниками (Васильев и др., 1977ф), обнаружена только в сульфидизированных лиственитах среди известняков и песчаников чергакской свиты силура. Данная точка наблюдения (№1035) находится за пределами участков месторождения (см. рис. 2.1.).

В образце СТ-1035 выделение киновари различной морфологии встречается в трещинах Fe-тетраэдрита, скородите и азурите. Последние два минерала образовались при окислении Fe-тетраэдрита (рис. 3.1.). Довольно часто киноварь встречается в виде тонких пленок межзерновых пространствах доломита. В Fe-тетраэдрите, в ассоциации с киноварью, наблюдается примесь Ag до 2,43 мас. %, а содержание Hg ниже пределов обнаружения. В данной точке золото не обнаружено.

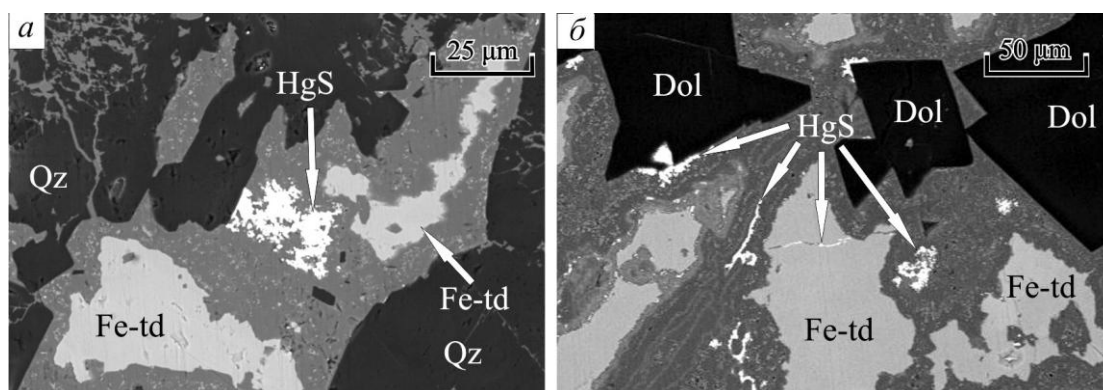


Рис. 3.1. Формы выделения киновари (HgS) в доломите (Dol), Fe-тетраэдрите (Fe-td) и гипергенных минералах Cu, Sb, As и Fe (*серые, тёмно-серые*)

Время формирования ртутной минерализации в данной точке (№ 1035) остается дискуссионным. По данным (Васильева и др., 1977ф) данная ртутная минерализация связана с более поздним ртутным этапом, к которому, в частности, относится Чазадырское месторождение ртути в листовенитах. По данным (Наумов, 2007) возраст Чазадырского месторождения Тувы (по Ag–Ag методу по серициту) составляет $227,1 \pm 16,3$ млн. л., что соответствует T_{1-2} . Соответственно, она гораздо моложе золото-ртутной минерализации Хаак-Саирского месторождения.

В рудах месторождения отмечается несколько минеральных ассоциаций, соответствующих этапам и их стадиям минералообразования. Здесь минералы перечислены по мере их распространенности.

Допродуктивные ассоциации: 1 — турмалинитов, кварц-турмалиновых метасоматитов (кварц, турмалин, хлорит, рутил, W-содержащий рутил, шеелит и пирит); 2 — кварц-турмалиновых жил (кварц, турмалин); 3 — листовенитов, листовенитизированных пород и сопряженных с ними кварцевых и анкерит-кварцевых прожилков (кварц, хлорит, слюды ряда мусковит–парагонит, доломит, анкерит, сидерит, кальцит, герсдорфит, пирит); 4 — кварц-пиритовых жил (кварц, пирит, шеелит).

Продуктивные ассоциации: 5 — золото-сульфосольно-сульфидно-кварцевая (кварц, Fe-теннантит–тетраэдрит, Fe-тетраэдрит, галенит, Zn-тетраэдрит, Ag-тетраэдрит, Fe-теннантит, халькопирит, аргентотетраэдрит, аргентотеннантит–тетраэдрит, борнит, золото, электрум, Cu-содержащее золото, арсенопирит, бурнонит, сфалерит, гессит, акантит, ялпаит); 6 — золото-ртутисто-кварцевая (кварц, золото, ртутистый электрум, ртутистый кюстелит, Hg-содержащее золото, ртутистое золото, Au-содержащее ртутистое серебро); 7 — золото-селенидно-теллуридно-сульфидно-кварцевая (кварц, герсдорфит, борнит, Zn-тетраэдрит, Te-содержащий тетраэдрит, Se-имитерит, Se-киноварь, неограниченные твёрдые растворы минералов ряда галенит-клаусталит, науманнит, S-

науманнит, Те-содержащий науманнит, Нg-содержащий науманнит, тиманнит, фишессерит, Нg-,Cu-содержащий фишессерит, Ag-содержащий тиманнит, золото, ртутистый электрум, ртутистое золото, колорадоит, гессит).

Пострудные ассоциации: 8 — турмалин-кварцевая (кварц, турмалин, халькопирит, пирит); 9 — кварц-карбонатная (кварц, доломит, Fe-доломит) и 10 — хлорит-гематит-кварцевая (кварц, хлорит, гематит).

Гипергенные минералы представлены халькозином, ковеллином, малахитом, азуритом, гематитом, гётитом, гидрогётитом, штрмейеритом, англезитом, церусситом, линаритом, ромеитом, гидроромеитом, трипугиитом, триппкеитом, конихальцитом, брошантитом, скородитом, акантитом, атакамитом, иодидами, I-содержащими минералами ряда хлораргирит–бромаргирит, гипергенными — серебром и золотом.

Седьмая минеральная ассоциация встречается только на участке II в незначительном количестве. Остальные минеральные ассоциации однотипны в пределах всех участков месторождения.

Состав халькопирита, борнита и пирита из руд не отклоняется от стехиометрии. Для арсенопирита характерна примесь Sb до 0,28 мас. %, Ni до 4,80 мас. % (табл. 3.2.).

Таблица 3.2. Состав арсенопирита и герсдорфита из лиственитов и кварцевых жил Хаак-Саирского месторождения

№ п/п	Элементы в мас. %						Сумма	Кристаллохимическая формула
	Fe	Ni	Co	Sb	As	S		
Арсенопирит								
1	34,37	–	–	0,10	45,51	20,00	99,89	Fe _{1,00} As _{0,99} S _{1,01}
2	33,68	–	–	–	46,40	19,86	99,94	Fe _{0,98} As _{1,01} S _{1,01}
3	33,62	–	–	0,27	46,00	20,01	99,90	Fe _{0,98} As _{1,01} S _{1,01}
4	33,66	–	–	0,23	45,82	19,75	99,46	Fe _{0,99} As _{1,00} S _{1,01}
5	33,82	–	–	0,22	46,32	19,69	100,05	Fe _{0,99} As _{1,01} S _{1,00}
6	33,97	–	–	–	45,99	19,94	99,90	Fe _{0,99} As _{1,00} S _{1,01}
7	33,35	0,37	–	–	46,07	20,04	99,83	Fe _{0,97} Ni _{0,01} As _{1,00} S _{1,02}
8	33,53	0,60	–	–	45,62	20,15	99,90	Fe _{0,97} Ni _{0,02} As _{0,99} S _{1,02}
9	34,15	–	–	–	45,91	19,64	99,70	Fe _{1,00} As _{1,00} S _{1,00}
10	28,58	4,80	–	–	46,16	19,61	99,15	Fe _{0,84} Ni _{0,13} As _{1,02} S _{1,01}
Герсдорфит								
11	13,24	19,88	0,99	–	45,15	20,08	99,34	(Ni _{0,54} Co _{0,03} Fe _{0,38}) _{0,98} As _{0,99} S _{1,03}
12	1,23	31,96	–	–	45,51	20,35	99,05	(Ni _{0,90} Fe _{0,04}) _{0,94} As _{1,01} S _{1,05}
13	0,89	33,35	–	–	45,33	19,99	99,56	(Ni _{0,94} Fe _{0,03}) _{0,97} As _{1,00} S _{1,03}
14	0,95	34,50	–	–	43,93	20,01	99,33	(Ni _{0,97} Fe _{0,03}) _{1,00} As _{0,97} S _{1,03}
15	0,75	35,01	–	–	43,96	20,13	99,85	(Ni _{0,98} Fe _{0,02}) _{1,00} As _{0,97} S _{1,03}
16	3,84	22,08	7,02	–	46,78	20,23	99,95	(Ni _{0,62} Co _{0,20} Fe _{0,11}) _{0,93} As _{1,03} S _{1,04}

Примечание. Анализы 1–5, и 11 состав арсенопирита и герсдорфита из золотоносных лиственитов участка II, анализы 6–10 — состав арсенопирита из кварцевой жилы №5 участка I, 12–16 — состав герсдорфита из кварцевой жилы №2 участка II.

Блёклые руды представлены минералами группы теннантит–тетраэдрита, и их железистыми и серебристыми разновидностями. В Fe-тетраэдрите обнаружено Ag до 5 мас. %, в

Ag-тетраэдрите — до 22,76 мас. %, аргентотетраэдрите — до 40,86 мас %, аргентотеннантит–тетраэдрите — до 50 мас. %. Серебристые разности блёклых руд широко развиты в наименее эродированном участке V.

Fe-теннантит редко встречается и наблюдается в кварцевой жиле №1 участка V в ассоциации Fe-теннантит–тетраэдритом, Fe-аргентотеннантит–тетраэдритом, халькопиритом, золотом и галенитом. Средний состав (n=2) Fe-теннантита в мас. %: Cu 42,11, Zn 1,43, Fe 7,54, As 18,59, Sb 0,87, Bi 1,33, S 27,46, формула (здесь и далее формула блёклой руды при расчёте на 29 атомов) — $Cu_{9,92}(Zn_{0,33}Fe_{2,02})_{2,35}(As_{3,71}Sb_{0,11}Bi_{0,10})_{3,92}S_{12,81}$. Арсенопирит и Fe-теннантит ассоциируют только с весьма высокопробным золотом.

Fe-теннантит–тетраэдрит является самым распространенным рудным минералом на участке V. На участке I минерал обнаружен в жиле №5 в ассоциации арсенопиритом, высокопробным золотом и аргентотеннантит–тетраэдритом. Средний состав (n=2) Fe-теннантит–тетраэдрита в мас. %: Cu 37,95, Ag 2,18, Zn 1,29, Fe 6,13, Mn 0,18, Co 0,11, Ni 0,16, As 8,45, Sb 17,68, S 25,72; формула — $(Cu_{9,55}Ag_{0,32})_{9,87}(Zn_{0,32}Fe_{1,75}Mn_{0,05}Ni_{0,04}Co_{0,03})_{2,19}(As_{1,80}Sb_{2,32})_{4,12}S_{12,82}$.

Fe-тетраэдрит является самым распространенным минералом на участках I, II и III. Основное количество золота данного месторождения отлагалось вместе Fe-тетраэдритом. Для последнего характерен следующий состав (n=4) в мас. %: Cu 37,41, Ag 0,43, Zn 1,79, Fe 5,45, Mn 0,26, Ni 0,06, Co 0,08, As 2,88, Sb 26,04, S 25,33, формула — $(Cu_{9,66}Ag_{0,07})_{9,73}(Zn_{0,45}Fe_{1,60}Mn_{0,07}Ni_{0,02}Co_{0,02})_{2,17}(As_{0,63}Sb_{3,51})_{4,14}S_{12,96}$.

Ag-тетраэдрит редок, в основном встречается Fe-тетраэдрит с содержаниями Ag до 5 мас. %. Состав Ag-тетраэдрита в мас. %: Cu 25,65, Ag 22,76, Zn 0,93, Fe 5,14, As 3,80, Sb 19,96, S 21,69, формула — $(Cu_{7,26}Ag_{3,80})_{11,07}(Zn_{0,27}Fe_{1,65})_{1,94}(As_{0,91}Sb_{2,95})_{3,86}S_{12,16}$.

Средний состав *аргентотетраэдрита* в мас. %: Cu 8,37, Ag 40,96, Zn 1,13, Fe 5,06, Mn 0,20, Co 0,04, As 4,12, Sb 18,58, S 20,86, формула — $(Ag_{7,43}Cu_{2,57})_{10,00}(Zn_{0,34}Fe_{1,77}Mn_{0,07})_{2,18}(As_{1,07}Sb_{2,99})_{4,07}S_{12,76}$. Средний состав *аргентотеннантит–тетраэдрита* в мас. %: Cu 5,20, Ag 50,05, Zn 0,99, Fe 3,91, As 6,88, Sb 12,54, S 20,57, формула — $(Ag_{9,17}Cu_{1,15})_{10,00}(Zn_{0,30}Fe_{1,38}Cu^{2+}_{0,47})_{2,15}(As_{1,82}Sb_{2,04})_{3,86}S_{12,68}$.

Для большинства блёклых руд Хаак-Саирского месторождения характерна скрытая плавная зональность, лишь незначительная их часть имеют сложную зональность (рис. 3.2., а). Зональность блёклых руд Хаак-Саирского месторождения обусловлена изоморфным замещением As–Sb, Fe–Zn. По данным (Спиридонов, 1987, Spiridonov et al., 2005; Плотинская и др., 2005; Филимонов, 2009), минералы группы блёклых руд с осцилляционной зональностью характерны для вулканогенных и вулканогенно-плутоногенных месторождений Au (рис. 3.2., б).

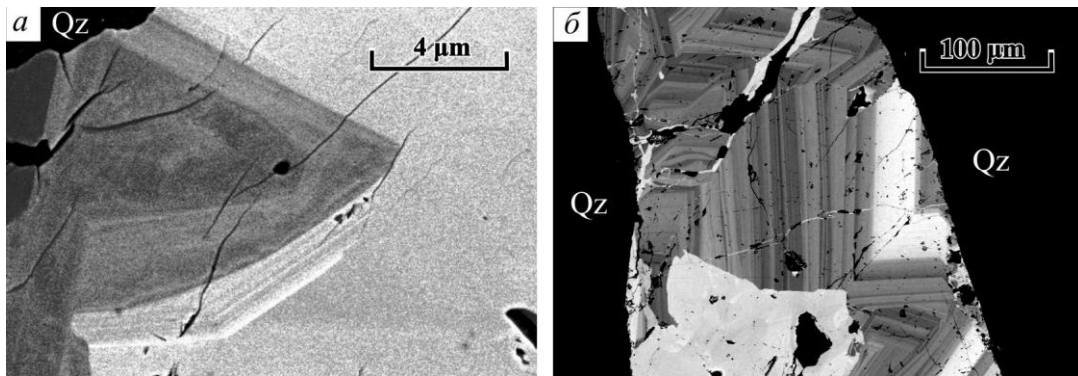


Рис. 3.2. Блёклые руды

(а)— Блёклые руды Хаак-Саирского месторождения. (б)— Кристаллы блёклых руд с осцилляционной зональностью Дарасунского месторождения вулканогенно-плутоногенной березит-лиственитовой золото-сульфидно-кварцевой формации. Светлые зоны — сурьмянистые фазы, серые зоны — мышьяковистые фазы.

По химическому составу турмалины месторождения можно отнести к промежуточным членам ряда дравит–магнезиофойтит, преобладает магнезиофойтитовый компонент (железистость 0,29–1,11 к.ф., хромистость 0,00–0,10 к.ф.). Отмечается содержание Fe^{3+} 0,00–0,08 к.ф., и отношение $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{общ}} = 0,00–0,24$. Fe^{2+} и Fe^{3+} рассчитаны по балансу зарядов. Средний химический состав турмалинов ($n=13$) отвечает формуле (здесь и далее формула турмалина при расчёте на 15 катионов): $(\text{Na}_{0,75}\text{Ca}_{0,03}\text{K}_{0,01}\square_{0,29})_1(\text{Mg}_{1,91}\text{Fe}^{2+}_{0,53}\text{Al}_{0,47}\text{Cr}_{0,05}\text{Ti}_{0,03}\text{Mn}_{0,01})_3\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_4$.

3.2. Улуг-Саирское месторождение

На Улуг-Саирском месторождении на основе собственных наблюдений и с учётом материалов предшественников (Васильев и др., 1977ф; Рудные..., 1981) установлено, что формирование руд происходило тоже в течение 5 этапов, внутри которых выделено 10 стадий.

Первый, более ранний высокотемпературный дозолоторудный кварц-турмалиновый этап делится на две стадии: турмалиновую (1) и турмалин-кварцевую (2). На втором этапе происходило образование березитов, березитизированных пород (1) и кварцевых жил дорудной пирит-кварцевой стадии (2), затем происходило внедрение прорудных даек микродиоритов, диорит-порфиров, которые отнесены к III фазе баянкольского комплекса (D_{2-3}). Третий продуктивный этап делится на три стадии: золото-сульфидно-кварцевую (1), золото-пирит-халькопирит-кварцевую (2) и золото-теллуридно-сульфидно-кварцевую (3). Четвертый постпродуктивный этап делится на три стадии: турмалин-кварцевую (1), карбонатно-кварцевую (2) и хлорит-гематит-кварцевую (3). Пятым является гипергенный этап (табл. 3.2.).

Таблица 3.2. Последовательность минералообразования Улуг-Саирского месторождения

Этапы	I		II		Инъекция даек микродиоритов, диорит-порфиров, которые отнесены к III фазе баянкольского комплекса (D _{3,3} bn)	III			IV			V
Стадии	1	2	1	2		1	2	3	1	2	3	Гипергенный
Минеральные ассоциации	Допродуктивные					Продуктивные			Постпродуктивные			
Минералы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
Кварц	[Thick black bar across all stages]											
Турмалин	[Thin black bar across stages 1, 2, 5, 6, 8, 9]											
Шеелит	[Thin black bar across stages 1, 4, 8]											
Рутил	[Thin black bar across stages 1, 2, 7, 10]											
Хлорит	[Thin black bar across stages 1, 2, 7, 10]											
Апатит	[Thin black bar across stages 1, 2, 7, 10]											
Анкерит	[Thin black bar across stages 3, 4]											
Сидерит	[Thin black bar across stages 3, 4]											
Доломит	[Thin black bar across stages 3, 4]											
Кальцит	[Thin black bar across stages 3, 4]											
Серицит	[Thin black bar across stages 3, 4]											
Пирит	[Thin black bar across stages 3, 4]											
Борнит	[Thin black bar across stages 3, 4]											
Кавацулит	[Thin black bar across stages 3, 4]											
Фишессерит	[Thin black bar across stages 3, 4]											
Se-вольфскит	[Thin black bar across stages 3, 4]											
Виттихенит	[Thin black bar across stages 3, 4]											
Петцит	[Thin black bar across stages 3, 4]											
Гессит	[Thin black bar across stages 3, 4]											
Галенит	[Thin black bar across stages 3, 4]											
Блѣклые руды	[Thin black bar across stages 3, 4]											
Халькопирит	[Thin black bar across stages 3, 4]											
Золото	[Thin black bar across stages 3, 4]											
Электрум	[Thin black bar across stages 3, 4]											
Гематит	[Thin black bar across stages 3, 4]											
Халькозин	[Thin black bar across stages 3, 4]											
Ковеллин	[Thin black bar across stages 3, 4]											
Бисмит	[Thin black bar across stages 3, 4]											
Гѣтит	[Thin black bar across stages 3, 4]											
Гипергенные*	[Thin black bar across stages 3, 4]											

Примечание. Толщина линий указывает на относительную степень распространенности минерала. Гипергенные* — гипергенные минералы (англезит, церуссит, малахит, куприт, самородная медь и другие минералы).

Первый, более ранний, высокотемпературный дозолоторудный кварц-турмалиновый этап, проявился очень интенсивно в пределах всего Улуг-Саирского месторождения. На первой турмалиновой стадии происходило образование турмалинитов, кварц-турмалиновых метасоматитов с рутилом, W-содержащим рутилом, апатитом (фторапатитом), шеелитом и пиритом (рис. 3.3.). Турмалиниты и кварц-турмалиновые метасоматиты представляют собой метасоматические породы (мощностью до 5–7 м) по

конгломератам и алевролитам ордовика, сложенные светло-зеленоватым игольчато-призматическим турмалином, с кварц-турмалиновыми и молочно-белыми кварцевыми прожилками последующих стадий. На второй турмалин-кварцевой стадии происходило образование кварц-турмалиновых жил и прожилков. Ранняя, высокотемпературная кварц-турмалиновая формация (турмалинититы, кварц-турмалиновые метасоматиты и кварц-турмалиновые жилы), как на Хаак-Саирском месторождении генетически связана с предполагаемым на глубине интрузивом тоналит-порфиров девона, аналогичным вскрытому эрозией в рудном поле Хаак-Саирского месторождения, который отнесен к баянкольскому комплексу (D₂₋₃).

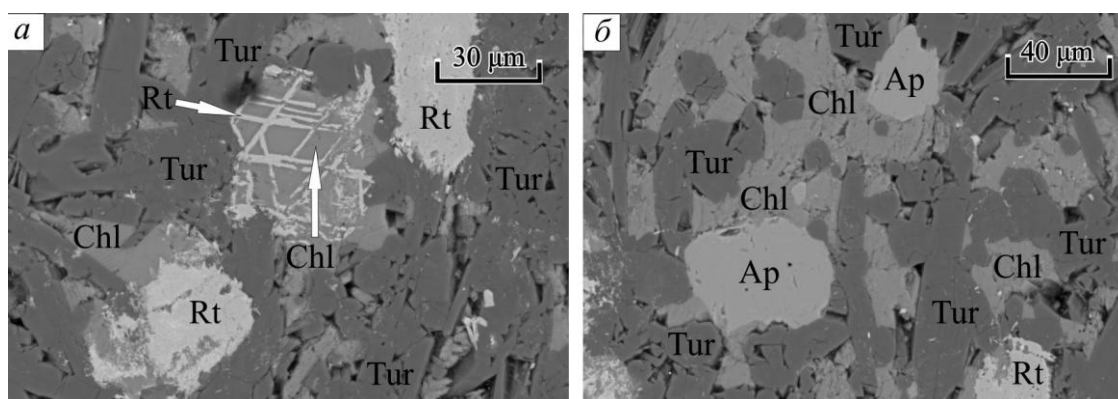


Рис. 3.3. Формы выделения турмалина (Tur), рутила (Rt), хлорита (Chl) и апатита (Ap) в кварц-турмалиновых метасоматитах

Процессы березитизации развиты на восточном и южном флангах месторождения. Березитовая стадия представлена окварцеванием, серицитизацией и пиритизацией кварцевых песчаников и алевролитов ордовика. Тела березитизированных пород наблюдаются ближе к вершинам хребтиков, залегая согласно с вмещающими породами. Суммарная мощность березитизированных пород в поперечных сечениях изменяется от 0,5 до 3 м, мощность отдельных тел колеблется, в среднем, от 0,3–0,5 до 1,5 м. Длина некоторых зон достигает до 1,5 км (см. рис. 2.2.).

Дорудная пирит-кварцевая стадия представлена серией маломощных жил и прожилков, иногда образующих зоны прокварцевания до 3 м. Пирит-кварцевые жилы и прожилки этой стадии секут турмалинититы и березиты.

Золото-сульфидно-кварцевая стадия развита весьма широко и является основной продуктивной стадией на золото. Она слагает большинство рудных тел месторождения и представлена халькопиритом, пиритом, золотом, галенитом, светло-серым сливным кварцем. Содержание сульфидов не превышает 5%. Халькопирит — главный рудный минерал этой стадии, наблюдается почти во всех жилах. Обычно он образует ксеноморфные гнёзда и вкрапленники в кварце. Галенит очень редок. Турмалин

присутствует в кварце золото-сульфидно-кварцевой стадии в виде турмалиновых ксенолитов или отдельных лучистых агрегатов.

Формирование минеральных ассоциаций золото-сульфидно-кварцевой стадии, сопровождалось многоактными деформациями образований предыдущих минеральных ассоциаций, прежде всего турмалиновых метасоматитов, что и привело к их брекчированию.

Золото-пирит-халькопирит-кварцевая стадия пользуется меньшим распространением и проявлена в виде кварц-пирит-халькопиритовых жил мощностью до 70 см и протяженностью 10–15 м. Эта стадия выполняет следующие жилы: №26, 27, 32 и 33. Кварцево-жильные образования золото-пирит-халькопирит-кварцевой стадии (жилы №27) секут минеральные ассоциации золото-сульфидно-кварцевой стадии (жилы №28). Содержание сульфидов также не превышает 5 %. Из сульфидов встречаются пирит, реже халькопирит. Пирит сохранился в виде реликтовых зёрен ксеноморфной формы в лимоните, замещающем кубические и пентагон-додекаэдрические кристаллы пирита.

Продуктивная золото-теллуридно-сульфидно-кварцевая стадия, распространена незначительно. Представлена в виде единичных кварцевых, кварц-сульфидных жил мощностью до 2 м и длиной до 28 м (жила №30, западный фланг, и жилы №11, 39 и 40, восточный фланг). Жильная минерализация этой ассоциации зафиксирована в районе жилы №1, между жилами №24 и 25, где она представлена кварц-сульфидными прожилками с борнитом.

Рудная минерализация золото-теллуридно-сульфидно-кварцевой стадии в жилах вкрапленная, гнездово-вкрапленная и прожилково-вкрапленная с неравномерным распределением. Из рудных минералов преобладает борнит, халькозин и ковеллин. Содержание рудных минералов не превышает 5 %. Для данной стадии характерно исключительное минеральное разнообразие. Золото, петцит, гессит, фишессерит, кавацилит, галенит, Se-содержащий галенит (Se до 0,64 мас. %), Se-волынскит, виттихенит и другие минералы встречаются в виде вкрапленности в борните, халькозине по борниту, реже в кварце. Теннантит встречен в единичных жилах и прожилках в ассоциации с борнитом, гесситом, петцитом, золотом и халькозином. Центр зерна сложен Cu-теннантитом, периферия Fe-теннантитом. Состав Cu-теннантита в мас. %: Cu 44,35, Ag 1,14, Fe 1,88, Hg 1,87, Mn 0,14, Ni 0,26, Co 0,28, As 19,72, Sb 0,16, Te 0,59, S 27,31, Se 0,37, формула — $(\text{Cu}_{9,84}\text{Ag}_{0,16})_{10,00}(\text{Cu}^{2+}_{1,18}\text{Fe}_{0,51}\text{Hg}_{0,13}\text{Mn}_{0,04}\text{Ni}_{0,07}\text{Co}_{0,07})_{1,98}(\text{As}_{3,98}\text{Sb}_{0,02}\text{Te}_{0,07})_{4,07}(\text{S}_{12,89}\text{Se}_{0,07})_{12,95}$. Состав Fe-теннантита в мас. %: Cu 42,72, Ag 1,57, Fe 5,87, Mn 0,34, Hg 0,35, Ni 0,26, Co 0,11, As 19,58, Sb 0,13, Te 0,41, S 27,85, Se 0,21, формула — $(\text{Cu}_{9,78}\text{Ag}_{0,22})_{10,00}(\text{Cu}^{2+}_{0,25}\text{Fe}_{1,57}\text{Mn}_{0,09}\text{Hg}_{0,03}\text{Co}_{0,03}\text{Ni}_{0,06})_{2,03}(\text{As}_{3,90}\text{Sb}_{0,02}\text{Te}_{0,05})_{3,97}(\text{S}_{12,96}\text{Se}_{0,04})_{13,00}$.

Te, Se, Hg-содержащий теннатит содержит в мас. %: Cu 42,18, Ag 1,73, Fe 3,95, Mn 0,24, Hg 2,78, Ni 0,27, Co 0,28, As 19,11, Sb 0,15, Te 1,57, S 26,87, Se 0,68, формула — $(\text{Cu}_{9,75}\text{Ag}_{0,25})_{10,00}(\text{Fe}_{1,08}\text{Cu}^{2+}_{0,42}\text{Hg}_{0,21}\text{Mn}_{0,07}\text{Co}_{0,07}\text{Ni}_{0,07})_{1,92}(\text{As}_{3,91}\text{Sb}_{0,02}\text{Te}_{0,19})_{4,12}(\text{S}_{12,83}\text{Se}_{0,13})_{12,96}$.

Первая пострудная турмалин-кварцевая стадия четвертого этапа широко развита во многих жилах. Необходимость её выделения вызвана тем, что турмалин-кварцевые прожилки мощностью до 5 мм секут пирит-кварцевые и сульфидно-кварцевые прожилки и жилы. Прожилки турмалин-кварцевой стадии данного этапа часто образуют причудливые червеобразные формы, турмалин в них обычно приурочен к зальбандам и макроскопически имеет тёмно-серый цвет. Вторая карбонатно-кварцевая стадия проявлена практически во всех жилах в виде маломощных прожилков карбонат-кварцевого или карбонатного состава мощностью до 10 см. Изучение состава карбонатов данной стадии показало, что наиболее распространены в рудах Улуг-Саирского месторождения минералы ряда доломит–анкерит, а также кальцит. Доломит содержит CaO 26,32–27,45, MgO 13,72–14,68, FeO 14,20–16,45, MnO 0,18–0,20, ZnO 0,01–0,04, SrO 0,04–0,07, и NiO и PbO до 0,01, и его формула $(\text{Ca}_{1,06}\text{Mg}_{0,90}\text{Fe}_{0,04})_2[\text{CO}_3]_2$. Fe-доломит содержит CaO 31,85–32,03, MgO 31,85–32,03, FeO 16,37–16,47, MnO 0,47–0,51, ZnO 0,00–0,02, SrO 0,03, и NiO, PbO и BaO до 0,01, и его состав $(\text{Ca}_{0,86-0,88}\text{Mg}_{0,74-0,78}\text{Fe}_{0,33-0,39}\text{Mn}_{0,01})_2[\text{CO}_3]_2$. В минералах доломит–анкеритового ряда концентрация Fe уменьшается от ранних к поздним, и минералообразование данной стадии завершается кальцитом. Кальцит содержит CaO 52,20–54,86, FeO 0,01–1,31, MgO 0,10–0,74, MnO 0,33–0,17, и следы SrO и BaO до 0,04, ZnO и PbO до 0,03, NiO до 0,01, и его состав $(\text{Ca}_{0,95-0,99}\text{Fe}_{0,01-0,02}\text{Mg}_{0,00-0,02}\text{Mn}_{0,00-0,02})_1\text{CO}_3$.

Третья хлорит-гематит-кварцевая стадия отчетливо накладывается на все предыдущие минеральные ассоциации в виде кварц-хлоритовых, кварц-гематитовых, кварц-хлорит-гематитовых прожилков. Гематит широко развит в жилах №3 и 5, реже в жиле №4. Серый пластинчатый гематит тяготеет к зальбандовым частям данных жил. Минеральные ассоциации этого этапа тяготеют преимущественно к периферическим частям кварцевых жил и представлены прожилками, зонами, гнёздами кварца, карбоната и гематита.

Развитие гипергенных минералов происходит по первичным минералам руд, отмечаются малахит, азурит, лимонит, гётит, ковеллин, халькозин, англезит, церуссит и бисмит. На гипергенном этапе сульфиды рудных жил окислялись, прежде всего, пирит и халькопирит, последний также замещался ковеллином. Борнит частично или полностью замещён халькозином либо ковеллином. В лимоните отмечаются реликты незамещённого пирита и халькопирита. Карбонаты рудных жил в целом мало затронуты окислением, но

отмечаются участки, где доломит активно растворялся и окислялся, особенно хорошо это выражено в жиле №4.

В рудах месторождения отмечается несколько минеральных ассоциаций, соответствующих этапам и их стадиям минералообразования. Здесь минералы тоже перечислены по мере их распространенности.

Допродуктивные ассоциации: 1 — турмалинитов, кварц-турмалиновых метасоматитов (кварц, турмалин, хлорит, апатит (фторапатит), шеелит, пирит, магнетит, рутил, W-содержащий рутил); 2 — турмалин-кварцевых жил (турмалин, кварц); 3 — березитизированных пород (кварц, доломит, серицит, пирит); 4 — кварцевых жил с пиритом (кварц, пирит, альбит, серицит, шеелит).

Продуктивные ассоциации: 5 — золото-сульфидно-кварцевых жил (кварц, халькопирит, пирит, золото, электрум, галенит); 6 — золото-пирит-халькопирит-кварцевых жил (кварц, пирит, халькопирит, золото, электрум); 7 — золото-теллуридно-сульфидно-кварцевых жил (кварц, хлорит, мусковит, борнит, халькопирит, галенит, Se-содержащий галенит, Fe-теннантит, Cu-теннантит, Te-, Se-, Hg-содержащий теннантит, золото, петцит, гессит, Pb-содержащий гессит, Se-содержащий гессит, Pb-, Se-содержащий гессит, фишессерит, кабацулит, Se-волынскит, виттихенит, Pb-, Te-содержащий фишессерит).

Пострудные ассоциации: 8 — турмалин-кварцевых прожилков (турмалин, кварц); 9 — кварц-карбонатных прожилков (кварц, доломит, Fe-доломит, кальцит, турмалин) и 10 — хлорит-гематит-кварцевых прожилков (кварц, хлорит, гематит).

Турмалины Улуг-Саирского месторождения, отнесенные к нескольким генерациям, по химическому составу почти одинаковы. Их средний ($n=16$) химический состав отвечает формуле — $(\text{Na}_{0,52}\square_{0,47}\text{Ca}_{0,01})_{1,00}(\text{Mg}_{1,50}\text{Fe}^{2+}_{0,96}\text{Al}_{0,51}\text{Ti}_{0,03})_{3,00}[\text{Al}_6\text{Si}_{5,93}\text{Al}_{0,07}\text{O}_{18}](\text{BO})_3(\text{OH})_4$. Турмалины Улуг-Саирского месторождения можно отнести к промежуточным членам ряда магнезио-фойтит-фойтит, преобладает магнезио-фойтитовый компонент (железистость 0,80–1,38 к.ф., хромистость 0,00 к.ф.). Отмечается содержание Fe^{3+} 0,00–0,15 к.ф., и отношение $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{общ}}=0,00\text{--}0,11$. Fe^{2+} и Fe^{3+} рассчитаны по балансу зарядов. От ранних генераций к поздним увеличивается железистость турмалинов (величина X_{Fe} от 0,80–0,91 до 0,92–1,28 к.ф.). В турмалинах проявлен изоморфм Mg, (Al) → Fe. Отношение $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{общ}}$ низкое и находится в пределах 0,00–0,08 (Кужугет, 2012).

Из выше приведенного материала следует, что оруденение Au АМЗУ парагенетически связано с малыми интрузиями гранодиорит-, тоналит-порфиров и с дайками риолитов, микродиоритов, диорит-порфиров, отнесенных к баянкольскому комплексу (D₂₋₃) (Рудные..., 1981).

Формирование рассматриваемых месторождений происходило в течение 5-ти этапов. На первом этапе происходило образование высокотемпературных образований кварц-турмалиновой формации с фторапатитом, W-содержащим рутилом. На втором этапе происходило образование лиственитов–березитов, которые развиваются вдоль разрывных нарушений, т.е. рудовмещающие толщи интенсивно переработаны дизъюнктивной тектоникой вдоль линейных антиклинальных и горст-антиклинальных структур, что благоприятствовало формированию рудоносных зон березитизации–лиственитизации и насыщению их кварцево-жильными образованиями с золотой минерализацией. С уменьшением глубины эрозионного среза состав рудовмещающих пород меняется от лиственитов, образованных по основным и ультраосновным породам V–Є₁ возраста, через ордовикские конгломераты и алевролиты, к березитам образованным по ордовикским песчаникам, алевролитам и силурийским сланцам. В рудном узле наблюдается очень интенсивная лиственитизация гипербазитов V–Є₁, видимо, перекрывающие их ордовикские породы служили экраном (эффект экранирования). Листвениты слагают вытянутые в широтном направлении тела до 3 км мощностью 0,3–1,5 км. Березиты и березитизированные породы, развитые на Улуг-Саирском месторождении, представляют собой узкие зоны в линзах алевролитов. Зоны березитизации развиты по кварцевым песчаникам, алевролитам ордовика, залегая согласно с вмещающими породами. На втором этапе, после образования кварцевых жил дорудной пирит-кварцевой стадии, происходило внедрение предрудных даек микродиоритов, диорит-порфиров, которые отнесены к III фазе баянкольского комплекса (D₂₋₃). В третьем этапе происходило последовательное отложение различных типов золотой минерализации, т.е. рассматриваемые объекты являются полистадийными объектами. В пострудном этапе происходило образование турмалин-кварцевых, карбонатно-кварцевых прожилков, которые секут все ранние минеральные ассоциации и тяготеют преимущественно к периферическим частям кварцевых жил.

Глава 4. ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ, МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

4.1. Золоторудная минерализация Хаак-Саирского месторождения

Золоторудная минерализация прежде всего сосредоточена в кварцевых жилах представляющих собой систему параллельных прожилковых зон и жил. Обычно жилы приурочены к центральным частям тел лиственитов. На месторождении автором систематически изучена золоторудная минерализация трёх участков I, II и V (см. рис. 3.1.). На участке I листвениты слагают вытянутую на 2 км в широтном направлении тело мощностью 0,5–1,5 км. На данном участке золотоносными являются системы кварцевых жил северо-западного и северо-восточного простирания (рис. 4.1.).

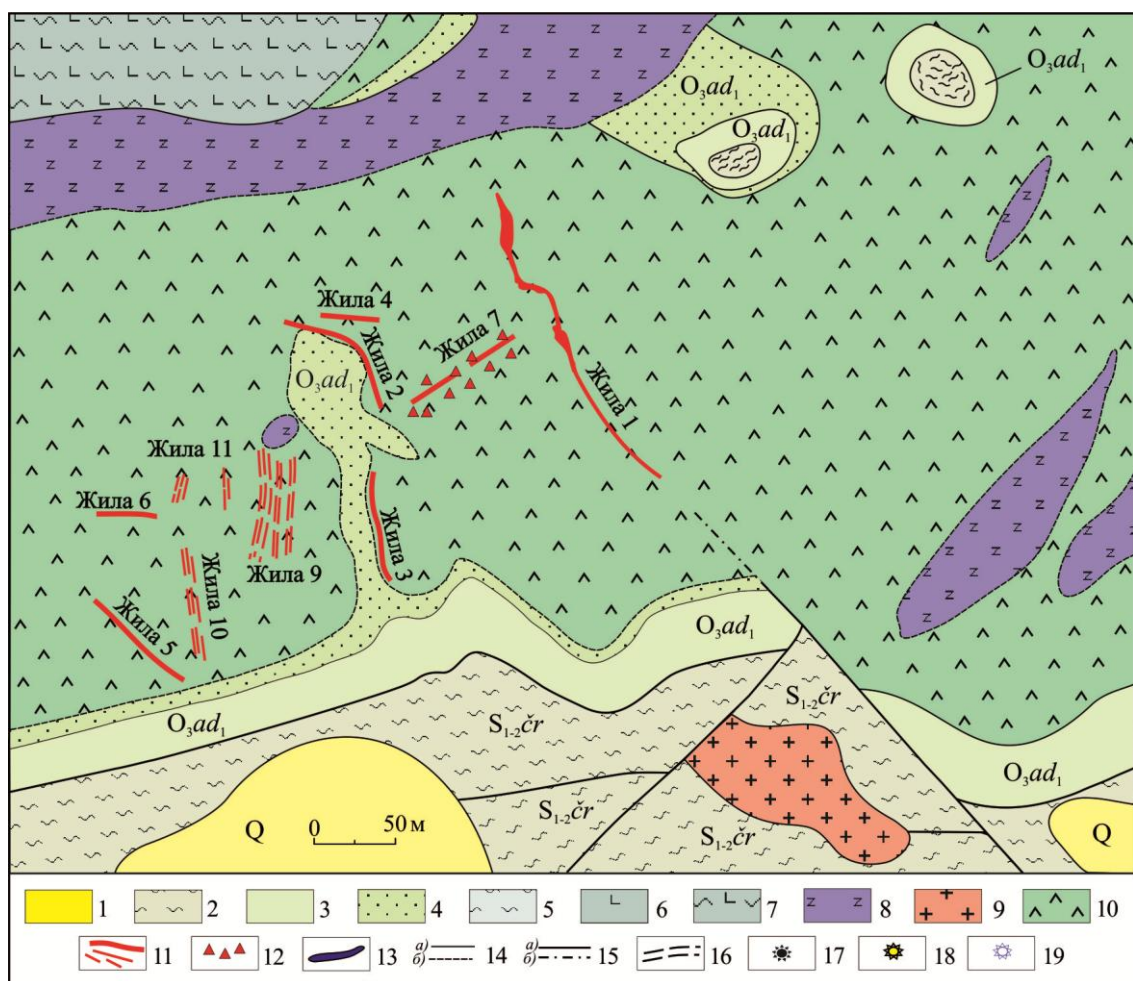


Рис. 4.1. Геологическая карта центральной части участка I Хаак-Саирского месторождения (по данным Б.Д. Васильева и др., (1977ф) с добавлениями)

Здесь и далее легенда к рисункам 4.1–4.3.: 1 — четвертичные отложения (Q₃₋₄); 2 — сланцы чергакской свиты (S_{1-2cr}); 3 — рассланцованные конгломераты, нижней подсвиты адырташской свиты (O_{3ad1}); 4 — доломитизированные, серитизированные песчаники нижней подсвиты адырташской свиты (O_{3ad1}); 5 — глинисто-хлоритовые сланцы чингинской свиты (V–E₁čn); 6 — эффузивы, спилиты чингинской свиты (V–E₁čn); 7 — рассланцованные эффузивы, спилиты

чингинской свиты ($V-C_1\check{c}n$); 8 — серпентиниты акдовуракского комплекса (σR_3-C_1ak); 9 — гранодиорит-, тоналит-порфиры I фазы баянкольского комплекса ($D_{2-3}bn$); 10 — листвениты и лиственитизированные породы; 11 — кварцевые жилы; 12 — свалы кварцевых жил; 13 — тела вторичных кварцитов; 14 — границы геологические и фациальных переходов; 15 — разрывные нарушения: достоверные (a), предполагаемые (b); 16 — тектонические зоны, зоны дробления; 17 — точки иодидной минерализации; 18 — точки бромидной минерализации; 19 — точки хлоридной минерализации.

Участок II сходен по геолого-структурному положению с участком I. Листвениты пространственно приурочены к телам гипербазитов, они также развиваются по конгломератам ордовика. Кварцевые жилы в лиственитах слагают зоны параллельных прожилков и жил, обычно расположенных в центральных частях вытянутых тел лиственитов. Простираение жил и жильных зон соответствует общему широтному простиранию линзовидных тел лиственитов (рис. 4.2.). На этом участке самородное золото встречается не только в кварцевых жилах, но и в окварцованных сульфидизированных лиственитах.

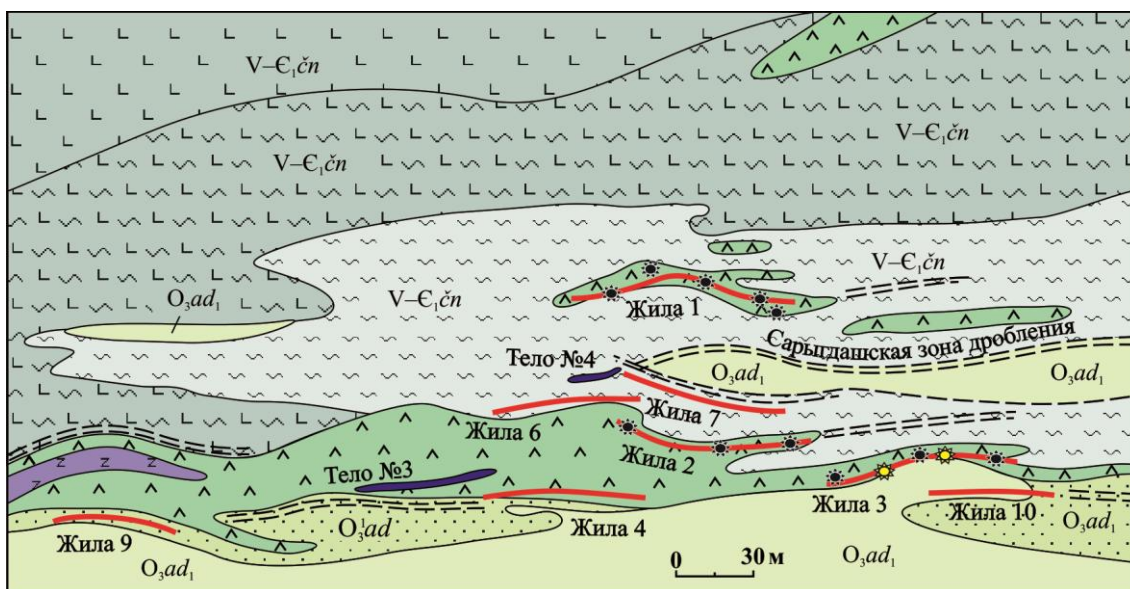


Рис. 4.2. Геологическая карта центральной части участка II Хаак-Саирского месторождения (по данным Б.Д. Васильева и др., (1977ф) с добавлениями)

Участок III вмещает три полосы лиственитов и две полосы осадочно-вулканогенных пород шириной 300 м, перекрытых кварцевыми песчаниками и конгломератами ордовика. На участке золотоносными являются кварцевые жилы и жильные зоны, а также ожелезненные и окварцованные листвениты как и на II участке. Участок IV по геологическому строению сходен с предыдущим. Участок V характеризуется относительно небольшим эрозийным срезом по сравнению с другими тектоническими блоками в связи с погружением оси горст-антиклинали на восток. Здесь вскрыты лиственитизированные $V-C_1$ породы. Они перекрыты конгломератами и песчаниками

ордовика. Золото-кварцевые жилы и жильные зоны широтного простирания секут листвениты, песчаники и конгломераты ордовика (рис. 4.3.).

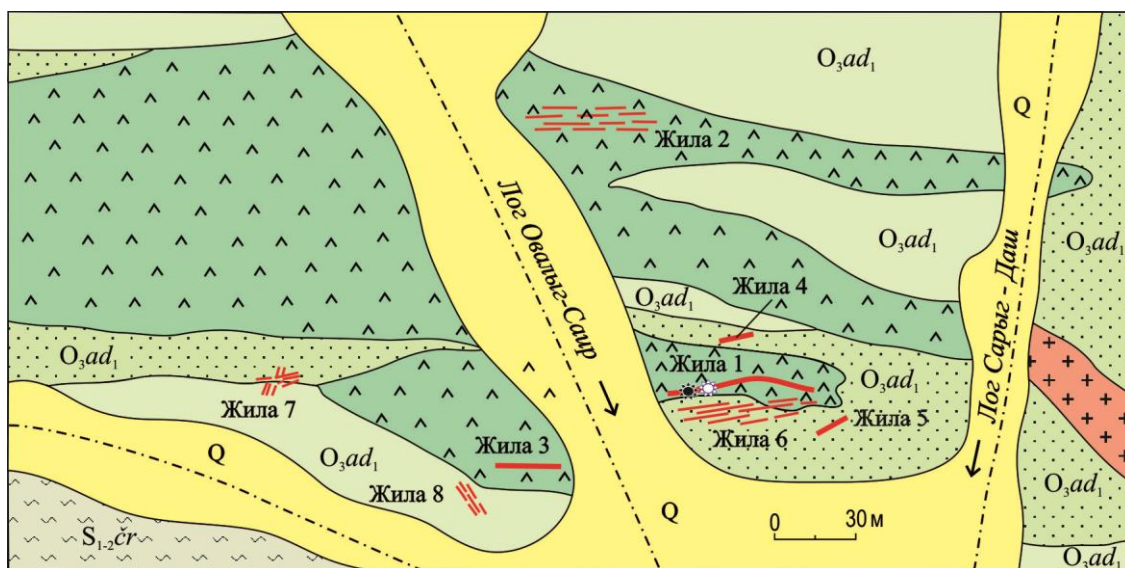


Рис. 4.3. Геологическая карта участка V Хаак-Саирского месторождения (по данным Б.Д. Васильева и др., (1977ф) с добавлениями)

Цвет хааксаирского золота варьируют от золотисто-жёлтого до серебристого с желтоватым оттенком. Форма выделений разнообразна: преобладают комковато-ветвистые, угловатые и ячеистые золотины — ~47%; каплевидные, проволоковидные, уплощённые, лепёшковидные, губчатые и амёбообразные — ~35%; дендриты (объёмные и плоские) — ~10%; кристаллы (октаэдры, кубооктаэдры и их комбинации и сростки) — редки (~7%) (рис. 4.4.–4.10.). Поверхность золотинок шагреневая, мелкоямчатая, зеркально гладкая и ямчато-бугорчатая.

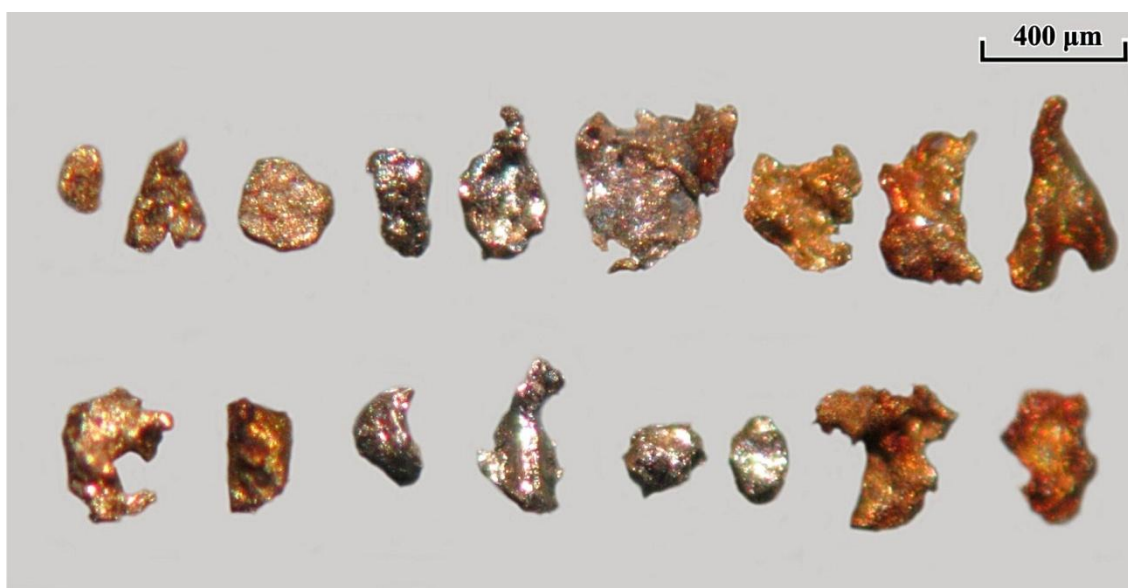


Рис. 4.4. Комковато-угловатые, амёбообразные формы выделения золотинок

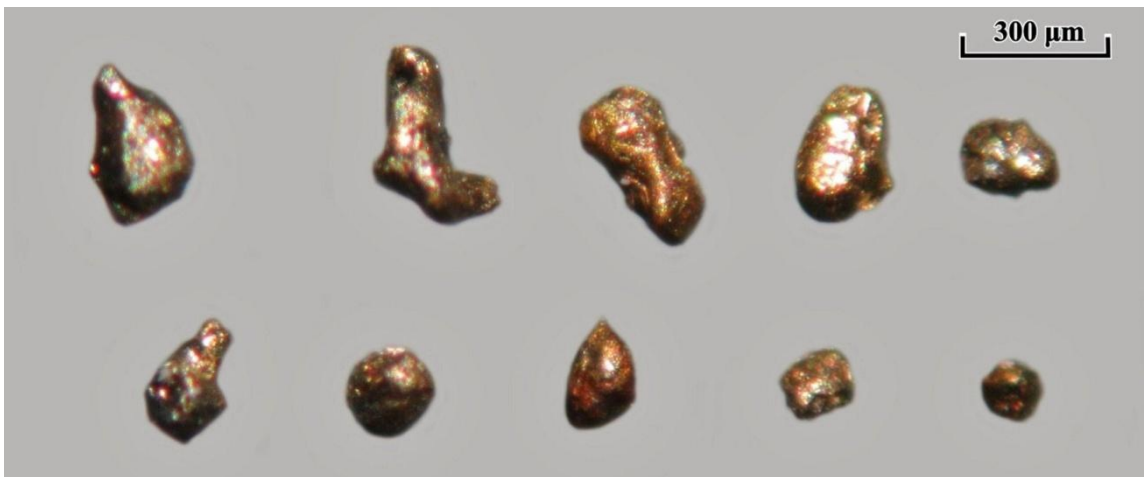


Рис. 4.5. Каплевидные, комковидные формы выделения золотин

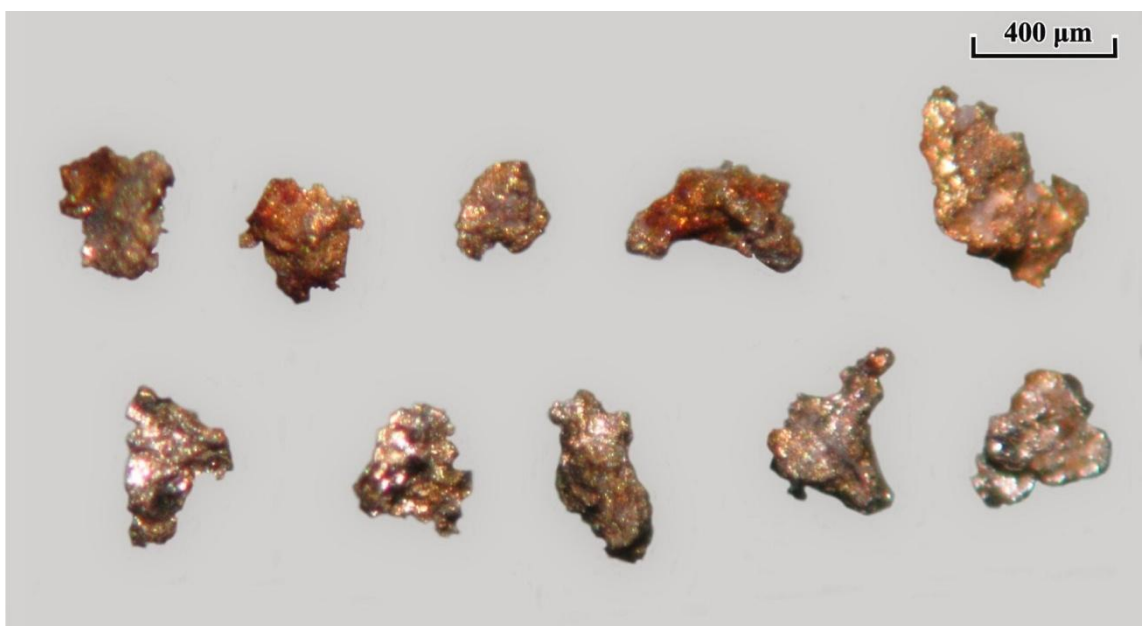


Рис. 4.6. Комковидно-ячеистые формы выделения золотин

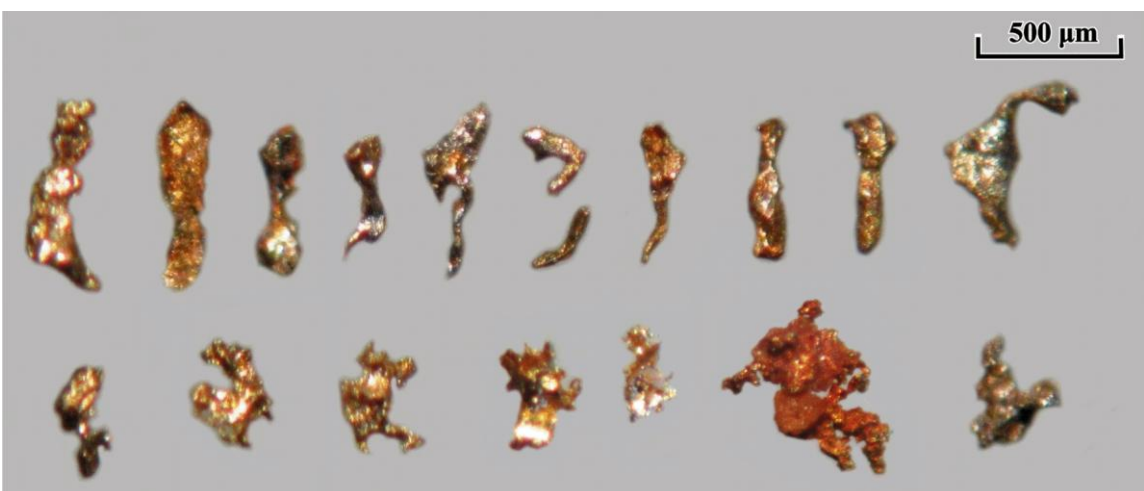


Рис. 4.7. Удлиненные, проволоковидные и комковидно-ветвистые формы выделения золотин

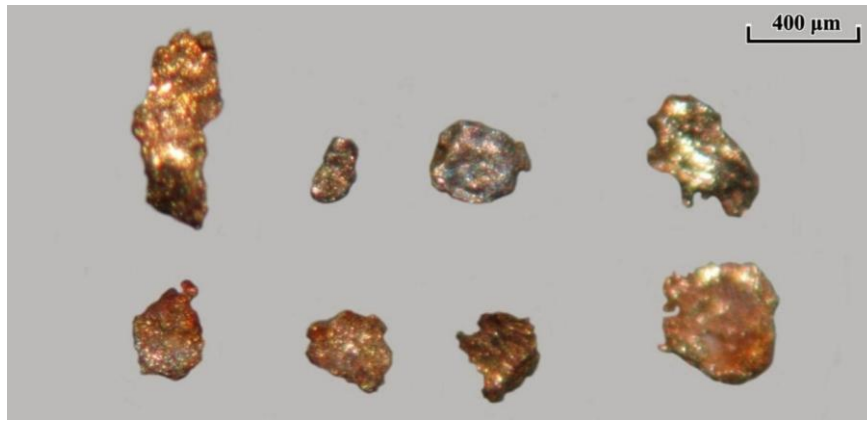


Рис. 4.8. Уплощённые, лепёшководные формы выделения золотин

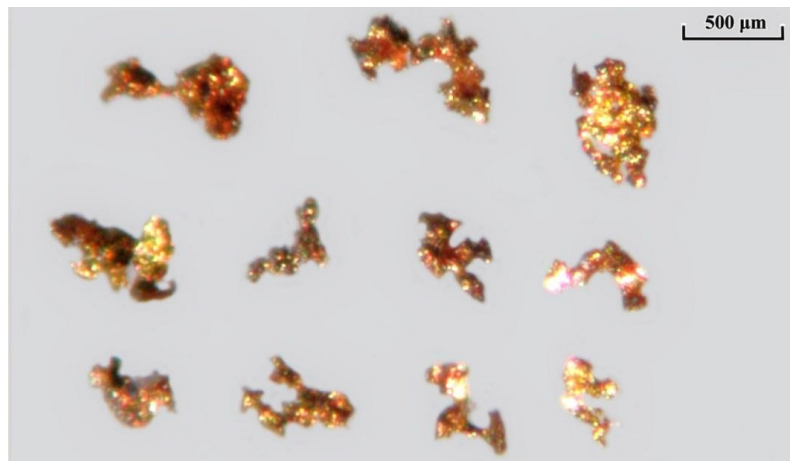


Рис. 4.9. Дендритоидные формы выделения золотин

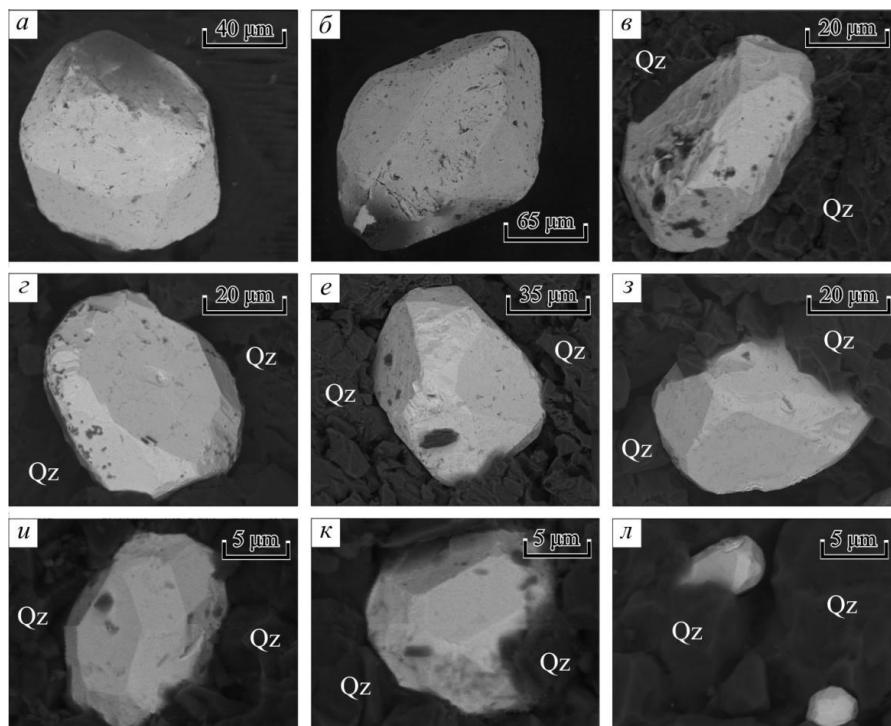


Рис. 4.10. Кристаллы золота Хаак-Саирского месторождения

(a)— изометричный кристалл с развитием комбинации форм куба и октаэдра; (б)— изометричный кристалл с преобладающей октаэдрической формой; (в-з)— уплощённые

кристаллы золота гексагонального облика; (*e-z*) — изометричные кристаллы с развитием комбинации форм куба и октаэдра; (*u-k*) — кристаллы золота пентагон-додекаэдрического облика; (*л*) — часть призматического кристалла (*зерно вверху слева*), изометричный кристалл с развитием комбинации форм куба и октаэдра (*зерно внизу справа*). Снимки (*a-u, л*) — обр. СТ-7-11 из кварцевой жилы №7 (участок I); снимок (*κ*) — обр. СТ-1 из кварцевой жилы №1 (участок II). Qz — Кварц.

В лиственитах золото представлено преимущественно комковато-ячеистыми и ветвистыми, уплощёнными, губчатыми частицами, дендритами и дендритоидами.

Гранулометрический состав золота из кварцевых жил варьирует незначительно, количественно преобладают фракции 0,25–0,1 (58,8 %) и <0,1 мм (33,7 %), и в меньшей степени 0,5–0,25 мм (7,2 %). В весовом отношении преобладают зёрна размером 0,25–0,1 мм (71,8 %) и, в меньшей степени, <0,1 мм (24 %) (рис. 4.11).

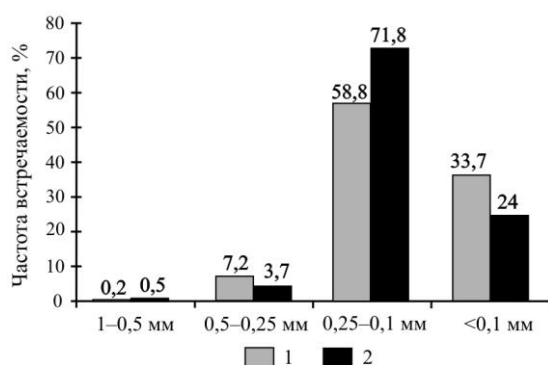


Рис. 4.11. Гранулометрический состав самородного золота Хаак-Саирского месторождения в количественном (1) и весовом отношении (2)

В аншлифах золото ксеноморфно по отношению к другим минералам и характеризуется субизометричными, удлинёнными, почковидными сечениями, а также образует прожилки и зёрна с ровными гранями вследствие отложения в межкристаллических пространствах кварца, карбонатов и блёклых руд.

Ассоциации и состав минералов Au и Ag. На основании минералогических исследований выделено три стадии образования минералов Au и Ag, соответствующих продуктивному этапу формирования руд Хаак-Саирского месторождения, в том числе — золото-сульфосольно-сульфидно-кварцевая (~65 % количества золота), золото-ртутисто-кварцевая (~30 % количества золота) и золото-селенидно-теллуридно-сульфидно-кварцевая (~5 % количества золота).

Золоторудная минерализация золото-сульфосольно-сульфидно-кварцевой стадии. Рудные минеральные агрегаты этой стадии слагают прожилки, пятнисто-прожилковые обособления и гнёзда в кварце. Галенит, халькопирит и сфалерит по отношению к блёклым рудам являются более ранними образованиями. Из рудных минералов преобладает Fe-тетраэдрит, а на участке V — Fe-теннантит–тетраэдрит. Арсенопирит и Fe-теннантит ассоциируют только с весьма высокопробным золотом.

Самородное золото и электрум в кварцевых жилах встречаются в виде: 1) тонких вкраплений в кварце размером $\sim 0,1$ мм (рис. 4.12., *a–б*); 2) сростков с Fe-тетраэдритом, Fe-теннантитом, Fe-теннантит–тетраэдритом, Ag-тетраэдритом и халькопиритом; 3) в Fe-тетраэдрите и Fe-теннантит–тетраэдрите (рис. 4.12., *в–г*).

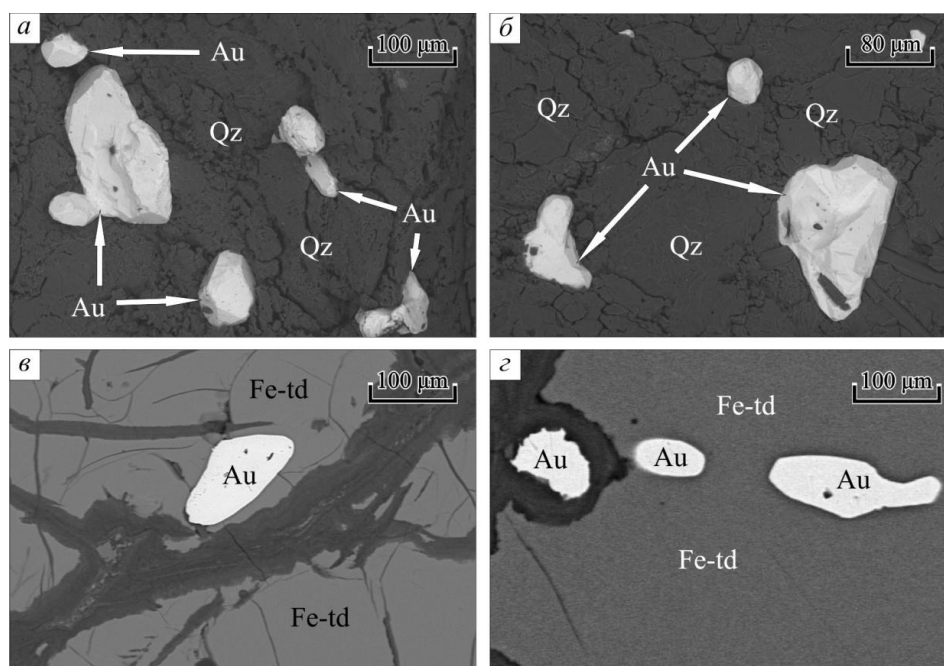


Рис. 4.12. Формы выделения золота (Au) первой продуктивной стадии в кварце (Qz) и Fe-тетраэдрите (Fe-td)

(*a–б*) — обр. СТ-7b, жила №7, участок I; (*в–г*) — обр. СТ-6, жила №6, участок I.

По вариациям содержаний Ag и Cu выделяется несколько групп минералов Au:

1) весьма высокопробное золото с содержанием Ag до 5 мас. % (Au 94,64–95,64, Ag 4,27–4,97);

2) высокопробное золото с содержаниями Ag до 10 мас. % (Au 89,20–94,74, Ag 4,63–9,64, Cu 0,00–0,37);

3) серебристое золото с содержаниями Ag до 25 мас. % (Au 74,64–89,82, Ag 9,81–24,83, Cu 0,00–0,65);

4) Cu-содержащее золото (Au 75,55–92,91, Ag 6,45–22,51, Cu 1,05–3,94);

5) электрум (Au 48,60–68,67, Ag 30,97–51,38, Cu 0,00–0,56).

Для золотин характерна зональность. Содержание Au от центра зерна к периферии, как правило, закономерно уменьшается (от 92,99 до 56,87 мас. %), а содержание Ag закономерно увеличивается (от 6,44 до 42,36 мас. %) (табл. 4.1., ан. 5–7). Содержание Hg ниже пределов обнаружения, Cu в целом, не превышает 1 мас. %. В единичных золотилах в кварце, отмечаются каёмки с примесью Cu до 2,44 мас. %, в отдельных зёрнах — до 3,93 мас. %.

Таблица 4.1. Химический состав зональных зёрен самородного золота золото-сульфосольно-сульфидно-кварцевой стадии Хаак-Саирского месторождения (мас. %)

Образец	№ анализа	Зона зерна	Au	Ag	Cu	Hg	Сумма	Пробность
Участок I, жила №7								
СТ-7	1	центр	93,15	6,45	0,38	–	99,98	932
	2	край	80,77	18,74	0,32	–	99,83	809
	3	центр	91,65	7,52	0,34	–	99,50	921
	4	край	86,12	12,78	0,42	–	99,52	865
СТ-7-1	5	центр	92,99	6,44	–	–	99,43	935
	6	–"–	85,64	13,57	0,58	–	99,79	858
	7	край	56,87	42,36	0,30	–	99,53	571
СТ-7b	8	центр	94,21	5,71	0,01	–	99,93	943
	9	–"–	93,85	5,50	–	–	99,35	944
	10	–"–	93,10	6,00	0,26	–	99,36	937
	11	край	82,25	15,17	2,44	–	99,86	824
СТ-7	12*	центр	91,48	7,47	0,77	–	99,72	917
	13*	край	82,51	15,77	1,61	–	99,89	826
Участок I, жила №6								
СТ-6	14	центр	92,58	5,90	–	–	98,47	940
	15	–"–	87,80	11,88	0,77	–	100,4	875
	16	край	85,30	13,25	1,38	–	99,93	854
	17	центр	92,91	5,50	1,30	–	99,76	931
	18	край	87,59	10,43	2,51	–	100,53	871
Участок II, лиственит								
СТ-15	19	центр	94,04	5,61	–	–	99,70	943
	20	–"–	88,56	11,27	–	–	99,83	887
	21	край	84,36	15,40	–	–	99,76	846
Участок V, жила №1								
СТ-53a	22	центр	88,57	10,36	0,59	–	99,90	887
	23	край	85,45	12,19	2,16	–	99,80	856

Примечание. Анализы выполнены на электронных микроскопах (с пределами обнаружения содержаний элементов-примесей — 0,01 мас. %): 1–13, 20–23 — РЭММА-202М и 14–19 — MIRA LM.

Теллуридная минерализация этой стадии представлена гесситом. Редкие выделения гессита до 5 мкм встречаются в Fe-тетраэдрите (рис. 4.13.). Гессит содержит в мас. %: Ag 61,95–63,40; Te 36,54–37,90, и его состав отвечает формуле — $Ag_{1,98-2,02}Te_{0,98-1,02}$.

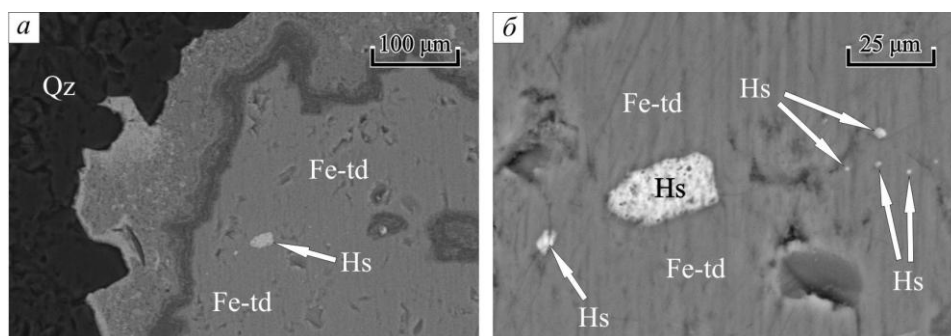


Рис. 4.13. Формы выделения гессита (Hs) в Fe-тетраэдрите (Fe-td), (обр. СТ-2, жила №2, участок II)

Золоторудная минерализация золото-ртутисто-кварцевой стадии. Золото, ртутистое золото, ртутистый электрум, ртутистый кюстелит и Au-содержащее ртутистое серебро этой стадии в кварцевых жилах встречаются: 1) в виде тонких вкраплений в кварце размером $\sim 0,1$ мм, а также комковатых, комковато-ветвистых, губчатых и удлинённых выделений неправильной формы; 2) прожилков в кристаллах блёклых руд; 3) наростов на высокопробном золоте первой продуктивной стадии (рис. 4.14.).

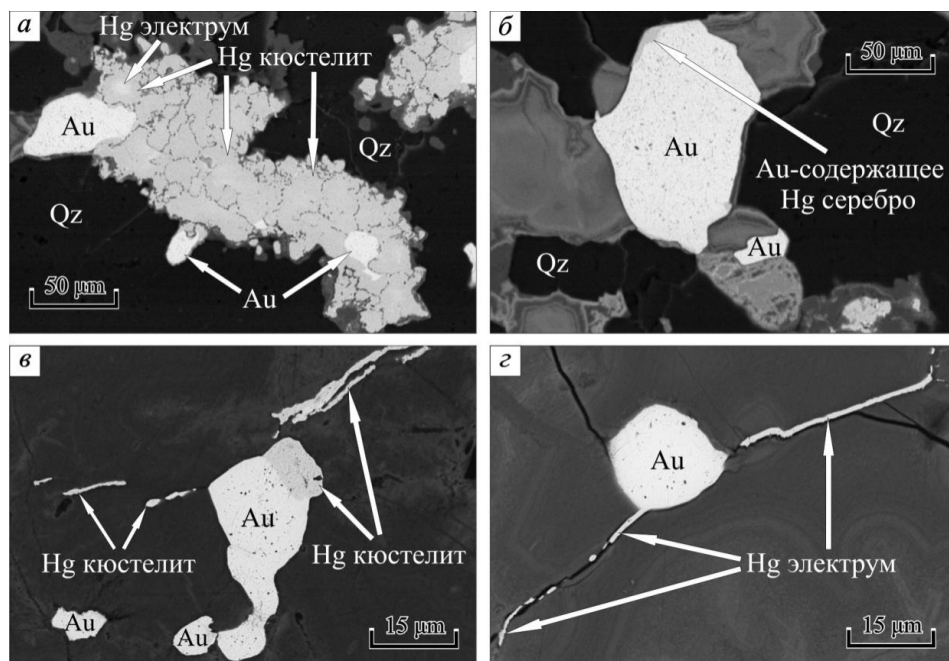


Рис. 4.14. Срастания минералов Au и Ag первой и второй продуктивных стадий

(*а–б* — обр. СТ-7, жила №7 участок I; *в–з* — обр. СТ-53-1, жила №1 участок V)

(*а*) — нарастание ртутистого кюстелита на более ранее высокопробное золото (Au), чёрная матрица — кварц (Qz), здесь и *б–з* — тёмно-серые гипергенные минералы Cu, Fe и Sb. Здесь электронно-микроскопическая диагностика РЭММА-202МВ и MIRA LM (мас. %): золото сверху слева — Au 93,92, Ag 5,77, Cu 0,32; золото внизу справа — Au 92,25, Ag 7,32, Cu 0,41; ртутистый кюстелит ($n=3$) — Ag 65,13, Au 21,76, Hg 12,45, Cu 0,52. Зональное зерно сверху слева: ртутистый электрум (центр зерна) — Ag 55,17, Au 37,88, Hg 6,20, Cu 0,51, ртутистый кюстелит (периферия зерна) — Ag 64,91, Au 21,07, Hg 13,20, Cu 0,80; (*б*) — нарастание Au-содержащего ртутистого серебра на более ранее высокопробное золото, чёрная матрица — кварц (Qz), золото — Au 94,47, Ag 4,86, Cu 0,37; Au-содержащее ртутистое серебро — Ag 73,12, Au 8,32, Hg 18,05, Cu 0,28; (*в*) — нарастание ртутистого кюстелита на более ранее высокопробное золото (Au), золото — Au 89,60, Ag 10,35, Cu 0,12, ртутистый кюстелит ($n=3$) — Ag 57,64, Au 24,37, Hg 17,95, Cu 0,05; (*з*) — срастание ртутистого электрума с золотом (Au): золото — Au 86,12, Ag 13,15, Cu 0,04; ртутистый электрум — Ag 53,93, Au 33,06, Hg 14,01, Cu 0,02.

По содержаниям Ag и Hg выделяется несколько групп минералов Au и Ag:

1) высокопробное золото с содержанием Ag до 10 мас. % (Au 90,24–94,76, Ag 3,39–9,70; Hg 0,00–0,42; Cu 0,00–0,78);

2) Hg-содержащее золото с содержанием Hg до 1,78 мас. % (Au 76,98–89,26, Ag 9,35–21,19, Hg 0,05–1,78, Cu 0,00–0,59);

3) ртутистое золото с содержанием Hg до 11 мас. % (Au 69,91–83,08, Ag 8,64–24,13, Hg 5,36–10,60, Cu 0,00–0,85);

4) ртутистый электрум с содержанием Hg до 12 мас. % (Au 31,24–66,93, Ag 25,22–64,73, Hg 3,61–11,83, Cu 0,00–0,81);

5) ртутистый кюстелит с содержанием Hg до 17,51 мас. % (Ag 56,26–72,76, Au 11,81–29,15, Hg 5,31–17,51, Cu 0,00–0,58);

6) Au-содержащее ртутистое серебро с содержанием Hg до 22,15 мас. % (Ag 73,12–75,91, Hg 18,05–22,15, Au 1,91–8,32, Cu 0,00–0,28).

Для золото-ртутисто-кварцевой стадии характерны зональные золотины разной морфологии: содержание Au уменьшается от центра зёрен к периферии (от 90,28 до 24,86), при увеличении содержания Ag (от 9,70 до 56,26) и Hg (от 0,01 до 17,51) (рис. 4.15., *а–г*; табл. 4.2., ан. 18*–22*, 23*–27*). Также наблюдаются пентагон-додекаэдрические кристаллы, центр которых сложен высокопробным золотом с отчетливым переходом через низкопробное золото и ртутистый электрум к ртутистому кюстелиту (см. рис. 4.15., *б*; см. табл. 4.2., ан. 10*–15*). Отдельные агрегаты ртутистого золота, ртутистого электрума и ртутистого кюстелита образуют вкрапленность в кварце (рис. 4.16.). Содержания Hg и Ag обнаруживают прямую корреляционную связь. В единичных разностях ртутистого состава, особенно в ртутистом кюстелите, наблюдается уменьшение содержания Ag и Hg при росте содержания Au (мас. %): центр зерна — 70,83 Ag; 20,73 Au; 8,38 Hg, край зерна — 69,48 Ag; 25,08 Au; 5,31 Hg.

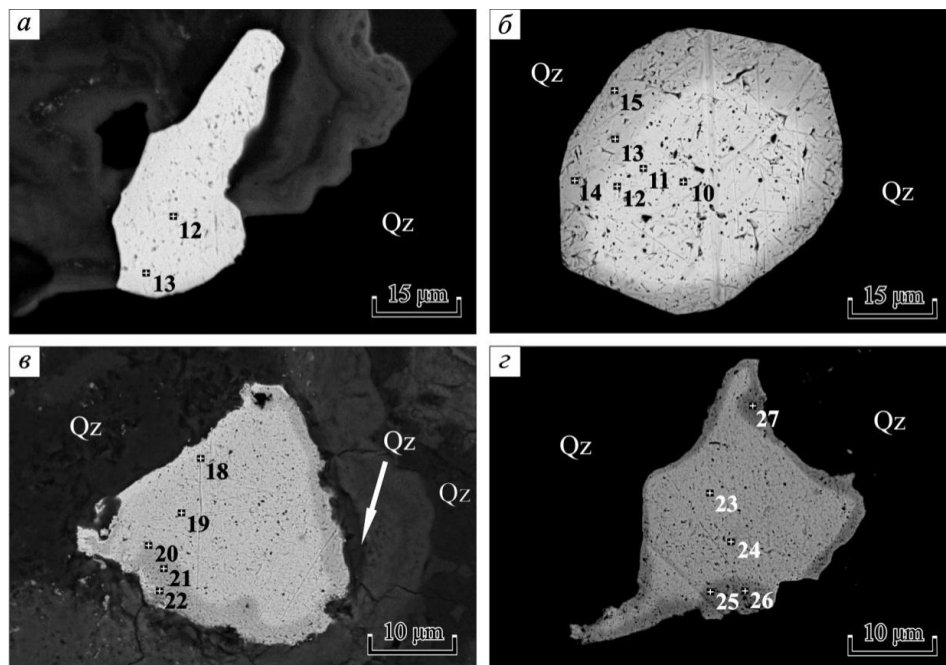


Рис. 4.15. Зональные минералы Au и Ag первой (*а*) и второй (*б–г*) продуктивных стадий в кварце (Qz) первой (*а*) и второй (*б–г*) продуктивных стадий

(*а*) — зональное золото в кварце (Qz), гипергенные минералы Cu — *тёмно-серые* (обр. СТ-7, жила №7, участок I), составы точек 12–13 показаны в таблице 4.1., ан. 12*–13*; (*б*) — кристалл золота пентагон-додекаэдрического облика в кварце (Qz), (обр. СТ-2, жила №2, участок II); (*в*) —

зональное золото в кварце (Qz), гипергенные минералы Cu — *тёмно-серые* (обр. СТ-3, жила №3, участок II); (z) — зональное золото в кварце, (обр. СТ-3, жила №3, участок II).

Таблица 4.2. Химический состав зёрен минералов Au и Ag золото-ртутисто-кварцевой стадии (мас. %)

Образец	№ анализа	Зона зерна	Au	Ag	Cu	Hg	Σ	Пробность
Участок I, жила №7								
СТ-7-2	1	центр	90,99	7,66	0,78	0,42	99,85	911
	2	центр	37,88	55,17	0,51	6,20	99,76	380
	3	край	21,07	64,91	0,80	13,20	99,98	211
	4	центр	31,36	59,99	0,55	8,08	99,98	314
	5	край	12,65	72,76	0,37	14,20	99,98	127
Участок II, жила №1								
СТ-1b	6	центр	73,13	12,32	0,85	10,60	96,90	755
	7	центр	1,91	75,92	—	22,15	99,98	19
Участок V, жила №1								
СТ-53-1	8	центр	25,08	69,48	—	5,31	99,87	251
	9	край	20,73	70,83	—	8,30	99,94	207
Участок II, жила №2								
СТ-2	10*	центр	90,28	9,70	—	0,01	99,98	903
	11*	—"	89,25	10,72	—	0,05	100,02	892
	12*	—"	87,80	11,07	—	1,23	100,1	877
	13*	—"	59,93	33,53	—	6,51	99,97	599
	14*	—"	25,73	56,88	—	15,81	99,33	259
	15*	край	24,86	56,26	0,51	17,51	99,18	251
Участок II, лиственит								
СТ-15	16	центр	56,81	32,29	—	10,61	99,71	570
	17	край	51,04	37,08	—	11,83	99,95	511
Участок II, жила №3								
СТ-3	18*	Центр	85,07	14,57	—	0,25	99,89	852
	19*	—"	77,16	20,93	—	1,90	99,99	772
	20*	—"	57,63	37,09	—	5,27	99,99	576
	21*	—"	51,40	42,35	—	6,21	99,96	514
	22*	край	25,42	64,25	—	10,28	99,95	254
	23*	Центр	85,92	13,78	—	0,05	99,75	861
	24*	—"	81,37	17,06	—	0,91	99,34	819
	25*	—"	38,85	53,77	—	6,59	99,21	392
	26*	—"	35,35	55,27	0,78	8,30	99,70	355
	27*	край	32,00	57,23	0,81	10,05	100,09	320

Примечание. Анализы выполнены на электронных микроскопах: 1–9, 16–17, 23–27 — РЭММА-202М и 10–15, 18–22 — MIRA LM.

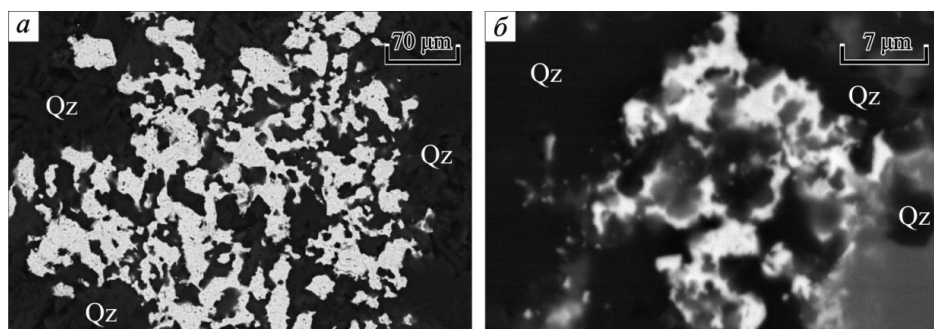


Рис. 4.16. Агрегаты ртутистого золота (а) и ртутистого электрума (б) золото-ртутисто-кварцевой стадии в кварце (Qz) второй продуктивной стадии

Снимок (а) — обр. СТ-3 из кварцевой жилы №3, участок II, снимок (б) — обр. СТ-53 из кварцевой жилы №1, участок V.

Золоторудная минерализация золото-селенидно-теллуридно-сульфидно-кварцевой стадии. Золото, Hg-содержащее золото, ртутистое золото, ртутистый электрум этой стадии встречаются в виде тонких вкраплений неправильной формы (до 100 мкм) в кварце и минералах Cu в ассоциации с Se-галенитом (Se до 12 мас. %), Se-киноварью (Se от 10 до 15 мас. %), Se-имитеритом $[(Ag_{2,06}Cu_{0,03})_{2,09}Hg_{0,99}(S_{1,41}Se_{0,45})_{1,92}]$, селенидами (клаусталитом $[PbSe]$, тиманнитом $[HgSe]$, науманнитом $[Ag_2Se]$, фишессеритом $[Ag_3AuSe_2]$) и теллуридами (гесситом $[Ag_2Te]$, колорадоитом $[HgTe]$).

По содержанию Ag и Hg выделяются несколько групп минералов Au и Ag:

1) высокопробное золото с содержанием Ag до 10 мас. % (Au 90,20–90,56, Ag 9,68–9,75);

2) ртутистое золото с содержанием Hg до 2,03 мас. % (Au 78,21–87,16, Ag 11,94–19,15, Hg 0,51–2,03);

3) ртутистый электрум с содержанием Hg до 7,19 мас. % (Au 42,56–57,81, Ag 36,11–50,17, Hg 5,19–7,14).

Теллуриды, селениды и селенистые минералы редки, но являются характерными минералами золото-селенидно-теллуридно-сульфидно-кварцевой стадии. Данные минералы встречаются в виде неправильных зёрен и агрегатов размером до 100 мкм в кварце и минералах Cu в ассоциации с ртутистыми разновидностями Au и Ag. Науманнит и фишессерит встречаются иногда в виде тонких сростаний (рис. 5.17.). Для селенидов характерна примесь S до 5,24 мас. %, Te до 0,95 мас. %, Hg до 3,69 мас. %, теллуридов — S до 0,42 мас. % (табл. 4.3.). Состав фишессерита в мас. %: Ag 47,25–47,68, Au 29,09–29,22, Se 23,05–23,15, и его состав отвечает формуле — $Au_{0,98-1,01}Ag_{2,99-3,00}Se_{1,99-2,00}$. Состав Hg-содержащего фишессерита отвечает формуле (из учёта 5 атома) — $(Au_{0,98}Hg_{0,03})_{1,01}Ag_{3,00}Se_{1,99}$. Науманнит содержит в мас. %: Ag 72,55–73,21, Se 26,34–26,99, и его состав отвечает формуле — $Ag_{1,99-2,01}Se_{0,99-1,01}$, Te-содержащий науманнит — Ag 72,64–72,98, Se 25,36–25,91, Te 0,91–0,95, S 0,00–0,43 и отвечает формуле — $Ag_{1,99-2,01}(Se_{0,95-0,98}, Te_{0,02}, S_{0,00-0,04})_{0,99-1,01}$, Hg-содержащий науманнит — Ag 69,36–69,92, Hg 3,76–4,49, Se 25,48–25,86, S 0,23–0,31 и отвечает формуле — $(Ag_{1,93-1,94}Hg_{0,06-0,07})_{1,00}(Se_{0,97-0,98}, S_{0,02-0,03})_{1,00}$, Сернистый науманнит — Ag 74,23–75,20, S 0,91–2,62, Se 21,78–24,71 и отвечает формуле — $Ag_{1,98-2,01}(Se_{0,79-0,91}, S_{0,08-0,23})_{0,99-1,02}$. Отмечаются единичные выделения Hg, Cu-содержащего науманнита с содержанием в мас. %: Ag 68,55–69,36, Se 24,69–25,48, Cu 2,62–2,76, Hg 3,46–3,69, состав минерала отвечает формуле — $(Ag_{1,88-1,89}Cu_{0,12-0,13}Hg_{0,05})_{2,05-2,07}Se_{0,93-0,95}$. Тиманнит содержит в мас. %: Hg 70,48–71,98, Se 27,57–28,79 и

его состав отвечает формуле — $Hg_{0,98-1,01}Se_{0,99-1,01}$. Состав Ag-содержащего тиманнита отвечает формуле (из учёта 2 атома) — $(Hg_{0,97}Ag_{0,04})_{1,01}Se_{0,99}$. Селенистый киноварь содержит в мас. %: Hg 77,72–82,77, S 5,89–6,47, Se 10,97–15,15 и состав отвечает формуле — $Hg_{0,99-1,00}(S_{0,51-0,82}Se_{0,18-0,49})_{1,00-1,01}$. Минералы ряда галенит–клаусталит образует неограниченные твёрдые растворы — от галенита ($Gn_{1,00}Kls_{0,00}$) до клаусталита ($Gn_{0,00}Kls_{1,00}$).

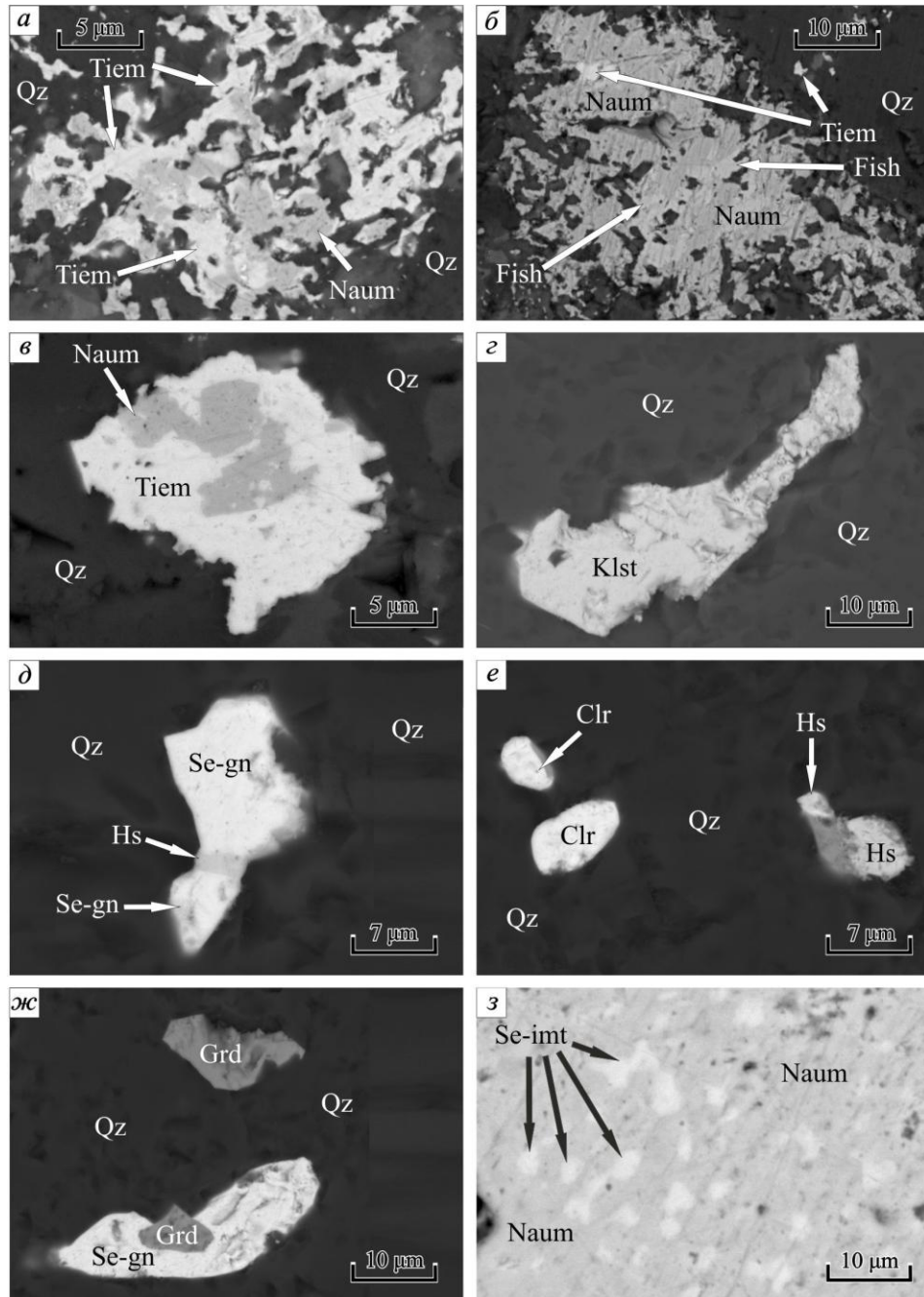


Рис. 4.17. Формы выделения тиманнита (Tiem), науманнита (Naum), фишессерита (Fish), клаусталита (Klst), Se-галенита (Se-gn), гессита (Hs), колорадоита (Clr) в кварце (Qz) и Se-имитерита (Se-imt) в науманните (Naum) третьей продуктивной стадии (а–з — обр. СТ-3-11, жила №3 участок II; д–е — обр. СТ-3, жила №3, участок II)

Таблица 4.3. Химический состав теллуридов, селенидов и Se-содержащих минералов золото-селенидно-теллуридно-сульфидно-кварцевой стадии (мас. %).

Образец	№ Анализа	Ag	Au	Hg	Cu	Pb	Te	Se	S	Сумма
СТ-3-11	1	47,68	29,22	–	–	–	–	23,08	–	99,98
	2	47,25	29,09	–	–	–	–	23,15	–	99,48
СТ-1-11	3	47,46	28,13	0,90	–	–	–	22,96	–	99,76
СТ-3-11	4	73,21	–	–	–	–	–	26,99	–	100,2
	5	73,20	–	–	–	–	–	26,34	–	99,54
	6	72,82	–	–	–	–	0,95	25,91	–	99,68
	7	72,95	–	–	–	–	0,92	25,73	–	99,79
	8	72,98	–	–	–	–	0,92	25,46	0,43	99,60
	9	72,64	–	–	–	–	0,91	25,36	0,39	99,30
СТ-1-11	10	72,55	–	–	–	–	–	26,86	–	99,41
СТ-3-11	11	68,55	–	3,69	2,76	–	–	24,69	–	99,69
	12	69,36	–	3,49	2,62	–	–	25,48	–	100,95
СТ-3-11	13	69,92	–	3,76	–	–	–	25,86	0,23	99,77
	14	69,36	–	4,49	–	–	–	25,48	0,31	99,64
	15	–	–	71,98	–	–	–	27,57	–	99,55
	16	–	–	70,48	–	–	–	28,79	–	99,27
СТ-2	17	–	–	71,05	–	–	–	28,56	–	99,61
	18	1,73	–	69,80	–	–	–	27,97	–	99,50
СТ-3	19	75,20	–	–	–	–	–	21,78	2,62	99,60
	20	74,48	–	–	–	–	–	23,60	0,91	99,57
СТ-3d	21	–	–	77,72	–	–	–	15,15	6,47	99,34
	22	–	–	82,77	–	–	–	10,97	5,86	99,63
СТ-3d	23	–	–	61,32	–	–	37,79	–	–	99,11
	24	–	–	60,81	0,70	–	37,49	–	–	99,00
	25	–	–	59,88	1,16	–	37,68	–	0,42	99,14
СТ-3	26	62,59	–	–	–	–	37,25	–	–	99,84
	27	62,48	–	–	–	–	36,56	–	–	99,54

Примечание. Анализы выполнены на электронном микроскопе MIRA LM. 1–2 — состав фишессерита, 3 — Hg-содержащего фишессерита, 4–5, 10 — науманнита, 6–9 — Te-содержащего науманнита, 11–12 — Hg,Cu-содержащего науманнита, 13–14 — Hg-содержащего науманнита, 15–17 — тиманнита, 18 — Ag-содержащего тиманнита, 19–20 — S-содержащего науманнита, 21–22 — селенистой киновари, 23–25 — колорадоита, 26–27 — гессита.

В листовенитах участка II отмечаются минеральные ассоциации первых двух стадий третьего продуктивного этапа. Наряду с высокопробным и серебристым золотом, встречаются ртутистый электрум и ртутистый кюстелит (Зайков и др., 2009). Минералы образуют тонкие (10–20 мкм) прожилки и ксеноморфные агрегаты размером до 300 мкм в длину в интерстициях между нерудными минералами. Ксеноморфные агрегаты бывают субизометричными, удлинёнными, почковидными, с ровными границами за счёт кристаллографических очертаний ранее образованных карбонатных кристаллов. Под микроскопом хорошо заметно неоднородное строение многих агрегатов золота, выраженное прерывистыми каймами толщиной от 1–3 до 10–20 мкм или изометричными или удлинёнными участками белого цвета с повышенной отражательной способностью. Иногда встречаются полностью белые зёрна с реликтами желтого цвета. Весьма высокопробное золото характеризуется примесью Ag до 0,57 мас. %, высокопробное и

среднепробное золото содержит Ag от 5,61 до 15,40 мас. % и Cu от 0,03 до 0,65 мас. % (менее, чем в половине анализов). Ртутистое золото содержит Ag от 15,91 до 24,13 мас. %, и Hg от 2,46 до 6,49 мас. % и Cu до 0,31 мас. %. Ртутистый электрум характеризуется содержанием Ag от 25,22 до 37,08 мас. % и Hg от 7,41 до 11,83 мас. %, ртутистый кустелит был обнаружен в одном анализе и содержит (мас. %): Au 22,23, Ag 71,45 и Hg 5,92 (табл. 4.8.).

Средняя пробность самородного золота Хаак-Саирского месторождения для 160 золотин (n=249) составляет 690‰ при вариациях от 19 до 957‰. Средняя пробность золотин первой золото-сульфосольно-сульфидно-кварцевой стадии составляет 874‰ при вариации от 486 до 957‰, второй золото-ртутисто-кварцевой стадии — 467‰ (19–911‰) и третьей золото-селенидно-ртутисто-сульфидно-кварцевой стадии — 718‰ (426–912‰) (рис. 4.18.).

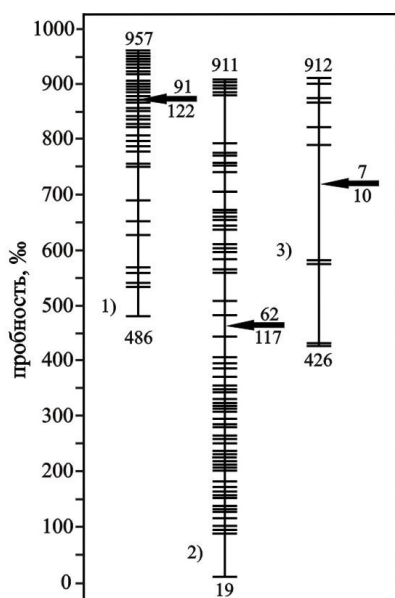


Рис. 4.18. Вариации пробностей минералов Au и Ag Хаак-Саирского месторождения

1 — золото-сульфосольно-сульфидно-кварцевая стадия; 2 — золото-ртутисто-кварцевая стадия; 3 — золото-селенидно-теллуридно-сульфидно-кварцевая стадия. Стрелкой показана средняя пробность золота, в числителе — количество проанализированных золотин, в знаменателе — количество анализов.

Минералого-геохимическими исследованиями установлено, что в рудах Хаак-Саирского месторождения количественно преобладает высокопробное и среднепробное золото (рис. 4.19.).

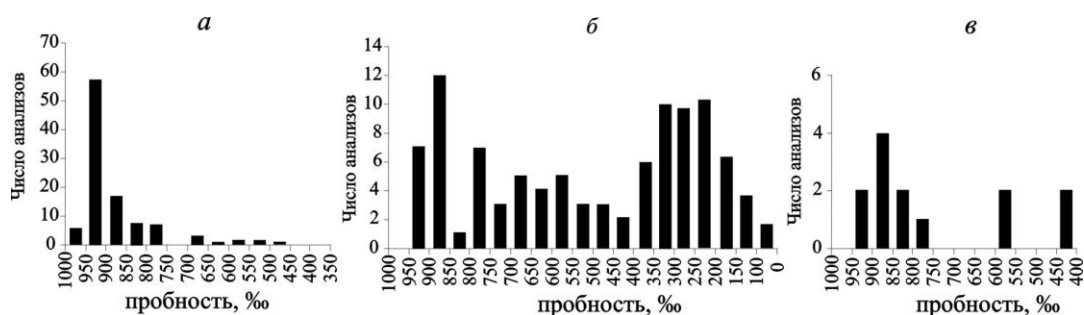


Рис. 4.19. Частота встречаемости пробности минералов ряда Au–Ag первой (а), второй (б) и третьей (в) продуктивных стадий Хаак-Саирского месторождения

Особенности морфологии и состава самородного золота. Отложение самородного золота в течение нескольких стадий отразилось на морфологических особенностях золота, его внутреннем строении и составе. Высокопробное и среднепробное золото, в отличие от его более серебристых и ртутистых разностей, часто встречается в виде крупных выделений до 1 мм, нередко с кристаллографическими очертаниями. Зёрна ртутистого электрума, ртутистого кюстелита встречаются в виде мелких скоплений зёрен от комковидной до удлинённой формы, нередко образуют пористые и губчатые зёрна и агрегаты. В аншлифах встречаются их сечения с ячеистой структурой (рис. 4.16.).

Золотины с разных участков Хаак-Саирского месторождения близки по составу (табл. 4.4.–4.8.) и характеризуются одинаковыми трендами самородного золота. В самородном золоте наблюдается обратная корреляция содержаний Hg с пробностью золота. Тренд самородного золота золото-сульфосольно-сульфидно-кварцевой стадии: Au → Au,Ag(Cu) → Ag,Au(Cu) → Ag (весьма высокопробное золото → серебристое золото → Cu-содержащее серебристое золото → электрум + серебристые блёклые руды ± Ag₂S ± гессит) (рис. 4.20, а). Минералы Au и Ag этой стадии отлагались вместе с блёклыми рудами, которые по составу представлены минералами группы теннантит-тетраэдрита и их железистыми и серебристыми разностями с содержаниями Ag до 50 мас. %.

Тренд золото-ртутисто-кварцевой стадии: Au → Au,Ag(Hg,Cu) → Au,Ag,Hg(Cu) → Ag,Au,Hg(Cu) → Ag,Hg,Au(Cu) (высокопробное золото → ртутистое золото → ртутистый электрум → ртутистый кюстелит → Au-содержащее ртутистое серебро), т. е. характерна последовательность отложения от высокопробного золота до Au-содержащего ртутистого серебра (рис. 20., б, 1–3).

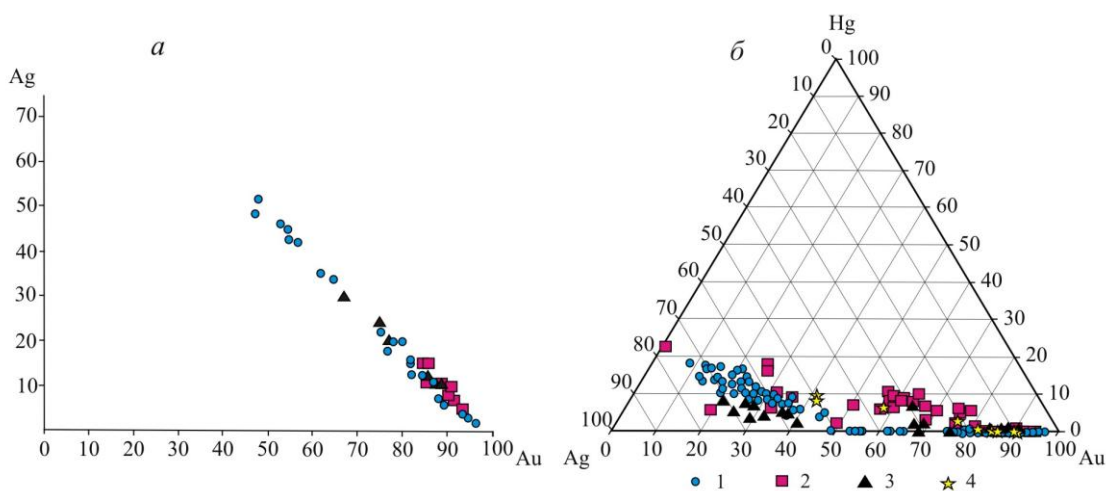


Рис. 4.20. Вариации состава минералов ряда Au–Ag Хаак-Саирского месторождения первой (а), второй (б, 1–3) и третьей (б, 4) продуктивных стадий.

1 — участок I, 2 — участок II, 3 — участок V.

Тренд золото-селенидно-теллуридно-сульфидно-кварцевой стадии: Au → Au,Ag(Hg) → Ag,Au,Hg (высокопробное золото → ртутистое золото → ртутистый электрум + науманнит + Те-содержащий науманнит + фишессерит + тиманнит + гессит + колорадоит + +Ag-содержащие минералы ряда галенит–клаусталит (Ag до 6 мас. %) ± Se-киноварь ± Se-имитерит), т. е. характерна последовательность отложения от высокопробного золота до ртутистого электрума (рис. 4.20., б, 4).

Состав самородного золота лиственитов идентичен таковому для золота из кварцевых жил, что свидетельствует об их синхронном образовании. Данный факт подтверждается также наличием идентичных минеральных ассоциаций.

Тренд самородного золота Хаак-Саирского месторождения идентичен трендам золото-медно-кварцево-жильных (Au-Cu-Q) месторождений и близок тренду золото-медно-ртутных (Au-Cu-Hg) месторождений (рис. 4.21.). По данным (Борисенко и др., 2002, 2006; Наумова и др., 2002), типовыми примерами Au-Cu-Q оруденения являются Кызык-Чадырское (Au)-Cu-Mo-порфировое месторождение (кварцево-жильные руды) и рудопроявление Хопто (Тува), а типовыми примерами Au-Cu-Hg оруденения являются Мурзинское месторождение (Алтай), Лысогорское месторождение (Хакасия) и Кварцитовые Горы (Казахстан).

На Хаак-Саирском месторождении наблюдается наложение золото-селенидно-теллуридно-сульфидно-кварцевой и золото-ртутисто-кварцевой ассоциаций на основную раннюю золото-сульфосольно-сульфидно-кварцевую (золото-сульфоантимонитную) ассоциацию. Хаак-Саирское месторождение по составу продуктивных ассоциаций отвечает золото-галенит-сульфоантимонитовому типу с серебристыми блёклыми рудами, ртутистыми разновидностями минералов ряда Au–Ag, селенидами (Au–Ag, Ag, Pb, Hg), теллуридами (Ag, Hg). В рудах Хаак-Саирского месторождения широко развиты минералы Sb, Ag, Hg, а также зональные серебристые и ртутистые разности золота, характерны широкие вариации пробности самородного золота, характерные для малоглубинных (1–3 км) месторождений (Петровская, 1973). Это обусловлено тем, что с ростом глубинности формирования золото-кварцевых месторождений в рудах уменьшается количество Sb, Hg, Tl и увеличивается Te, W, Au/Ag, Te/Se (от 1–2 до 100–3000), Au/Hg (от 1 до 200–6500) (Спиридонов, 1995; Назьмова и др., 2010). Высокое содержание Hg в самородном золоте в рудах Хаак-Саирского месторождения указывает на глубинный источник рудообразующих растворов, а также маркирует роль глубинных разломов для миграции флюидов (Озерова, 1986, Степанов, Моисеенко, 1993).

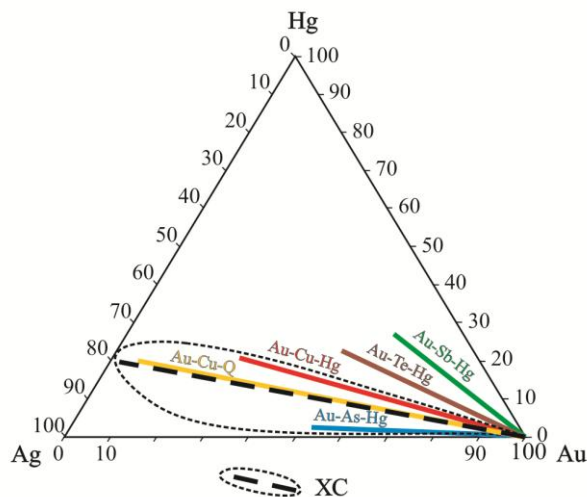


Рис. 4.21. Тренды составов золота золото-сурьмяно-ртутных (Au-Sb-Hg), золото-теллуридно-ртутных (Au-Te-Hg), золото-медно-ртутных (Au-Cu-Hg), золото-мышьяково-ртутных (Au-As-Hg), золото-медно-кварцево-жильных (Au-Cu-Q) и Хаак-Саирского (ХС) месторождений по данным (Борисенко и др., 2006; Наумов и др., 2010) с добавлениями автора

Обычно Hg активно начинает входить в состав самородного золота при значительном снижении температуры и давления или при его пересыщении в рудоносных растворах. Еще одним из основных факторов является отсутствие реакционной сульфидной S в рудоносных растворах (Мурзин, 1981; Наумов, 2007). Минералогическими исследованиями установлено, что на участке II Хаак-Саирского месторождения имеется Hg-золото с содержанием Hg до 11 мас. %, Au-содержащее Hg-серебро с содержанием Hg до 22 мас. %, а также тренд составов минералов системы Au-Ag-Hg на данном участке более крутой, относительно трендов в других участках месторождения (рис. 4.20.). Это, видимо, связано с тем, что рудоносные растворы золото-ртутисто-кварцевой стадии на данном участке были более пересыщенными Hg. Более пересыщенный состав Hg в рудоносных растворах в данном участке, возможно, является следствием расположения золотоносных жил и прожилков в более дислоцированных участках, в зонах дробления (Сарыгдашская зона дробления). Hg, как летучий элемент активно накапливался в верхних горизонтах рудных столбов. Возможно, этот же фактор, способствовал быстрому понижению температуры рудоносных растворов, что способствовало появлению примеси Hg в самородном золоте до 22 мас. %. По данным (Наумова и др., 2011), в природных условиях при резком сбросе давления, при появлении открытой трещины в тектоническом нарушении, происходит гетерогенизация раствора и в газовую фазу уходит часть рудных компонентов, особенно Hg.

Таблица 4.4. Состав минералов Au и Ag золото-сульфосольно-сульфидно-кварцевой стадии участка I

Минерал	N*	Элементы в мас. %					Сумма	Кристаллохимическая формула
		Au	Ag	Hg	Cu	Fe		
Весьма высоко-пробное золото	4	94,64-95,74	4,21-4,97	–	0,00-0,32	–	99,27-100	(Au _{0,91-0,93} Ag _{0,07-0,09} Cu _{0,00-0,01}) _{1,00}
Высоко-пробное золото	14	92,99-94,92	5,08-6,60	–	–	–	99,35-100	(Au _{0,89-0,91} Ag _{0,09-0,11}) _{1,00}
		93,79	5,93	–	–	–	99,72	(Au _{0,90} Ag _{0,10}) _{1,00}
	37	89,20-94,74	4,63-9,21	–	0,01-0,86	–	99,10-100,01	(Au _{0,70-0,91} Ag _{0,08-0,16} Cu _{0,01-0,03}) _{1,00}
		93,32	6,00	–	0,30	–	99,62	(Au _{0,89} Ag _{0,10} Cu _{0,01}) _{1,00}
	1	90,23	9,12	–	–	0,65	100	(Au _{0,83} Ag _{0,15} Fe _{0,02}) _{1,00}
	2	92,91	6,45	–	1,30	–	100,1	(Au _{0,85} Ag _{0,11} Cu _{0,03}) _{1,00}
90,24		8,73	–	1,08	–	100,1	(Au _{0,82} Ag _{0,15} Cu _{0,03}) _{1,00}	
Золото средней пробности	1	80,47	19,53	–	–	–	100	(Au _{0,69} Ag _{0,31}) _{1,00}
	10	80,73-89,01	10,28-18,74	–	0,16-0,62	–	99,19-100	(Au _{0,69-0,82} Ag _{0,17-0,29} Cu _{0,00-0,02}) _{1,00}
		84,63	14,81	–	0,43	–	99,87	(Au _{0,75} Ag _{0,24} Cu _{0,01}) _{1,00}
	8	82,25-87,83	11,02-15,77	–	1,05-2,44	–	99,23-99,90	(Au _{0,70-0,79} Ag _{0,18-0,26} Cu _{0,03-0,06}) _{1,00}
85,97		11,81	–	2,08	–	99,86	(Au _{0,75} Ag _{0,19} Cu _{0,06}) _{1,00}	
Низко-пробное золото	2	77,99	19,84	–	–	2,17	100	(Au _{0,64} Ag _{0,30} Fe _{0,06}) _{1,00}
		79,35	19,22	–	0,09	1,76	100	(Au _{0,67} Ag _{0,29} Fe _{0,04}) _{1,00}
	2	75,55	22,51	–	1,81	–	100	(Au _{0,62} Ag _{0,33} Cu _{0,05}) _{1,00}
		78,32	20,51	–	1,17	–	100	(Au _{0,66} Ag _{0,31} Cu _{0,03}) _{1,00}
	1	77,97	17,45	–	3,93	–	99,35	(Au _{0,64} Ag _{0,26} Cu _{0,10}) _{1,00}
Средний состав золота из 82 анализов								
Золото		92,73	6,55	–	0,39	0,04	99,71	(Au_{0,88}Ag_{0,11}Cu_{0,01})_{1,00}
Электрум	2	48,60	51,38	–	–	–	99,98	(Ag _{0,66} Au _{0,34}) _{1,00}
		55,88	43,77	–	–	–	99,65	(Ag _{0,59} Au _{0,41}) _{1,00}
	5	53,00-65,07	34,37-46,77	–	0,08-0,56	–	99,53-100	(Ag _{0,39-0,62} Au _{0,38-0,61} Cu _{0,00-0,01}) _{1,00}
		58,34	41,16	–	0,29	–	99,79	(Ag _{0,56} Au _{0,43} Cu _{0,01}) _{1,00}
Средний состав электрума и 7 анализов								
Электрум		56,60	42,99	–	0,21	–	99,80	(Ag_{0,56}Au_{0,42})_{1,00}
Средний состав минералов золота и серебра из 122 анализов								
(Золото)		90,52	8,79	–	0,38	0,03	99,72	(Au_{0,84}Ag_{0,15}Cu_{0,01})_{1,00}

Примечание. Здесь и таблице 4.5. показаны составы золотин из кварцевой жилы №5, 6 и 7. Здесь и в табл. 4.4.–4.6., состав минералов определялся на электронном микроскопе РЭММА-202МВ и на электронном микроскопе MIRA LM. N* — количество анализов, из которых взяты min и max содержания элемента. Здесь и далее в табл. 4.4.–4.6., 4.11.–4.13., кристаллохимическая формула минералов Au и Ag рассчитана при сумме металлов, равной 1.

Таблица 4.5. Состав минералов Au и Ag золото-ртутисто-кварцевой стадии участка I

Минерал	N*	Элементы в мас. %				Сумма	Кристаллохимическая формула
		Au	Ag	Hg	Cu		
Высоко-пробное золото	3	94,03	5,20	0,23	0,50	99,96	(Au _{0,89} Ag _{0,09} Cu _{0,02}) _{1,00}
		90,40	8,43	0,26	0,80	99,89	(Au _{0,84} Ag _{0,14} Cu _{0,02}) _{1,00}
		90,36	8,67	0,35	0,46	99,84	(Au _{0,84} Ag _{0,15} Cu _{0,01}) _{1,00}
Золото средней пробности	2	86,12	12,78	0,31	0,42	99,63	(Au _{0,78} Ag _{0,21} Cu _{0,01}) _{1,00}
		87,86	11,50	0,10	0,28	99,74	(Au _{0,80} Ag _{0,19} Cu _{0,01}) _{1,00}
Низкопробное золото	1	79,69	19,32	0,25	0,58	99,84	(Au _{0,68} Ag _{0,30} Cu _{0,02}) _{1,00}
Средний состав золота 7 анализов							
Золото		89,03	9,90	0,26	0,65	99,84	(Au_{0,81}Ag_{0,17}Cu_{0,02})_{1,00}
Hg-электрум	1	38,83	55,44	5,55	–	99,82	(Ag _{0,70} Au _{0,27} Hg _{0,04}) _{1,00}
	11	31,24-44,14	50,28-60,25	4,35-9,41	0,17-0,80	99,06-100	(Ag _{0,65-0,75} Au _{0,16-0,31} Hg _{0,03-0,08} Cu _{0,00-0,08}) _{1,00}
		35,24	57,03	6,87	0,40	99,54	(Ag _{0,70} Au _{0,24} Hg _{0,05} Cu _{0,01}) _{1,00}
Средний состав Hg-электрума и 13 анализов							
Hg-электрум		35,72	56,75	6,70	0,42	99,59	(Ag_{0,70}Au_{0,24}Hg_{0,05}Cu_{0,01})_{1,00}
Hg-кюстелит	26	11,81-28,62	60,48-72,76	8,74-16,82	0,02-0,51	99,54-100	(Ag _{0,74-0,83} Au _{0,07-0,19} Hg _{0,06-0,10} Cu _{0,00-0,02}) _{1,00}
		20,27	65,96	12,93	0,43	99,59	(Ag _{0,78} Au _{0,13} Hg _{0,08} Cu _{0,01}) _{1,00}
Средний состав Hg-кюстелита из 29 анализов							
Hg-кюстелит		20,59	65,75	12,73	0,55	99,62	(Ag_{0,78}Au_{0,13}Hg_{0,08}Cu_{0,01})_{1,00}
Hg-серебро	1	8,32	73,12	18,05	0,28	99,97	(Ag _{0,83} Au _{0,05} Hg _{0,11} Cu _{0,01}) _{1,00}
Средний состав минералов золота и серебра из 50 анализов							
(Hg-электрум)		35,71	54,62	9,43	0,57	99,71	(Ag_{0,69}Au_{0,24}Hg_{0,06}Cu_{0,01})_{1,00}

Примечание. Примесь Fe не выявлена.

Таблица 4.6. Состав минералов Au и Ag золото-сульфосольно-сульфидно-кварцевой стадии из кварцевых жил участков II и V

Минерал	N*	Элементы в мас. %				Сумма	Кристаллохимическая формула
		Au	Ag	Hg	Cu		
Высоко-пробное золото	1	92,39	7,58	–	–	99,97	(Au _{0,87} Ag _{0,13}) _{1,00}
	2	93,43	6,16	–	0,26	99,88	(Au _{0,88} Ag _{0,11} Cu _{0,01}) _{1,00}
		90,58	8,97	–	0,24	99,79	(Au _{0,84} Ag _{0,15} Cu _{0,01}) _{1,00}
Золото средней пробности	5	89,82	9,81	–	0,37	100	(Au _{0,83} Ag _{0,16} Cu _{0,01}) _{1,00}
		89,00	10,75	–	0,31	100,1	(Au _{0,81} Ag _{0,18} Cu _{0,01}) _{1,00}
		88,02	11,34	–	0,24	99,60	(Au _{0,80} Ag _{0,19} Cu _{0,01}) _{1,00}
		87,29	21,31	–	0,38	99,98	(Au _{0,79} Ag _{0,20} Cu _{0,01}) _{1,00}
		86,04	13,05	–	0,65	99,74	(Au _{0,77} Ag _{0,21} Cu _{0,02}) _{1,00}
	2	85,45	12,19	–	2,16	99,80	(Au _{0,75} Ag _{0,19} Cu _{0,06}) _{1,00}
		84,03	13,41	–	2,47	99,91	(Au _{0,72} Ag _{0,21} Cu _{0,07}) _{1,00}
Низко-пробное золото	1	74,64	24,83	–	–	99,48	(Au _{0,62} Ag _{0,38}) _{1,00}
	1	77,72	20,39	–	1,79	99,91	(Au _{0,64} Ag _{0,31} Cu _{0,05}) _{1,00}
Средний состав золота из 12 анализов							
Золото		85,29	13,80	–	0,68	99,77	(Au_{0,76}Ag_{0,22}Cu_{0,02})_{1,00}
Электрум	1	68,67	30,97	–	–	99,64	(Ag _{0,45} Au _{0,55}) _{1,00}
Средний состав минералов золота и серебра из 13 анализов							
(Золото)		83,21	15,95	–	0,59	99,75	(Au_{0,75}Ag_{0,25}Cu_{0,02})_{1,00}

Примечание. В данной таблице и показаны составы минералов Au и Ag из кварцевой жилы №1, 2 и 3 участка I и кварцевой жилы №1 из участка IV. Всего проанализировано 13 анализов 10 зёрен минералов Au и Ag.

Таблица 4.7. Состав минералов Au и Ag золото-ртутисто-кварцевой стадии из кварцевых жил участков II и V

Минерал	N*	Элементы в мас. %				Сумма	Кристаллохимическая формула
		Au	Ag	Hg	Cu		
Высоко-пробное золото	2	90,35	9,63	–	–	99,98	(Au _{0,84} Ag _{0,16}) _{1,00}
		90,28	9,70	–	–	99,98	(Au _{0,84} Ag _{0,16}) _{1,00}
	1	90,24	8,99	0,12	0,29	99,64	(Au _{0,84} Ag _{0,15} Cu _{0,01}) _{1,00}
	1	90,99	6,66	1,78	0,42	99,85	(Au _{0,87} Ag _{0,11} Hg _{0,01} Cu _{0,01}) _{1,00}
Золото средней пробы	2	89,26	10,73	–	–	99,99	(Au _{0,82} Ag _{0,18}) _{1,00}
		87,80	11,07	–	–	98,97	(Au _{0,81} Ag _{0,19}) _{1,00}
	5	88,41-89,74	9,35-10,88	0,12-0,37	0,33-0,59	99,78-99,96	(Au _{0,80-0,83} Ag _{0,16-0,18} Cu _{0,01-0,02}) _{1,00}
		88,89	10,24	0,25	0,48	99,86	(Au _{0,82} Ag _{0,17} Cu _{0,01}) _{1,00}
1	86,31	9,73	1,38	–	97,42	(Au _{0,82} Ag _{0,17} Hg _{0,01}) _{1,00}	
Низкопробное золото	1	76,98	21,19	1,22	0,42	99,81	(Au _{0,65} Ag _{0,33} Hg _{0,01} Cu _{0,01}) _{1,00}
Hg-золото	1	73,13	12,32	10,60	0,85	96,90	(Au _{0,67} Ag _{0,21} Hg _{0,10} Cu _{0,02}) _{1,00}
Средний состав золота из 13 анализов							
Золото		86,99	10,84	1,23	0,30	99,36	(Au_{0,80}Ag_{0,18}Hg_{0,01}Cu_{0,01})_{1,00}
Hg-электрум	1	48,75	49,84	1,05	0,31	99,95	(Ag _{0,64} Au _{0,34} Hg _{0,01} Cu _{0,01}) _{1,00}
	2	40,58	56,77	2,34	–	99,69	(Ag _{0,71} Au _{0,28} Hg _{0,01}) _{1,00}
		31,36	64,73	3,49	–	99,58	(Ag _{0,77} Au _{0,21} Hg _{0,02}) _{1,00}
	3	63,88	28,56	7,39	–	99,83	(Ag _{0,52} Au _{0,42} Hg _{0,06}) _{1,00}
	1	59,95	33,52	6,50	–	99,97	(Ag _{0,48} Au _{0,47} Hg _{0,05}) _{1,00}
1	59,93	33,53	6,51	–	99,97	(Ag _{0,49} Au _{0,46} Hg _{0,05}) _{1,00}	
Средний состав Hg-электрума и 11 анализов							
Hg-электрум		46,83	47,80	4,42	0,04	99,09	(Ag_{0,63}Au_{0,34}Hg_{0,03})_{1,00}
Hg-кюстелит	3	25,08	69,48	5,31	–	99,87	(Ag _{0,81} Au _{0,16} Hg _{0,03}) _{1,00}
		23,86	70,50	5,41	–	99,77	(Ag _{0,82} Au _{0,13} Hg _{0,03}) _{1,00}
		20,73	70,83	8,38	–	99,94	(Ag _{0,82} Au _{0,13} Hg _{0,05}) _{1,00}
	1	26,46	66,82	6,15	0,33	99,76	(Ag _{0,78} Au _{0,17} Hg _{0,04} Cu _{0,01}) _{1,00}
	1	24,86	56,26	17,51	0,55	99,18	(Ag _{0,70} Au _{0,17} Hg _{0,12} Cu _{0,01}) _{1,00}
Средний состав Hg-кюстелита из 8 анализов							
Hg-кюстелит		25,56	65,16	8,36	0,18	99,26	(Ag_{0,78}Au_{0,17}Hg_{0,05})_{1,00}
Hg-серебро		1,91	75,91	22,15	–	99,97	(Ag_{0,85}Hg_{0,14}Au_{0,01})_{1,00}
Средний состав минералов золота и серебра из 32 анализов							
(Hg-электрум)		58,97	35,73	4,19	0,15	99,04	(Ag_{0,51}Au_{0,46}Hg_{0,03})_{1,00}

Примечание. В данной таблице и показаны составы золотин из кварцевой жилы №1, 2 и 3 участка II, и кварцевой жилы 1 из участка IV.

Таблица 4.8. Состав минералов Au и Ag из лиственитов участка II

Минерал	№ п/п	N*	Элементы в мас. %				Сумма	Кристаллохимическая формула
			Au	Ag	Hg	Cu		
Весьма высокопробное золото	1	3	99,30-99,80	0,00-0,57	–	–	99,80-99,90	(Au _{0,99-1,00} Ag _{0,00-0,01}) _{1,00}
			99,58	0,28	–	–	99,86	(Au _{0,99} Ag _{0,01}) _{1,00}
Высокопробное золото	2	6	90,27-94,09	5,61-9,64	–	–	99,70-100	(Au _{0,84-0,90} Ag _{0,10-0,16}) _{1,00}
			92,38	7,49	–	–	99,87	(Au _{0,87} Ag _{0,13}) _{1,00}
	3	8	90,37-92,99	6,69-8,85	–	0,23-0,35	99,95-99,98	(Au _{0,84-0,88} Ag _{0,11-0,15} Cu _{0,01}) _{1,00}
золото средней пробы	4	3	84,36-88,56	11,27-15,40	–	–	99,62-99,83	(Au _{0,75-0,81} Ag _{0,19-0,25}) _{1,00}
			86,60	13,13	–	–	99,73	(Au _{0,78} Ag _{0,22}) _{1,00}
	5	1	86,71	12,59	–	0,65	99,95	(Au _{0,78} Ag _{0,20} Cu _{0,02}) _{1,00}
Средний состав золота золото-сульфосольно-фульфидно-кварцевой стадии из 21 анализов								
Золото			92,16	7,48		0,15	99,79	(Au_{0,87}Ag_{0,13})_{1,00}
Hg-золото (низкопробное)	6	3	74,11-77,49	15,91-19,46	5,70-6,49	–	99,40-99,93	(Au _{0,59-0,68} Ag _{0,26-0,37} Hg _{0,02-0,06} Cu _{0,00-0,01}) _{1,00}
			75,57	18,14	6,18	–	99,89	(Au _{0,66} Ag _{0,29} Hg _{0,05}) _{1,00}
	7	1	69,91	24,13	5,36	–	99,40	(Au _{0,59} Ag _{0,37} Hg _{0,04}) _{1,00}
	8	1	79,00	18,11	2,46	0,31	99,88	(Au _{0,68} Ag _{0,29} Hg _{0,02} Cu _{0,01}) _{1,00}
Средний состав Hg-золота из 5 анализов								
Hg-золото			75,12	19,33	5,27	0,06	99,78	(Au_{0,65}Ag_{0,31}Hg_{0,04})_{1,00}
Hg-электрум	10	7	56,63-66,93	25,22-34,90	7,41-10,61	–	99,50-100,02	(Ag _{0,38-0,50} Au _{0,44-0,56} Hg _{0,06-0,08} Cu) _{1,00}
			60,60	30,59	8,57	–	99,76	(Ag _{0,48} Au _{0,45} Hg _{0,07}) _{1,00}
	9	1	51,04	37,08	11,83	–	99,95	(Ag _{0,52} Au _{0,39} Hg _{0,09}) _{1,00}
Средний состав Hg-электрума из 8 анализов								
Hg-электрум			59,41	31,41	8,48	–	99,80	(Ag_{0,46}Au_{0,47}Hg_{0,07})_{1,00}
Hg-кюстелит	12	1	22,23	71,45	5,92	–	99,60	(Ag _{0,82} Au _{0,14} Hg _{0,04}) _{1,00}
Средний состав минералов Au и Ag золото-ртутисто-кварцевой стадии из 15 анализов								
(Hg-электрум)			62,69	29,95	7,11	0,03	99,78	(Au_{0,50}Ag_{0,44}Hg_{0,06})_{1,00}
Средний состав минералов Au и Ag из 35 анализов								
(Hg-содержащее золото)			79,88	16,87	2,97	0,10	99,82	Au_{0,70}Ag_{0,27}Hg_{0,03})_{1,00}

Примечание. Здесь всего выполнено 40 анализов 15 зерен минералов Au и Ag из лиственитов. Пункты 1–2, 4–8, 10–11 и 13 — коллекция И.Ю. Мелекесцевой (обр. № СТ-15), 3, 9, 12, 14 и 15 коллекция Р.В. Кужугета (обр. СТ-18 и СТ-36-9, шлиховая проба СТ-35).

Гипергенная минерализация Au и Ag. Рудные минералы кварцевых жил и жильных зон частично или полностью окислены, особенно интенсивно окислены минералы жил, локализованных в зонах дробления. Такая картина наблюдается на участке II, многие жилы которого раздроблены вместе с вмещающими лиственитами. При замещении блёклых руд гипергенными минералами Cu, Sb, As, Fe и Ag (малахитом, азуритом, скородитом, ромеитом, гидроромеитом, трипугиитом, триппкеитом, конихальцитом, гётитом, акантитом и другими минералами), в их каёмке формируются колломорфные концентрически-скорлуповатые микротекстуры, характеризующиеся чередованием полосок различной окраски (ритмичная структура замещения) шириной от 2 до 100 мкм (рис. 4.22., а–б — обр. СТ-2; в–г — обр. СТ-53). Часто блёклые руды

дислоцированы и разбиты трещинами, в этом случае в трещинах образуются агрегаты ковеллина либо халькозина. При деструкции блёклых руд с богатым содержанием Ag (Fe-тетраэдрита (Ag до 5 мас. %), Ag-тетраэдрита, аргентотетраэдрита, аргентотеннантит-тетраэдрита) в гипергенных условиях образовались акантит, гипергенное серебро, иодиды, хлориды и бромиды.

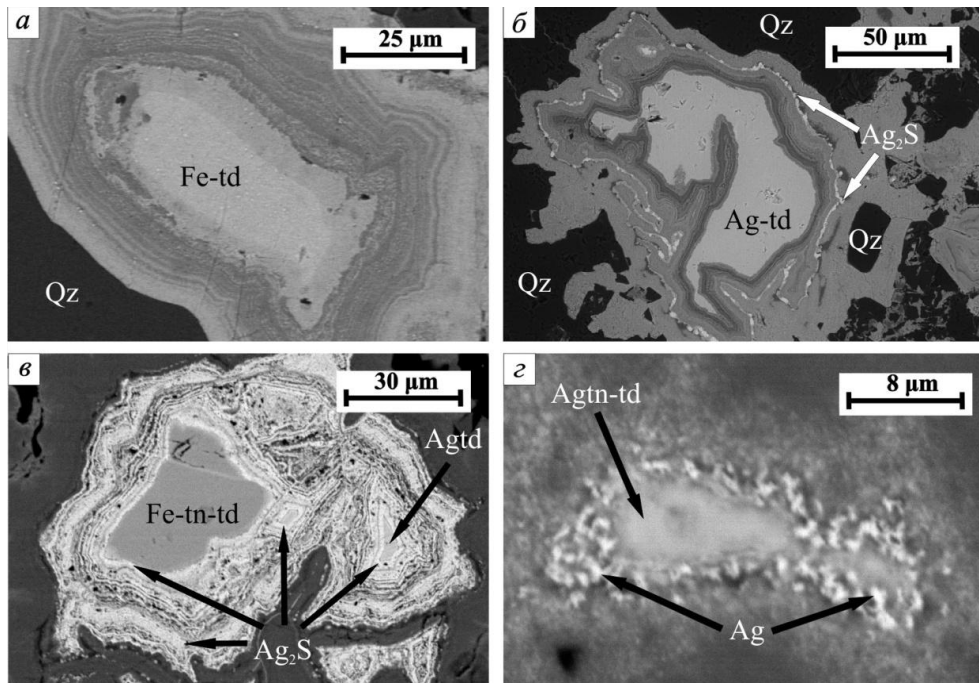


Рис. 4.22. Блёклые руды и гипергенные минералы Ag

a–в — ритмичная структура замещения акантитом (Ag_2S) и гипергенными минералами Cu, As, Sb, Fe и Ca (*серые, тёмно-серые*), Fe-тетраэдрита (Fe-td), Ag-тетраэдрита (Ag-td), Fe-теннантит-тетраэдрита (Fe-tn-td) и аргентотетраэдрита (Agtd), матрица кварц (Qz); *г* — деструкция аргентотеннантит-тетраэдрита (Agtn-td) с образованием гипергенного серебра (Ag).

Гипергенное серебро встречается в виде дендритов (рис. 4.23., *a*) либо в виде мелких зёрен вокруг аргентотеннантит-тетраэдрита. Размеры гипергенного серебра от 0,5 мкм до 1,5 мкм. Более крупные его выделения образовались в результате собирательной перекристаллизации (рис. 4.22., *г*).

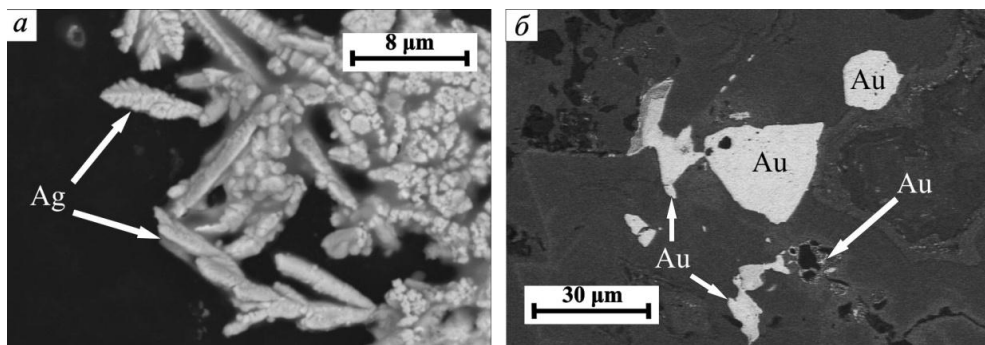


Рис. 4.22. Формы выделения гипергенного серебра (Ag) и гипергенного золота (Au) из жилы №1 участка II

Серые, тёмно-серые гипергенные минералы Cu, Sb, As и Fe.

Акантит встречается в виде тонких кружевных оторочек или в виде дендритовых форм вокруг Fe-теннантит–тетраэдрита и аргентотетраэдрита, ритмично замещая последних (рис. 4.22., б–в). Fe-теннантит–тетраэдрит был зональным, края его были сложены Ag-тетраэдритом. Состав акантита отвечает формуле — $Ag_{2,05}S_{0,95}$.

Гипергенное золото встречается в зоне окисления руд в гипергенных минералах, образованных при окислении блёклых руд и сульфидов, нередко образуя высокопробные каймы на гипогенных золотилах. Отдельные зёрна гипергенного золота обнаружены в иодаргирите, для которого характерен следующий состав в мас. %: Au 99,50, Ag 0,24 (рис. 4.24.). В коре выветривания иногда золото химически однородно, характеризуется весьма высокой пробностью (992–1000‰) по всему объёму зёрен, без каких-либо каёмок и оторочек, характерных для гипергенного золота, для данных золотилов характерна примесь Ag от 0,00 до 0,94 мас. %. Следовательно, хааксаирское золото в коре выветривания подверглось более интенсивному преобразованию.

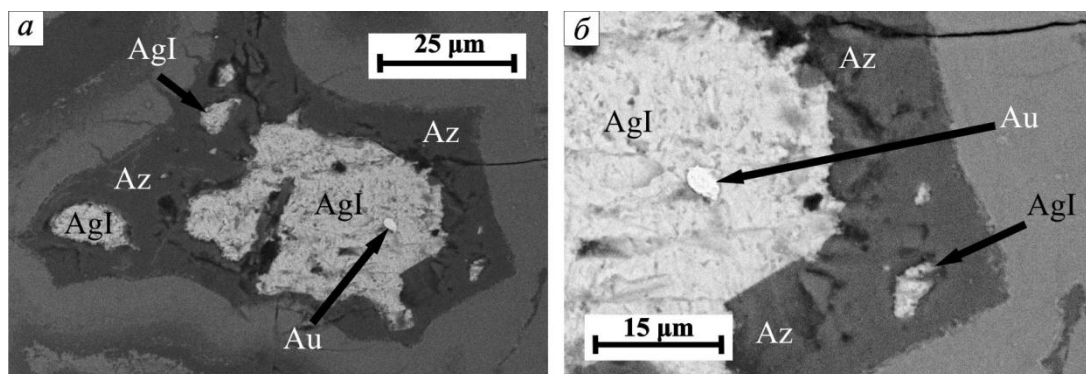


Рис. 4.24. Формы выделения гипергенного золота (Au) в иодаргирите (AgI) в зальбандах кварцевой жилы №2 участка II

Az — азурит, серые, тёмно-серые — гипергенные минералы Cu, Sb, As и Fe.

В окисленных кварцевых жилах и вмещающих лиственитах Хаак-Саирского месторождения выявлена гипергенная иодидная (иодаргирит, Br-содержащий иодаргирит, Br-, Cl-содержащий иодаргирит, мошелит и минералы ряда маршит–майерсит), хлоридная (бромистый хлорагирит, Br-, I-содержащий хлораргирит) и бромидная (I-содержащий бромаргирит, I, Cl-содержащий бромаргирит и Cl, I-содержащий бромаргирит).

Большой атомный радиус и индивидуальные геохимические особенности I и Br обуславливают обособление от других элементов и редкость в природе их кристаллических фаз. Практически все минералы I и Br редки, а некоторые встречены лишь в единичных образцах в виде микрозёрен. По данным (Пеков и др., 2010) на данный момент в природе известно всего 6 иодидов: иодаргирит AgI (гекс.), майерсит (Ag,Cu)I (куб.), маршит CuI (куб.), мошелит Hg₂I₂ (тетр.), кокцинит HgI₂ (тетр.) и токорналит

(Ag,Hg)I (гекс.). Природные иодиды — это соли Ag, Cu и Hg. Относительно распространен только иодаргирит, остальные иодиды встречаются крайне редко.

Как примесь Br встречается во многих минералах, собственным и единственным минеральным видом является бромаргирит AgBr (куб.). В природе встречаются Cl-, I-содержащие разновидности бромаргирита (Cl-содержащий бромаргирит, Cl, I-содержащий бромаргирит, I, Cl-содержащий бромаргирит и I-содержащий бромаргирит), последние очень редки. Чаще всего встречается Cl-содержащий бромаргирит, и с хлораргиритом образует непрерывный изоморфный ряд AgCl–AgBr. Иодиды, хлориды и бромиды встречаются только в гипергенных условиях, в первую очередь, в зоне окисления сульфидных полиметаллических и серебросодержащих месторождений в регионах с аридным климатом.

Обильная иодидная и бромидная минерализация встречается в жилах и золотоносных лиственитах участка II (см. рис. 4.2.). В остальных участках месторождения иодиды и Cl-, I-содержащие разновидности бромаргирита обнаружены в единичных образцах. Хлоридная минерализация встречается только в жиле №1 участке V.

Иодидная минерализация. В кварцевых жилах и золотоносных лиственитах участка I и II, особенно в последнем, выявлены следующие иодиды: иодаргирит, минералы ряда маршит-майерсит и мошелит. На участке I иодиды (иодаргирит, мошелит) обнаружены в единичных образцах из кварцевых жил №5 и 6. На участке II в жилах 1 и 3 встречаются выделения иодаргирита, реже в образцах из жилы №2. Из иодидов чаще всего встречается иодаргирит, выделения мошелита и минералов ряда маршит-майерсит очень редки.

Иодаргирит [AgI] является гексагональной модификацией AgI, имеющую структуру типа вюртцита — искажённую сфалеритовую (Burley, 1963). Данный минерал на Хаак-Саирском месторождении чаще всего встречается в зальбандах кварцевых жил, образуя вкрапленность в гипергенных минералах Cu, As, Sb и Fe, которые образовались в результате окисления блёклых руд и сульфидов. Иодаргирит образует мелкие зёрна неправильной формы до 1 мм (рис. 4.25., обр. СТ-3; рис. 4.26., обр. СТ-1в), часто концентрически-скорлуповатые микротекстуры (рис. 4.25., в-г; рис. 4.27., б). Иодаргирит иногда вместе с другими гипергенными минералами заполняет полости образовавшихся в результате выщелачивания карбонатов, что хорошо проявлено в зальбандах кварцевой жилы №1, участка II (рис. 4.26., а-б). Иодаргирит в золотоносных лиственитах участка II чаще всего встречается в конихальците (рис. 4.27).

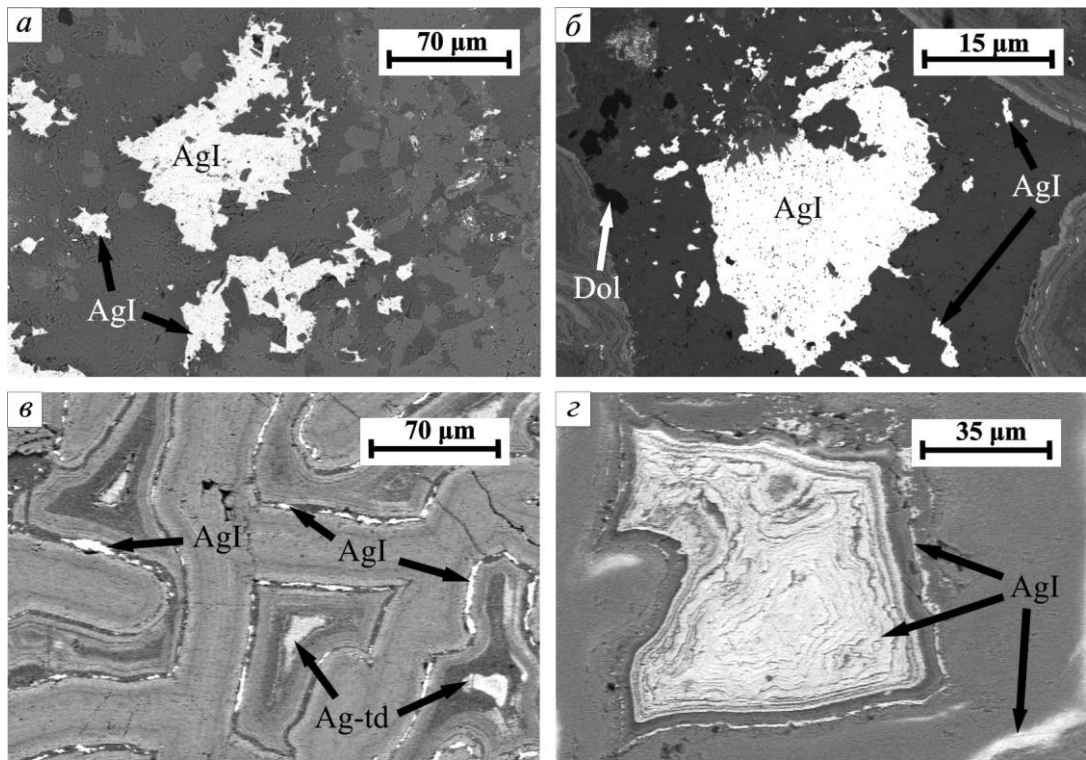


Рис. 4.25. Формы выделения иодаргирита (AgI) в зальбандах кварцевой жилы №3 участка II

Dol — доломит, *серые, тёмно-серые* — гипергенные минералы Cu, Sb, As, Fe и Ca; Ag-td — Ag-тетраэдрит.

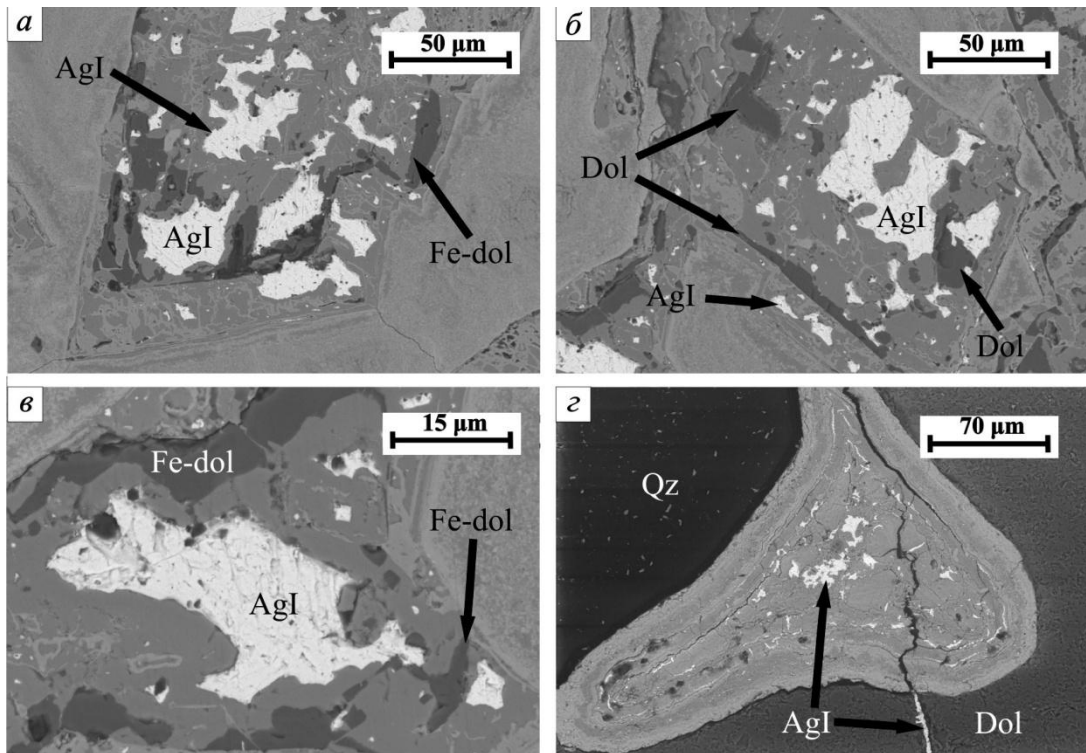


Рис. 4.26. Формы выделения иодаргирита (AgI) в зальбандах жилы №1 участка II

Dol — доломит, Con — конихальцит, Qz — кварц, Cal — кальцит; *серые, тёмно-серые* — гипергенные минералы Cu, Sb, As, Fe и Ca.

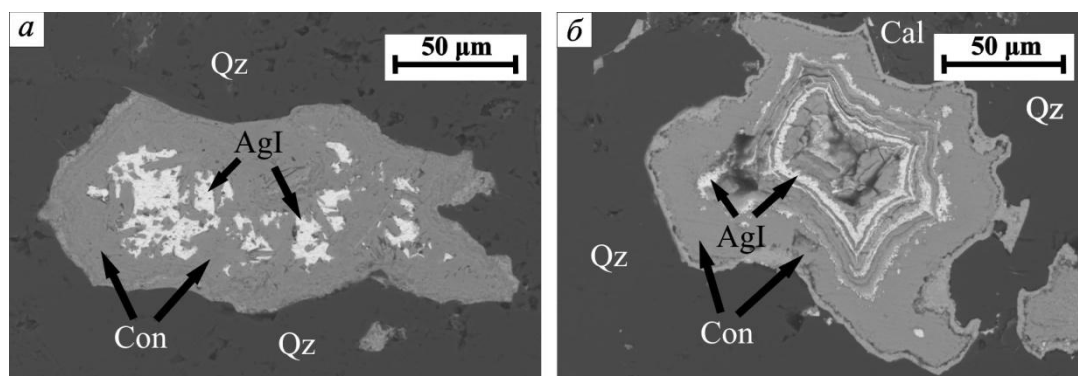


Рис. 4.27. Формы выделения иодаргирита (AgI) в рудовмещающих лиственитах, в ассоциации конихальцитом (Con), кальцитом (Cal) и кварцем (Qz)

Иодаргирит прозрачен, имеет алмазный блеск, почти бесцветный, формы выделения весьма разнообразны, в виде кристаллов не обнаружен. Иодаргирит в отличие от хрупкого майерсита, мягкий и пластичный, при нажатии «размазывается». Иодаргирит из жил №1 и 2 участка II безпримесный, содержание Cu, Cl, Br, Hg и других элементов во всех случаях ниже пределов обнаружения. Средний химический состав иодаргирита из кварцевых жил ($n=5$) в мас. %: Ag— 44,77, I— 54,88, здесь и далее формула, рассчитанная из учёта 2 атома в формуле $Ag_{0,98}I_{1,02}$. Средний химический состав иодаргирита из лиственитов ($n=4$) в мас. %: Ag— 45,87, I— 53,79, формула — $Ag_{1,00}I_{1,00}$ (табл. 4.9.). Иодаргирит из жил №3 участка II и 1 участка V в ассоциации с хлоридами и бромидами содержит примеси Br и Cl. Br-содержащий иодаргирит содержит примесь Br до 1,29 мас. %, Br-, Cl-содержащий иодаргирит — Br до 2,53 мас. %, Cl до 0,54 мас. % (табл. 4.9.). Последние часто образуют сростания Cl-, I-содержащими разновидностями бромаргирита.

Минералы ряда маршит–майерсит [(Cu,Ag)I]. Минералы этого ряда имеют кубическую структуру типа сфалерита (Cooper, Hawthorne, 1997). Минералы этого ряда на Хаак-Саирском месторождении очень редки, систематическое изучение около 20 шлифов позволили выявить их наличие. Минералы ряда маршит–майерсит хрупкие, в отличие от мягкого иодаргирита, их индивиды легко раскалываются по плоскостям совершенной спайности (110). Кроме того, минералы ряда маршит–майерсит изотропные, в отличие от анизотропного иодаргирита, т. е. после электронной микроскопии прозрачно-полированные шлифы с выделениями AgI изучались в проходящем свете. Минералы ряда маршит–майерсит (табл. 4.9., ан. 10–19) автор определил с помощью оптической и сканирующей микроскопии, по выше описанным критериям, т. е. в данную группу включены анализы только тех выделений AgI, где подтверждена изотропность или наличие совершенной спайности (110). Наличие примеси Cu тоже играет немаловажную роль в диагностике данных минералов, т. е. проверка спайности под микроскопом

некоторых Cu-содержащих выделений AgI с размерами более 1 мм позволила определить их принадлежность к минералам ряда маршит–майерсит. Из-за малых размеров выделений минералов ряда маршит–майерсит не удалось провести рентгенографические анализы. Минералы этого ряда прозрачны, они практически бесцветны. Блеск у них алмазный. Их формы выделения тоже весьма разнообразны, кристаллы не встречаются.

Таблица 4.9. Химический состав иодаргирита, мошелита и минералов ряда маршит–майерсит (мас. %)

№ п/п	№ образца	Элементы в мас. %						Сумма	Формула
		Ag	Hg	Cu	I	Br	Cl		
1	СТ-1а	45,30	–	–	54,30	–	–	99,95	Ag _{0,99} I _{1,01}
2		43,12	–	–	55,88	–	–	99,00	Ag _{0,95} I _{1,05}
3		43,83	–	–	55,57	–	–	99,40	Ag _{0,96} I _{1,04}
4	СТ-1б	45,72	–	–	53,66	–	–	99,38	Ag _{1,00} I _{1,00}
5		45,90	–	–	55,00	–	–	100,9	Ag _{0,99} I _{1,01}
6	СТ-3б	46,30	–	–	53,53	–	–	99,83	Ag _{1,01} I _{0,99}
7		45,89	–	–	53,84	–	–	99,73	Ag _{1,00} I _{1,00}
8		45,84	–	–	53,67	–	–	99,51	Ag _{1,00} I _{1,00}
9		45,45	–	–	54,10	–	–	99,55	Ag _{1,99} I _{0,99}
10	СТ-1в	46,81	–	–	53,02	–	–	99,82	Ag _{1,02} I _{0,98}
11		47,22	–	1,23	51,31	–	–	99,76	(Ag _{1,02} Cu _{0,04}) _{1,06} I _{0,94}
12		45,17	–	1,47	52,24	–	–	99,88	(Ag _{0,97} Cu _{0,05}) _{1,02} I _{0,98}
13		45,44	–	–	54,00	–	–	99,44	Ag _{0,99} I _{1,01}
14		45,15	–	0,75	53,94	–	–	99,84	(Ag _{0,98} Cu _{0,03}) _{1,01} I _{0,99}
15		45,48	–	1,41	53,60	–	–	100,50	(Ag _{0,97} Cu _{0,05}) _{1,02} I _{0,98}
16		44,92	–	1,66	52,84	–	–	99,43	(Ag _{0,97} Cu _{0,06}) _{1,03} I _{0,97}
17	СТ-2	42,21	–	2,87	53,99	–	–	99,07	(Ag _{0,91} Cu _{0,10}) _{1,01} I _{0,99}
18		30,45	–	11,10	58,98	–	–	100,53	(Ag _{0,61} Cu _{0,38}) _{0,99} I _{1,01}
19		22,94	–	15,78	61,24	–	–	99,96	(Cu _{0,53} Ag _{0,45}) _{0,98} I _{1,02}
20	СТ-2	–	59,78	–	39,55	–	–	99,33	Hg _{1,96} I _{2,04}
21		–	60,14	–	39,70	–	–	99,84	Hg _{1,96} I _{2,04}
22		–	59,52	–	40,21	–	–	99,73	Hg _{1,94} I _{2,06}
23	СТ-5	–	60,84	–	39,74	–	–	99,58	Hg _{1,97} I _{2,03}
24		–	60,65	–	39,09	–	–	99,74	Hg _{1,98} I _{2,02}
25	СТ-3д	46,66	–	–	52,02	1,29	–	99,97	Ag _{1,01} (I _{0,95} Br _{0,04}) _{0,99}
26		46,12	–	–	50,56	2,53	0,54	99,75	Ag _{0,98} (I _{0,91} Br _{0,07} Cl _{0,04}) _{0,99}

Примечание. Здесь 1–3, 14–16 анализы сделаны на электронном микроскопе РЭММА-202МВ и 4–13, 17–26 — на электронном микроскопе MIRA LM. 1–5 — составы иодаргирита из зальбанд кварцевой жилы №1, участка II; 6–9 — составы иодаргирита из золотоносных лиственитов участка II; 10–19 — составы минералов ряда маршит-майерсит из кварцевой жилы №2 участка II; 20–24 — составы мошелита из кварцевой жилы № 2 участка II и из кварцевой жилы №5 участка I, 25–26 — составы Br-, Cl- содержащих разновидностей иодаргирита.

Выделения майерсита встречаются в центральных частях окисленных кварцевых жил. Вокруг и внутри Fe-тетраэдрита наблюдаются колломорфные концентрически-скорлуповатые, ритмично-слоистые почковидные выделения гипергенных минералов Cu, Fe и Sb, а также азурита. В центре этих агрегатов иногда находятся зёрна майерсита различной морфологии и размера. Азурит при этом часто нарастает на майерсит (рис. 4.28., а–б, обр. СТ-1д; в–г, обр. СТ-2). В то же время, в таких же выделениях, но

ближе к зальбандам жил уже встречается иодаргирит (рис. 4.28., в, обр. СТ-1б). Либо выделения иодаргирита наблюдаются в небольших трещинах в Fe-тетраэдрите и гипергенных минералах Cu (рис. 4.29., б–в, обр. СТ-1в). В некоторых выделениях азурита наблюдаются выделения иодаргирита с концентрически-скорлуповатыми микротекстурами (рис. 4.29., з, обр. СТ-1б).

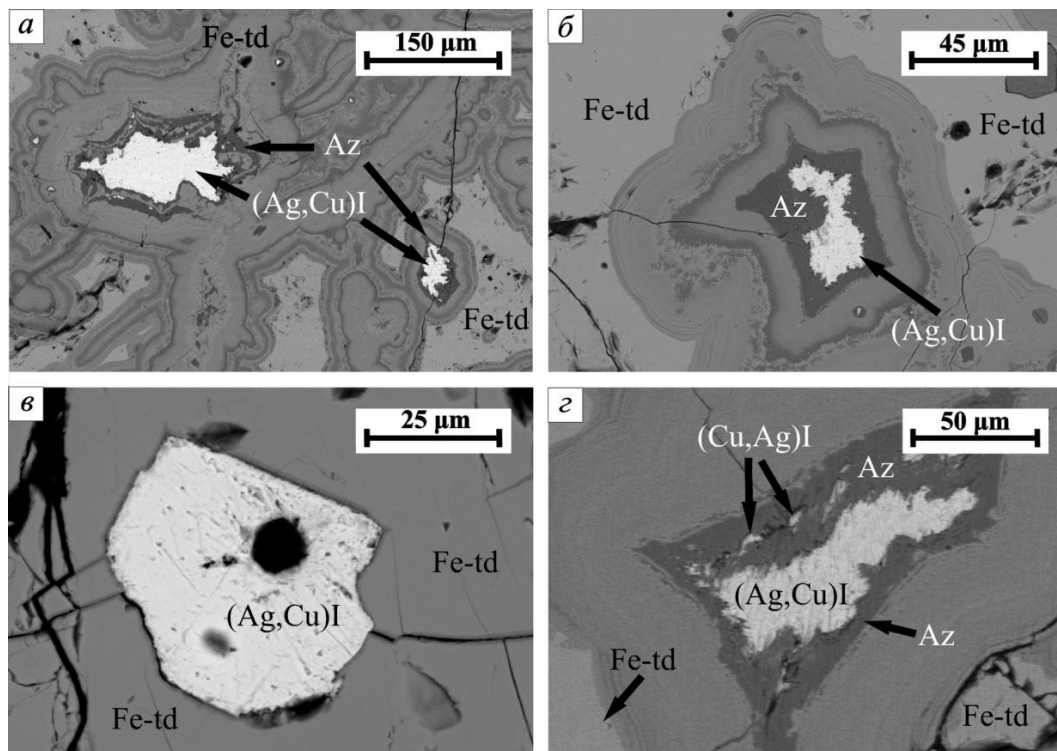


Рис. 4.28. Формы выделения минералов ряда маршит–майерсит

(Ag,Cu)I — майерсит, (Cu,Ag)I — промежуточные составы ряда маршит–майерсит с содержанием Cu 11,10–15,78 мас. %, Fe-td — Fe-тетраэдрит, Az — азурит, *серые, тёмно-серые* — гипергенные минералы Cu, Sb, As и Fe.

В целом содержание Cu в майерсите не превышает 2,85 мас. %, только в единичных выделениях отмечена примесь Cu до 15,78 мас. %, содержание Cl, Br, Hg и других элементов во всех случаях ниже пределов обнаружения (табл. 4.9., ан. 10–19). Фактически, это твёрдые растворы кубических иодидов прерывистого ряда маршит(Mar)–майерсит (Mie). По данным (Пеков и др., 2010) в минералах Рубцовского месторождения — это ряд значительно протяжённее, чем на Брокен Хил, достоверно зафиксирован в пределах от $\text{Mar}_{100}\text{Mie}_{0,00}$ до $\text{Mar}_{0,00}\text{Mie}_{100}$, главные разрывы $(\text{Mar}_{82,5}\text{Mie}_{17,5})$ – $(\text{Mar}_{0,57}\text{Mie}_{0,43})$ и $(\text{Mar}_{0,29}\text{Mie}_{0,71})$ – $(\text{Mar}_{0,18}\text{Mie}_{0,82})$.

На Хаак-Саирском месторождении встречается крайний член (безмедистый майерсит $(\text{Mar}_{0,00}\text{Mie}_{100})$ и конечные члены ряда маршит–майерсит $(\text{Mar}_{0,00}\text{Mie}_{100}$ до $\text{Mar}_{0,10}\text{Mie}_{0,90}$), а также средние члены этого ряда $\text{Mar}_{0,38}\text{Mie}_{0,61}$ и $\text{Mar}_{0,53}\text{Mie}_{0,45}$. Единичные выделения средних членов ряда маршит–майерсит обнаружены в азурите (жила №2,

участка II), в виде небольших зёрен различной морфологии до 10 мкм в ассоциации с конечным членом ряда маршит–майерсит ($\text{Mar}_{0,10}\text{Mie}_{0,90}$) (рис. 4.28., *з*; табл. 4.9., ан. 18–19). Средний состав ($n=4$) Fe-тетраэдрита (на рис. 4.28.–4.29.) в мас. %: Cu 37,41, Ag 0,43, Zn 1,79, Fe 5,45, Mn 0,26, Ni 0,06, Co 0,08, As 2,88, Sb 26,04, S 25,33, формула — $(\text{Cu}_{9,66}\text{Ag}_{0,07})_{9,73}(\text{Zn}_{0,45}\text{Fe}_{1,60}\text{Mn}_{0,07}\text{Ni}_{0,02}\text{Co}_{0,02})_{2,17}(\text{As}_{0,63}\text{Sb}_{3,51})_{4,14}\text{S}_{12,96}$.

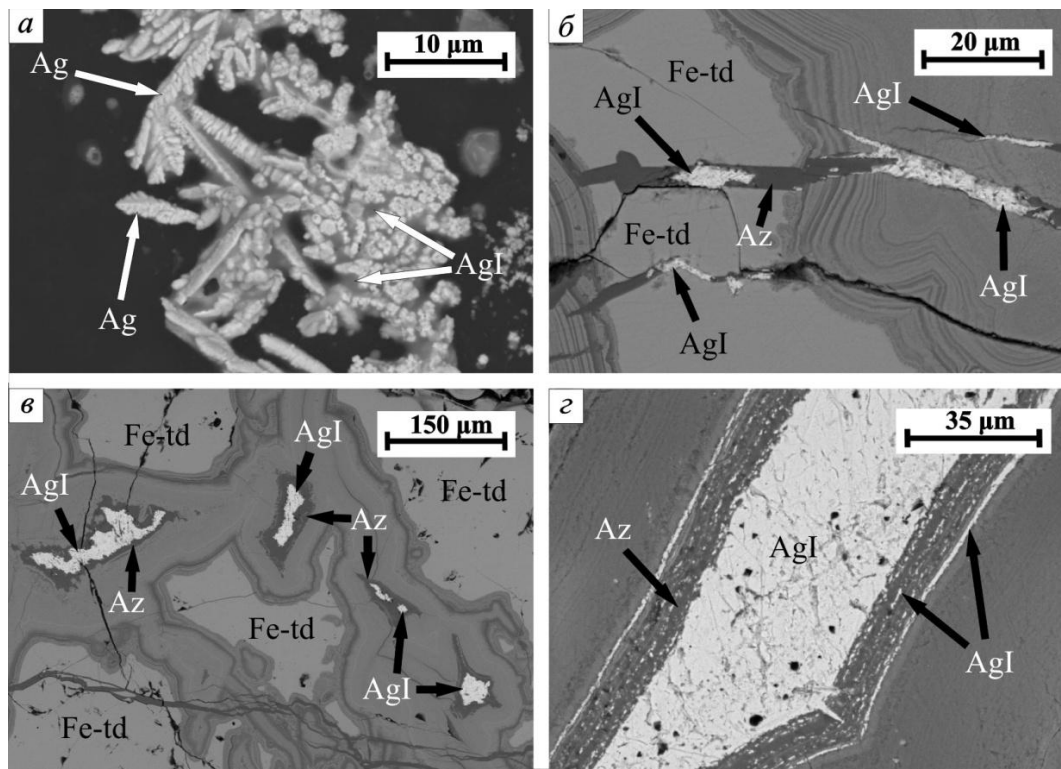


Рис. 4.29. Формы нахождения иодаргирита (AgI) ближе к центральной части кварцевой жилы №1, участка II

Ag — гипергенное серебро, Fe-td — Fe-тетраэдрит, Az — азурит, *серые, тёмно-серые* — гипергенные минералы Cu, Sb, As и Fe.

Мошелит [Hg_2I_2] имеет тетрагональную структуру типа каломели, цвет лимонно-жёлтый, на воздухе быстро темнеет до темно-оливково-зелёного (Van Velthuizen и Chao, 1989). Единичные выделения мошелита до 5 мкм встречаются в зальбандах и центральных частях кварцевых жил, среди гипергенных минералов Cu (рис. 4.30., *б*; обр. СТ-1), иногда его выделения неправильной формы встречаются в акантите (рис. 4.30., *а* обр. СТ-2).

В жиле №3 единичные выделения мошелита обнаружены в ассоциации тиманнитом [HgSe], возможно мошелит образуется за счёт окисления селенида Hg. Средний состав мошелита из кварцевых жил ($n=5$) в мас. %: Hg — 60,19, I — 39,66, формула (из учёта 4 атома) — $\text{Hg}_{1,96}\text{I}_{2,04}$. Содержание других элементов во всех случаях ниже пределов обнаружения (табл. 4.9.).

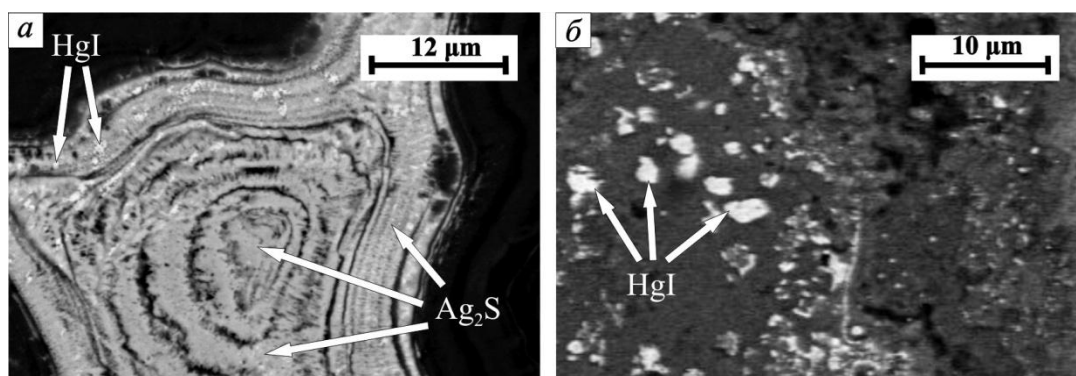


Рис. 4.30. Формы выделения мошелита (HgI) в ассоциации с акантитом (Ag_2S) и гипергенными минералами Cu, Sb и Fe (серые, тёмно-серые)

Хлоридная минерализация. Данная минерализация обнаружена только в жиле №1 участка V (см. рис. 4.3.). Выявлены следующие хлориды: бромистый хлорагирит и Br-, I-содержащий хлорагирит. Последние ассоциируются с иодаргиритом и атакамитом (гидроксихлоридом меди состава $\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$). Хлориды часто образуют сростки с атакамитом (рис. 4.31.). Для бромистого хлорагирита характерна примесь Br до 11,08 мас.%, Br-, I-содержащего хлорагирита — Br до 19,62 мас.%, I до 2,81 мас.% (табл. 4.10.).

Бромидная минерализация. В жиле №1 (участке I) и жиле №3 (участке II) выявлены Cl-, I-содержащие разновидности бромаргирита (рис. 4.31.; табл. 4.10.). I-содержащие минералы ряда хлорагирит–бромаргирит, имеют кубическую структуру типа галита (Barclay and Jones, 1971). На Хаак-Саирском месторождении в минералах ряда $\text{AgCl}-\text{AgBr}$ отмечаются I-содержащие минералы, а также безиодистый бромистый хлорагирит. Выделения Cl-, I-содержащих разновидностей бромаргирита неправильной формы (до 40 мкм) встречаются в гипергенных минералах Cu и трещинах кварца (рис. 4.31., обр. СТ-3в). Безиодистый бромаргирит в непрерывном изоморфном ряду $\text{AgCl}-\text{AgBr}$ на Хаак-Саирском месторождении не выявлен. Содержание I в хааксаирском иодистом бромаргирите не превышает 7,9 мас.%, в Cl-, I-содержащем — 10,3 мас.%, в I-, Cl-содержащем — 14,7 мас.%, а вот Br-, I-содержащем хлорагирите не превышает 2,8 мас.% (табл. 4.10.).

Экспериментально установлено (Chateau, 1959a–б), что пределы смесимости твёрдых растворов галогенидов AgI, AgCl и AgBr весьма ограничены и максимальная концентрация AgI в ряду $\text{AgCl}-\text{AgBr}$ составляет 5–31 мол. %, соответственно, при 25°C. Содержание AgI в ряду $\text{AgCl}-\text{AgBr}$ весьма ограничено и составляет менее 5 мол. % (Chateau, 1959б) даже при температуре до 70°C. Эти соотношения близки составам естественных фаз (рис. 4.32.).

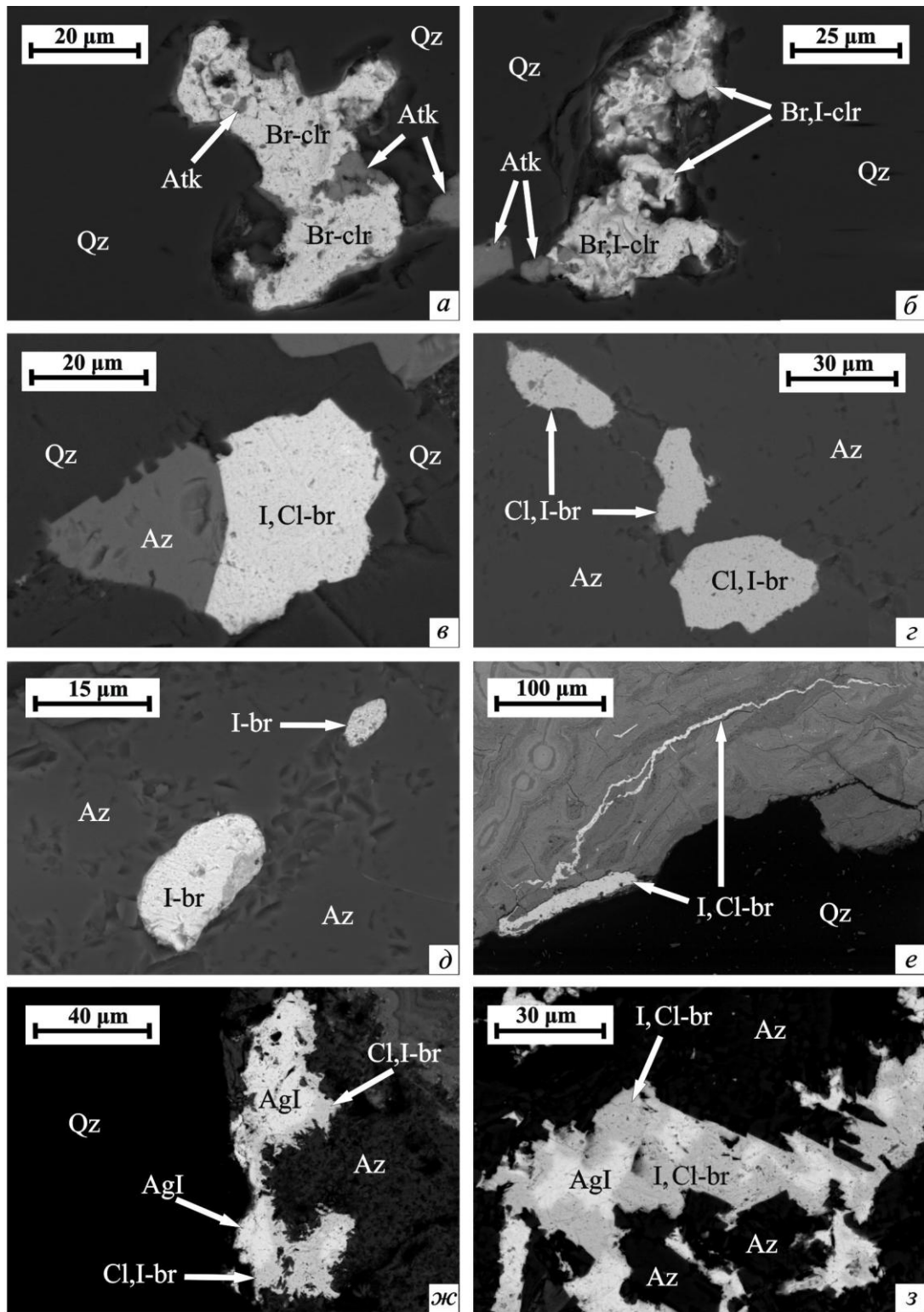


Рис. 4.31. Формы выделения бромистого хлорагирита (Br-Clr), Br-, I-содержащего хлорагирита (Br, Cl-Clr), I-содержащего бромаргирита (I-br), I, Cl-содержащего бромаргирита (I, Cl-br), Cl, I-содержащего бромаргирита (Cl, I-br) и иодаргирита (AgI) Qz — кварц, Atk — атакамит, Az — азурит, *серые, тёмно-серое* — гипергенные минералы Cu, Sb и Fe.

В какой-то мере I может заменить Cl и Br в системе AgCl–AgBr, но так как чистая кубическая модификация AgI кристаллизуется с атомами с координационным числом

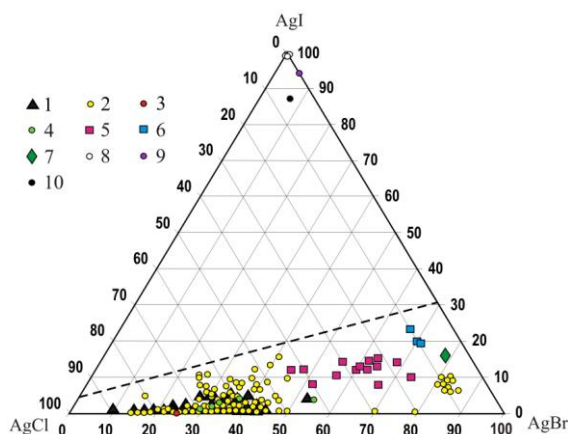
четыре при нормальной температуре и давлении, степени смесимости твёрдого раствора ограничена (Barclay and Jones, 1971). Последние исследования в этом направлении, т. е. изучение более 320 природных иодистых фаз в серии AgCl–AgBr, из рудного поля Брокен-Хилл из различных музеев Австралии, показали, что I-содержащие разновидности хлораргирита и бромаргирита в ряду AgCl–AgBr встречаются очень редко, а содержание AgI в этом ряду находится ниже линии пределов замещения AgI в ряду AgCl–AgBr (Barclay and Jones, 1971, Gillard et al., 1997) (рис. 4.32.). Содержание I в Cl-, I-содержащих разновидностях бромаргирита не превышает 14,73 мас. %. Содержание Hg, Cu и других элементов в данных разновидностях бромаргирита во всех случаях ниже пределов обнаружения (табл. 4.10.). В целом в I-содержащих разновидностях в ряду AgCl–AgBr, рудного поля Брокен-Хилл и Хаак-Саирского месторождения наблюдается положительная корреляция I с Br, т.е. содержание I увеличивается от хлористых фаз к более бромистым фазам.

Таблица 4.10. Химический состав хлоридов и бромидов (мас. %)

№ п/п	Элементы в мас. %				Сумма	Формула
	Ag	Br	I	Cl		
1	72,54	11,08	–	15,90	99,52	Ag _{1,07} (Cl _{0,71} Br _{0,22}) _{0,93}
2	69,70	14,71	1,14	14,20	99,75	Ag _{1,04} (Cl _{0,64} Br _{0,30} I _{0,02}) _{0,96}
3	70,76	12,35	1,14	15,28	99,53	Ag _{1,05} (Cl _{0,69} Br _{0,25} I _{0,01}) _{0,95}
4	73,05	10,17	1,26	14,54	99,02	Ag _{1,10} (Cl _{0,67} Br _{0,21} I _{0,02}) _{0,90}
5	66,63	16,50	2,17	14,07	99,37	Ag _{1,00} (Cl _{0,64} Br _{0,33} I _{0,03}) _{1,00}
6	66,89	17,39	2,74	12,54	99,53	Ag _{1,02} (Cl _{0,58} Br _{0,36} I _{0,04}) _{0,98}
7	65,29	19,62	2,81	11,59	99,31	Ag _{1,01} (Cl _{0,54} Br _{0,41} I _{0,04}) _{0,99}
8	60,68	23,82	6,45	8,04	98,99	Ag _{0,99} (Br _{0,52} Cl _{0,40} I _{0,09}) _{1,01}
9	62,16	21,31	8,45	8,06	99,98	Ag _{1,01} (Br _{0,47} Cl _{0,40} I _{0,12}) _{0,99}
10	61,43	20,56	8,77	9,06	99,82	Ag _{0,99} (Br _{0,45} Cl _{0,44} I _{0,12}) _{1,01}
11	59,24	29,85	5,05	4,96	99,10	Ag _{1,00} (Br _{0,68} Cl _{0,25} I _{0,07}) _{1,00}
12	61,54	24,73	7,10	5,73	99,10	Ag _{1,04} (Br _{0,56} Cl _{0,30} I _{0,10}) _{0,96}
13	58,26	29,27	8,56	2,94	99,05	Ag _{1,02} (Br _{0,69} Cl _{0,16} I _{0,13}) _{0,98}
14	60,64	25,99	8,38	4,53	99,54	Ag _{1,04} (Br _{0,60} Cl _{0,24} I _{0,12}) _{0,96}
15	59,51	26,41	8,35	5,24	99,51	Ag _{1,01} (Br _{0,60} Cl _{0,27} I _{0,12}) _{0,99}
16	58,72	27,27	9,10	5,00	100,09	Ag _{0,99} (Br _{0,62} Cl _{0,26} I _{0,13}) _{1,01}
17	59,24	24,56	9,73	5,73	99,26	Ag _{1,00} (Br _{0,56} Cl _{0,30} I _{0,14}) _{1,00}
18	57,41	26,84	9,74	4,68	98,67	Ag _{0,99} (Br _{0,62} Cl _{0,25} I _{0,14}) _{1,01}
19	60,40	27,25	9,09	4,56	101,30	Ag _{1,02} (Br _{0,62} Cl _{0,23} I _{0,13}) _{0,98}
20	58,49	27,13	10,32	3,93	99,87	Ag _{1,01} (Br _{0,63} Cl _{0,21} I _{0,15}) _{0,99}
21	60,57	30,82	6,20	3,21	100,8	Ag _{1,03} (Br _{0,71} Cl _{0,16} I _{0,09}) _{1,04}
22	53,72	29,51	13,94	2,19	99,36	Ag _{0,96} (Br _{0,71} I _{0,21} Cl _{0,12}) _{1,04}
23	57,52	27,80	14,73	1,70	101,80	Ag _{1,02} (Br _{0,67} I _{0,22} Cl _{0,09}) _{0,98}
24	59,90	26,48	11,59	1,63	99,60	Ag _{1,08} (Br _{0,65} I _{0,18} Cl _{0,09}) _{0,92}
25	58,51	32,14	7,92	0,93	99,50	Ag _{1,05} (Br _{0,78} I _{0,12} Cl _{0,05}) _{0,95}

Примечание. Здесь анализы сделаны на электронном микроскопе MIRA LM. В данной таблице показаны составы минералов в обр. СТ-53 из кварцевой жилы №1 участка V, СТ-3в — из кварцевой жилы №1 участка II. 1 — состав бромистого хлорагирита, 2–7 — составы Br-, I-содержащего хлораргирита, 8–21 — Cl-, I-содержащего бромаргирита, 22–24 — I-, Cl-содержащего бромаргирита, 25 — I-содержащего бромаргирита. Формулы минералов рассчитаны при расчёте на 2 атома в формуле.

В рудном поле Брокен-Хилл минералы ряда $\text{AgCl}-\text{AgBr}$ очень редки, особенно бромиды, из I-содержащих разновидностей в ряду $\text{AgCl}-\text{AgBr}$ в основном встречается Br, I-содержащие разновидности хлораргирита, редко встречаются Cl-, I-содержащие разновидности бромаргирита. В отличие от Брокен-Хилл, на Хаак-Саирском месторождении встречаются Cl-, I-содержащие разновидности бромаргирита и их более иодисты фазы (рис. 4.32.).



Состав минералов месторождения Брокен-Хилл (1 — по: Gillard et al., 1997; 2 — по: Barclay и Jones, 1971). Состав хлораргирита (3 — Br-содержащего, 4 — Br-, I-содержащего), бромаргирита (5 — Cl-, I-содержащего; 6 — I-, Cl-содержащего; 7 — I-содержащего) и иодаргирита (8 — безпримесного, 9 — Br-содержащего, 10 — Br-, Cl-содержащего) Хаак-Саирского месторождения. Пунктирная линия отделяет экспериментально определённый предел твёрдого раствора AgI в AgCl и AgBr при 25°C (Chateau, 1959).

Рис. 4.32. Вариации состава минералов в ряду $\text{AgCl}-\text{AgBr}$ и иодаргирита

Генезис галоидной минерализации. Иодиды (иодистые галогениды Ag , $\text{Ag}-\text{Cu}$, Hg), минералы ряда хлораргирит-бромаргирит и их I-содержащие разновидности Хаак-Саирского месторождения несомненно имеют гипергенное происхождение и являются одними из самых поздних минералов, их выделения встречаются в более поздних трещинах, секущих гипергенные минералы, замещающие блёклые руды, либо развиваются по дендритам гипергенного серебра (рис. 4.29., а-б). Кристаллизация рассматриваемых галогенидов, очевидно, происходила из холодных растворов. На начальном этапе исследований отсутствуют сведения о концентрации I, Cl и Br в рудовмещающих породах изученного месторождения.

Возможными источниками I, Cl и Br, во-первых, могут быть породы V-C океанических комплексов Западной Тувы, т. е. они в той или иной степени испытывали воздействие морской воды — среды с относительно повышенными содержаниями I, Cl и Br. Основным концентратором I на Земле являются морские осадки, обогащение не только I, но и Br, в океанической коре хорошо задокументированы (Seyfried et al., 1984; Spivack and Edmond, 1987). Этим можно объяснить присутствие минералов названных элементов в рудах данного объекта. Океанические базальты N-типа, кроме T-типа, и некоторые разновидности P-типа, обладают низкой концентрацией I (2,5–13 г/т). Очень высокая концентрация I в базальтах T-MORB-типа (до 363 г/т). Столь высокое содержание I интерпретируется как результат переработки органического вещества осадочного

происхождения (Deruelle et al, 1992). В силур–девонских эффузивно-терригенных породах (серпентинитах, гравелитах, кремнистых и других образованиях) южно-гобийского офиолитового пояса Юго-Западной Монголии отмечается содержание I от 0,23 до 1,2 г/т (Агафонов и др., 2012).

Во-вторых, источником I, Cl и Br могли быть ниже- и среднедевонские осадочные и вулканогенно-осадочные, в том числе галогенные отложения и экзогенные хлоритовые воды раннедевонского Тувинского рифтогенного прогиба. Ниже- и среднедевонские породы Тувинского рифтогенного прогиба представлены в основном красноцветными терригенными и вулканогенно-осадочными породами, в этих отложениях, в том числе в саглинской свите (D_{1-2}), практически повсеместно отмечаются многочисленные глиптоморфозы каменной соли, гипса и ангидрита (Предтеченский, 1966; Колосов и др., 1977; Борисенко, 1999 и др.). Реликты саглинской свиты (D_{1-2}), которые сохранились от эрозии, образуют небольшие участки до 0,1 x 0,3 км на северо-западе рудного поля Хаак-Саирского месторождения и представлены алевролитами, песчаниками и гравелитами (см. рис. 2.1.). Наличие хлоридной и бромидной минерализации предполагает, что источником I здесь были эвапориты, т. к. эти три галогена тесно геохимически связаны, причем $Cl \gg Br > I$.

Ранее (Борисенко и др., 1977; Борисенко, 1999) установлено, что на формирование гидротермальных месторождений Западной Тувы определенное влияние оказывали экзогенные хлоридные воды раннедевонского эвапоритового Тувинского палеобассейна и ниже- и среднедевонские породы Тувинского рифтогенного прогиба. Смешение этих вод с ювенильными металлоносными гидротермальными растворами во многом определило особенности солевого и газового состава минералообразующих растворов. Участие экзогенных рассолов в рудообразовании согласуется с данными по изотопному составу S, который соответствует S морских сульфатов. На это указывают также высокие концентрации I и Br в водных вытяжках из минералов (кварца, карбонатов) руд гидротермальных месторождений Западной Тувы, прежде всего располагающихся в ниже- и среднедевонских породах. Отношение I к Cl в минералообразующих растворах колеблется от 1 : 50 до 1 : 200.

В этих отложениях Тувинского прогиба существуют и в настоящее время и существовали в прошлом (Пиннекер, 1965; Зуев 1971; и др.) высококонцентрированные хлоридно-натриево-кальциевые рассолы экзогенного происхождения. Галогенные отложения во многом повлияли на геохимию подземных вод, залегающих и в более древних породах. По данным (Донгак и др., 2012) в донных отложениях соленых озер Юго-Восточной Тувы содержание I колеблется от 0,8 до 49 г/т, Br от 5,7 до 127 г/т.

Тяготение иодаргирита Хаак-Саирского месторождения к зальбандам жил в отличие от минералов ряда маршит–майерсит, встречающихся только в центральных частях кварцевых жил, обусловлено, по-видимому, огромной разницей в растворимости AgI ($8.3 \cdot 10^{-17}$) и CuI ($1 \cdot 10^{-12}$). Кроме того, экспериментально установлено (Wilman, 1940), что при избытке в растворе I кристаллизуется гексагональная модификация AgI , а Ag — кубическая. Поэтому в зальбандах кварцевых жил на контакте с лиственитами отмечается обильная минерализация только иодаргирита, т.е. зальбанды кварцевых жил были более обогащены I , чем их центральные части.

Избыток I в рудовмещающих породах и Ag — в окисленных рудах изученного гипабиссального Хаак-Саирского месторождения золото-галенит-сульфоантимонитовой минерализацией с Ag -тетраэдритом, аргентотетраэдритом, аргентотеннантит-тетраэдритом и ртутистыми минералами Au и Ag обусловил образование иодаргирита как главной минеральной формы иодидной минерализации, а также — единичных выделений мошелита. Минеральный состав продуктивных минеральных ассоциаций и гипергенных минералов Хаак-Саирского месторождения в значительной мере обусловлен фацией глубинности, а также зависимостью от состава рудовмещающих толщ.

По данным Пекова и др., (2010), Ag -содержащие иодиды кристаллизуются ближе к источнику Ag , подвижность которого в присутствии I ничтожна. Как указано в этой работе, несопоставимо большее сродство к кислороду у Cu по сравнению с Ag можно считать фактором, обуславливающим редкость в природе Cu -содержащих иодидов относительно серебряных. На данном этапе исследований Хаак-Саирского месторождения удалось отобрать образцы руд до глубины 1 м из геологоразведочных канав; возможно, на более глубоких горизонтах имеются выделения маршита и более медистых минералов ряда маршит–майерсит.

Кроме охарактеризованных выше минералов, среди включений в азурите и других гипергенных минералах Cu были выявлены образования, которые, в силу малого размера и нестабильного состава не удалось идентифицировать. Встречаются составы близкие токорналиту, но также со значительными содержаниями Cu и S — до 6 мас. %, также отмечаются составы, близкие к $(\text{Hg,Ag})_3\text{S}_2\text{I}_2$.

4.2. Золоторудная минерализация Улуг-Саирского месторождения

Основная продуктивная золото-сульфидно-кварцевая стадия включает ~80 % количества золота на месторождении, золото-пирит-халькопирит-кварцевая стадия — ~15 %. Золото-теллуридно-сульфидно-кварцевая стадия распространена незначительно, и включает ~5 % от общего количества золота.

Морфология золотин весьма разнообразна. Преобладают трещинно-прожилковые, комковидные, комковидно-ветвистые, кристалломорфические и интерстициальные формы золотин (рис. 4.33.–4.38.).

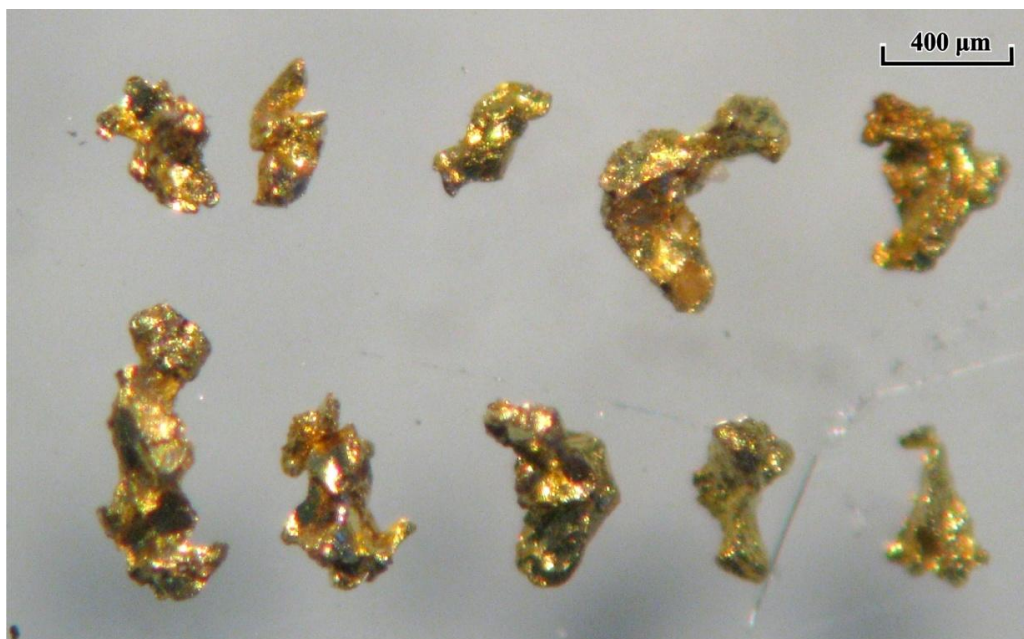


Рис. 4.33. Интерстициальные формы выделения золотин

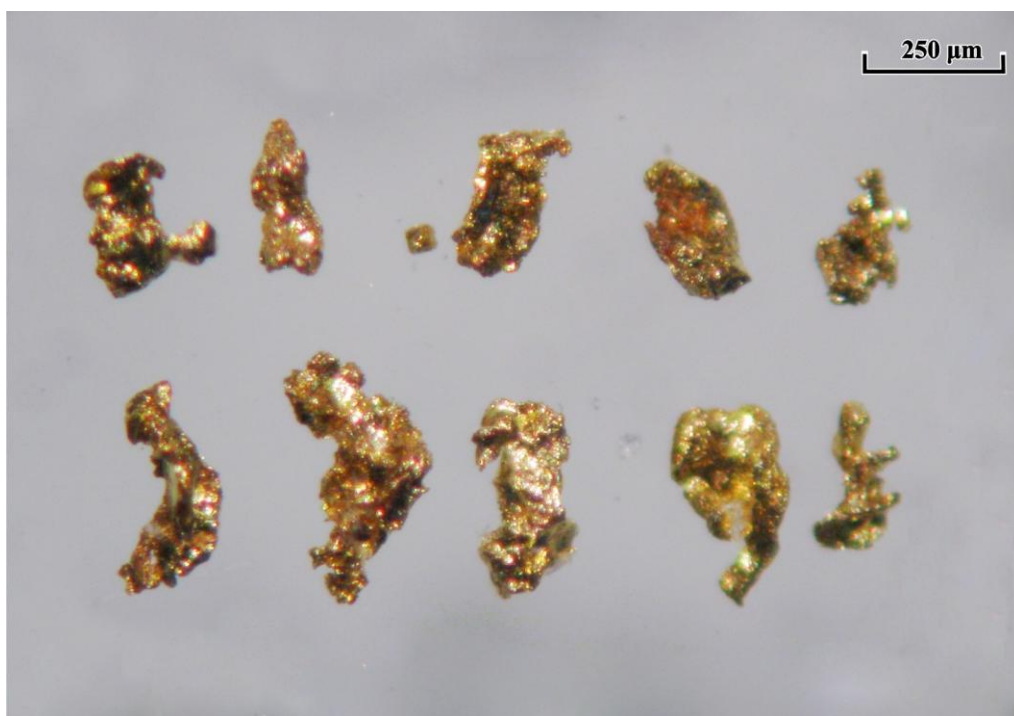


Рис. 4.34. Дендритоидные формы выделения золотин

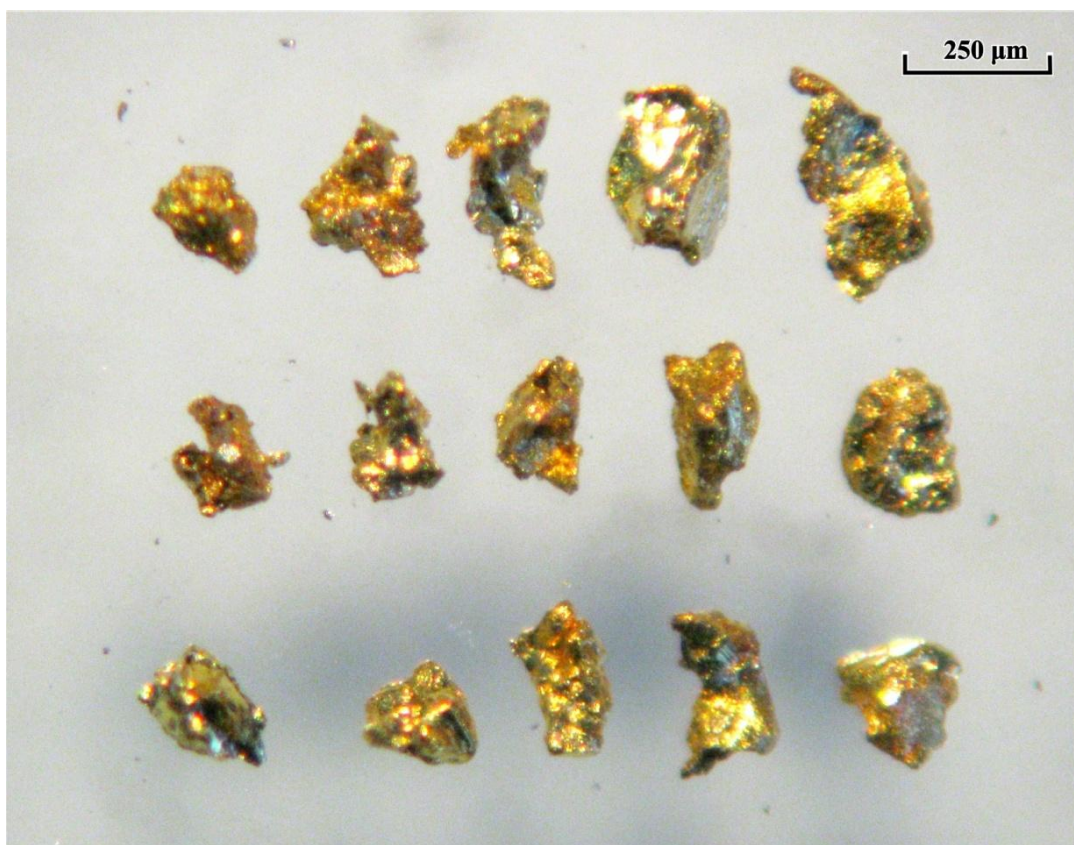


Рис. 4.35. Комковидно-угловатые формы выделения золотин

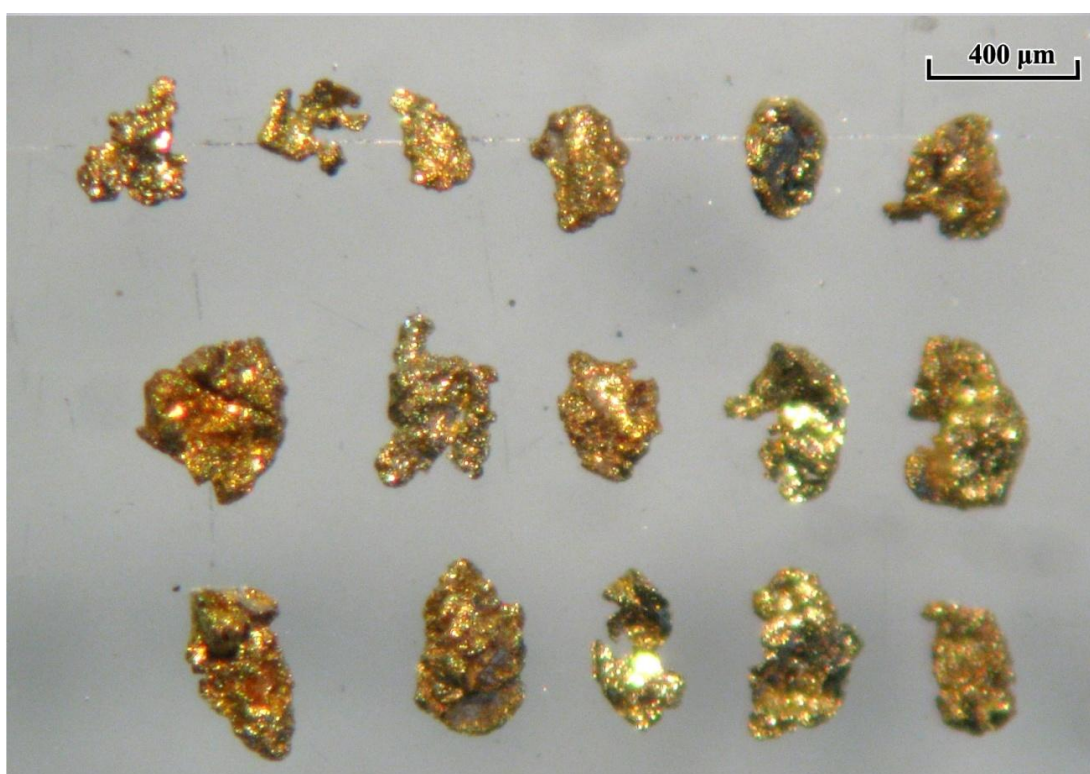


Рис. 4.36. Комковидно-ветвистые формы выделения золотин

Кристалломорфические образования представлены октаэдрами, кубookтаэдрами, сростками кристаллов, а также комковидными выделениями с плохо огранёнными

гранями (рис. 4.38.). Интерстициальные образования — прожилково-комковидные, с выступами и ответвлениями, с отпечатками кристаллов других минералов. Поверхность золотин шагреневая, иногда зеркально гладкая, часто наблюдаются отпечатки других минералов.

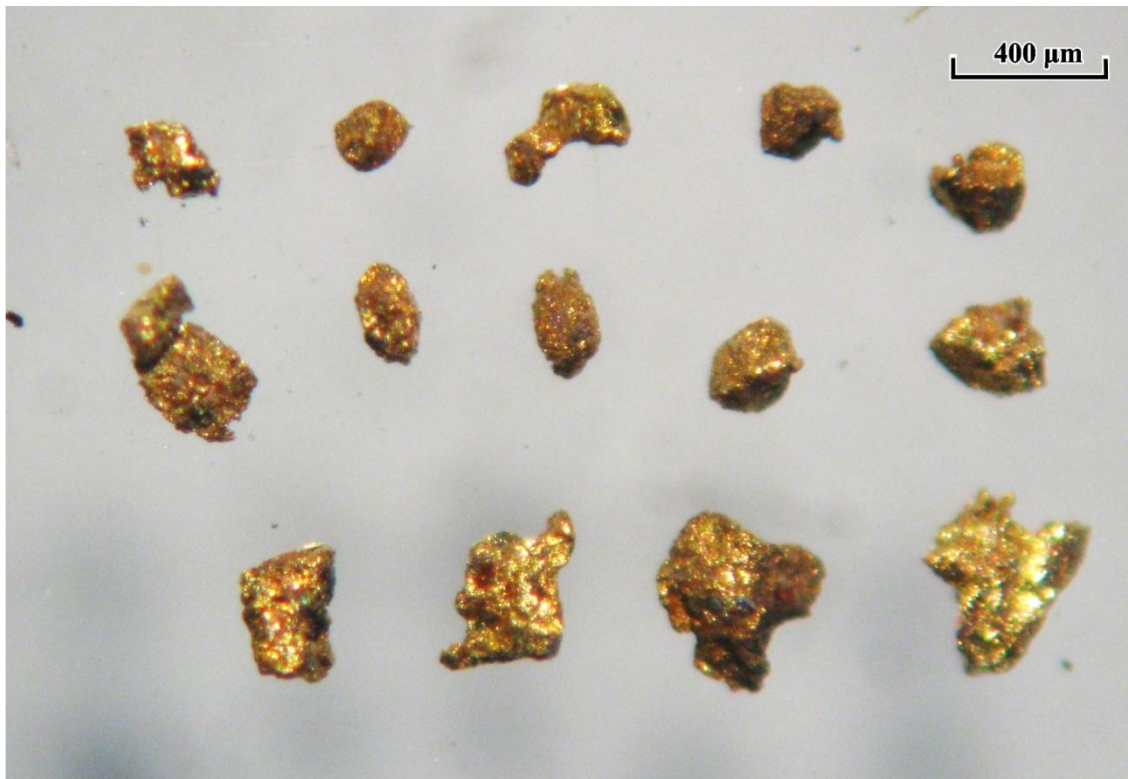


Рис. 4.37. Комковидно-ячеистые формы выделения золотин

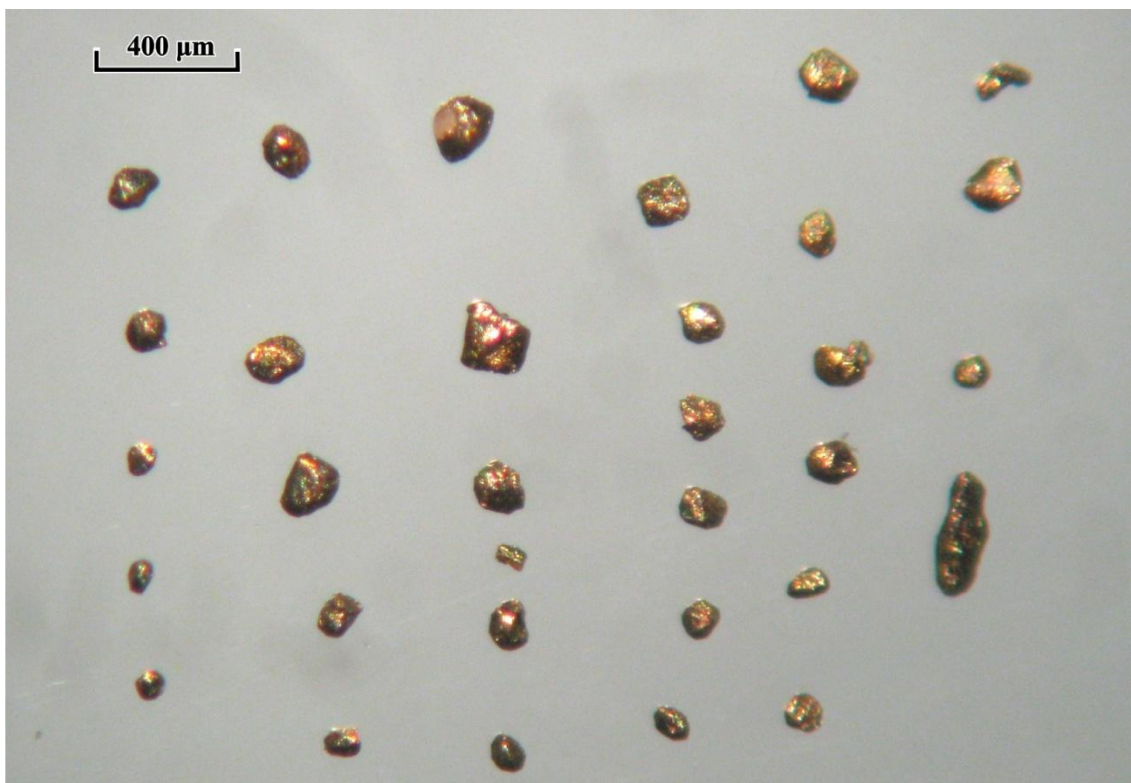


Рис. 4.38. Идиоморфные и комковидные выделения золота с плохо огранёнными гранями

Гранулометрический состав золота колеблется незначительно: количественно преобладают фракции 0,25–0,1 (27 %) и <0,1 мм (66,3 %), и в меньшей степени 0,5–0,25 мм (6 %) и 1–0,5 (0,6 %) и 2–1 (0,10 %). В весовом отношении зёрна с размерами 0,25–0,1 мм (44 %) и 0,5–0,25 мм (25 %), и в меньшей степени <0,1 мм (12 %), 2–1 (11 %), 1–0,5 мм (8 %) (рис. 4.39.).

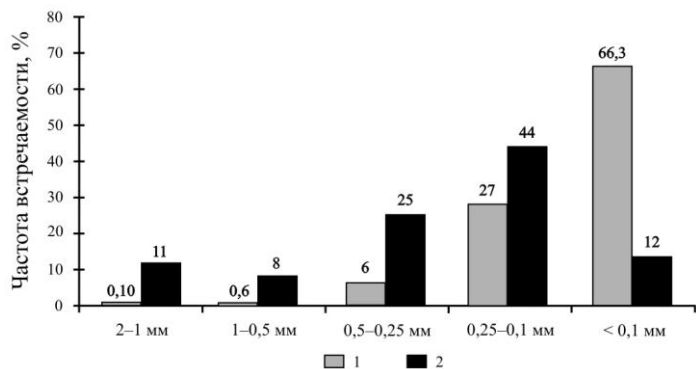


Рис. 4.39. Гранулометрический состав самородного золота золото-сульфидно-кварцевой стадии Улуг-Саирского месторождения в количественном (1) и весовом отношении (2)

Золоторудная минерализация золото-сульфидно-кварцевой стадии. Золото встречается в виде тонкой вкрапленности в кварце, заполняя межзерновые пространства и микротрещины, иногда образует сростания с сульфидами, с турмалином, реже — включения в лимоните по пириту. Во многих случаях наблюдаются сростки золота с игольчатым турмалином (рис. 4.40., *a–б*, обр. АЛ-18а; *в–г*, золото из шлиховой пробы АЛ-18 из отвалов жилы №18).

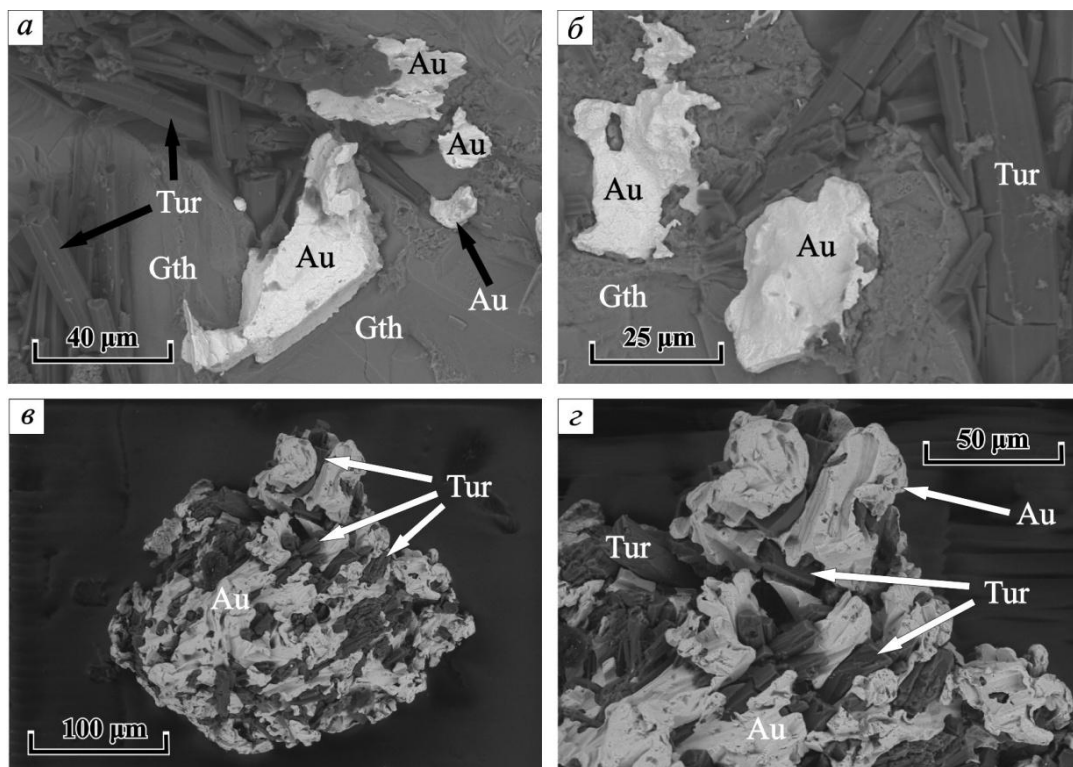


Рис. 4.40. Формы выделения золота (Au) золото-сульфидно-кварцевой стадии в ассоциации с гётитом (Gth) и турмалином (Tur)

Так как сульфиды рудных жил окислены, то золото наблюдается в гётите, развитому по халькопириту и пириту (рис. 4.41., *a–z*, обр. АЛ-18а, *д–e*, обр. АЛ-10а).

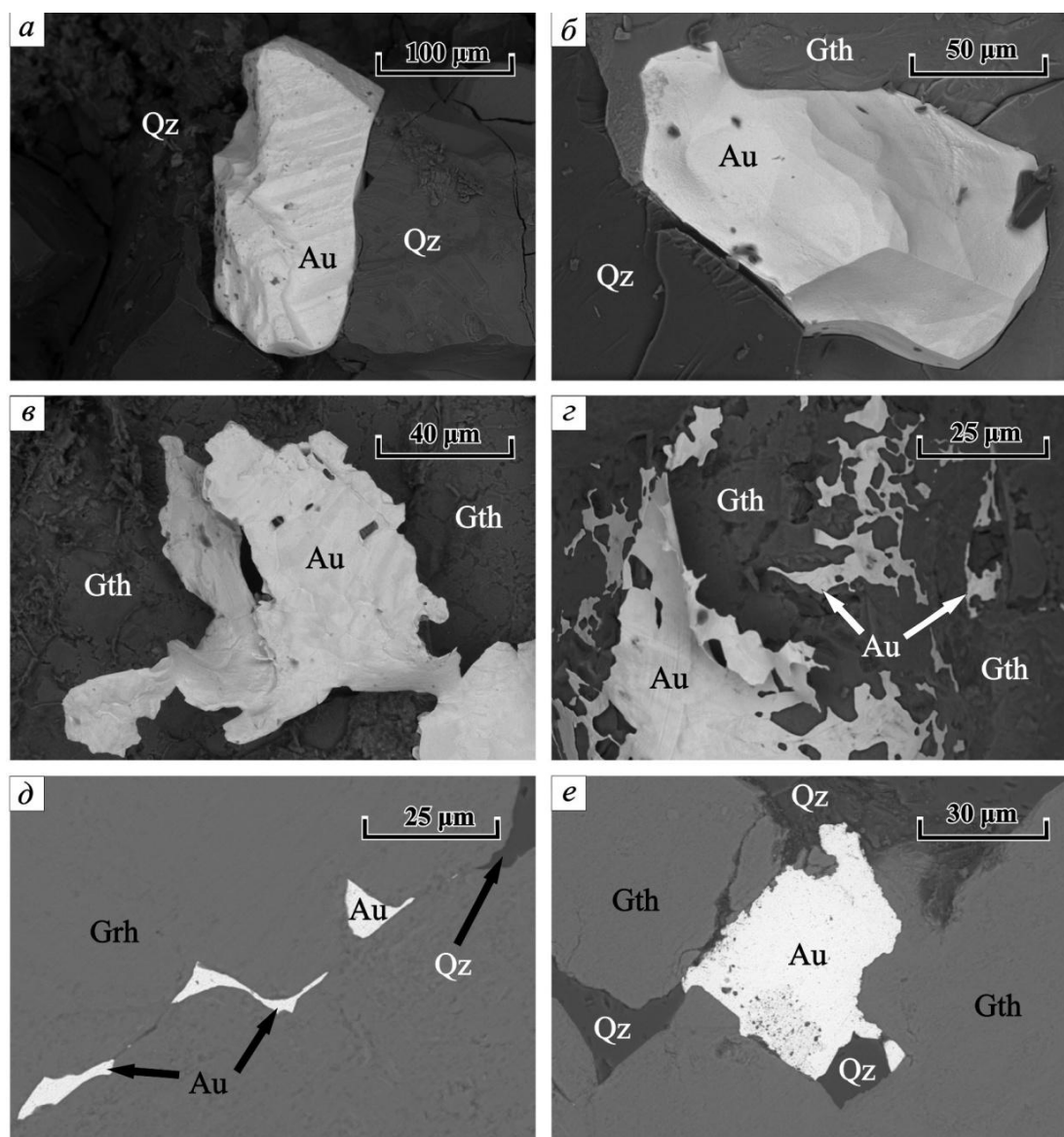


Рис. 4.41. Взаимоотношение золота (Au) золото-сульфидно-кварцевой стадии с гётитом (Gth), кварцем (Qz)

Наблюдается состав золота от весьма высокопробного золота до электрума. Электрум редок, выявлен в жиле №4. Золотины слабо зональные с тенденцией к увеличению содержания Ag к периферии зёрен на 3–5 мас. %. Содержание Ag в электруме — до 35,02 мас. %, Te в золоте — до 0,4 мас. %, Cu до 0,69 мас. % (табл. 4.11.). Для низкопробного золота и электрума примесь Te не характерна. По химическому составу золотины золото-сульфидно-кварцевой стадии образуют следующий ряд:

1) весьма высокопробное золото с содержанием Ag до 5 мас. % (Au 94,95–96,44, Ag 3,36–4,91, Cu 0,00–0,17, Te 0,00–0,02);

2) высокопробное золото с содержанием Ag до 10 мас. % (Au 90,39–94,47, Ag 4,61–9,20, Cu 0,00–0,64, Te 0,00–0,03);

3) среднепробное золото с содержанием Ag до 17 мас. % (Au 81,19–89,01, Ag 9,89–16,86, Cu 0,00–0,69, Te 0,00–0,04);

4) низкопробное золото с содержанием Ag до 28 мас. % (Au 72,12–77,36, Ag 22,55–27,69, Cu 0,00–0,07);

5) электрум (Au 64,04–69,71, Ag 29,80–35,02, Cu 0,00–0,46).

Таблица 4.11. Состав золота золото-сульфидно-кварцевой стадии (мас. %)

№ п/п	№ образца	Элементы (в мас. %)				Σ	Кристаллохимическая формула	Пробность ‰
		Au	Ag	Cu	Te			
1	АЛ-18а	96,44	3,26	–	0,01	99,70	(Au _{0,94} Ag _{0,06}) _{1,00}	967
2		95,58	4,73	0,05	–	100,36	(Au _{0,92} Ag _{0,08}) _{1,00}	952
3	АЛ-17	95,27	4,33	0,17	–	99,77	(Au _{0,92} Ag _{0,07} Cu _{0,01}) _{1,00}	955
4		95,08	4,73	0,08	0,02	99,91	(Au _{0,92} Ag _{0,08}) _{1,00}	952
5	АЛ-4-1	94,55	4,61	0,62	–	99,78	(Au _{0,90} Ag _{0,08} Cu _{0,02}) _{1,00}	948
6		93,86	6,06	–	–	99,92	(Au _{0,89} Ag _{0,11}) _{1,00}	939
7		92,68	6,11	0,08	0,03	98,90	(Au _{0,89} Ag _{0,11}) _{1,00}	937
8	АЛ-10а	90,81	8,29	0,64	–	99,74	(Au _{0,84} Ag _{0,14} Cu _{0,02}) _{1,00}	910
9		88,90	11,05	0,02	–	99,97	(Au _{0,81} Ag _{0,19}) _{1,00}	890
10	АЛ-18а	88,97	10,69	0,02	0,02	99,70	(Au _{0,82} Ag _{0,18}) _{1,00}	892
11		88,74	10,80	0,02	0,04	99,60	(Au _{0,82} Ag _{0,18}) _{1,00}	891
12	АЛ-4-1	86,00	14,70	0,02	0,04	100,76	(Au _{0,76} Ag _{0,24}) _{1,00}	854
13	АЛ-4-2	85,43	13,94	0,09	–	99,46	(Au _{0,77} Ag _{0,23}) _{1,00}	859
14		80,77	18,74	0,32	–	99,83	(Au _{0,70} Ag _{0,29} Cu _{0,01}) _{1,00}	809
15	АЛ-4-2	73,46	26,37	0,01	–	99,84	(Au _{0,60} Ag _{0,40}) _{1,00}	736
16		72,12	27,69	0,10	–	99,91	(Au _{0,59} Ag _{0,41}) _{1,00}	722
17	АЛ-4-1	66,85	32,22	0,18	–	99,25	(Au _{0,53} Ag _{0,47}) _{1,00}	674
18		66,52	32,72	–	–	99,24	(Au _{0,53} Ag _{0,47}) _{1,00}	670
19		64,04	35,02	0,22	–	99,28	(Ag _{0,50} Au _{0,50}) _{1,00}	645

Примечание: В данной таблице показаны представительные анализы золотин из кварцевых жил №4, 10, 17 и 18. Здесь 1–16 состав минералов определялся на микрозонде JXA 8100, САМЕВАХ-Micro. 17–19 — на электронном микроскопе РЭММА-202М. 1–16 — золото, 17–19 — электрум.

Золоторудная минерализация золото-пирит-халькопирит-кварцевой стадии.

Золото образует сростания с пиритом (лимонитом) либо встречается в свободной форме, реже встречается с халькопиритом. Изучения золота под бинокулярном и электронным микроскопом показало приуроченность золота, прежде всего, к лимониту по пириту в виде ксеноморфных, каплевидных, прожилково-ветвистых, удлинённых форм (рис. 4.42.). Поверхность золотин шагреновая, иногда гладкая.

В золоте золото-пирит-халькопирит-кварцевой стадии содержание Ag от центра зерна к краю закономерно увеличивается 7 мас. %. Содержание примеси Cu отмечается до 0,41 мас. %, Hg до 0,04 мас. % (обнаружено только в одной золотине из жилы №33), Te не выявлено (табл. 4.12.).

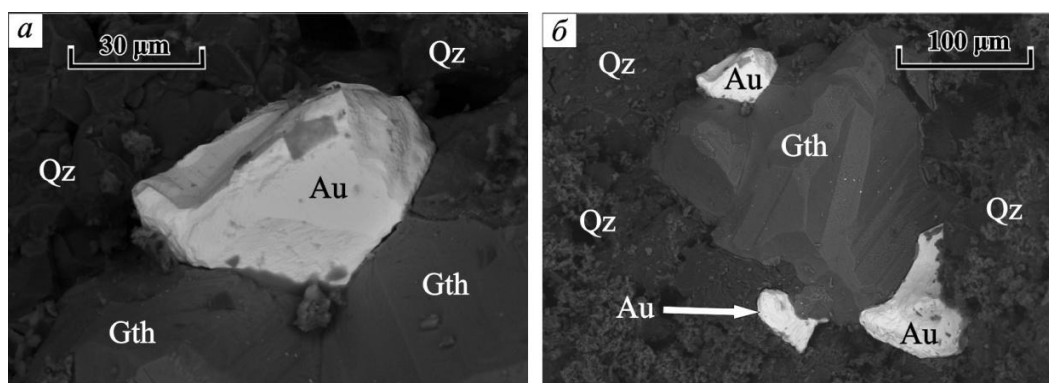


Рис. 4.42. Формы выделения золота (Au) золото-пирит-халькопирит-кварцевой стадии в ассоциации с гётитом (Gth) и кварцем (Qz)

Таблица 4.12. Состав золота золото-пирит-халькопирит-кварцевой стадии (мас. %)

№ п/п	№ образца	Элементы в мас. %				Сумма	Кристаллохимическая формула	Пробность
		Au	Ag	Cu	Hg			
1	AM-14-2-2	94,21	5,30	0,26	–	99,77	(Au _{0,90} Ag _{0,09} Cu _{0,01}) _{1,00}	944
2		94,50	5,33	0,24	–	100,07	(Au _{0,90} Ag _{0,09} Cu _{0,01}) _{1,00}	944
3		94,01	5,76	0,19	–	99,96	(Au _{0,89} Ag _{0,10} Cu _{0,01}) _{1,00}	940
4		93,49	5,99	0,27	–	99,75	(Au _{0,89} Ag _{0,10} Cu _{0,01}) _{1,00}	937
5		92,63	6,90	0,21	–	99,74	(Au _{0,87} Ag _{0,12} Cu _{0,01}) _{1,00}	929
6	AM-14-2-3	92,32	7,33	0,21	–	99,86	(Au _{0,87} Ag _{0,12} Cu _{0,01}) _{1,00}	924
7		91,71	7,67	0,20	–	99,58	(Au _{0,86} Ag _{0,13} Cu _{0,01}) _{1,00}	921
8		90,92	8,58	0,41	–	99,91	(Au _{0,84} Ag _{0,15} Cu _{0,01}) _{1,00}	910
9		90,06	9,57	0,27	–	99,90	(Au _{0,83} Ag _{0,16} Cu _{0,01}) _{1,00}	902
10		89,65	10,15	0,24	–	100,04	(Au _{0,82} Ag _{0,17} Cu _{0,01}) _{1,00}	896
11	АЛР-РУ	88,46	11,44	–	–	99,90	(Au _{0,81} Ag _{0,19}) _{1,00}	885
12		88,07	11,85	–	–	99,92	(Au _{0,80} Ag _{0,20}) _{1,00}	881
13		88,04	11,95	0,07	–	100,06	Au _{0,80} Ag _{0,20}) _{1,00}	880
14		87,95	12,02	–	–	99,97	Au _{0,80} Ag _{0,20}) _{1,00}	880
15	AM-14-2-1	87,59	12,08	0,18	–	99,85	(Au _{0,79} Ag _{0,20} Cu _{0,01}) _{1,00}	877
16		86,16	13,69	0,19	–	100,03	(Au _{0,77} Ag _{0,22} Cu _{0,01}) _{1,00}	861
17		85,76	14,13	0,10	–	99,99	(Au _{0,77} Ag _{0,23}) _{1,00}	858
18		85,58	14,15	0,21	–	99,93	(Au _{0,76} Ag _{0,23} Cu _{0,01}) _{1,00}	856
19	АЛ-32	84,23	15,80	0,03	–	100,06	(Au _{0,75} Ag _{0,25}) _{1,00}	842
20	AM-14-2-1	83,81	15,54	0,29	–	99,63	(Au _{0,74} Ag _{0,25} Cu _{0,01}) _{1,00}	841
21		83,68	16,24	0,11	–	100,03	(Au _{0,74} Ag _{0,26}) _{1,00}	837
22		83,44	16,25	0,12	–	99,81	(Au _{0,74} Ag _{0,26}) _{1,00}	836
23	АЛ-32	83,12	16,67	0,02	0,04	99,85	(Au _{0,73} Ag _{0,27}) _{1,00}	832
24	AM-14-2-2	82,83	16,96	0,25	–	100,04	(Au _{0,72} Ag _{0,27} Cu _{0,01}) _{1,00}	828
25	АЛР-РУ	82,34	17,61	0,03	–	99,98	(Au _{0,72} Ag _{0,28}) _{1,00}	824
26		80,71	19,17	0,10	–	99,98	(Au _{0,70} Ag _{0,30}) _{1,00}	807
27		80,25	19,67	–	–	99,92	(Au _{0,69} Ag _{0,31}) _{1,00}	803
28		79,94	19,82	0,12	–	99,88	(Au _{0,69} Ag _{0,31}) _{1,00}	800
29		79,75	20,21	–	–	99,96	(Au _{0,68} Ag _{0,32}) _{1,00}	798
30		77,36	22,54	0,04	–	99,94	(Au _{0,65} Ag _{0,35}) _{1,00}	774
31		76,54	23,27	0,07	–	99,88	(Au _{0,64} Ag _{0,36}) _{1,00}	766
32		73,02	26,94	0,01	–	99,97	(Au _{0,60} Ag _{0,40}) _{1,00}	730
33		68,42	31,61	0,04	–	100,07	(Au _{0,54} Ag _{0,46}) _{1,00}	684
34		67,24	32,71	0,05	–	100,02	(Au _{0,53} Ag _{0,47}) _{1,00}	672
35		61,55	38,45	–	–	100	(Au _{0,47} Ag _{0,53}) _{1,00}	616

Примечание. В данной таблице показаны представительные анализы золота из кварцевых жил №27, 32 и 33. Здесь 1–18, 20–22 состав минералов определялся на микроскопе РЭММА-202М, 19, 23 — на микрозонде JXA 8100, CAMEBAX-Micro, 25–35 — на микроскопе MIRA LM.

По химическому составу золото золото-пирит-халькопирит-кварцевой стадии можно разделить на четыре группы:

1) высокопробное золото с содержанием Ag до 10 мас. % (Au 90,06–94,50, Ag 5,30–9,57, Cu 0,19–0,41);

2) среднепробное золото с содержанием Ag до 20 мас. % (Au 79,94–89,65, Ag 10,15–19,67, Cu 0,02–0,36, Hg 0,00–0,04);

3) низкопробное золото с содержанием Ag до 27 мас. % (Au 73,02–79,75, Ag 20,21–26,94, Cu 0,00–0,07);

4) электрум (Au 61,55–68,42, Ag 31,61–38,45, Cu 0,00–0,05).

Золоторудная минерализация золото-теллуридно-сульфидно-кварцевой стадии.

Золото этой стадии встречается в кварце, халькозине, гессите, петците и малахите (рис. 4.43.). Морфология его зёрен весьма разнообразна, преобладают трещинно-прожилковые, цементационные и комковидно-ветвистые выделения размером до 300 мкм. Состав золота варьируется от высокопробного до низкопробного: содержание Ag достигает 25,47 мас. %, Cu — 0,12 и Te — 0,02 мас. % (табл. 4.13.). Содержание Au от центра зерна к краю золотин закономерно уменьшается на 2–5 мас. %, при этом содержание Ag увеличивается.

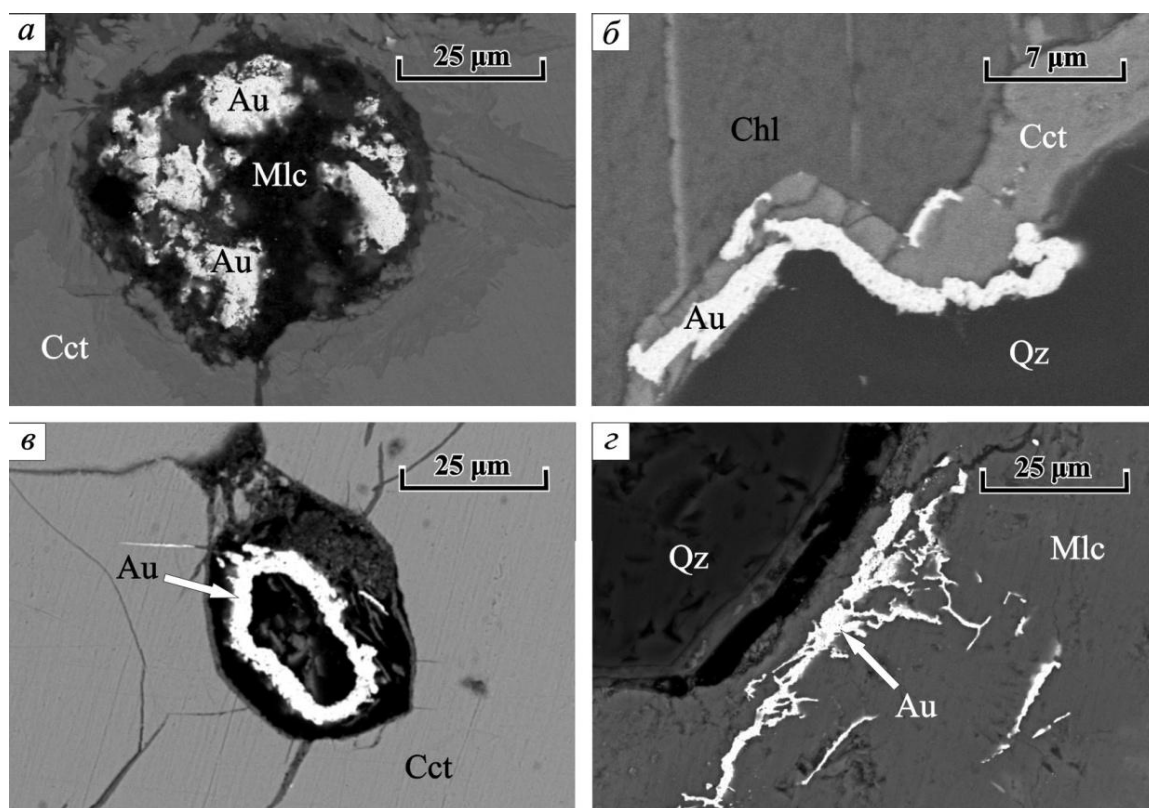


Рис. 4.43. Формы выделения золота (Au) золото-теллуридно-сульфидно-кварцевой стадии в ассоциации с халькозином (Cct), хлоритом (Chl), кварцем (Qz) и малахитом (Mlc)

По вариациям содержания Au и Ag, можно выделить следующий ряд:

- 1) высокопробное золото с содержанием Ag до 10 мас. % (Au 89,12–90,10, Ag 9,52–9,89);
- 2) среднепробное золото с содержанием Ag до 20 мас. % (Au 80,94–89,36, Ag 9,96–19,04, Cu 0,00–0,10, Te 0,00–0,02);
- 3) низкопробное золото с содержанием Ag до 28 мас. % (Au 72,56–78,13, Ag 21,75–27,44).

Таблица 4.13. Состав золота золото-теллуридно-сульфидно-кварцевой стадии (мас. %)

№ п/п	№ образца	Элементы (в мас. %)				Σ	Кристаллохимическая формула	Пробность ‰
		Au	Ag	Cu	Te			
1	АЛ-11-1	90,10	9,52	0,09	–	99,67	(Au _{0,84} Ag _{0,16}) _{1,00}	904
2	АЛ-30-2	89,12	9,89	0,02	–	99,03	(Au _{0,83} Ag _{0,17}) _{1,00}	900
3		87,48	12,64	0,10	0,01	100,23	(Au _{0,79} Ag _{0,23}) _{1,00}	873
4	АЛ-11-1	86,47	13,01	0,12	–	99,60	(Au _{0,78} Ag _{0,22}) _{1,00}	868
5		86,27	13,63	–	–	99,90	(Au _{0,78} Ag _{0,22}) _{1,00}	864
6		85,97	13,86	0,09	0,02	99,94	(Au _{0,77} Ag _{0,23}) _{1,00}	860
7	АЛ-30-1	85,39	13,82	0,50	–	99,71	(Au _{0,76} Ag _{0,23} Cu _{0,01}) _{1,00}	856
8		81,45	18,54	–	–	99,99	(Au _{0,71} Ag _{0,29}) _{1,00}	815
9		80,94	19,04	–	–	99,96	(Au _{0,70} Ag _{0,30}) _{1,00}	810
10		78,13	21,75	–	–	99,88	(Au _{0,66} Ag _{0,34}) _{1,00}	782
11		74,50	25,47	–	–	99,99	(Au _{0,62} Ag _{0,39}) _{1,00}	745
12		72,56	27,44	–	–	100	(Au _{0,59} Ag _{0,41}) _{1,00}	725

Примечание. В данной таблице показаны представительные анализы золота из кварцевых жил №11 и 30. Состав минералов определялся: 1–8, 11–12 на микрозонде JXA 8100, САМЕВАХ-Микро; 9–10 — на электронном микроскопе MIRA LM.

Теллуриды Au и Ag. Петцит и гессит представлены мелкими (1–50 мкм) включениями в халькозине, реже в борните и кварце. Морфология выделений петцита и гессита разнообразна, но преобладают овальной формы (рис. 4.44.; 4.45.), часто представленные сростаниями петцита и гессита (рис. 4.45., *з*). В петците и гессите отмечаются выделения высокопробного золота в виде небольших вкрапленников (рис. 4.45., *в-г*; табл. 4.13., ан. 1–2).

Гессит иногда образует каймы шириной до 3 мкм вокруг кавачулита и Се-волынскита (рис. 4.46.). Состав гессита в сростании с Се-волынскитом не отклоняется от стехиометрии (табл. 4.14., ан. 7–8). Для гессита в сростании с кавачулитом характерна примесь Pb от 1,75 до 5,41 мас. %, Se до 3,06 мас.% (табл. 4.14., ан. 9–12). Возможно, некоторые выделения представлены в виде тонких сростаний гессита с клаустолитом (табл. 4.14., ан. 12).

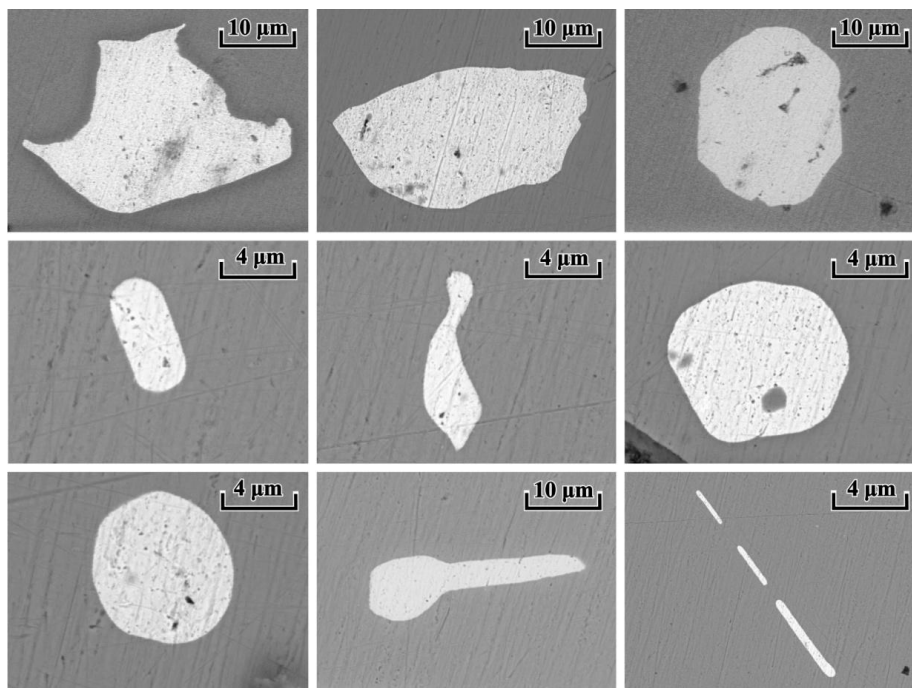


Рис. 4.44. Формы выделения гессита в халькозине в жиле №30

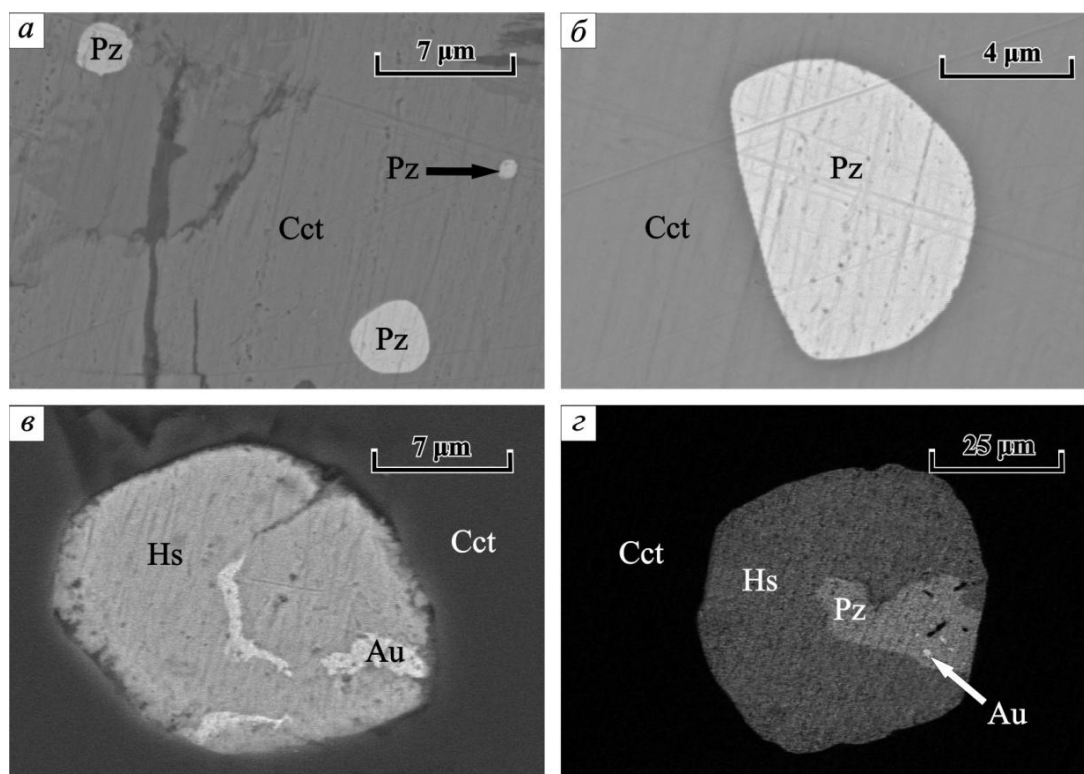


Рис. 4.45. Овальные выделения в халькозине (Cct) петцита (Pz) и гессита (Hs) с мелкими выделениями золота в них

a–б — обр. АЛ-30-1, жила №30; *в–г* — обр. АЛ-11-11, жила №11.

Селениды, селенотеллуриды и Se-содержащие минералы. Фишессерит, кавачулит, Se-волынскит и виттихенит распространены менее, чем петцит и гессит. Их включения (до 40 мкм) и тонкие срастания развиты только в халькозине (рис. 4.46).

Довольно часто наблюдаются выделения кавачулита и Se-волынскита, имеющие преимущественно вытянутые формы длиной 10–40 мкм. Часто наблюдаются сростания кавачулита с гесситом, реже с Se-волынскитом и виттихенитом. Для Se-волынскита характерна примесь Se (до 10,45 мас. %), (табл. 4.15., ан. 6–7). Se-волынскит, как и виттихенит, образует каймы (шириной до 2 мкм) вокруг кавачулита (рис. 4.46., в). Для виттихенита характерна примесь Ag до 8,7 мас. %, Te до 4,3 мас. %, Se до 1,0 мас. % (табл. 4.15., ан. 8–12), формы выделения весьма разнообразны. Выделения фишессерита в виде неправильных зёрен до 20 мкм встречаются в халькозине (рис. 4.46., e). Минерал содержит небольшую примесь Pb до 0,98 мас. %, Te до 0,62 мас. % (табл. 4.16.). Выше перечисленные минералы встречаются в ассоциации с Se-содержащим галенитом (Se до 0,64 мас. %).

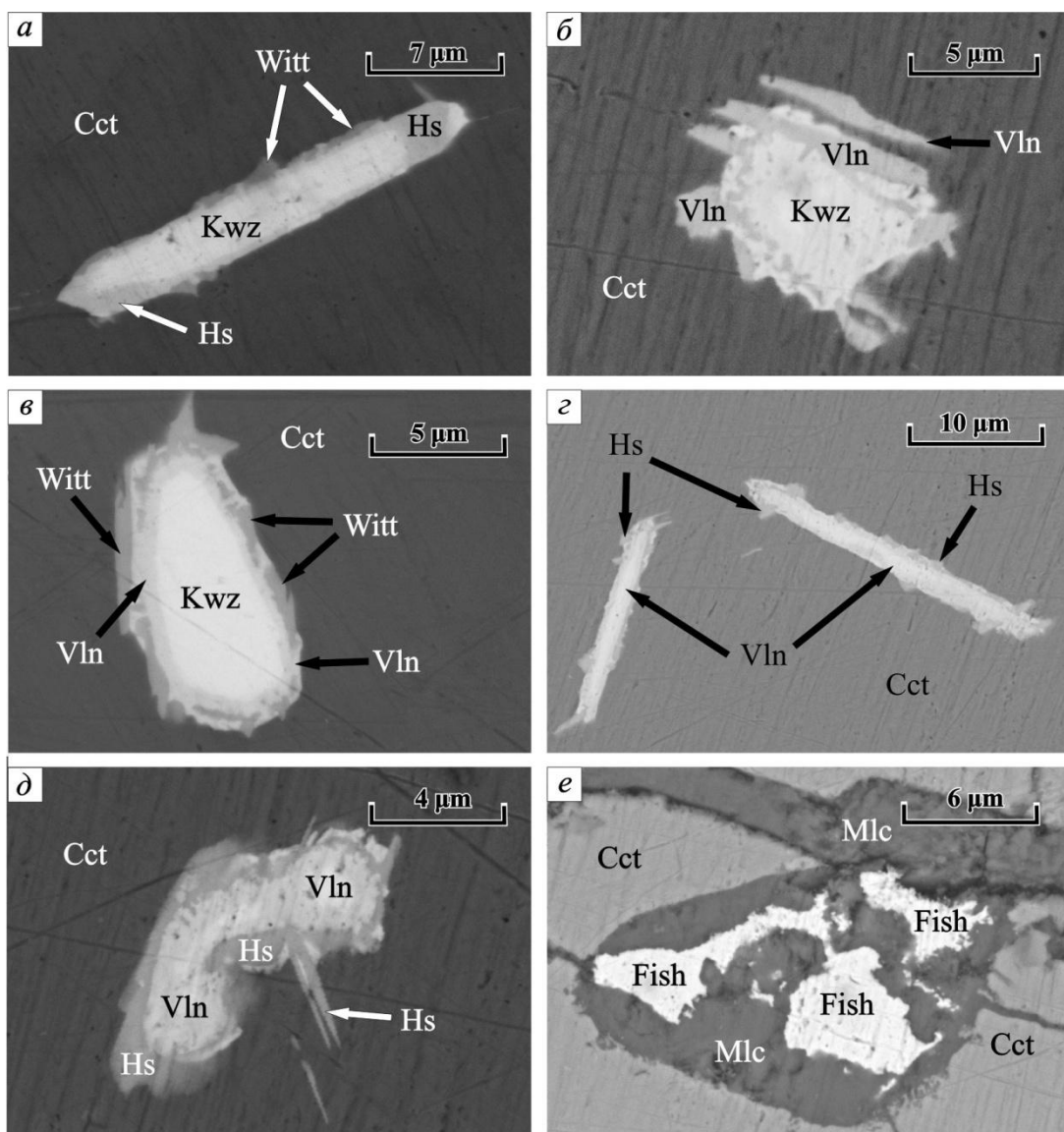


Рис. 4.46. Формы выделения кавачулита (Kwz), гессита (Hs), Se-волынскита (Vln), виттихенита (Witt) и фишессерита (Fish) в халькозине (Cct) и замещающим его малахите (Mlc)

Таблица 4.14. Химические составы петцита и гессита (мас. %)

№ п/п	№ образца	Элементы в мас. %					Σ	Кристаллохимическая формула
		Au	Ag	Pb	Te	Se		
1	АЛ-11-1	25,21	41,56	–	32,69	–	99,46	Ag _{3,00} Au _{1,00} Te _{2,00}
2	АЛ-30-1	25,10	41,55	–	33,15	–	99,80	Ag _{2,99} Au _{0,99} Te _{2,02}
3		–	62,80	–	37,08	–	99,88	Ag _{2,00} Te _{1,00}
4	АЛ-11-1	–	62,38	–	36,86	–	99,24	Ag _{2,00} Te _{1,00}
5		–	62,35	–	37,63	–	99,98	Ag _{1,99} Te _{1,01}
6		–	62,08	–	37,34	–	99,42	Ag _{1,99} Te _{1,01}
7		–	63,03	–	37,12	–	100,15	Ag _{2,00} Te _{1,00}
8		–	63,30	–	37,45	–	100,75	Ag _{2,00} Te _{1,00}
9		–	61,85	–	37,37	–	99,22	Ag _{1,99} Te _{1,01}
10		–	60,72	1,80	36,93	–	99,15	(Ag _{1,96} Pb _{0,03}) _{1,99} Te _{1,01}
11		–	60,65	1,75	36,95	–	99,35	(Ag _{1,96} Pb _{0,02}) _{1,98} Te _{1,02}
12	–	56,68	5,41	34,09	3,06	99,24	(Ag _{1,84} Pb _{0,09}) _{1,93} (Te _{1,01} Se _{0,14}) _{1,07}	

Примечание. Здесь и далее в табл. 4.16–4.17 состав минералов определялся на электронном микроскопе MIRA LM. 1–2 составы петцита, 3–6 — гессита в халькозине, 7–8 — гессита в сростании с Se-волынскитом, 9–12 — гессита в сростании кавацулитом. Формула петцита рассчитана при расчете на 6 атомов и гессита — на 3 атома в формуле.

Таблица 4.15. Химический состав кавацулита, Se-волынскита и виттихенита (мас. %)

№ п/п	№ образца	Элементы в мас. %						Σ	Кристаллохимическая формула
		Bi	Te	Ag	Cu	Se	S		
1	АЛ-11-1	54,22	36,01	–	–	8,98	–	99,21	Bi _{1,98} Te _{2,15} Se _{0,87}
2		55,37	36,50	–	–	7,79	–	99,66	Bi _{2,04} Te _{2,20} Se _{0,76}
3	АЛ-30-1	55,48	35,61	–	–	8,78	–	99,87	Bi _{2,02} Te _{2,13} Se _{0,85}
4		55,26	35,55	–	–	8,28	–	99,09	Bi _{2,04} Te _{2,15} Se _{0,81}
5		55,17	35,56	–	–	8,74	–	99,51	Bi _{2,02} Te _{2,13} Se _{0,85}
6		39,23	30,58	19,76	–	9,59	–	99,16	Ag _{1,00} Bi _{1,03} Te _{1,31} Se _{0,66}
7		39,17	29,48	20,37	–	10,45	–	99,47	Ag _{1,02} Bi _{1,01} Te _{1,25} Se _{0,72}
8		39,93	–	–	40,09	–	19,70	99,72	Cu _{3,07} Bi _{0,93} S _{3,00}
9		40,89	–	–	39,27	–	19,38	99,54	Cu _{3,05} Bi _{0,97} S _{2,98}
10		31,93	4,15	7,89	39,98	–	16,39	100,34	Cu _{3,15} Bi _{0,76} Ag _{0,37} S _{2,56} Te _{0,16}
12		29,94	4,27	8,74	40,43	1,01	15,50	99,89	Cu _{3,20} Bi _{0,72} Ag _{0,41} S _{2,43} Te _{0,17} Se _{0,07}

Примечание. 1–5 — состав кавацулита, 6–7 — Se-волынскита, 8–12 — виттихенита. Формула кавацулита рассчитана при расчете на 5 атомов в формуле, Se-волынскита — на 4 атома, виттихенита — на 7 атомов.

Таблица 4.16. Химический состав фишессерита (мас. %)

№ п/п	№ образца	Элементы в мас. %					Σ	Кристаллохимическая формула
		Au	Ag	Pb	Te	Se		
1	АЛ-30-2	27,39	48,86	–	–	23,27	99,52	Au _{0,94} Ag _{3,06} Se _{2,00}
2		25,42	51,36	–	–	23,08	100,06	Au _{0,86} Ag _{3,19} Se _{1,95}
3	АЛ-30-1	27,95	48,70	–	–	23,07	99,72	Au _{0,96} Ag _{3,06} Se _{1,98}
4		25,56	50,44	–	–	23,72	99,72	Au _{0,87} Ag _{3,13} Se _{2,01}
5		26,00	51,42	–	–	23,04	100,46	Au _{0,88} Ag _{3,18} Se _{1,94}
6		26,49	50,19	–	–	23,26	99,94	Au _{0,90} Ag _{3,12} Se _{1,98}
7		27,14	49,63	–	–	23,01	99,78	Au _{0,93} Ag _{3,10} Se _{1,97}
8		26,12	49,16	0,70	0,32	23,36	99,66	(Au _{0,89} Pb _{0,03}) _{0,91} Ag _{3,07} (Se _{1,99} Te _{0,02}) _{2,01}
9		26,74	48,60	0,98	0,62	22,57	99,51	(Au _{0,92} Pb _{0,03}) _{0,95} Ag _{3,07} (Se _{1,95} Te _{0,03}) _{1,97}

Примечание. Формула минерала рассчитана при расчете на 6 атомов в формуле.

Особенности состава. Золотины продуктивных минеральных ассоциаций близки по составу. Состав золота первой золото-сульфидно-кварцевой стадии эволюционирует от весьма высокопробного Au до электрума, второй золото-пирит-халькопирит-кварцевой стадии — от высокопробного Au до электрума, третьей золото-теллуридно-сульфидно-кварцевой стадии — от высокопробного до низкопробного Au + гессит + петцит ± Se-вольфрамит ± фишессерит ± Ag-, Te-, Se-, Hg-содержащий теннантит (с Ag до 2 мас. %).

Золотины слабо зональные, содержание Ag увеличивается от центра зёрен к периферии (с 9,32 до 13,94 мас. %): центральная часть зерна содержит 89,88 мас. % Au; 9,32 Ag; 0,24 Cu; краевая часть — 85,43 Au; 13,94 Ag; 0,09 Cu. Содержание Te, наоборот, снижается (с 0,04 до 0,02 мас. %): центр зерна — 88,74 Au; 10,80 Ag; 0,02 Cu; 0,04 Te; краевая часть — 88,27 Au; 13,94 Ag; 0,02 Cu; 0,02 Te. В целом в рудах количественно преобладает высоко- и среднепробное золото, менее распространено низкопробное (рис. 4.47.).

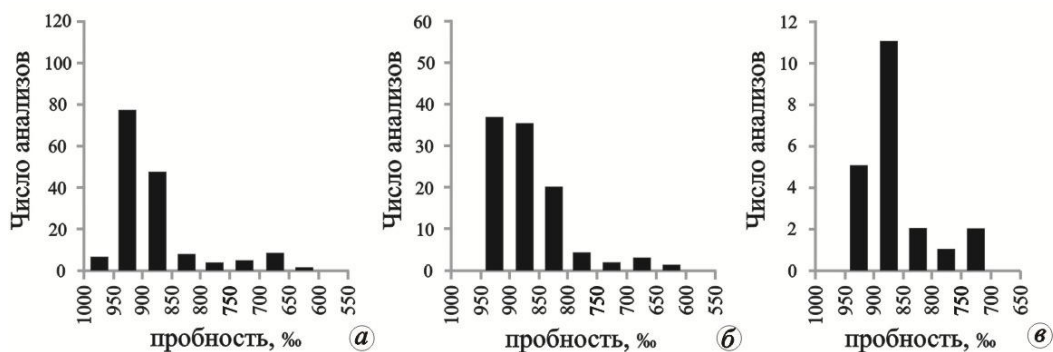
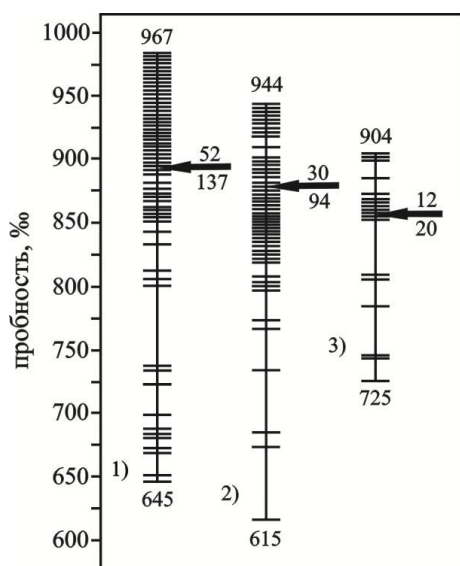


Рис. 4.47. Частота встречаемости пробностей золота первой (а), второй (б) и третьей (в) продуктивных стадий Улуг-Саирского месторождения

Весьма высокопробное золото характерно для жил первой продуктивной стадии, а электрум — для первой и второй стадий. Средняя пробность улугсаирского золота (94 — золотин, 251 — анализов) составляет 893‰ при вариациях от 615 до 967‰. Средняя пробность золота главной (первой продуктивной) стадии 892‰ (варьируя от 645 до 967‰), второй — 872‰ (615–945‰), третьей — 851‰ (725–904‰) (рис. 4.48.).

Наименьший разброс пробности самородного золота третьей стадии по сравнению с другими продуктивными стадиями (см. рис. 4.48.) и отсутствие в ней электрума, видимо, связано с наличием теллуридной минерализацией. Очевидно, большая часть Ag связана с Te, т.к. степень химической активности Bi и Ag к Te выше, чем у Au.

Петцит и гессит — характерные минералы золото-теллуридно-сульфидно-кварцевой стадии, а селенотеллуриды, селениды и Se-содержащие минералы на Улуг-Саирском месторождении распространены менее, чем золото.



1 — золото-сульфидно-кварцевой стадии; 2 — золото-пирит-халькопирит-кварцевой стадии; 3 — золото-теллуридно-сульфидно-кварцевой стадии. Стрелкой показана средняя пробность золота, в числителе — количество проанализированных золотинок, в знаменателе — количество анализов.

Рис. 4.48. Вариации пробностей самородного золота Улуг-Саирского месторождения

Гипергенная минерализация Au и Ag исследованных месторождений. Руды Улуг-Саирского месторождения менее окислены, и из гипергенных минералов Au и Ag здесь встречается только гипергенное золото, развивающееся за счёт гипогенного золота и петцита при их гипергенном изменении в коре выветривания. Нередко высокопробные гипергенные каймы образуются на гипогенных золотинок. Для некоторых выделений гипергенного золота характерна «рубашка» из гидроокислов Fe. Гипергенное золото характеризуется весьма высокой пробностью (970–999‰) и примесью Ag от 0,09 до 2,98 мас. %.

Разнообразие гипергенных минералов Au и Ag (прежде всего — Ag) в хааксаирских рудах обусловлено деструкцией блёклых руд, обогащённых серебром. Кроме гипергенных акантита и самородного серебра впервые выявлены иодаргирит AgI (гексагональный), минералы ряда маршит – майерсит (Cu, Ag)I (кубический), мошелит Hg₂I₂, разновидности бромаргирита (I-содержащий, I-, Cl-содержащий и Cl-, I-содержащий), а также хлораргирита (Br-содержащий, Br-, I-содержащий). Эти минералы являются одними из самых поздних гипергенных минералов. Их скопления размером до 1 мм развиты в поздних трещинах, секущих гипергенные минералы, заместившие блёклые руды. Кроме того, они замещают дендриты гипергенного серебра.

В коре выветривание хааксаирское золото развито в гипергенных минералах, заместивших блёклые руды и иные сульфиды меди, иодаргирите, нередко образуя высокопробные каймы на гипогенных золотинок. Гипергенное золото здесь зачастую химически однородно и весьма высокопробно (992–1000‰) по всему объёму зёрен, без каких-либо каёмок и оторочек. Примесь Ag в таком золоте варьирует от 0,00 до

0,94 мас. %. Следовательно, хааксаирское золото в коре выветривания подверглось более интенсивному преобразованию, чем улугсаирское.

Итак, минералого-геохимическими исследованиями установлено, что Хаак-Саирское и Улуг-Саирское месторождения характеризуются: 1) малосульфидным типом орудения; 2) значительными вариациями $Ag : Au$ — от 0,12 до 67 для Хаак-Саира и от 0,10 до 19, реже до 60 для Улуг-Саира; 3) развитием теллуридов, селенидов, селенотеллуридов; 4) устойчивостью геохимических характеристик от ранних продуктивных стадий к поздним, вне зависимости от различий в минеральном составе; 5) положительной корреляцией в рудах Au с $Cu, Sb, As, Ag, Pb, B, Ba, Mo, Te, Bi, Cd$ и W ; 6) наличием сложно-зональных золотин, широкими вариациями пробности самородного золота — от 19 до 957‰ в рудах Хаак-Саира и от 615 до 967‰ в рудах Улуг-Саира; 7) примесями в блёклых рудах: Te (до 0,57 мас. %) и Bi (до 1,55 мас. %) на Хаак-Саире; Te (до 1,58 мас. %) и Se (0,62 мас. %) на Улуг-Саира; 8) резко выраженной осцилляционной зональностью для некоторых кристаллов блёклых руд Хаак-Саирского месторождения. По опубликованным данным (Спиридонов, 1987; Spiridonov et al., 2005; Плотинская и др., 2005; Филимонов, 2009), минералы группы блёклых руд с осцилляционной зональностью характерны для вулканогенных и вулканогенно-плутоногенных месторождений Au . Содержание Bi в блёклых рудах плутоногенных месторождений Au составляет не менее 0,4 мас. %, Te — <0,12 мас. % (Филимонов, 2009). А также колорадоит ($HgTe$) является типоморфным минералом вулканогенных гидротермальных золоторудных и золотосодержащих месторождений от колчеданных до убогосульфидных (Бадалов и др., 1984; Спиридонов и др., 2002 и др.).

Минералого-геохимические особенности руд, широкие вариации составов золота свидетельствуют о длительности процессов рудообразования. Отмечается четкое различие по содержанию Hg в самородном золоте между Хаак-Саирским и Улуг-Саирским месторождениями. Для Хаак-Саирского месторождения характерен полный изоморфный ряд — от весьма высокопробного самородного золота до Au -содержащего ртутистого серебра через электрум, ртутистое золото, ртутистый электрум и ртутистый кюстелит. Для золота Улуг-Саирского месторождения характера примесь Te и отсутствие Hg , оно отличается разбросом составов от весьма высокопробного золота до электрума.

Хаак-Саирское месторождение по составу продуктивных ассоциаций отвечает золото-галенит-сульфоантимонитовому типу с серебристыми блёклыми рудами, ртутистыми разновидностями минералов ряда $Au-Ag, Ag, Pb, Hg$ и теллуридами (Ag, Hg). Улуг-Саирское месторождение по составу продуктивных ассоциаций отвечает золото-сульфидному типу с теллуридами и селенидами Au и Ag

(фишессерит и др.) и селенотеллуридами Ag и Bi. Различия их минерального состава обусловлены латеральной и вертикальной минеральной зональностью.

Все имеющиеся данные свидетельствуют, о том что Хаак-Саирское и Улуг-Саирское месторождения являются производными единой сложной флюидно-гидротермальной рудообразующей системы золото-теллуридного (Au–Ag–Te) минерального типа с латеральной и вертикальной минеральной зональностью. В процессе формирования руд которых происходило последовательное отложение различных типов золотой минерализации, т. е. они являются полистадийными объектами.

На верхних уровнях единой рудной системы Алдан-Маадырского золоторудного узла развиты минеральные ассоциации с серебристыми блёклыми рудами ряда теннантит-тетраэдрит, минералами ряда Au–Ag–Hg, селенидами (Au-Ag, Ag, Hg, Pb), теллуридами (Ag, Hg), незначительным количеством халькопирита, на глубоких горизонтах — возрастает количество халькопирита, доля теллуридов и снижается доля селенидов. Соответственно, состав минеральных ассоциаций руд, соотношение селенидов и теллуридов, содержание Ag в блёклых рудах ряда теннантит-тетраэдрит, содержание Hg в ряду Au–Ag являются минералогическими критериями прогнозирования оруденения на глубину и оценки уровня эрозионного среза золоторудных объектов Алдан-Маадырского золоторудного узла.

Полученные данные опираются на известные представления о вертикальной и латеральной зональности золоторудных месторождений, основываются на работах, как отечественных ученых (Спиридонов, Бадалов, 1983–1991; Коваленкер и др., 2003; Наумов, 2007), так и зарубежных исследователей (Stillwell, 1931; Emmons, 1937; Radtke, 1963; Boyle, 1979; Shackleton et al., 2003). Полученные минералогические критерии не противоречат общеизвестным фактам, являются научно обоснованными и аргументированными.

Глава 5. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ОБРАЗОВАНИЕ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ

5.1. Физико-химические параметры образования руд Хаак-Саирского месторождения

Определение физико-химических условий формирования золото-кварцевых жил производилось термобарогеохимическими методами (Геологический факультет, Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миасс), а также с помощью геобарометров, геотермометров, геофугометров и по минеральным парагенезисам. Солевой состав гидротермальных растворов во включениях оценивался по температурам эвтектик (Борисенко, 1977). Температуры гомогенизации фиксировались в момент исчезновения газового пузырька при нагревании препарата в термокамере и приняты за минимальные температуры процесса минералообразования (Реддер, 1987). Концентрации солей для включений в растворах рассчитывались по температурам плавления последних кристаллических фаз (Vodnar, Vityk, 1994).

Температуры образования золото-кварцевых жил месторождения были оценены методами декрепитации включений (Васильев и др., 1977ф) и их гомогенизации (Melekestseva et al., 2011). Температуры декрепитации включений в кварце месторождения составляют 60–300°C, тогда как температуры гомогенизации кварца золото-сульфосольно-сульфидно-кварцевой стадии жилы №1 участка V характеризуются 233–180°C (среднее 231°C, пик значений 215–210°C) с концентрациями солей в растворе 3,6–4,6 мас. % NaCl-экв. Температуры гомогенизации в кварце жилы №7 участка I характеризуются 250–200°C (среднее 231°C, пик значений 240–235°C) с концентрациями солей в растворе 8–14 мас. % NaCl-экв. Температуры частичной (26,5 и 28,7°C) и полной (123,9 и 139,1°C) гомогенизации углекислотных включений указывают на давление флюида ~0,5 кбар. В этом случае поправка к температурам гомогенизации составляет 40°C. С учётом поправки на 40°C, минимальные температуры рудообразования составили 290–220°C. Формирование минеральных ассоциаций данной стадии происходило в солевой системе NaCl–KCl–H₂O±NaHCO₃, Na₂SO₄ с концентрациями солей в растворе 3,2–14 мас. % NaCl-экв.

Самородное золото золото-сульфосольно-сульфидно-кварцевой стадии отлагалось при активности сульфидной серы $\log f(S_2)=10^{-16}-10^{-10}$ (при T=200°C), здесь и далее оценки активности даны по диаграммам из работ (Barton, Skinner, 1979; Afifi et al., 1988; Ечмаева, 2009). Отсутствие селенидов, наличие гессита предполагает $\log f(Se_2)=10^{-15}$ (при T=220°C). Рудоотложение шло с накоплением серебра, о чём свидетельствует эволюция

состава самородного золота (весьма высокопробное золото →электрум) и блёклых руд (Fe-теннантит → аргентотетраэдрит) и появление акантита. Экспериментально установлено (Пальянова и др., 2012), что осаждение Ag_2S происходит при соотношений $\text{Ag}/\text{Au} > 10$. Соответственно, рудоносные растворы в конце данной стадии характеризовались высоким Ag/Au отношением.

На золото-ртутисто-кварцевой стадии самородное золото отлагалось в восстановительных условиях, при очень низкой $\log f(\text{S}_2)=10^{-27}$ и $\log f(\text{Se}_2)=10^{-17}$ при $T=200^\circ\text{C}$. Очень низкая активность Se, Te и S способствовала отсутствию селенидов, теллуридов, сульфидов (киновари, блёклых руд, халькопирита) и фиксации Ag и Hg металлической форме (ртутистого золота, ртутистого электрума, ртутистого кюстелита и Au-содержащего ртутистого серебра). На заключительной стадии минералообразования данные рудоносные растворы были обогащены Hg, об этом свидетельствует эволюция самородного золота от высокопробного золота до Au-содержащего ртутистого серебра. Кристаллизация минеральных ассоциаций ртутистого золота золото-ртутисто-кварцевой стадии происходила при более низких температурах, при гомогенизации кварца — $180\text{--}120^\circ\text{C}$ (среднее 152°C , пик значений $180\text{--}130^\circ\text{C}$). С учётом поправки на $P \sim 0,5$ кбар, (40°C), минимальные температуры рудообразования данной стадии составили $220\text{--}160^\circ\text{C}$. Формирование минеральных ассоциаций золото-ртутисто-кварцевой стадии происходило в солевой системе $\text{NaCl}\text{--}\text{H}_2\text{O}$, $\text{NaCl}\text{--}\text{KCl}\text{--}\text{H}_2\text{O}$ с концентрациями солей в растворе 4–9 мас. % NaCl-экв.

Формирование минералов золото-селенидно-теллуридно-сульфидно-кварцевой стадии происходило, при пониженной активности сульфидной S и повышенной активности Se и Te, что способствовало фиксации Au, Ag и Hg не только в металлической форме (в виде минералов системы Au–Ag–Hg), но и в виде селенидов (HgSe , Ag_2Se и Ag_3AuSe_2), теллуридов (HgTe и Ag_2Te), реже виде Se-киновари и Se-имитерита. Минералогические особенности стадии предполагают $\log f(\text{Te}_2)=10^{-18}\text{--}10^{-15}$ (при $T=200\text{--}220^\circ\text{C}$) и $\log f(\text{Se}_2)=10^{-19}\text{--}10^{-17}$ (при $T=200^\circ\text{C}$).

Наличие ртутистого золота, ртутистого электрума во второй и третьей продуктивных стадиях позволяет предположить близкие температуры ($220\text{--}160^\circ\text{C}$) их формирования. В пользу того, что температуры могли составлять $\sim 220\text{--}160^\circ\text{C}$ и ниже, указывает также интервал стабильности (β) Ag_2Se (науманнита). По данным (Ечмаева, 2009) интервал стабильности (β) Ag_2Se составляет $133\text{--}226^\circ\text{C}$, а по данным (Осадчий, 2011) $133\text{--}178^\circ\text{C}$. Соответственно, можно смело утверждать, что температуры рудообразования золото-селенидно-теллуридно-сульфидно-кварцевой стадии составили $226\text{--}133^\circ\text{C}$.

Обобщая вышесказанное, можно заключить, что формирование золото-кварцевых жил Хаак-Саирского месторождения происходило в гипабиссальной фации глубинности $P \sim 0,5$ кбар ($\sim 1,5$ км), при температурах $290\text{--}133^\circ\text{C}$, в солевой системе $\text{NaCl-KCl-H}_2\text{O} \pm \text{NaHCO}_3$ и Na_2SO_4 с концентрациями солей в растворе $3,2\text{--}14$ мас. % NaCl -экв.

Гипабиссальная фация глубинности формирования руд Хаак-Саирского месторождения подтверждается также обилием серебристых и ртутистых разностей самородного золота, и наличием блёклых руд от теннантита до аргентотетраэдрита, что предполагает образование золото-кварцевых жил в гипабиссальной фации глубинности $P \sim 0,5\text{--}1,0$ кбар ($\sim 1,5\text{--}3$ км) (Филимонов и др., 2009). Такие же данные получены автором по составу редких и REE элементов, а также по величине Sr/Mo в шеелите из кварцевых жил (табл. 5.1.). Величина $\text{Sr/Mo} = 3965$ и повышенное содержание Eu среди REE предполагают образование кварцевых жил в условиях гипабиссальной фации глубинности $P \sim 0,5\text{--}1,0$ кбар ($\sim 1,5\text{--}3$ км).

Таблица 5.1. Среднее содержание элементов в шеелите из разноглубинных золото-кварцевых месторождений АМЗУ, г/т

Компонент	XC (n=2)	YC (n=4)	Компонент	XC (n=2)	YC (n=4)
Sc	< 0,05	0,05	Nd	19,97	223,61
Rb	< 0,01	0,05	Sm	4	154,09
Sr	<u>912</u>	<u>98,18</u>	Eu	87,3	31,46
Y	45	268,16	Gd	4,78	213,32
Zr	1,14	2,88	Tb	0,67	30,5
Nb	0,23	1,33	Dy	4,59	146,08
Mo	<u>0,23</u>	<u>2,98</u>	Ho	0,87	18,88
Cd	0,002	0,02	Er	2,47	32,25
Cs	0,002	0,001	Tm	0,36	2,61
Ba	0,32	1,05	Yb	2,22	9,01
REE	227	982,4	Lu	0,25	0,64
La	41,2	13,77	Pb	8,70	9,61
Ce	51,9	79,33	Th	0,36	0,24
Pr	15,96	26,85	U	5,43	0,01

Примечание. Содержание элементов определялось методом LI ICP-MS (Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск). XC — шеелиты из кварцевой жилы №1, участка II Хаак-Саирского месторождения; YC — шеелиты из кварцевой жилы №18 Улуг-Саирского месторождения.

Э.М. Спиридоновым с соавторами (1999) было показано, что геохимический состав шеелита также является индикатором глубинности золоторудных месторождений золото-кварцевой формации. В частности, величина Sr/Mo в шеелите гипабиссальных месторождений составляет > 2000 , мезобиссальных — $20\text{--}40$, абиссальных — < 10 . С ростом глубинности в шеелите увеличивается концентрация иттрия и редких земель. В

шеелите гипабиссальных месторождений Au из редких земель преобладают Eu и Sm; мезобиссальных — Nd, Sm и Gd; абиссальных — Nb, Sm, Ce и Gd. Соответственно, типоморфные и типохимические особенности шеелитов Хаак-Саирского месторождения являются типовыми для гипабиссальных месторождений Au.

5.2. Физико-химические параметры образования руд

Улуг-Саирского месторождения

Температуры образования золото-кварцевых жил золото-сульфидно-кварцевой и золото-пирит-халькопирит-кварцевой стадий были оценены методами декрепитации включений (Васильев и др., 1977ф) и их гомогенизации (Зайков, Анкушева, 2009; Анкушева и др., 2012). По данным декрепитации включений, температуры жил золото-сульфидно-кварцевой стадии составляют 310–200°C, тогда как температуры гомогенизации флюидных включений в кварце жилы №4 характеризуются 240–200°C, с пиком 225–220°C. В кварце жилы №18 характеризуются 310–240°C. Формирование данных жил происходило из растворов сложного солевого состава с преобладанием NaCl–H₂O, NaCl–KCl–H₂O, NaCl–MgCl₂–H₂O, солёностью растворов 4,4–10,0 мас. % NaCl-экв.

Температуры гомогенизации флюидных включений в кварце жилы №33 золото-пирит-халькопирит-кварцевой стадии характеризуются 170–114°C, с пиком 125–170°C, в жиле №27 (Пиритовой) — 250–138°C, с двумя пиками 170–160 и 250–240°C. Формирование жил данной стадии в обоих случаях тоже происходило из растворов сложного солевого состава, отмечаются системы NaCl–KCl–H₂O, NaCl–Na₂SO₄–H₂O, MgCl₂–H₂O и FeCl₂–H₂O, с концентрациями солей в растворе 4,0–9,5 мас. % NaCl-экв.

По данным (Борисенко и др., 1979) температуры гомогенизации флюидных включений в кварце кварцевых жил Улуг-Саирского месторождения происходило при температурах 370–250°C, с концентрациями солей в растворе 4–10 мас. % NaCl-экв и при P ~ 0,9–1,0 кбар (~2,7–3 км). В этом случае поправка к температурам гомогенизации составляет 50°C. Соответственно, истинные температуры с учётом поправки на P ~ 0,9–1 кбар, (50°C), минимальные температуры рудообразования первой продуктивной стадии могли составить 360–250°C, второй стадии — 300–164°C.

Золото золото-сульфидно-кварцевой и золото-пирит-халькопирит-кварцевой ассоциации отлагалось при восстановительном потенциале рудоносных растворов, при $\log f(S_2) = 10^{-7} - 10^{-12}$ (при 300 °C) и $10^{-12} - 10^{-18}$ (при 200°C). Отсутствие теллуридов (петцита, гессита) указывает на низкую активность Te и предполагает $\log f(Te_2) = 10^{-20}$ (при 200°C).

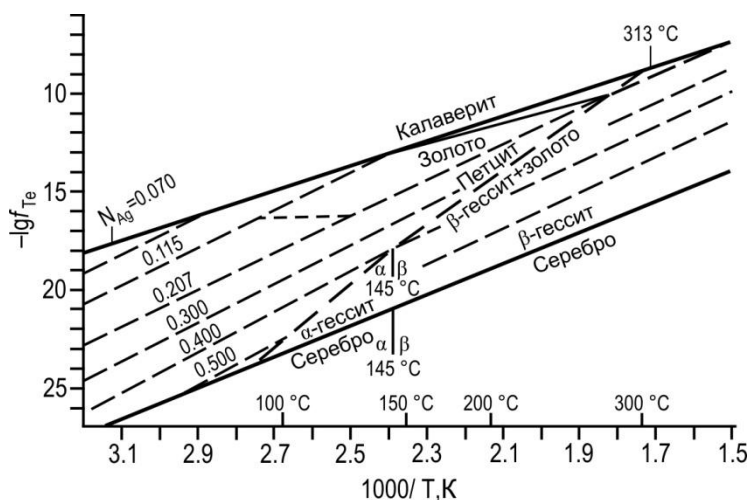


Рис. 5.1. Диаграмма стабильности Au–Ag–Te минералов, по (Бортников, 1988).

Отложение минералов золото-теллуридно-сульфидно-кварцевой стадии происходило при снижении окислительного потенциала рудоносных растворов. Об этом свидетельствует характер зональности кристаллов блёклых руд: центральные их части отвечают Cu-теннантиту, внешние зоны — Fe-теннантиту. При высокой $f(O_2)$ (повышенном

окислительном потенциале) и высокой $f(S)$ (по: Spiridonov et al, 2005) возникают цинкистые и высокомедистые блёклые руды вместо железистых. Температурный интервал формирования золото-теллуридной минерализации, судя по диаграмме стабильности Au–Ag–Te минералов ассоциации петцит–гессит–самородное золото, соответствует 280–145 °C, при значениях $\log f(Te_2) = 10^{-18} - 10^{-10}$ (рис. 4.43.). Наличие фишессерита и борнита в этой ассоциации предполагает $\log f(Se_2) = 10^{-17} - 10^{-14}$ и $\log f(S_2) = 10^{-9} - 10^{-12}$ (при $T = 180 - 270$ °C). Обрастание кавачулита Se-волынскимом, а последнего — виттихенитом, свидетельствует о снижении активности селена в процессе кристаллизации рассматриваемой минеральной ассоциации.

Обобщая вышесказанное, можно заключить, что формирование золото-кварцевых жил (жильного кварца отобранного на современном эрозионном уровне) Улуг-Саирского месторождения происходило в гип-мезобиссальной фации глубинности $P \sim 0,9 - 1,0$ кбар ($\sim 2,7 - 3$ км), при температурах 360–145 °C. Формирование жил происходило из растворов сложного солевого состава с преобладанием NaCl–H₂O, NaCl–KCl–H₂O, NaCl–MgCl₂–H₂O, \pm MgCl₂–H₂O и FeCl₂–H₂O, солёностью растворов 4,0–10,0 мас. % NaCl-экв. Типохимические особенности шеелитов из золото-кварцевых жил, величина Sr/Mo = 24–55 (среднее 33) и преобладание Nd, Sm, Gd среди REE предполагает образование кварцевых жил в гип-мезобиссальной фации глубинности при $P \sim 1,0 - 1,1$ кбар ($\sim 3 - 3,3$ км) (см. табл. 5.1.). Такие же данные глубинности предполагаются по типоморфным особенностям самородного золота (наличие примеси Te и отсутствие Hg, слабая зональность), а также наличию теллуридов Au и Ag (см. табл. 1.1.). Подобная глубина (2700–3300 м) рудообразования оценивается и по геологическим данным, учитывая мощность ордовикских, силурийских и нижне-, и среднедевонских отложений в районе (Зайков и др., 1966ф). Соответственно, на момент формирования руд район

месторождения перекрывался толщами девонского возраста, в том числе саглинской свитой ($D_{1-2}sg$) (рис. 5.2.). Изученные рудные жилы являются верхними уровнями рудных тел месторождения, соответственно, рудные тела в более глубоких горизонтах могли формироваться на глубинах мезоабиссальной фации (более 3-х км).

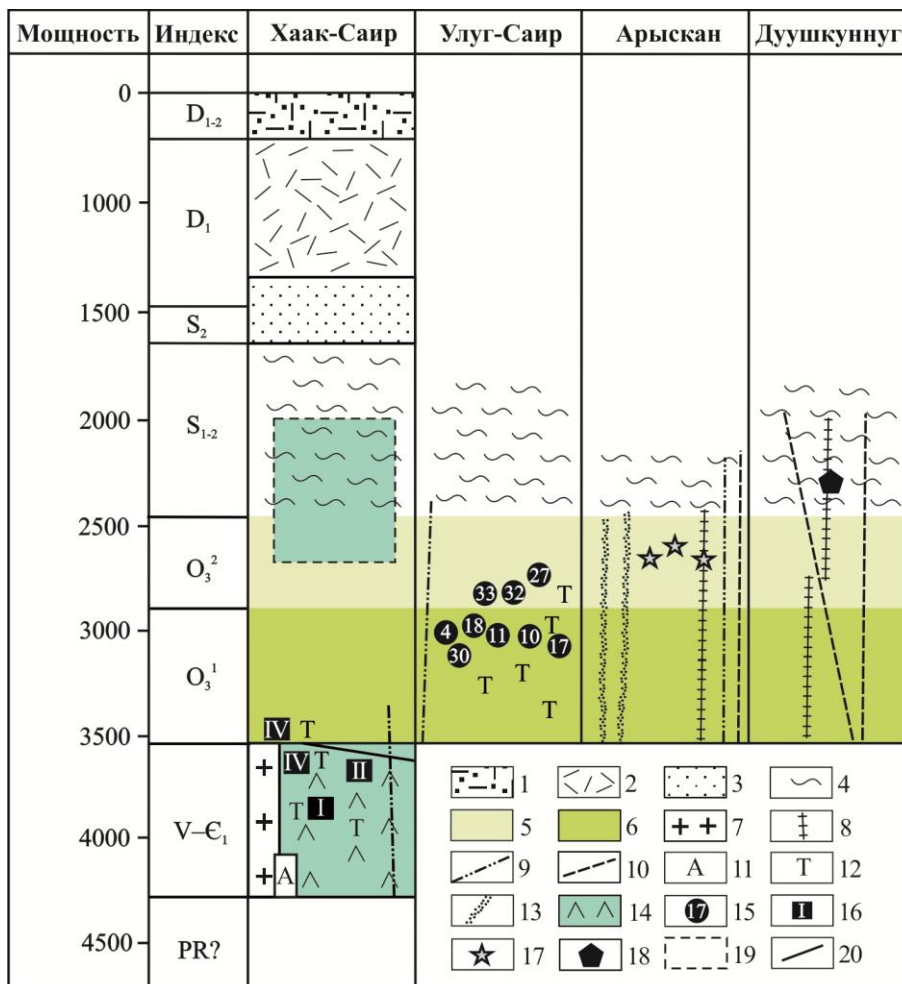


Рис. 5.2. Положение исследованных жил золоторудных объектов АМЗУ

(составлена В.В. Зайковым и Р.В. Кужугетом)

1 — песчаники, алевролиты, гравелиты, эффузивы кислого и среднего состава саглинской свиты ($D_{1-2}sg$); 2 — риолиты кендейской свиты (D_1kn); 3 — красноцветные песчаники и алевролиты хондергейской свиты (S_2-D_1hn); 4 — сероцветные аргиллиты с прослоями песчаников и известняков чергакской свиты ($S_{1-2}čr$); 5–6 — адырташская свита (O_3ad): 5 — лиловые алевролиты с прослоями песчаников и зеленоватых алевролитов, 6 — конгломераты, гравелиты; 7–10 — баянкольский комплекс (D_{2-3}): 7 — гранит-порфиры I фазы, 8 — березитизированные дайки риолитов II фазы, 9 — дайки диорит-порфиров III фазы, 10 — дайки габброидов III фазы; 11–12 — боровая минерализация: 11 — аксинитовая, 12 — турмалиновая; 13 — зоны апотерригенной березитизации; 14 — лиственитизированная офиолитовая ассоциация ($V-E_1$): базальты, вулканомиктовые породы, тела гипербазитов; 15 — позиция изученных золоторудных жил Улуг-Саирского месторождения с их номерами; 16 — позиция изученных золоторудных жил Хаак-Саирского месторождения: I — участок Хаак-Саир, II — участок Сарыг-Даш-I, IV — участок Сарыг-Даш-IV; 17 — позиция изученных жил Арысканского месторождения; 18 — позиция изученных лестничных жил Душкуннугского рудопроявления; 19 — позиция

лиственитизированной офиолитовой ассоциации (V–C₁) с золото-кварцевыми жилами в ядре Аржанской горст-антиклинальной структуры в результате взброса во время формирования структуры в среднем девоне; 20 — границы геологические.

По данным (Мелекецсева и др., 2013) рудообразующие флюиды золоторудных месторождений АМЗУ характеризуются сложным многокомпонентным составом. Во включениях установлены не только все компоненты, присущие золотоносным рудообразующим растворам (Na, K, Ca, Mg, Rb, Cs, Li, Sr, Ba, B, As, Sb, Cu, Pb, Cd, Ge), но также и широкий ряд элементов (Au, Ag, Mo, W, Co, Ni, Cr), которые валовым анализом фиксируются в редких случаях (Кряжев и др., 2008). В следовых количествах находятся только Bi, Sn, Hg и Tl.

Рудообразующие флюиды изученных месторождений АМЗУ характеризуются сложным многокомпонентным составом. Главные различия между ними заключаются в содержании элементов-примесей. Флюиды из включений в жильном кварце Хаак-Саирского месторождения отличаются повышенными содержаниями широкого ряда элементов — Sb, Ag, B, Ba, As, Pb, Cd, W, Mo, Bi, Zn, Hg, Co и Ni. Так, концентрации Ag здесь в 21 раз, а Sb в 126 раз во включениях в кварце Улуг-Саирского месторождения (Мелекецсева и др., 2013).

Таблица 5.2. Среднее содержание флюидных компонентов в кварце золоторудных месторождений АМЗУ (по данным Мелекецсева и др., 2013)

Компонент	XC-1 (4)	XC-2 (1)	YC-1 (2)	YC-2 (2)	Компонент	XC-1 (4)	XC-2 (1)	YC-1 (2)	YC-2 (2)
Главные компоненты, мг/кг кварца									
H ₂ O	1341	365	1561	2743	Ge	0,1	0,09	0,1	0,12
CO ₂	126,1	126,4	97,2	148,7	Cu	4,8	3,0	267,8	0,0
CH ₄	0,2	0,3	0,1	0,1	Zn	56,6	35,6	18,65	0,0
Cl ⁻	1,6	0,8	4,7	10,0	Cd	0,60	7,5	0,3	0,1
HCO ₃ ⁻	21,6	21,6	25,8	31,4	Pb	13,4	78,9	0,8	0,25
Na	7,2	2,1	11,2	18,1	Au	0,07	0,09	0,1	0,02
K	0,9	0,6	0,8	0,4	Ag	4,82	2,14	0,07	0,26
Ca	1,1	4,5	1,3	0,5	Mo	4,99	17,45	4,38	0,68
Mg	0,25	0,55	0,2	0,01	W	2,8	57,8	5,8	0,0
B	637,4	1140,4	589,1	272,6	Co	0,39	0,08	0,16	0,0
Ba	1309,4	828,6	120,7	873,2	Ni	13,6	2,6	10,2	2,5
As	346,3	1164,6	123	226,2	Cr	0,9	0,9	0,0	0,0
Li	5,1	4,5	3,2	5,1	Mn	17,79	2,9	25,7	0,62
Rb	1,1	1,4	1,2	2,6	Fe	18,8	76,6	4,9	3,0
Cs	0,5	0,2	0,3	0,6	Bi	0,01	0,39	0,01	0,0
Sr	62,7	66,2	60,6	49,7	Tl	0,02	0,02	0,01	0,02
Sb	2695,8	2104,9	16,7	21,3	Y	0,01	0,02	0,02	0,02

Примечание. Анализы выполнены в ЦНИГРИ, аналитик Ю.В. Васюта. Месторождения: YC — Улуг-Саирское (YC-1 — кварц первой стадии, YC-2 — кварц второй стадии), XC — Хаак-Саирское XC-1 — кварц первой стадии, XC-2 — кварц второй стадии. В скобках — число анализов.

Здесь же отмечаются следы Hg и Cr. Эта особенность согласуется с присутствием в жилах и лиственитах блёклых руд, турмалина, галенита, сульфоарсенидов, шеелита, ртутистых разновидностей самородного золота. Кроме того, содержание Вi в блёклых рудах достигает до 1,5 мас. %. Высокие концентрации Cu во флюиде Улуг-Саирского месторождения можно сопоставить с широким развитием халькопирита в кварцевых жилах. Наличие Co и Ni в рудообразующих флюидах золоторудных объектов АМЗУ, видимо, связано с расположением жил среди венд–нижнекембрийских океанических комплексов.

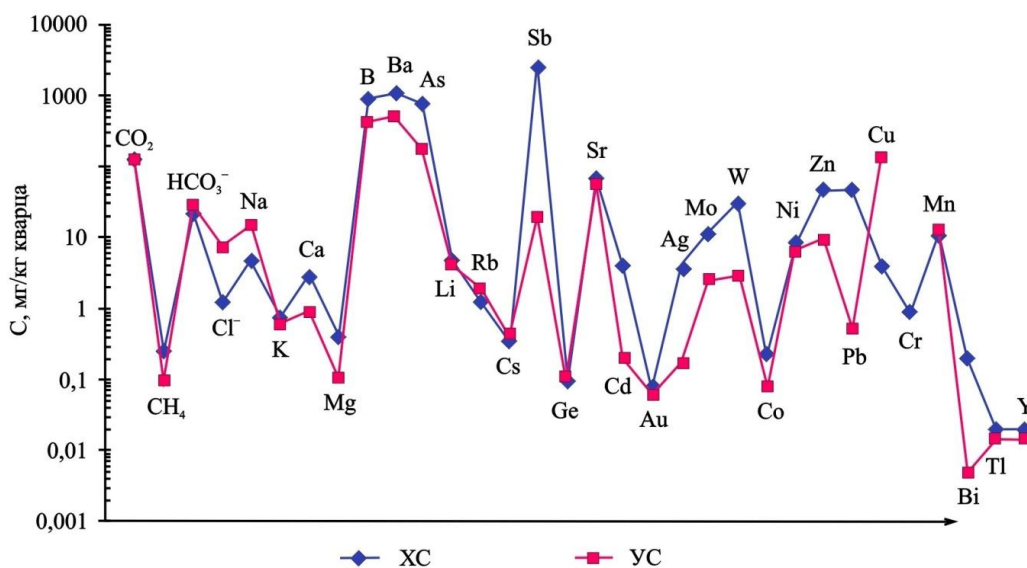


Рис. 5.3. Состав рудообразующих флюидов Хаак-Саирского (XC) и Улуг-Саирского (YC) месторождений

Таким образом, результаты валового анализа флюидных включений в кварце показали, что золотоносные кварцевые жилы месторождений АМЗУ, залегающие в различных породах, были сформированы при участии сходного многокомпонентного метан-углекислотно-водного флюида, содержащего щелочные и щелочноземельные металлы. Главные различия между сравниваемыми объектами заключаются в содержании элементов-примесей (В, Ва, As, Sb, Cd, Pb, Мо, W, Mn, Cu), которые отражают минералогические особенности месторождений (рис. 5.3.).

Формирование золото-кварцевых жил Хаак-Саирского месторождения происходило в гипабиссальной фации глубинности $P \sim 0,5$ кбар (1,5 км), при температурах 290–133°C в солевой системе $\text{NaCl-KCl-H}_2\text{O} \pm \text{NaHCO}_3$ и Na_2SO_4 с концентрациями солей в растворе 3,2–14 мас. % NaCl-экв. Формирование золото-кварцевых жил Улуг-Саирского месторождения происходило в гип-мезобиссальной фации глубинности $P \sim 0,9-1,0$ кбар (~2,7–3 км), при температурах 360–145°C. Формирование жил происходило из растворов

сложного солевого состава с преобладанием $\text{NaCl-H}_2\text{O}$, $\text{NaCl-KCl-H}_2\text{O}$, $\text{NaCl-MgCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ \pm $\text{NaCl-Na}_2\text{SO}_4\text{-H}_2\text{O}$ \pm $\text{MgCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ и $\text{FeCl}_2\text{-H}_2\text{O}$, солёностью растворов 4,0–10,0 мас. % NaCl -экв. (рис. 5.4.). Для рассматриваемых месторождений устанавливается направленное снижение температур минералообразования от ранних стадий к поздним.

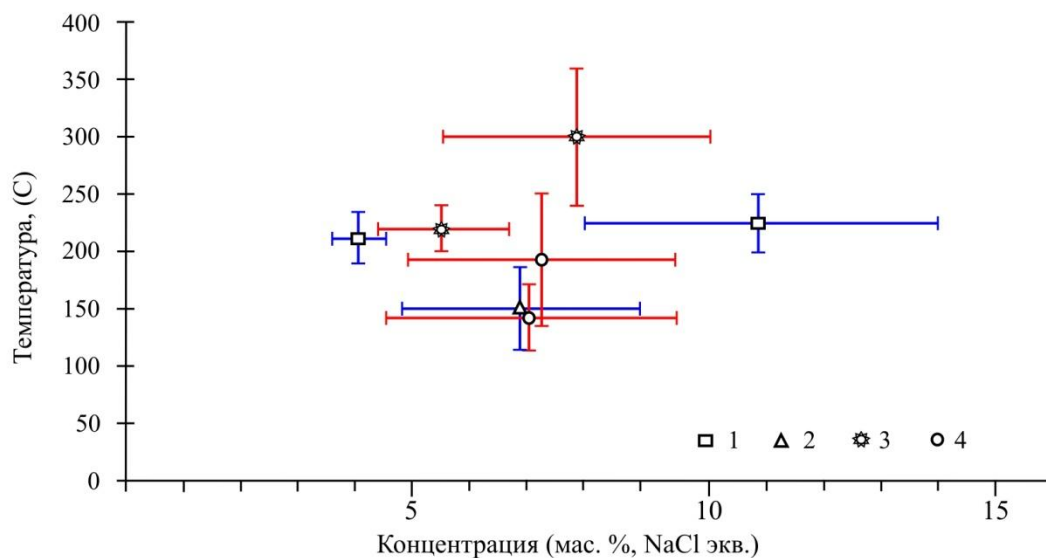


Рис. 5.4. Температуры гомогенизации и концентрации растворов во флюидных включениях первой (1) и второй (2) стадий Хаак-Саирского и первой (3) и второй (4) стадий Улуг-Саирского месторождений

Хаак-Саирское месторождение характеризуется более низкопробным золотом, имеет более высокую концентрацию растворов (до 14 мас. % NaCl -экв.). Это указывает на более высокую концентрацию Ag в концентрированных растворах. Минералы системы Au-Ag-Hg встречаются только в рудах Хаак-Саирского гипабиссального ($P \sim 0,5$ кбар) месторождения. В более высокотемпературном гип-мезобиссальном ($P \sim 0,9\text{--}1,0$ кбар) Улуг-Саирском месторождении минералы системы Au-Ag-Hg не встречаются. По данным (Наумов и др., 2002, Наумов, 2007), при формировании руд с минералами системы Au-Ag-Hg одними из главных факторов осаждения данных минералов являются снижение температуры, давления и гетерогенизация рудообразующих флюидов. Эти авторы также указывали, что для месторождений с низкопробным золотом характерны более высокие концентрации хлоридов в рудообразующих растворах (до 15 мас. % NaCl -экв., реже 25 мас. % NaCl -экв.).

Обобщая вышесказанное, можно заключить, что золоторудная минерализация Хаак-Саирского и Улуг-Саирского месторождений являются производными длительных и сложных процессов. Золоторудная минерализация формировалась в результате многоимпульсного поступления металлоносных гидротермальных растворов в систему сбросо-сдвиговых трещин, секущих листвениты, конгломераты и алевролиты, т. е.

формирование рудных тел месторождений происходило в течение ряд этапов, внутри которых фиксируется несколько стадий отложения минеральных парагенезисов.

Золотое оруденение является наиболее поздним из многочисленных эпизодов послеинтрузивной гидротермальной деятельности: турмалинитизации, березитизации-лиственитизации и внедрения предрудных даек разного состава. Насчитывается 10 генераций минеральных парагенезисов, выполняющих эти разрывные структуры. Для Улуг-Саирского месторождения характерны более высокотемпературные стадии рудообразования по сравнению с Хаак-Саирским месторождением. Температурный режим и минералого-геохимические особенности рассматриваемых месторождений в значительной степени обусловлены фацией глубинности, литолого-геохимическими особенностями рудовмещающих толщ и составом рудообразующих флюидов.

На конкретных примерах автором обсуждены результаты собственных исследований, свидетельствующие о том, что фациям глубинности золоторудных месторождений отвечают минеральные типы по составу продуктивной ассоциации.

Хаак-Саирское месторождения гипабиссальной фации глубинности ($P \sim 0,5$ кбар; глубина формирования $\sim 1,5$ км) по составу продуктивных ассоциаций отвечает золото-галенит-сульфоантимонитовому типу с серебристыми блёклыми рудами, ртутистыми разновидностями минералов ряда Au–Ag, селенидами (Au–Ag, Ag, Pb, Hg) и теллуридами (Ag, Hg). Улуг-Саирское месторождение гип-мезоабиссальной фации ($P \sim 0,9–1,0$ кбар; $\sim 2,7–3,0$ км) по составу продуктивных ассоциаций отвечает золото-сульфидному типу с теллуридами и селенидами Au и Ag (фишессерит и др.) и селенотеллуридами Ag и Bi. В пользу о разных фациях глубинности образование руд рассматриваемых месторождений дополнительно подкрепляются соотношениями Ag/Au (Хаак-Саирском = 0,12–67; Улуг-Саирском = 0,10–19, редко до 60). Также высокими концентрациями Ag (в среднем 21 раз) и Sb (в среднем 126 раз) во флюиде из кварца Хаак-Саирского месторождения. По данным (Назьмова и др., 2010; Спиридонов, 2011), это обусловлено тем, что с ростом глубинности формирования золото-кварцевых месторождений в рудах уменьшаются количества Sb, Hg, Tl и увеличиваются Te, W, Au/Ag, Te/Se (от 1–2 до 100–3000), Au/Hg (от 1 до 200–6500).

Как показали исследования Э.М. Спиридонова (1995, 2011), А.А. Поцелуева и других (2013) минеральный состав месторождений обуславливается в т.ч. составом рудовмещающих пород. По нашим данным минеральный состав руд рассматриваемых месторождений АМЗУ обусловлен не только фацией глубинности, но и составом рудовмещающих толщ. Рудные тела Хаак-Саирского месторождения среди океанических офиолитов обогащены Cr-содержащими минералами: турмалином (до 1,04 мас. % Cr_2O_3),

слюдами ряда мусковит–парагонит (до 0,80 мас. % Cr_2O_3). Развитие лиственитов по натриевым базальтам способствовало образованию лиственитов с парагонитом. В рудах также отмечается сульфоарсенид никеля (герсдорфит, Fe-Co-герсдорфит с содержанием Co до 7 мас. %) и Cu-содержащее золото (Cu до 3,94 мас. %), что характерно для месторождений среди гипербазитов. Кроме того в окисленных кварцевых жилах и лиственитах Хаак-Саирского месторождения обнаружена гипергенная иодидная, хлоридная и бромидная минерализация характерные для колчеданно-полиметаллических месторождений (таких как Рубцовское, Брокен Хилл, Гайское). Источником I и Br служили породы V–Є океанических комплексов и нижне- и среднедевонские терригенные, вулканогенно-осадочные породы Тувинского рифтогенного прогиба. По данным (Предтеченский, 1966; Колосов и др., 1977; Борисенко, 1999 и др.) в данных породах повсеместно отмечаются многочисленные глиптоморфозы каменной соли, гипса и ангидрита. А также ранее (Борисенко и др., 1977; Борисенко, 1999) установлено, что на формирование гидротермальных месторождений Западной Тувы определенное влияние оказывали экзогенные хлоритовые воды раннедевонского эвапоритового Тувинского палеобассейна и нижне- и среднедевонские породы Тувинского рифтогенного прогиба. На Улуг-Саирском месторождении среди ордовикских конгломератов, алевролитов и песчаников, отмечаются березиты и березитизированные породы образованные по кварцевым песчаникам и алевролитам. Сульфоарсенид никеля и Cr-содержащие минералы в улугсаирских рудах отсутствуют. Содержание Cr_2O_3 в сериците, турмалине из рудных тел, ниже пределов обнаружения.

Соответственно, температурный режим и минералого-геохимические особенности рассматриваемых месторождений значительной мере обусловлены фацией глубинности, составом рудообразующих флюидов и литолого-геохимическими особенностями рудовмещающих толщ.

ГЛАВА 6. ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ ИЗУЧЕННЫХ ОБЪЕКТОВ АМЗУ

Существует множество классификаций месторождений Au, основанных на разных критериях и подходах к их систематике, таких как генезис, связь с магматизмом, характер рудовмещающих толщ, структурно-морфологические типы рудных тел, возможные источники Au, фации глубинности, температура образования, минеральный состав руд, ассоциация рудогенных элементов и т. д. (Lindgren, 1933; Schneiderhohn, 1941; Билибин, 1959; Фогельман, Бородаевская, 1967; Гамянин, 1971; Петровская, 1973, 1976; Ивенсен, Левин, 1975; Ramdohr, 1982; Смирнов, 1982; Некрасов, 1991; Спиридонов, 1995, 2010; Коваленкер, 1995, 2006; Сафонов, 1997; Мельцер, 1997, 1999, 2011; Горячев, 1998, 2003, 2012; Константинов и др., 2000; Борисенко и др., 2004; Сидоров и др., 2011 и др.).

Многообразие геологических условий появления концентраций Au в эндогенных процессах. Отсутствие принципов иерархического и количественного подхода в отношении формациеобразующих компонентов позволяет создавать большое количество "рудных формаций", нередко объёмных, противоречивых и трудных для восприятия.

По генетической классификации Э.М. Спиридонова (1995, 2010) гидротермальные месторождения Au можно разделить на следующие формации: **плутоногенные формации складчатых областей** (золото-кварцевая березит-лиственитовая, медно-порфировая), **вулканогенные формации складчатых областей и островных дуг** (*месторождения типа Куроко* — золото-колчеданные, золото-колчеданно-полиметаллические, золото-серебро-барит-полиметаллические; *месторождения трансильванского типа* — классические эпитермальные золото-серебряные, золото-серебро-адуляр-кварцевые, золото-кварц-гидрослюдистые, золото-алунитовые, золото-теллуридные, золото-селенидные; *месторождения типа Карлин*; **вулканогенно-плутоногенные формации** — золото-сульфидно-кварцевая березит-лиственитовая...; **телетермальные (амагматичные) золоторудные формации** – золото-сурьмяная, золото-ртутная, золото-уран-селенидная и золото-селенидная и **пятиметальная формация с Au**.

Плутоногенные месторождения золото-кварцевой формации сопряжены с тоналит-гранодиоритовыми и монцонитовыми, реже с иными гранитоидными комплексами складчатых областей. Вулкано-плутонические гидротермальные золоторудные формации по ряду параметров занимают промежуточное положение между вулканогенными и плутоногенными. Многие из этих месторождений (Алданские и др.) сопряжены с латит-монцонитовыми комплексами складчатых областей (Спиридонов, 1995; Спиридонов, Плетнёв, 2002; Спиридонов, 2010).

Данная классификация Э.М. Спиридонова (1995, 2010) обосновывается на достаточно аргументированных классификациях золоторудных формаций (Schneiderhohn, 1941; Ramdohr, 1982; Билибин, 1959) и близкие к ним (Татаринов, Строна, 1967; Котляр, 1968; Ивенсен, Левин, 1975; Смирнов, 1982; Фогельман, 1985; Нарсеев и др., 1986; Щепотьев и др., 1989; Lindgren, 1933), которые учитывают многосторонние геологические связи месторождений Au и особенно сопряженные с оруденением магматиты, которые непосредственно предшествуют или сопровождают Au оруденение.

В последние годы, большое значение в образовании месторождений Au придаётся процессам регионального метаморфизма, прежде всего черносланцевых толщ — выделена формация метаморфогенно-гидротермальная (Летников, Вилор, 1981; Буряк, Хмелевская, 1997 и др.), иначе плутоногенно-метаморфогенная (Нарсеев и др., 1986). Такие месторождения (Мурунтау, Сухой Лог) близки к плутоногенным, их постоянно сопровождают небольшие интрузивы гранитоидов и послегранитоидные дайки (Спиридонов, 2010).

В месторождениях благородных металлов, где главными являются либо только Au, либо Au и Ag, постоянно присутствуют (в переменных количествах, но не преобладающих) следующие элементы: As, Sb, Bi, S, Se, Te, Cu и Hg. Преобладание той или иной минеральной формы определяется не только активностью данных элементов, но и физико-химическими параметрами минералообразования. При этом весьма важной является роль химических свойств указанных выше элементов в формировании геохимических ассоциаций, что проявляется в разнообразии продуктивных минеральных ассоциаций, в существовании разных минералого-геохимических типов, возникших при определенных физико-химических условиях их формирования.

С увеличением глубины формирования плутоногенно-гидротермальных месторождений золото-кварцевой формации, в рудах уменьшаются количества Sb, Hg, Tl и увеличиваются Te, W, Au/Ag, Te/Se (от 1–2 до 100–3000), Au/Hg (от 1 до 200–6500) (Спиридонов, 1995; Назьмова и др., 2010). В зависимости от фации глубинности образования руд, особенностей рудовмещающей среды и эрозионного среза, минеральный состав руд месторождений Au даже в одном золоторудном узле резко отличается друг от друга. В пределах одного рудного поля многие исследователи зачастую выделяют несколько золоторудных формаций. Некоторые авторы ошибочно относят к разным формациям разные минеральные типы по составу золоторудной минерализации месторождений одной формации, не учитывая то простое обстоятельство, что минералогия обусловлена РТХ-параметрами образования руд и минералого-

геохимическими особенностями рудовмещающей среды, т.е. с латеральной и вертикальной минеральной зональностью.

Таблица 6.1. Фации глубинности и минеральные типы продуктивных ассоциаций плутоногенно-гидротермальных месторождений золото-кварцевой формации и месторождений АМЗУ

Фации глубинности		Минеральные типы продуктивных ассоциаций	Месторождение
Гипа-бисальная < 3 км	< 2 км	Золото-антимонит серебросульфосольный тип с ртутистым золотом, ртутистым электрумом, ртутистым кюстелитом.	Широтное (Казахстан)
	0,5 1,5–1,8 км	Золото-галенит-сульфоантимонитовый (серебросульфосольный) тип с серебристыми блёклыми рудами, ртутистым золотом, ртутистым электрумом и ртутистым кюстелитом.	Кварцитовые Горки (Казахстан)
	> 1,5 км	Золото-галенит-сульфоантимонитовый тип с серебристыми блёклыми рудами, ртутистыми разновидностями минералов ряда Au–Ag, селенидами (Au–Ag, Ag, Pb, Hg), теллуридами (Ag, Hg).	Хаак-Саир (Тува)
	~2–2,5 км	Золото-галенитовый и золото-галенит-сульфоантимонитовый типы с Ag тетраэдритом.	Бестюбе, Акбакай и Караагач (Казахстан), Ашанти (Гана)
Гип-мезоабиссальная ~ 2,5–3,5 км	~2,5	Золото-галенит-сульфосольный тип.	Березовское (Урал)
	> 2,7–3,0 км	Золото-сульфидный тип с теллуридами (Au-Ag, Ag и Pb), теллурувисмутитом, Se-содержащим алтанитом и букхорнитом [AuPb₂BiTe₂S₃].	Арыскан (Тува)
		Золото-сульфидный тип с теллуридами и селенидами Au и Ag (фишессерит и др.) и селенотеллуридами Ag и Bi.	Улуг-Саир (Тува)
Мезоабиссальная ~3–7 км		Золото-галенитовый с сульфоантимонитами Pb и теллуридами Pb, Bi, а также сульфотеллуридами Bi.	Джеламбет и Степняк (Казахстан), Кэпэрвеем, Чукотка
Абиссальная ~7–10 км		Золото-теллуридный и золото-галенит-теллуридный типы.	Джеламбет, Аксу (Казахстан), Колар (Индия)

Примечание. Данная таблица составлена по данным автора, а также публикациям Г.Н. Назьмова и др., (2010) и Э.М. Спиридонова (2011).

Важное значение приобретает типизация месторождений одной формации с выделением формационных (минеральных) типов по фациям глубинности формирования руд и по составу продуктивных минеральных ассоциаций (Спиридонов, 1995; Назьмова и др., 2010; Спиридонов, 2011), а также минералого-геохимическим особенностям руд.

Вывод о том, что фациям глубинности золоторудных месторождений отвечают минеральные типы по составу продуктивной ассоциации (Спиридонов и др., 2010)

подтверждается результатами исследований автора (табл. 6.1.). Фактически — это минеральные типы, выделяемые во многих классификациях как рудно-формационные типы или минеральные типы.

Порой очень сложно определить генетический тип формационной принадлежности месторождения Au. Это обусловлено не только малой изученностью месторождения, но и весьма сложным геологическим строением и сложным генезисом. Многие из таких месторождений относятся к сложным полигенно-полихронным образованиям, формирование которых нередко может охватывать длительные интервалы времени — от этапов накопления вмещающих вулканогенно-осадочных комплексов, до этапов коллизий и постколлизионной тектоно-магматической активизации (Курбанов, 1999). В этой связи в одном месторождении может наблюдаться разнообразие генетических типов золоторудной минерализации, формирование отдельных типов может происходить в различных геодинамических обстановках. Такая неопределённость их формационной принадлежности, их сложный полигенно-полихронный генезис обуславливают применение геохимического принципа в классификации месторождений Au. Применение геохимического принципа в классификации рудных месторождений Au весьма актуально для сложных объектов с различными генетическими типами минерализации Au. Применяя геохимический принцип по ведущим рудным элементам, заложенный в классификациях многих исследователей и наиболее ярко выраженный в систематике И.Я. Некрасова (1991), в соответствии с которой в основу классификации должно быть положено выделение формаций по сообществам химических элементов, ассоциирующих с Au. Геохимический принцип классификации месторождений Au по ведущим рудным элементам позволяет систематизировать золоторудные объекты по типам золотого оруденения. Поэтому многие исследователи, занимающиеся изучением рудных месторождений, в своих работах применяют данный принцип. В частности, по данному принципу А.С. Борисенко и др. (2002, 2006), Е.А. Наумовым и др., (2007) типизированы золото-ртутные месторождения АССО.

По геохимической классификации (Борисенко и др., 2002, 2006; Наумов и др., 2007) золото-ртутные месторождения представляют собой гетерогенную группу, включающие разные типы (эпитермального) золотого оруденения. Они относятся к разным рудно-формационным типам и входят в состав четырех разных генетических рядов рудных формаций (рудных комплексов):

1) золото-сульфидная (Au-Pb-Zn) → золото-серебряная (Au-Ag) → **золото-мышьяково-ртутная (Au-As-Hg)** → ртутная (Hg-Sb);

2) золото-сульфидная (Au-As) → **золото-сурьмяно-ртутная (Au-Sb-Hg)** → ртутная (Hg-Sb);

3) (Au) Cu-Мо-порфировая (Cu-Мо-Au) → золото-серебро-теллуридная (Au-Ag-Te) → **золото-теллуридно-ртутная (Au-Te-Hg)** → ртутная (Hg-Sb);

4) золото-медно-скарновая (постскарновая) (Au-Cu-Sk) → золото-медно-кварцево-жильная (Au-Cu-Q) → **золото-медно-ртутная (Au-Cu-Hg)** → ртутная (Hg-Sb).

Кроме того многие исследователи выделяют рудно-формационные типы (минеральные типы) по вещественному составу руд (Бергер, 1978; Индолев и др., 1980; Сидоров, 1978; Горячев, Гамянин, 2006; Горячев, 2012). Данная типизация самая сложная поскольку основан, прежде всего, на различиях в вещественном составе руд месторождений. Минеральный принцип требует весьма доскональных исследований минерального состава руд месторождений.

В настоящее время систематика золоторудных месторождений и проявлений Тувы на рудно-формационные типы затруднена из-за слабой изученности большинства из них и ограниченности сведений о минералогических, геохимических и петрографических особенностях руд. С учётом сложившейся практики многочисленные золоторудные объекты гидротермального генезиса относятся к золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формациям, которым принадлежит ведущее практическое значение, определяющее на сегодняшний день ресурсный потенциал Республики Тыва.

Для месторождений АМЗУ характерна сложная история формирования руд, в которых отмечаются последовательное отложение различных типов золотой минерализации.

Руды Хаак-Саирского и Улуг-Саирского месторождений характеризуются следующими особенностями: 1) в рудах развиты теллуриды, селениды, селенотеллуриды и Te, Se-содержащие минералы; 2) руды характеризуются высоким Ag/Au отношением 0,12–67 (Хаак-Саир), 0,10–19, редко до 60 (Улуг-Саир); 3) формирования продуктивных минеральных ассоциаций месторождений происходило в гипабиссальных (~1,5 км), гип-мезоабиссальных (~2,7–3,0 км) фациях глубинности, на фоне снижения температур (360–133°C), при вариациях фугитивности O₂, S, Se и Te; 4) для блеклых руд Хаак-Саирского гипабиссального месторождения характерна примесь Te до 0,57 мас. %, Bi до 1,55 мас. %, для блеклых руд Улуг-Саирского гип-мезоабиссального месторождения — Te до 1,58 мас. %, Bi до 0,20 мас. %, до Se 0,62 мас. %; 5) в рудах наблюдается положительная корреляция Au с содержаниями Cu, Sb, As, Ag, Pb, В, Ва, Мо, W, Bi, Te, Cd и Mn; 6) наблюдается единство геохимических характеристик от ранних продуктивных стадий к поздним, вне зависимости от различий в минеральном составе; 7) для самородного золота

месторождений характерны широкие вариации пробности самородного золота 19–957‰ (Хаак-Саир), 615–967‰ (Улуг-Саир); 8) отмечаются сложно зональные блёклые руды и золотины; 9) Хаак-Саирское месторождение по составу продуктивных ассоциаций отвечает золото-галенит-сульфоантимонитовому типу с серебристыми блёклыми рудами, ртутистыми разновидностями минералов ряда Au–Ag, селенидами (Au–Ag, Ag, Pb, Hg), теллуридами. Улуг-Саирское месторождение по составу продуктивных ассоциаций отвечает золото-сульфидному типу с теллуридами и селенидами Au и Ag (фишессерит и др.) и селенотеллуридами Ag и Bi; 10) различия их минерального состава обусловлены латеральной и вертикальной минеральной зональностью.

По данным (Спиридонов, 1987; Spiridonov et al., 2005; Филимонов, 2009) минералы группы блёклых руд являются индикаторами рудогенеза. В плутоногенных месторождениях Au кристаллы блёклых руд (ряда теннантит–тетраэдрит) не обладают резко выраженной зональностью, поскольку формируются в упорядоченных условиях при постепенном снижении температуры. Минералы группы блёклых руд с осцилляционной зональностью характерны для вулканогенных и вулканогенно-плутоногенных месторождений Au (см. рис. 3.2.). Зональность блёклых руд вулканогенных и вулканогенно-плутоногенных месторождений обусловлена вариациями содержаний As–Sb и Zn–Fe.

Состав блёклых руд месторождений АМЗУ сходен с блёклыми рудами плутоногенных месторождений. Но в то же время отмечаются редкие кристаллы блёклых руд с резко выраженной осцилляционной зональностью, что обусловлено вариациями содержаний As–Sb, Fe–Zn. Кроме того, по данным (Филимонов, 2009), в блёклых рудах месторождений плутоногенно-гидротермальной золото-кварцевой формации содержания Bi не превышают 0,4 мас. %, Te — 0,12 мас. %. А также колорадоит (HgTe) является типоморфным минералом вулканогенных гидротермальных золоторудных и золотосодержащих месторождений (Бадалов и др., 1984; Спиридонов и др., 2002 и др.).

Следовательно, для Хаак-Саирского и Улуг-Саирского месторождения характерны некоторые черты вулканогенных месторождений Au. По генетической классификации гидротермальных месторождений Au Э.М. Спиридонова (1995, 2010), месторождения АМЗУ можно отнести вулканогенно-плутоногенной формации. Одни месторождения данной формации — Куранах, Лебединое (Алдан) по особенностям состава близки к вулканогенным — с селенидно-теллуридной минерализацией, с Te блёклыми рудами, колуситом, киноварью (Петровская, 1973). Другие (Дарасун, Чармитан-Зармитан) имеют промежуточные характеристики (Прокофьев, 1998; Кривицкая и др., 2008, 2010;

Спиридонов и др., 2008, 2010). На тех и других проявлена отчётливая латеральная и вертикальная минеральная зональность.

По минералого-геохимическим особенностям руд рассматриваемые месторождения АМЗУ принадлежат к золото-теллуридному (Au–Ag–Te) минеральному типу вулканоплутонических комплексов. Месторождения Крипл Крик и Калгурли являются типовыми объектами золото-теллуридного минерального типа вулканоплутонических поясов и районов (Константинов, 1984; Коваленкер, 2004; Борисенко и др., 2006; Наумов и др., 2007). Месторождения золото-теллуридного минерального типа, прежде всего, встречается в рудных районах и узлах с (Au)-Cu-Mo-порфировым и вулканогенно-гидротермальным Au–Ag–Te оруденением и связаны вулканоплутоническими комплексами известково-щелочных, щелочных серий. Для месторождений этого типа характерны их тесная пространственная связь со щелочным магматизмом, Au–Ag–Te специализация руд и широкие вариации Ag/Au — отношения 500–1000, чаще 60–100. Формирование руд месторождений золото-теллуридного типа может происходить не только в эпитермальных, но и в мезотермальных условиях при давлениях > 1,5 кбар (Berger, Eimon, 1983). Ряд исследователей (Hedenquist, 1995; Richards, 1995; Коваленкер, 1995; 2004 и др.) месторождения этого типа относят к А-типу (alkaline-Au-Te type) в классе эпитермальных месторождений, связанных с вулканоплутоническими комплексами. В качестве примера приводятся месторождения Агинское, Крипл Крик, Калгурли и Кочбулак. А.А. Сидоров и А.В. Волков (2004) эти объекты относят к золото-серебро-теллуридному минеральному типу.

В одних систематиках месторождения золото-теллуридного минерального типа относят только к вулканогенной формации (Тимофеевский, 1971; Щербаков 1977), в других — к вулканогенным и плутоногенным (Рожков, 1968), в третьих — к тем и другим, а также вулканогенно-плутоногенным (Котляр, 1962; Константинов, 1984; Спиридонов, 1995, 2010; Коваленкер, 2004). По данным Э.М. Спиридонова (2010) золото-теллуридный минеральный тип характерен для следующих месторождений:

1) Джеламбет, Аксу; Колар (для месторождений абиссальной фации глубинности (P ~ 2,0–3,6 кбар; ~ 7–12 км) плутоногенной золото-кварцевой формации, но для них не характерны селениды, селенотеллуриды);

2) Крипл Крик, Агинское (для вулканогенных месторождений золото-теллуридной формации);

3) Куранах, Лебединое и т.д. (вулканогенно-плутоногенной формации).

Месторождения Au, где главными рудными минеральными парагенезисами являются теллуриды Au и Ag, впервые был выделен В. Линдгреном (Lindgren, 1933), как

золото-теллуридовая группа, в классе эпitherмальных месторождений, образованных на малых глубинах, при 200–50°C и среднем давлении. В этой же группе им был выделен отдельный — теллуридовый тип. В качестве примера приводится месторождение Крипл Крик (США).

Ю.Г. Щербаков (1967) золото-теллуридный минеральный тип относит к золото-серебряной формации, приуроченной к складчатым областям зон тектономагматической активизации и посторогенного магматизма. Главными носителями и источниками Au здесь являются андезиты, дациты, липариты и щелочные базальтоиды.

И.С. Рожков (1968) золото-теллуридный минеральный тип относит к постмагматической, близповерхностной (до 1 км) золото-серебряной и золото-кварцевой формации, связанной с молодыми вулканогенными поясами, областями альпийской складчатости, зонами активизации платформ и стабилизированных складчатых поясов. Рудогенерирующими формациями здесь выступают андезит-дацит-липаритовая, гранит-гранодиоритовая и граносиенитовая.

Н.В. Петровская (1973) золото-теллуридные месторождения рассмотрела в семействе убогосульфидных руд с золото-теллуридовым геохимическим профилем оруденения, приуроченных к формации малых глубин (до 1–1,5 км). В качестве примера приводятся месторождения Охотско-Чукотского пояса и Средней Азии.

И.Я. Некрасов (1991) в своей минералого-геохимической классификации месторождений Au выделяет теллуридный тип в составе одноименной рудной формации.

Теллуридные минералы являются важными, а часто главными концентраторами Au в рудах многих месторождений Au областей интенсивного вулканизма. На специфику минерального состава руд этих месторождений указывают многие исследователи месторождений Au. Однако практически во всех классификациях их рассматривают лишь как теллуридный минеральный тип золото-кварцевой, золото-сульфидной и золото-серебряной формации. В систематике В. Линдгрена выделены две группы месторождений, руды которых обогащены Те: месторождения теллуридов Au и теллуридов Au с алунином (Lindgren, 1933).

В.А. Коваленкер (2004) в классе эпitherмальных месторождений выделяет три группы (типа) месторождений Au. Типовым объектом первой группы ВС-типа, является золото-алунитовое месторождение Голдфильд, США. Ко второму, НС-типу, принадлежат рудообразующие системы, ответственные за формирование наиболее широко распространенных эпitherмальных месторождений, которые в разных классификациях назывались золото-серебряными, кварц-адуляровыми, адуляр-серицитовыми, близповерхностными, вулканогенными, малоглубинными и т.д. (Бородаевская,

Рожков, 1978; Константинов, 1984; Петровская и др., 1976; Шило и др., 1992; Bethke, 1984; Berger, Henley, 1989; Bonham, 1986; Heald et al., 1987 и др.). Среди примеров можно назвать Комсток Лоуд (Невада, США), Бая Маре (Румыния), Балей и Дукат (Россия), Тайолтита (Мексика), Хишикари (Япония), Кызылмасай (Узбекистан).

К третьему, А-типу (от Alcalic-type) принадлежат рудообразующие системы месторождений обогащённые Те. Для данного типа характерна золото-теллуридная минерализация. Было установлено, что месторождения золото-теллуридного типа формируются в эпитермальных и мезотермальных условиях (360–150°C), образование руд может происходить при более высоких температурах и на больших глубинах (Berger, Eimon, 1983). Их характерными особенностями являются тесная пространственная связь со щелочным магматизмом, важная роль среди рудных минералов часто принадлежат теллуридам Au, Ag и Bi. Характерны также V-содержащие сульфиды (колусит, некрасовит, стибикоколусит) и оксиды (касситерит) (Коваленкер, 1995, 2004).

Для руд месторождений А-типа характерно аномально высокие содержания Au, Te, V, Mo, F, Bi. Варьирующие Ag, Au/Ag, Te/Se. В разных классификациях такие месторождения выделялись как золото-теллур-кварц-флюорит-адуляровый, щелочной Au-Ag эпитермальный, Au-Ag-Te жильный, Au-Ag-Te эпитермальный, "щелочной" тип эпитермальных месторождений Au (Bonham, 1986; Richards, 1995). Примерами месторождений А-типа являются такие объекты мирового класса как Крипл Крик (Колорадо, США; 673 т Au), Аккупан (Филиппины), Эмперор (Фиджи), Поргера (Папуа-Новая Гвинея), Кочбулак (Узбекистан) (Коваленкер, 1995, 2004). По данным (Спиридонова, 2010) ванадиевая специализация руд данных месторождений связана с составом рудовмещающей среды, т.е. ванадиевая специализация среди габброидов — Калгурли и др.

Рудообразующие системы месторождений А-типа возникают на заключительных этапах развития флюидно-магматических систем и включают парагенетически связанные между собой производные магматических и гидротермальных процессов, которые приводят к формированию золото-теллуридной минерализации. В результате эволюции глубинного магматического очага в приповерхностную зону земной коры внедряются субвулканические тела и малые интрузии, в дальнейшем происходит образование гидротермальных месторождений Au обогащенные Те. В глубинной основе флюидно-магматическая система — в области границы кора-мантия, располагаются крупные длительно функционирующие магматические очаги. В земной коре им отвечают субвертикальные зоны повышенной флюидно-магматической активности, которая обусловлена участием мощных восходящих потоков трансмагматических флюидов и

флюидонасыщенных магм, процессами гранитизации, проявлениями интрузивного и вулканического магматизма (Коваленкер, 2004).

Приуроченность таких систем к мобильным тектоническим зонам островных дуг, активных континентальных окраин, субдукционного орогенеза и внутриконтинентального рифтогенеза обеспечивает высокую миграционную способность флюидов и магм. (Коваленкер, 2004). Р. Боднар (Bodnar, 1996), собственно эпитермальную рудообразующую систему рассматривает как верхнюю часть крупной магмато-гидротермальной системы, корневые части которой представлены глубинным магматическим очагом.

Рудовмещающие породы этих месторождений обычно представлены средними и кислыми вулканитами. Они, как правило, прорываются штоками гранодиоритов, кварцевых диоритов и секутся дайками диоритов и гранит-порфиров. Все породы в пределах этих месторождений претерпели интенсивные гидротермально-метасоматические изменения (березитизацию, пропилитизацию, окварцевание). Оруденение отличается варьирующими значениями Ag/Au — отношения (1–200 и более), нередко характеризуется присутствием значительных количеств сульфидов Pb и Zn (Коваленкер, 1997).

Золото-теллуридная минерализация характерна для многих Cu-порфировых месторождений, характеризующихся приуроченностью к вулcano-плутоническим поясам активизированных срединных массивов, связью с интрузивными и субвулканическими штоками порфировых гранитоидов диорит-гранодиорит-гранитного ряда (Кривцов и др., 1986).

По данным (Нагорная, 2013) в рудном поле Mo-Cu-порфирового месторождения Находка (Чукотка), установлено, что Cu-порфировое и эпитермальные золото-серебряные проявления, представлены как единая порфировая система, характеризующаяся латеральной зональностью с формированием минеральных ассоциаций при постепенном снижении температуры, т. е. не как группу изолированных отдельных месторождений и рудопроявлений разной формационной принадлежности. Эпитермальная минерализация (в терминологии принятой в настоящее время для Cu-порфировых месторождений) рудного поля была распределена зонально: в центральной части (на участках Находка, Малыш, III Весенний) развито благороднометалльное оруденение с минералами Se и Te, а на южном фланге (участки Весенний и Прямой) — благороднометалльное оруденение только с минералами Te. Вывод о зональности согласуется с общей моделью порфировых систем (Sillitoe, Thompson, 2006).

Исходя из анализа некоторых приведенных классификаций золоторудных месторождений, можно констатировать следующее: 1) месторождения с золото-теллурическим профилем оруденения известны достаточно давно; 2) их относят вулканогенным, плутоногенным и вулканогенно-плутоногенным формациям; 3) многие исследователи относят эти месторождения к формации малых глубин (близповерхностным), в связи с вулканогенными и вулканогенно-плутоногенными породами различного состава; 4) руды месторождений относятся к убогосульфидным; 5) золото-теллуридные месторождения тяготеют к вулканогенным, вулканоплутоногенным поясам различного возраста. С молодыми вулканогенными образованиями связаны золото-теллуридные месторождения Армении (Зодское), США (Голд-Филд, Крипл Крик), Филиппин (Акупан, Антамок), Японии, Дальнего Востока и др. Палеозойские месторождения известны в Узбекистане (Кайрагач, Кочбулак). Месторождения Румынии и Австрии неогенового возраста обнаруживают локальную связь с андезито-риолитовым вулканизмом этого же возраста. Наиболее типичными представителями древнего золото-теллуридного оруденения являются месторождения рудных полей Калгурли (Австралия), Киркленд-Лейк и Поркьюпайн (Канада) и др. (Некрасов, 1991; Шер, 1974); 6) среди рудных минералов наиболее распространены пирит и халькопирит, а также теллуриды Bi, Sb, Hg, Fe, Ni, Cu, сульфотеллуриды, сульфовисмутиты и сульфоантимониты (Бортников, 1988; Коваленкер, 1990, 2003). Довольно часто, значительная часть Au приходится на долю теллуридных минералов (гессит, алтаит, петцит, калаверит и др.). Кроме пирита, халькопирита и теллуридов, присутствуют галенит, халькопирит, сфалерит, антимонит, пирротин, блёклые руды и сульфосоли Ag и Sb.

Минералого-геохимические особенности руд АМЗУ предполагают ее приуроченность к золото-теллурическому минеральному типу вулканоплутоногенных комплексов. Минеральные и геохимические особенности руд Хаак-Саирского месторождения гипабиссальной фации глубинности (~1,5 км), возможно, могут свидетельствовать о том, что оно является аналогом эродированной верхней части Улуг-Саирского месторождения гип-мезоабиссальной фации (~2,7–3,0 км). По данным некоторых исследователей (Спиридонов, Бадалов, 1983–1991; Коваленкер и др., 2003), на верхних горизонтах месторождения Кайрагач в Узбекистане с Au-Sn-Bi-Se-Te геохимическим профилем широко развиты селениды, Te-содержащие блёклые руды и менее — теллуриды; на глубоких горизонтах возрастает доля теллуридов и снижается доля селенидов. На Au-Te месторождениях Крипл Крик, Калгурли и др. минералы Hg развиты преимущественно на верхних горизонтах (Stillwell, 1931; Emmons, 1937;

Radtke, 1963; Boyle, 1979; Shackleton et al., 2003; Наумов, 2007). По мнению некоторых исследователей (Спиридонов, 1995; Назьмова и др., 2010), это обусловлено тем, что, с ростом глубинности формирования золото-кварцевых месторождений в рудах снижается количество Sb, Hg, Tl и возрастает содержание Te и W, и величина отношений — Au/Ag, Te/Se (от 1–2 до 100–3000), Au/Hg (от 1 до 200–6500).

Таким образом, месторождения АМЗУ (Хаак-Саир, Улуг-Саир) являются производными единой сложной флюидно-гидротермальной рудообразующей системы золото-теллуридного (Au–Ag–Te) минерального типа с латеральной и вертикальной минеральной зональностью. Различия их минерального состава обусловлено с латеральной и вертикальной минералогической зональностью. Данный тип минерализации является новым для АССО, т.к. ранее он не описывался в золоторудных провинциях АССО.

Возраст золотого оруденения АМЗУ. В данной работе использована Международная стратиграфическая шкала 2009 года, Международной комиссии по стратиграфии (www.stratigraphy.org). На площади АМЗУ прежде всего развиты эффузивные и интрузивные образования D_1 , D_{1-2} , D_3-C_1 возраста. Данные образования прежде всего размещены в зонах глубинных разломов. Формирование эффузивных и интрузивных пород связано с образованием девонско-каменноугольного Тувинского прогиба. Девонская эпоха рифтогенного магматизма, охватывает временной интервал 420–360 млн. лет (Лебедев и др., 2002).

Опубликованные и собственные данные автора предполагают среднепалеозойский (D_3-C_1) возраст золотого оруденения АМЗУ. Золоторудная минерализация АМЗУ парагенетически связана с малыми интрузиями гранодиорит-, тоналит-порфиоров, которые отнесены к I фазе баянкольского комплекса (D_{2-3}) (Рудные..., 1981). Возраст даек габбро, которые отнесены к III фазе баянкольского комплекса в сланцах чингинской свиты на участке Тлангара АМЗУ, Ar–Ar методом по роговой обманке дал устойчивое плато с рассчитанным значением $376,5 \pm 3,4$ млн. лет, что соответствует позднему девону. А возраст кварцевой жилы №2 золото-сульфидно-кварцевой стадии Улуг-Саирского месторождения, определенный Ar–Ar методом по серициту, дал относительно устойчивое плато с рассчитанным значением $371,5 \pm 26$ млн. лет, что коррелирует с полученной ранее возрастной датировкой (Кужугет., 2012). Возраст серицита (Ar–Ar методом) березитизированной риолитовой дайки Дуушкуннугского рудопроявления, которая отнесена к II фазе баянкольского комплекса (D_{2-3}), составляет 359 млн. лет, что соответствует D_3-C_1 (Васильев и др., 1977ф; Васильев и др., 1979). На Хаак-Саирском месторождении широко развита золото-ртутная минерализация. По данным (Борисенко и

др., 2006; Наумов и др., 2006; Третьякова, 2011), формирование золото-ртутных месторождений АССО происходило в пять возрастных интервалов: раннепалеозойские ($C_{2-3}=512\pm 2$ млн. л.) и ($O_{1-2}=486,7\pm 82-476,4\pm 4,3$ млн. л.); среднепалеозойские ($D_1-C_1=365\pm 0,5-337,84\pm 2,9$ млн. л.); раннемезозойский ($T=246-227,1\pm 1,3$ млн. л.) и позднемезозойский ($J_3-K_1=120$ млн. л.).

По данным (Третьякова, 2011) формирование ртутного оруденения месторождения Терлигхая (Тува) происходило в D_3-C_1 . Возраст серицита (Ag-Ag метод) из ртутных руд соответствует раннему карбону ($357\pm 2,6$ млн. лет), в кварц-турмалиновых метасоматитах соответствует позднему девону ($365\pm 0,5$ млн. лет). По данным (Борисенко и др., 2006; Наумов и др., 2006), в это же время в АССО происходило формирование следующих золото-ртутных месторождений: Мурзинское (Алтай) – $358,3\pm 3,8$ млн. лет; Кобдогольское (Монголия) – $356,0\pm 4,4$ млн. лет; Кундат (Кузнецкий Алатау) – $337,8\pm 2,9$ млн. лет.

Геологические данные АМЗУ позволяет отнести Хаак-Саирское месторождение среднепалеозойским (D_3-C_1) объектам. Можно смело утверждать, что тектоно-магматическая активизация, формировавшая золотое оруденение АМЗУ, происходила в это время, проявившись внедрением интрузий и многочисленных даек разного состава, а также постмагматических процессов с золотым оруденением.

По данным (Hedenquist, 1995; Richards, 1995; Коваленкер, 2004; Наумова, 2007) месторождения золото-теллуридного минерального типа ассоциируются с вулканоплутоническими комплексами известково-щелочных, щелочных серий. В АМЗУ широко распространены интрузивные массивы (Западно-Эдегейский, Восточно-Эдегейский, Хорумдагский) эдегейского габбро-монцодиорит-сиеногранитового комплекса (D_3-C_1ed). Возраст (Ag-Ag метод) роговой обманки из монцодиорита II фазы Западно-Эдегейского массива составляет $358\pm 2,4$ млн. лет, что соответствует D_3-C_1 . Если учесть, что золото-теллуридная минерализация АМЗУ связана с данным комплексом, то в этом случае месторождения АМЗУ тоже будут иметь среднепалеозойский (D_3-C_1) возраст.

Таким образом, геолого-минералогические исследования автора установили, что золотое оруденение Улуг-Саирского и Хаак-Саирского месторождений имеют полистадийный характер. Типоморфные особенности самородного золота месторождений отражают генетические особенности эндогенной и гипергенной эволюции золоторудной минерализации. Сложный полистадийный характер месторождений АМЗУ, обусловлен, сложной историей развития территории и расположением в зоне глубинных разломов. Геологические соотношения, а также опубликованные и собственные данные свидетельствуют о том, что золотое оруденение АМЗУ связано с D_3-C_1 этапом (периодом) тектоно-магматической активности в регионе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Месторождения Хаак-Саир и Улуг-Саир Алдан-Маадырского золоторудного узла являются производными единой сложной флюидно-гидротермальной рудообразующей системы с латеральной и вертикальной минеральной зональностью. Формирование рудных тел происходило в течение ряда этапов, включающих до 10-ти различных минеральных ассоциаций. Золотое оруденение является наиболее поздним из многочисленных эпизодов постмагматической гидротермальной деятельности — турмалинизации, березитизации-лиственитизации и т. д.

2. Изученные месторождения являются полистадийными объектами золото-теллуридного (Au-Ag-Te) типа, ассоциирующего с вулcano-плутоническими комплексами. Выявленный золото-теллуридный тип Алдан-Маадырского золоторудного узла является новым для Тувы и Алтае-Саянской складчатой области.

3. Установлено, что руды Хаак-Саирского месторождения формировались в условиях гипабиссальной фации глубинности при $P \sim 0,5$ кбар ($\sim 1,5$ км) и температурах 290–135°C (золото-сульфосольно-сульфидно-кварцевая стадия — 290–220°C, золото-ртутисто-кварцевая — 220–160°C, золото-селенидно-теллуридно-сульфидно-кварцевая — 226–135°C); Улуг-Саирского месторождения — в условиях гип-мезобиссальной фации глубинности при $P \sim 0,9$ –1,0 кбар ($\sim 2,7$ –3,0 км) и температурах 360–145°C (золото-сульфидно-кварцевая стадия — 360–250°C, золото-пирит-халькопирит-кварцевая — 300–165°C, золото-теллуридно-сульфидно-кварцевая — 280–145°C). Формирование продуктивных минеральных ассоциаций месторождений происходило на фоне снижения температур, при вариациях фугитивности O_2 , S, Se, Hg и Te.

4. Установлено, что отложение самородного золота Хаак-Саирского и Улуг-Саирского месторождений происходило в три стадии. Поздние продуктивные стадии месторождений представлены золото-теллуридными ассоциациями. Своеобразие физико-химических условий (P – T , вариации фугитивности S, Se, Hg и Te) отразилось на химическом составе самородного золота и составе рудных минералов. Минералогическо-геохимические особенности руд так же определяются фациями глубинности, составом рудообразующих флюидов и литолого-геохимическими характеристиками рудовмещающих толщ.

5. По составу продуктивных минеральных ассоциаций Хаак-Саирское месторождение отвечает золото-галенит-сульфоантимонитовому типу с серебристыми блёклыми рудами, обогащёнными ртутью минералами ряда Au–Ag, селенидами (Au–

Ag, Ag, Pb, Hg), теллуридами (Ag, Hg), а Улуг-Саирское — золото-сульфидному типу с теллуридами и селенидами Au и Ag (фишессеритом и др.) и селенотеллуридами Ag и Bi.

6. Состав самородного золота эволюционирует в улугсаирских и хааксаирских рудах от весьма высокопробного золота до электрума, кроме того в хааксаирских рудах — от высокопробного золота до Au-содержащего ртутистого серебра через ртутистое золото, ртутистый электрум и ртутистый кюстелит.

7. Высокое содержание в рудах Hg и Te могут свидетельствовать о глубинном источнике рудообразующих растворов.

8. Типоморфные особенности самородного золота, наличие электрума и ртутистых разновидностей минералов ряда Au–Ag в рудах АМЗУ указывают на слабую эродированность месторождений и благоприятные перспективы оруденения на глубину не менее 500 м.

9. Геолого-структурные, минеральные и геохимические особенности изученных объектов АМЗУ свидетельствуют о возможности обнаружения в пределах рудного узла крупных месторождений Au.

ЛИТЕРАТУРА

Агафонов Л.В., Жмодик С.М., Белянин Д.К., Айриянц Е.В. Благороднометалльная минерализация в метаморфизованных осадочных образованиях хр. Нэмэгэту (Южная Монголия) // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Эколого-экономические проблемы природопользования: выпуск 12 / Отв. ред. докт. геол.-мин. наук В.И. Лебедев. – Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2012. – С. 30–48.

Айриянц Е.В., Жмодик С.М., Миронов А.Г. и др. Золото-ртутный и золото-серебряный типы оруденения в Восточном Саяне: минеральный состав, физико-химические условия образования // Геология и геофизика. – 2002. Т. 43. – №3. С. – 273–285.

Алабин Л.В., Калинин Ю.А. Металлогения золота Кузнецкого Алатау. – Новосибирск: изд-во СО РАН НИЦ ОИГТМ, 1999. – 236 с.

Александров Г.П. Геологическое строение и полезные ископаемые правобережья р. Хемчик и междуречья Хемчик–Ак-Суг в пределах листа М-46-П: Отчет Сугаксинской геолого-съёмочной партии по работам 1957 г. – Кызыл, 1958. – 220 с. – Тыв. фил. ФБУ «ГФГИ по СФО», Инв. № 554.

Анкушева Н.Н., Зайков В.В. Физико-химические условия формирования золото-кварцевых жил Улуг-Саирского месторождения (Западная Тува) // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. – С. 127–135.

Анкушева Н.Н., Кужугет Р.В. Условия формирования кварца из жил Арысканского золото-кварц-березитового месторождения (Западная Тува) по данным изучения флюидных включений // Металлогения древних и современных океанов–2012. Гидротермальные поля и руды. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. – С. 213–217.

Анкушева Н.Н., Кужугет Р.В. Условия формирования золото-кварцевых жил рудопроявления Дуушкуннуг (Западная Тува) по результатам изучения флюидных включений // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканических комплексов. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2013. – С. 194–197.

Анкушева Н.Н., Мелекесцева И.Ю., Зайков В.В., Котляров В.А. Физико-химические параметры флюидов Улуг-Саирского золото-турмалин-кварцевого месторождения (Западная Тува) // Уральская минералогическая школа–2012. Материалы Всероссийской научной конференции студентов, аспирантов, научных сотрудников академических

институтов и преподавателей вузов геологического профиля. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. – С. 21–23.

Бадалов А.С., Спиридонов Э.М. Блеклые руды и самородное золото рудопроявления Кайрагач (Восточный Узбекистан) // Узб. геол. журн. – 1983. – №2. – С. 74–78.

Бабкин П.В., Сидоров А.А. Золото-серебряные месторождения Северо-Востока СССР // Разведка и охрана недр. – 1972. – №10. – С. 4–11.

Бадалов А.С., Спиридонов Э.М., Гейнке В.Р. и др. Минералы – самородные элементы и теллуриды вулканогенного рудопроявления Кайрагач (УзССР) // Зап. Узбек. отд. ВМО. – 1984. – Вып. 37. – С. 64–67.

Бадалов А.С., Спиридонов Э.М. Минеральные ассоциации и эндогенная зональность вулканогенного месторождения Кайрагач // Зап. Узбек. отд. ВМО. – 1986. – Вып. 39. – С. 18–27.

Бакшеев И.А., Прокофьев В.Ю., Устинов В.И. Условия формирования жильного кварца Березовского золоторудного поля, Средний Урал, по данным изучения флюидных включений и изотопным данным // Уральская летняя минералогическая школа–98. – Екатеринбург: УГГГА, 1998. – С. 41–49.

Безруков О.А. и др. Результаты поисково-оценочных работ в бассейне рек Ак-Суг, Алаш, Хемчик: Окончательный отчет Западной партии по работам 1967–1968 гг. – Кызыл, 1969. – 119 с. – Тыв. фил. ФБУ «ТФГИ по СФО», Инв. №1016.

Бергер В.И. Сурьмяные месторождения. – Л.: Недра, 1978. – 296 с.

Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37. – № 1. – С. 63–81.

Берзон Р.О., Степанов В.А. Золото-ртутная формация эндогенных месторождений // Геология, методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых. Экспресс-информация / ВИЭМС, 1986. – № 9. – Вып. 2. – С. 1–9.

Берзон Р.О., Левитан Г.М. Формационная классификация золоторудных месторождений Урала // Тр. ЦНИГРИ. 1985. – Вып. 201. – С. 75–82.

Билибин Ю.А. Металлогения и типы месторождений золота СССР. В кн.: Золотые месторождения Урала и Казахстана. – М.: Металлургиздат. 1947а. – С. 153–189.

Билибин Ю.А. О некоторых чертах металлогении золота // Зап. ВМО. – 1947б. – Ч. 76. – Вып. 1. – С. 77–91.

Билибин Ю.А. Общие вопросы металлогении золота. В кн.: Избранные труды. – Т. 2. М.: Изд. АН СССР, 1959. – С. 238–339.

Борисенко А.С. Рудообразующие системы низкотемпературных гидротермальных месторождений (типы систем, генетические модели, факторы рудопродуктивности). Автореф. докт. диссерт. – Новосибирск, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1999. – 97 с.

Борисенко А.С., Оболенский А.А. Минеральные типы лиственитов и физико-химические условия их образования (на примере Алтае-Саянской складчатой области и Монголии) // Материалы по экспериментальной и генетической минералогии. – Новосибирск: Наука, 1976. – Т. 9. – С. 193–207.

Борисенко А.С., Лебедев В.И., Тюлькин В. Г. Условия образования гидротермальных кобальтовых месторождений. – Новосибирск: Наука, 1984. – 170 с.

Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. – 1977. – № 8. – С. 16–28.

Борисенко А.С., Боровиков А.А., Наумов Е.А., Амузинский А.А., Шебанин А.П. Физико-химические условия формирования золото-ртутных месторождений пещ. Тезисы докладов IX международной конференции по термобарогеохимии Александров, 18–22 октября. ВНИИСИМС, 1999. – С. 238–240.

Борисенко А.С., Наумов Е.А., Задорожный М.В. и др. Рудообразующие системы золото-ртутных месторождений // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков: Материалы Всерос. науч. конф., посвященной 10-летию РФФИ., г. Иркутск, 1–4 окт. 2002 г. – Иркутск, 2002. – С. 179–180.

Борисенко А.С., Оболенский А.А., Шаров Г.Н. и др. Золото-ртутное оруденение западной части Алтае-Саянской складчатой области: условия образования, закономерности размещения // Металлогения, нефтегазонос. и геодинам. Сев.-Азиат. кратона и ороген. поясов его обрамления. – Иркутск: Изд-во Ин-та геохимии СО РАН, 1998. – С. 198–200.

Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. – 1977. – №8. – С. 16–27.

Борисенко А.С., Лебедев В.И., Оболенский А.С., Зайков В.В., Тюлькин В.Г. Физико-химические условия формирования гидротермальных месторождений Западной Тувы // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. – Новосибирск: Наука, 1979. – С. 226–235.

Борисенко А.С., Наумов Е.А., Задорожный М.В., Бабич В.В., Гущина Л.В. Рудообразующие системы золото-ртутных месторождений // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. – Иркутск, 2002. – С. 179–181.

Борисенко А.С., Говердовский В.А., Пономарчук В.А., Наумов Е.А., Задорожный М.В., Широких И.Н. Возраст золото-ртутной минерализации Алтае-Саянской орогенной

области. Вестн. ТГУ. – Томск, 2003. – №3 (III). – С. 216–217.

Борисенко А.С., Наумов Е.А., Оболенский А.А. Типы золотортутных месторождений и условия их образования // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47 (3). – С. 342–354.

Борисенко А.С., Павлова Г.Г., Оболенский А.А. и др. Серебро-сурьмяная формация. – Новосибирск: Наука, 1992. – 189 с.

Борисенко А.С., Наумов Е.А., Айриянц А.А. и др. Роль мантийных флюидов в формировании эпitherмальных месторождений (по данным изотопии гелия) // Матер. XVII симпозиума по геохимии изотопов. М.: ГЕОХИМ РАН, 2004. –С. 220–223.

Борнеман-Старынкевич И.Д. Руководство по расчету формул минералов. – М.: Наука, 1964. – 224 с.

Бородаевская М.Б., Рожков И.С. Месторождения золота // Рудные месторождения СССР. – М.: Недра, 1978. – Т. 3. – С. 5–76.

Бортников Н. С. Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах с тектонически активных зонах // Геология рудных месторождений. – 2006. – Т. 48. – № 1. – С. 3–28.

Бортников Н.С., Крамер Х., Генкин А.Д. и др. Парагенезисы теллуридов золота и серебра в золоторудном месторождении Флоренсия (Республика Куба) // Геология рудных месторождений. – 1988. – №2.– С. 49–61.

Васильев В.И. Минералогия ртути. Ч. I. Самородные металлы и их твёрдые растворы, амальгамиды, арсениды, антимониды, теллуриды, селениды. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2004. – 150 с.

Васильев Б.Д., Дружков В.П., Красиков А.И., Боярко Г.Ю. Ревизионно-оценочн. работы на золото в Алашском и Эйлиг-Хемском районах Западной Тувы: Заключ. отчёт ТувГРЭ КГУ. – Кызыл, 1977. – 337 с. – Тыв. фил. ФБУ «ТФГИ по СФО», Инв. № 1532.

Васильев Б.Д., Дружков В.П., Боярко Г.Ю., Красиков А.И. Золотое оруденение в зоне Хемчикско-Куртушибинского глубинного разлома (Тува) // Рудные формации и месторождения Сибири. Томск: ТГУ, 1979. С. 91–95.

Владимирский Г.М и др.. Геологическое строение левобережья реки Хемчик в пределах листа М-46-III. (Нижнее течение р. Б. Уры, левобережья Енисея и бассейн р. Усту-Ишкин): Отчет Сугаксинской партии № 9 по работам 1956 г. – Кызыл, 1957. – 307 с. – Тыв. фил. ФБУ «ТФГИ по СФО», Инв.№556.

Владимирский Г.М. Лукашев Г.Н. Геологическое строение и полезные ископаемые нижнего течения рек Ак-Суг и Алаш. – Кызыл, 1953. – 426 с. – Тыв. фил. ФБУ «ТФГИ по СФО», Инв. №244

Гамянин Г.Н. Минеральные типы золоторудных месторождений // Позднемезозойский магматизм и золотое оруденение Верхне-Индибирского района. – М.: Наука, 1971. – С. 150–221.

Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. – М.: ГЕОС, 2001. – 222 с.

Гармаев Б.Л. Золото-теллуридный и золото-висмутовый минеральные типы оруденения западного фланга Боксон-Гарганской металлогенической зоны (Восточный Саян) // Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. – Улан-Удэ, 2011. – 26 с.

Гаськов И.В. Задорожный М.В. Сотников В.И. Наумов Е.А. Золотосодержащие минеральные ассоциации, состав золота и физико-химические условия их формирования на месторождениях меднорудного профиля // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология: Тезисы Третьего Всероссийского симпозиума с международным участием, г. Улан-Удэ, 21–25 сентября 2004 г. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2004. – С. 49–51.

Гаськов И.В., Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., Акимцев В.А. Золото и серебро в полиметаллических месторождениях северо-западной части Рудного Алтая // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 6. – С. 900–916.

Гаськов И.В., Акимцев В.А., Ковалев К.Р., Сотников В.И. Золотосодержащие минеральные ассоциации месторождений медно-рудного профиля Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 9. – С. 996–1004.

Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. – 210 с.

Горячев Н.А. Происхождение золото-кварцевых жильных поясов Северной Пацифики. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. – 143 с.

Горячев Н.А. Золоторудообразующие системы орогенных поясов // Вестник СВНЦ ДВО РАН, 2006. – №1. – С. 2–16.

Горячев Н.А., Волков А.В., Гамянин Г.Н., Сидоров А.А., Савва Н.Е., Округин В.М. Au-Ag оруденение вулканогенных поясов Северо-Востока Азии // Литосфера. – 2010. – №5. – С. 36–50.

Горячев Н.А., Гамянин Г.Н. Золото-висмутовые (золото-редкометалльные) месторождения Северо-Востока России: типы и перспективы промышленного освоения // Золоторудные месторождения Востока России. Магадан: СВНЦ ДВО РАН. 2006. – С. 50–62.

Горячев Н.А. Типизация золотого оруденения для целей ГИС // Современные проблемы геохимии: Материалы Всероссийского совещания (с участием иностранных

ученых. – Иркутск: Издательство Института географии им. В.Б.Сочавы СО РАН, 2012. – В 3-х томах. – Т. 3. С. 37–42.

Гречищев О.К., Зайков В.В. О зоне экзоконтакта Аксугского интрузива сютхольского комплекса (Западная Тува) // Материалы по геологии Тувы. АССР. – Кызыл, 1971. – С. 87–92.

Гусев Н.И., Тимашков А.Н., Толмачева Е.В., Родионов Н.В., Крылова А.Л. Возраст и геодинамическая обстановка формирования полиметаллического оруденения в Восточной Туве Геология, тектоника и минерагения Центральной Азии: тезисы докладов (CD-ROM). – СПб., 2011.

Дамдинов Б.Б., Миронов А.Г., Борисенко А.С., Гунтыпов Б.Б., Карманов Н.С., Боровиков А.А., Гармаев Б.Л. Состав и условия формирования оруденения золото-теллуридного типа в Тисса-Сархойской золотоносной провинции (Восточный Саян) // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – №8. – С. 833–847.

Донгак Р.Ш., Ойдуп Ч.К., Шацкая С.С. Химический состав и результаты по литию соленых озер на Юго-Восточной Туве // Минерагения Северо-Восточной Азии: III Всерос. науч.-практ. конф. (13–17.11.2012, Улан-Удэ). – Улан-Удэ, 2012. – С. 57–63.

Ечмаева Е.А. Экспериментальное определение стандартных термодинамических свойств минералов и фазовых отношений в системах Ag–Au – X, где X =S, Se, Te // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – М.: ИЭМ РАН, 2009. – 20 с.

Забелин В.И., Орфаницкий В.И., Иванов Ю.Г., Зограф П.М. Результаты поисково-реvisionsных работ на кобальт в Центральной и Западной Туве. (Отчет Шапшальской партии №66 по работам за 1974–75 гг.). – Кызыл, 1976. – 249 с. – Тыв. фил. ФБУ «ТФГИ по СФО», Инв. №532.

Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю., Котляров В.А., Монгуш А.А., Кужугет Р.В. Алдан-Маадырская золоторудная зона на западном фланге Саяно-Тувинского разлома // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. – С. 123–127.

Зайков В.В. Рудоносные вулканические комплексы протерозоя и кембрия Тувы. – Новосибирск: Наука, 1976. – 128 с.

Зайков В.В. О поствулканических интрузиях баянкольского комплекса в Западной Туве // Материалы по геологии Тувы. АССР. Кызыл: Тув. кн. изд-во, 1969. Вып. 1. С. 35–42.

Зайков В.В., Куликов С.С., Онуфриева (Зайкова) Е.В. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Ак-Суг–Хемчик в пределах листов М–46–14–В (в, г), Г (в, г); М–46–26–Б: Оконч. отч. Нижне-Алашской партии по работам 1963–1965 гг. – Кызыл, 1966. – Тыв. фил. ФБУ «ТФГИ по СФО», Инв. №1031.

Зайкова Е.В., Зайков В.В. О золотом оруденении в Западной Туве, связанном с девонским магматизмом // Материалы по геологии Тувинской АССР. – Кызыл, 1969. – С. 72–76.

Зуев А.В. Палеогидрогеология Саяно-Алтайской области. – В кн.: Подземные воды Сибири и Дальнего Востока. – М.: Наука, 1971. – С. 3–106.

Ивенсен Ю.П., Левин В.И. Генетические типы золотого оруденения и золоторудные формации. В кн.: Золотые формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области. – М.: Наука. 1975. – С. 5–120.

Индолев Л.Н., Жданов Ю.Я., Суплецов В.М. Сурьмяное оруденение Верхоянской провинции. – Новосибирск: Наука, 1980. – 232 с.

Ковалев П.Ф. Обоснование возраста, расчленение и корреляция девонских гранитоидных комплексов Тувы с целью подготовки опорной легенды для Госгеолкарты-50: Отчет Тематической партии по работам 1990–1993 гг. – Кызыл, 1993. – 229 с. – Тыв. фил. ФБУ «ТФГИ по СФО», Инв. №2155

Коваленкер В.А., Некрасов И.Я., Сандомирская М.М., Малое В.С., Данченко В.Я. Сульфидно селенидно - теллуридная минерализация эпитегрмальных проявлений Курило-Камчатского вулканического пояса // Минерал, журн. 1989. – Т. 11. – №6. – С. 318–327.

Коваленкер В.А., Прокофьев В.Ю., Левин К.А., Залибебян М.Л. Физико-химические условия формиро-вания сульфидно-теллуридной минерализации Ме-градзорского рудного поля в Армении // Геология рудных месторождений. 1990. – Т. 32. – № 6. – С. 18–35.

Коваленкер В.А. Минералого-геохимические закономерности формирования эпитегрмальных руд золота и серебра. Диссертация д. г.-м. н. – М.: ИГЕМ РАН, 1995. – 102 с.

Коваленкер В.А., Мызников И.К., Кочетков А.Я., Наумов В.Б. // Геология рудных месторождений, 1996. – Т. 38. – №4. – С. 345–356.

Коваленкер В.А., Сафонов Ю.Г., Наумов В.Б., Русинов В.Л. Эпитегрмальное золото-теллуридное месторождение Кочбулак (Узбекистан) // Геология рудных месторождений. – 1997. – Т. 39. – №2. – С. 127–152.

Коваленкер В.А., Плотинская О.Ю., Конеев Р.И. Минералогия эпитегрмальных золото-сульфидно-теллуридных руд месторождения Кайрагач (Узбекистан). // Новые данные о минералах. Тр. Минералогического музея РАН им. А.Е. Ферсмана, 2003. – вып. 37. – С. 45–56

Коваленкер В.А., Плотинская О.Ю., Прокофьев В.Ю., Гертман Ю.Л., Конеев Р.И., Поморцев В.В. Минералогия, геохимия и генезис золото-сульфидно-селенидно-

теллуридных руд месторождения Кайрагач (Республика Узбекистан). // Геология рудных месторождений. – 2003. – Т. 45. – №3. – С. 195–227.

Коваленкер В.А. Рудообразующие системы эпитермальных золото-серебряных месторождений: концепции, реальность, модели // Проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии – М.: ИГЕМ РАН, 2004. – С. 160–183.

Козловский М.Т., Зебрева А.И., Гладышев В.П. Амальгамы и их применение. – Алма-Ата. Наука КазССР, 1971. – 392 с.

Кокодзеев И.К. и др. Отчет Ак-Сугской партии о геолого-съёмочных работах в юго-западной части Западного Саяна в 1961 году. Бассейны рек Алаш, Ак-Суг, Манчурек, Баян-Кол. – Кызыл, 1962. – 229 с. – Тыв. фил. ФБУ «ТФГИ по СФО», Инв. № 647.

Колосов А. С., Пустыльников А. И., Зайков В. В., Зайкова Е. В. Строение, геохимическая характеристика соленосных отложений в Тувинском бассейне // Проблемы соленакопления. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1977. – Т. 2. – С. 183–197.

Кононенко Н.Б. и др. Ревизионные поисковые работы на рудное золото в пределах наиболее перспективных рудных узлов Республики Тыва: Отчет ОАО «Красноярскгеолсъёмка». – Красноярск, 2012. – 252 с. – Тыв. фил. ФБУ «ТФГИ по СФО», Инв. №4888.

Константинов М.М. Золотое и серебряно-оруденение вулканогенных поясов мира. – М.: Недра, 1984. – 166 с.

Константинов М.М. Золоторудные провинции мира. – М.: Научный мир. – 2006. – 352 с.

Константинов М.М., Стружков С.Ф., Аристов В.В. Генетические типы золото-серебряных месторождений вулcano-плутонических поясов // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. – 1997. – №1. – С. 62–66.

Коптев-Дворников В.С. Проблема магматической петрографии в связи с формированием гидротермальных месторождений. В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. – М.: АН СССР, 1955. – С. 122–144.

Коробейников А.Ф. Распределения и условия концентрации золота в продуктах магматических, метаморфических и метасоматических процессов офиолитового пояса Сибири // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1990. – № 9. – С. 53–59.

Котляр В.Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения. В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. – М.: Недра, 1968. – С. 491–543.

Кривицкая Н.Н., Брызгалов И.А., Спиридонов Э.М. Джонасонит AuBi₅S₄ – первая находка в Вост. Забайкалье // Докл. РАН. 2008. Т. 420. № 2. С. 368–371.

Кривицкая Н.Н., Брызгалов И.А., Спиридонов Э.М и др. Парагенезы минералов Au-Bi-Sb-Te в Дарасунском вулканогенно-плутоногенном месторождении, Восточное Забайкалье // Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований. М.: ИГЕМ РАН, 2010. Т. 1. С. 292–294.

Кряжев С.Г., Прокофьев В.Ю., Васюта Ю.В. Геохимические особенности включений в кварце золоторудных месторождений по данным анализа водных вытяжек методом ICP MS // Мат. XIII Междунар. конф. по термобарогеохимии и IV симпозиума APFIS. – М.: ИГЕМ РАН, 2008. – Т. 1. – С. 30–33.

Кряжев С.Г., Прокофьев В.Ю., Васюта Ю.В. Использование метода ICP MS при анализе рудообразующих флюидов // Вестник МГУ. – Серия 4. – Геология, 2006. – №4. – С. 30–36.

Кужугет Р.В., Фетисов Я.В., Монгуш А.А. Рудовмещающие породы Алдан-Маадырского золоторудного узла, Западная Тува // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканических комплексов. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2013. – С. 188–191.

Кужугет Р.В., Хертек А.К., Монгуш А.А. Состав блёклых руд Хаак-Саирского золото-кварцевого месторождения, Западная Тува // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2013. – С. 191–194.

Кужугет Р.В. Геолого-структурные особенности Алдан-Маадырской золоторудной зоны (Западная Тува) // Экосистемы Центральной Азии: Исследования, сохранение, рациональное использование: Материалы XI Убсунурского Междунар. симпоз. (03–08 июля 2012 г, Кызыл). – Кызыл, ТувГУ, 2012. – С. 397–400.

Кужугет Р.В. Особенности минералообразования золото-кварцевых рудопроявлений Алдан-Маадырского золоторудного узла (Западная Тува) // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Геоэкология природной среды и общества: Выпуск 11 / Отв. ред. докт. геол.-мин. наук В.И. Лебедев. – Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2012. – С. 44–64.

Кужугет Р.В., Монгуш А.А. Алдан-Маадырский золоторудный узел (Западная Тува): особенности геолого-структурного строения и химического состава золота // Вестн. ТГУ. – Томск, 2013. – № 369. – С. 188–192.

Кужугет Р.В., Монгуш А.А. Фации глубинности и продуктивные минеральные ассоциации плутоногенных золото-кварцевых объектов Алдан-Маадырской золоторудной зоны, Западная Тува // Уральская минералогическая школа–2012: Материалы Всерос.

науч. конф. студентов, аспирантов, науч. сотр. академ. ин-тов и преподавателей вузов геол. профиля. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. – С. 79–83.

Кужугет Р.В., Монгуш А.А., Мелекесцева И.Ю., Котляров В.А. Морфология и геохимия самородного золота Хаак-Саирского месторождения (Западная Тува) // Геология Западного Забайкалья: Материалы Всерос. Молодёжной науч. конф. – Улан-Удэ: Изд-во БГУ, 2011. – С. 81–85.

Кужугет Р.В., Монгуш А.А., Мелекесцева И.Ю. Эволюция минералов ряда Au–Ag–Hg в рудах Алдан-Маадырской золоторудной зоны (Западная Тува) // Природные системы и экономика приграничных территорий Тувы и Монголии: фундаментальные проблемы, перспективы рационального использования: Материалы науч.-практ. конф. с междунар. участием (19.04–23.04.2012, Кызыл). – Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2012. – С. 18–23.

Кужугет Р.В. Иодидная и бромидная минерализация в окисленных рудах Хаак-Саирского золоторудного месторождения, Западная Тува // Зап. РМО. – 2014. – № 2. – Т. 143. – С. 64–80.

Кузнецов В.А., Оболенский А.А., Васильев В.И. Опыт систематики ртутных месторождений Сибири и Дальнего Востока // Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. – М.: Наука, 1966. – С. 197–202.

Кузьмин В.И. Геодинамические обстановки формирования обогащённых бором эндогенных рудных формаций // Материалы международной научной конференции "XI съезд РМО. Современная минералогия: от теории к практике". – Санкт-Петербург: Изд-во "ЛЕМА", 2010. – С. 71–73.

Курбанов Н.К. Полигенно-полихронные месторождения золота // Смирновский сборник–99: Научно-популярный альманах. – М.: – 1999. – С. 144–197.

Лебедев В.И., Монгуш А.А., Попов В.А., Сугоракова А.М., Дружкова Е.К., Ковач В.П. Венд–раннекембрийские магматические ассоциации в различных структурно-формационных зонах Тувы и Западного Саяна: петрогенетические и геодинамические аспекты их формирования // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Геоэкология природной среды и общества: Выпуски 10, 11 / Отв. ред. докт. геол.-мин. наук В.И. Лебедев. – Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2010. – С. 27–62.

Лебедев В.И., Ярмолук В.В., Сугоракова А.М., Ойдуп Ч.К. Внутриплитный магматизм и металлогения Тувы. Материалы международной конференции "Тектоника и металлогения Центральной и Северо-Восточной Азии". Новосибирск – 2002. – [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.econf.info/Tektonika-i-metallogenia-2002>, свободный. – С. 27–62.

- Лебедева З.А. Основные черты геологии Тувы. – М. –Л.: АН СССР, 1938. – 280 с.
- Магакьян И.Г. Опыт классификации рудных формаций СССР // Геология рудных месторождений. – 1967. – №5. – С. 35–43.
- Магакьян И.Г. Рудные месторождения. – М.: Госгеолтехиздат. – 1955. – 335 с.
- Малышев В.М., Румянцев Д.В. Золото. – М.: Металлургия, 1979. – 287 с.
- Мелекесцева И.Ю., Каварая Х., Мацубая О. Источник флюида при формировании золото-кварцевых жил Хаак-Саирского и Улуг-Саирского месторождений (Западная Тува) по данным изотопного состава кислорода // Металлогения древних и современных океанов–2012. Гидротермальные поля и руды. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. – С. 210–213.
- Мелекесцева И.Ю., Кряжев С.Г., Зайков В.В., Анкушева Н.Н. Состав флюидов золоторудных месторождений Алдан-Маадырской зоны, Западная Тува // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканических комплексов. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2013. – С. 198–201.
- Мелекесцева И.Ю., Котляров В.А., Кужугет Р.В., Монгуш А.А. Золото месторождения Арыскан и рудопоявления Дуушкуннуг, Алдан-Маадырская золоторудная зона (Западная Тува) // Металлогения древних и современных океанов–2010. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2010. – С. 201–205.
- Мельцер М.Л. О проблеме формационного анализа рудных месторождений золота Восточной Якутии. // Вопросы геологии и горного дела Якутии. – Якутск: Изд-во ЯГУ, 1997. – С. 80–93.
- Мельцер М.Л. Геолого-генетические особенности золотого оруденения западной части Верхоянской складчатой области: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. – Якутск, 1999. – 408 с.
- Мельцер М.Л. Генетические модели золотого оруденения Верхоянья // Отечественная геология. – 2011. – № 6. – С. 8–12.
- Минаков А.Н., Александровский Ю.С. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000 (третье поколение). Прогностно-минерагеническая карта. М-46 (Кызыл) / редактор Мкртычян А.К. Красноярск, ФГУП «Красноярскгеолсъёмка», 2005.
- Монгуш А.А. Схема тектономагматической эволюции поздневендской юной островной дуги (Тува, Западный Саян) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2011. – С. 149–151.

Монгуш А.А., Кужугет Р.В. Возраст, состав и тектоническое положение Душкуннугского габбрового массива (Западная Тува) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 10. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2012. – В 2-х томах. – Т.2. – С. 25–26.

Монгуш А.А., Кужугет Р.В., Дружкова Е.К. Особенности состава магматических пород и Ag–Ag данные о возрасте базитовых даек Алдан-Маадырской золоторудной зоны (Западная Тува) // Металлогения древних и современных океанов–2011. Рудоносность осадочно-вулканогенных и гипербазитовых комплексов. – Миасс: Имин УрО РАН, 2011, – С. 262–268.

Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Дружкова Е.К., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Загорная Н.Ю., Травин А.В., Серов П.А. Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде-раннем кембрии (на основе геохимических, Nd изотопных и геохронологических данных) // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 5. – С. 649–665.

Монгуш А.А., Лебедев В.И., Травин А.В., Ярмолук В.В. Офиолиты Западной Тувы – фрагменты поздневендской островной дуги Палеоазиатского океана // Докл. РАН. – 2011. – Т. 438. – №6. – С. 796–802.

Мурзин В.В., Малюгин А.А. Типоморфизм золота зоны гипергенеза (на примере Урала). – Свердловск. УНЦ АН СССР, 1987. – 96 с.

Мурзин В.В., Покровский П.В., Молошаг В.П. Ртуть в самородном золоте Урала и ее типоморфное значение // Геология рудных месторождений. – 1981. – №4. – С. 86–91.

Нагорная Е. В. Минералогия и зональность молибден-медно-порфирового рудного поля Находка, Чукотка. Автореф. дис. ... канд. геол-мин. наук: 25.00.05. – Москва, 2013. – 26 с.

Назьмова Г.Н., Спиридонов Э.М. Ртутистое золото // Докл. АН СССР. – 1979. – Т. 246. – С. 702–705.

Назьмова Г.Н., Спиридонов Э.М., Шалаев Ю.С. Фации глубинности, фации по составу рудовмещающей среды и особенности глубоко проникающих месторождений каледонской плутоногенной золото-кварцевой формации Северного Казахстана // Материалы Всероссийской конференции «Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований». – М.: ИГЕМ РАН, 2010. – С. 70–72.

Нарсеев В.А., Сидоров А.А., Фогельман Н.А. и др. Основы прогнозирования золоторудных месторождений в терригенных комплексах. – М.: ЦНИГРИ, 1986. – 192 с.

Наумов Е.А. Типы золото-ртутной минерализации Алтае-Саянской складчатой области и физико-химические условия их формирования: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук: 25.00.11. – Новосибирск, 2007. – 192 с.

Наумов Е.А., Борисенко А.С., Задорожный М.В., Неволько П.А., Гущина Л.В., Гаськов И.В. Состав самородного золота как поисковый критерий поиска золото-ртутных месторождений. – 2011. – [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.minsoc.ru/FilesBase/E2-2011-1-0.pdf>, свободный.

Наумов Е.А., Боровиков А.А., Борисенко А.С., Задорожный М.В., Мурзин В.В. Физико-химические условия формирования золото-ртутных месторождений // Геология и Геофизика. – 2002. – Т. 43. – №12. – С. 1055–1064.

Наумов Е.А., Задорожный М.В., Борисенко А.С., Гущина Л.В. Особенности состава и условия образования самородного золота разных типов Au–Hg месторождений // Металлогения древних и современных океанов–2006. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. – С. 167–171.

Некрасов И.Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. – М.: Наука, 1991, – 302 с.

Николаев Ю.Н., Прокофьев В.Ю., Аплеталин А.В., Власов Е.А., Бакшеев И.А., Калько И.А. Золото-теллуридная минерализация Западной Чукотки: минералогия, геохимия и условия образования // Геология рудных месторождений. – 2013. – Т. 55. – № 2. – С. 114–144.

Осадчий Е.Г. Электрохимические исследования геохимических систем и фазовых реакций. Москва – 2011. – [Электронный ресурс]. Режим доступа: http://www.ises.su/2011/pdf_lectures/osadchii_lecture.pdf, свободный.

Озерова Н.А. Ртуть и эндогенное рудообразование. – М.: Наука, 1986. – 231 с.

Пальянова, Г. А.. Физико-химические особенности поведения золота и серебра в процессах гидротермального рудообразования / Г. А. Пальянова; РАН, Сибирское отделение, Ин-т геологии и минералогии. – Новосибирск: СО РАН, 2008. – 221с.

Пальянова Г.А., Савва Н.Е. Особенности генезиса золота и серебра месторождения Юное (Магаданская область) // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – №7. – С. 759–777.

Пальянова Г.А., Кох К.А., Серёткин Ю.В. Сульфидные и самородные формы золота серебра в системе Fe-Au-Ag-S (экспериментальные данные) // Геология и геофизика. – 2012. – Т.53. – №4. – С. 321–329.

Пеков И.В., Лыкова И.С., Брызгалов И.А., Ксенофонов Д.А., Литвинов Н.Д., Зырянова Л.А. Уникально богатая иодидная минерализация в зоне окисления Рубцовского

полиметаллического месторождения (Северо-Западный Алтай, Россия) // Зап. РМО. – 2010. – №6. – Т. 139. – С. 1–21.

Петровская Н.В. Самородное золото. – М.: Наука, 1973, – 348 с.

Петровская Н.В., Сафонов Ю.Г., Шер С.Д. Формации золоторудных месторождений. В кн.: Рудные формации эндогенных месторождений. – Т. 2. – М.: Наука, 1976. – С. 3–110.

Пиннекер Е.В. Минеральные воды Тувы. – Кызыл. – 1965. – 150 с.

Плотинская О.Ю., Коваленкер В.А., Русинов В.Л., Селтманн Р. Осцилляторная зональность в голдфилдите золоторудных эпиптермальных месторождений. Доклады Академии Наук, 2005, – Т. 403, – №2, – С. 237–241.

Плотинская О.Ю., Коваленкер В.А. Минералы системы Au-Ag-X, где X=S, Se, Te в эпиптермальных обстановках как индикаторы условий минералообразования// Матер. Годичного собрания РМО, 2008. – С. 1–6.

Подкаменный А.А. Программа поисковых и поисково-оценочных работ на кобальт в Тувинской АССР на период 1974–1976 гг. – Кызыл, 1976. – 51 с. – Тыв. фил. ФБУ «ТФГИ по СФО», Инв. №1408.

Покровский П.В., Берзон Р. О., Мурзин В.В., Сандлер Г.А. Ртутьсодержащее самородное золото некоторых месторождений Урала // Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. – Свердловск, 1977. – С. 79–81.

Попов В.В., А.Б. Исакова. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья среднего течения рек Барлык и Б.Аянгаты: Отчет о поисково-съёмочных работах п-и № 127 за 1958 г. – Кызыл, 1959. – 168 с. – Тыв. фил. ФБУ «ТФГИ по СФО», Инв. № 391.

Попов В.В., А.И. Игошин. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Барлык, Б. Аянгаты, Улуг-Чиргак: Отчет Ченгикатской п-и № 153 о поисковых работах за 1960 год. – Кызыл, 1961. – 184 с. – Тыв. фил. ФБУ «ТФГИ по СФО», Инв. № 523.

Поцелуев А.А., Ананьев Ю.С., Житков В.Г., Бабкин Д.И. Закономерности формирования благороднометалльного оруденения в гидротермальных урановых и редкометалльных месторождениях Центральной Азии // Вестник РФФИ. – 2013. – №1(77). – С. 21–26.

Предтеченский Н.Н. Девонская система. – В кн.: Геология СССР. – Т. XXIX. – Ч.1. Тувинская АССР. – М.: Недра, 1966. – С. 175–200.

Прокофьев В.Ю. Типы гидротермальных рудообразующих систем (по данным исследования флюидных включений) // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. С. 514–528.

Прокофьев В.Ю., Перетяжко И.С., Смирнов С.З., и др. Бор и борные кислоты в эндогенных рудообразующих флюидах. – М.: «Пасьва», 2003. – 192 с.

Прокофьев В.Ю., Спиридонов Э.М. Состав метаморфогенных флюидов и условия преобразования руд Кочкарского золоторудного месторождения (Южный Урал) // II Всероссийское петрографическое совещание «Петрография на рубеже XXI века». – Сыктывкар, 2005. – Т. 3. – С. 88–90.

Прудникова А.Г., Симонов В.А. Физико-химические параметры гидротермальных процессов формирования рудопроявления Каровое Кызыл-Таштыгского рудного поля (Восточная Тува) // Металлогения древних и современных океанов–99. – Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. – С. 86–87.

Прудников С.Г. Закономерности размещения россыпей золота в морфоструктурах Тувы и Западного Саяна: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук: 25.00.11. – Кызыл, 2004. – 282 с.

Реддер Э. Флюидные включения в минералах: в 2-х т. Т. 1. Пер. с англ. – М.: Мир, 1987. – 560 с.

Рожков И.С. Особенности золоторудных месторождений подвижных поясов и платформ. В кн.: Эндогенные рудные месторождения. – М.: Наука, 1968. – С. 153–161.

Рудные формации Тувы. / Отв. Ред. В.А. Кузнецов. – Новосибирск. Наука, 1981. – 201 с.

Рундквист Д.В. Фактор времени при формировании гидротермальных месторождений: периоды, эпохи, этапы и стадии рудообразования // Геология рудных месторождений. – 1997. – Т. 39. – №1. – С. 11–24.

Самородное золото золоторудных и россыпных месторождений России. – М.: ЦНИГРИ / Под ред. А. И. Кривцова, 2003. – 184 с.

Самусиков В.П. Взаимоотношения серебра и золота в природных системах // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43. – №8. – С. 746–753.

Самусиков В.П., Петрова Н.И. Корреляционная зависимость содержаний серебра, сурьмы и меди в самородном золоте (на примере Яно-Колымского пояса) // Типоморфные особенности рудных минералов эндогенных образований Якутии. – Якутск, 1983. – С. 39–53.

Сафонов Ю.Г. Гидротермальные золоторудные месторождения: распространённость — геолого-генетические типы — продуктивность рудообразующих систем // Геология рудных месторождений. — 1997. — Т. 39. — №1. — С. 25–40.

Сафонов Ю.Г. Золоторудные и золотосодержащие месторождения мира генезис и металлогенический потенциал // Геология рудных месторождений. — 2003. — Т. 45. — №4. — С. 305–320.

Сафонов Ю.Г., Попов В.В., Волков А.В. и др. Актуальные проблемы металлогении золота // Геология и геофизика. — 2007. — Т. 48. — №12. — С. 1257–1275.

Сидоров А.А. Золото-серебряная формация Восточно-Азиатских вулканогенных поясов. — Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1978. — 350 с.

Сидоров А.А., Белый В.Ф., Волков А.В. и др. Золото-серебряносный Охотско-Чукотский вулканогенный пояс // Геология рудных месторождений. — 2009. — Т. 51. — №6. — С. 512–527.

Сидоров А.А., Волков А.В. Генетическое разнообразие и конвергенция эпitherмального золото-серебряного оруденения // Докл. РАН. — 2004. — Т. 397. — №1. — С. 72–77.

Сидоров А.А., Старостин В.И., Волков А.В. Рудноформационный анализ. — Москва: МАКС Пресс, 2011. — 180 с.

Симонов В.А., Зайков В.В., Котляров А.В., Тереня Е.О. Петролого-геохимические особенности и палеогеодинамика кембрийских магматических комплексов Восточной Тувы // Вестник Томского гос. ун-та. Сер. Науки о Земле. Приложение: Мат. науч. конф. "Проблемы геологии и географии Сибири" (2–4 апреля 2003 г.). — 2003. — №3 (III). — С. 189–191.

Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. — М.: Недра, 1982. — 688 с.

Спиридонов Э.М., Плетнёв П.А. Месторождение медистого золота Золотая Гора (о "золото-родингитовой" формации). — М.: Научный Мир, 2002. — 220 с.

Спиридонов Э.М. Инверсионная плутоногенная золото-кварцевая формация каледонид севера Центрального Казахстана // Геология рудных месторождений. — 1995. — Т. 37. — №3. — С. 179–207.

Спиридонов Э.М. Обзор минералогии золота в ведущих типах Au минерализации // Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов. Труды Всероссийской (с международным участием) научной конференции, посвящённой 80-летию Кольского НЦ РАН. Апатиты, 26–29 сент. 2010 г. — Апатиты: Изд-во К & М, 2010. — С. 143–171.

Спиридонов Э.М. Самородное ртутистое золото Северного Казахстана // Тр. Минерал. музея АН СССР. — 1991. — Вып. 37. — С. 108–127.

Спиридонов Э.М., Бадалов А.С. Сурьмянистый моусонит месторождения Кайрагач, Восточный Узбекистан // Докл. АН СССР, 1983. – Т. 271. – N 3. – С. 710–714.

Спиридонов Э.М., Бадалов А.С. Новые сульфоселенотеллуриды и сульфоселениды висмута из вулканогенного месторождения Кайрагач (Восточный Узбекистан) // Узб. геол. журнал. – 1983. – № 6. – С. 82–84.

Спиридонов Э.М., Бадалов А.С. Мышьяковистый теллурантимонит (первая находка) и теллурантимонит, условия их образования в вулканогенных месторождениях золота // Записки Узб. отд. ВМО. – 1991. – № 44. – С. 24–27.

Спиридонов Э.М., Бадалов А.С. Ванадийсодержащие касситерит и сульфосоли месторождения Кайрагач, Восточный Узбекистан. // Докл. АН СССР, 1984. – Т. 274. – № 2. – С. 407–409.

Спиридонов Э.М., Соколова Н.Ф., Гапеев А.К. Минеральные ассоциации золото-теллуридного месторождения Жана-Тюбе в Северном Казахстане // Геология рудных месторождений. – 1974. – №1. – С. 54–65.

Спиридонов Э.М., Соколова Н.Ф., Назьмова Г.Н., Шалаев Ю.С. Типохимизм шеелита разноглубинных плутоногенных гидротермальных месторождений золота // Доклады РАН. – 1999. – Т. 364. – №3. – С. 363–365.

Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Брызгалов И.А., Гусева Е.В., Коротаева Н.Н., Кривицкая Н.Н., Япаскурт В.О. Особенности зонального строения минералов группы блёклых руд – один из критериев отличия гидротермальных месторождений золота: плутоногенных, вулканогенно-плутоногенных и вулканогенных. В кн.: Онтогенез минералов и ее значение для решения геологических прикладных и научных задач // – СПб.: Зап. РМО. – 2009. – С. 135–136.

Спиридонов Э.М., Филипьев М.П., Балашов Е.П. и др. Месторождение Кварцитовые Горки. В кн.: Геология золоторудных месторождений СССР. – Т. II. – М.: Недра, 1986. – С. 75–86.

Спиридонов Э.М. Типоморфные особенности блеклых руд некоторых плутоногенных, вулканогенных, телетермальных месторождений золота // Геология рудных месторождений. – 1987. – Т. 29. – № 6. – С. 83–91.

Справочник. – М.: Недра, 1986. – 272 с.

Степанов В.А., Моисеенко В.Г. Геология золота, серебра и ртути; Часть 1. Золото-ртутные месторождения. – Владивосток: Дальнаука, 1993. – 228 с.

Татаринов П.М., Строна П.А. Основные особенности месторождений, связанных с вулканогенными формациями // Зап. ВМО. – 1967. – Ч. 96. – Вып. 1. – С. 3–11.

Тимофеевский Д.А. О формационной классификации, минеральных типах и золотоносных минеральных ассоциациях золоторудных месторождений СССР // Тр. ЦНИГРИ. 1971. – Вып. 96. – С. 5–32.

Титов А.И. и др. Отчет о результатах поисковых работ Западно-Саянской партии №134 в бассейне р. Ак-Суг и на левобережье реки Хемчик за 1959 г. – Кызыл, 1960. – 236 с. – Тыв. фил. ФБУ «ТФГИ по СФО», Инв. №1430.

Тишкин Б.М., Зимин С.С., Сапин В.И. Геодинамические параметры формирования золоторудных месторождений с турмалиновой минерализацией в пограничных тектоно-магматических системах Амурского геоблока // Рудные месторождения континентальных окраин. – Владивосток: Дальнаука, 2000. – С. 124–139.

Третьякова И.Г. Возрастные рубежи формирования гидротермального кобальтового оруденения Алтае-Саянской складчатой области и его соотношения с магматизмом // Автореф. дис. ... канд. геол-мин. наук: 25.00.11. – Новосибирск, 2011. – 18 с.

Уссар Р.Т. Васильев Б.Д. Отчёт по теме: «Составление прогнозно-металлогенической карты золотоносных районов Тувинской АССР масштаба 1:200000». – Кызыл, 1973. – 337 с. – Тыв. фил. ФБУ «ТФГИ по СФО», Инв. №1402.

Уссар Р.Т. Отчет по теме: Генетические типы свинцово-цинковых месторождений территории Красноярского края и Тувинской АССР, их промышленное значение и методы поисков. – Кызыл, 1970. – 164 с. – Тыв. фил. ФБУ «ТФГИ по СФО», Инв. №1400.

Федорчук В.П. Геология ртути. – М.: Недра, 1983. – 270 с.

Филимонов С. В. Минералы группы блёклых руд – индикаторы рудогенеза (на примере гидротермальных месторождений золота) // Автореф. дис. ... канд. геол-мин. наук. – М.: МГУ, 2009. – 45 с.

Филимонов С.В., Спиридонов Э.М. Блеклые руды плутоногенного гипабиссального золото-антимонитового месторождения Кварцитовые Горки (север Центрального Казахстана) // Тр. Минералог. музея РАН им. А.Е. Ферсмана. 2005. – Вып. 40. – С. 96–104.

Фогельман Н.А., Константинов Н.М., Курбанов Н.К. Принципы систематики золоторудных месторождений для прогноза и поисков // Отечественная геология. – 1995. – №3. – С. 31–41.

Фогельман Н.А. Золоторудные формации и промышленные типы // Тр. ЦНИГРИ. 1985. – Вып. 197. – С. 18–25.

Фогельман Н.А., Бородаевская М.Б. О связи гидротермального золотого оруденения с магматическими комплексами в различных геотектонических провинциях СССР. – Труды ЦНИГРИ, 1967. – вып. 79.

Фор Г. В. Основы изотопной геологии. – М.: Мир, 1989. – 590 с.

Холяндра Л.И. Саранцев Ф.Г. Отчет Саянской аэрогеофизической партии по работам 1982–1985 гг. на площади листов М-46-ХII, XVIII; М-47-VII, XIII. – Кызыл, 1985. – 129 с. – Тыв. фил. ФБУ «ГФГИ по СФО», Инв. №1847.

Хомичев, В.Л., Единцев Е.С., Кужельная Е.В. Эталон хемчикского габбро-монцодиорит-сиеногранитового комплекса (Западный Саян) / – Новосибирск: СНИИГТиМС, 2000. – 244 с.

Читаева Н.А., Миллер А.Д., Гроссе Ю.И., Чистякова Н.И. Особенности распределения иода в зоне гипергенеза Гайского медноколчеданного месторождения // Геохимия. – 1971. – № 6. – С. 696–709.

Шер С.Д. Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). – М.: Недра, 1974. – 256 с.

Шило Н.А., Сахарова М.С., Кривицкая Н.Н., Ряховская С.К., Брызгалов И. А. Минералогия и генетические особенности золото-серебряного оруденения северо-западной части Тихоокеанского обрамления. – М.: Наука, 1992. – 256 с.

Шнейдерхён Г. Рудные месторождения. – М.: ИЛ, 1958. – 501 с.

Щепотьев Ю.М., Вартанян С.С., Орешин В.Ю. и др. Золоторудные месторождения островных дуг Тихого Океана. – М.: Недра, 1989. – 243 с.

Щербаков Ю.Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. – М.: Наука, 1967. – 268 с.

Щербаков Ю.Г., Новые данные о юрских отложениях и «юном» оруденении Горной Шории. // Известия СО АН СССР, 1959. – Вып. 2. – С. 136–137.

Afifi A.M, Kelly W.C, Essene E.J. Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides: I. Thermochemical data and calculated equilibria; II. Applications to telluride-bearing ore deposits. *Econ Geol*, 1988, – V. 83. – P. 377–394 and 395–404.

Asadi H.H., Voncken J.H.L., Kiihnel R.A., Hale M. Petrography, mineralogy and geochemistry of the Zarshuran Carlin-like gold deposit, northwest Iran // *Mineralium Deposita*. – 2000. V. 35. – P. 656–671.

Baksheev I.A., Prokof'ev V.Yu., Yapaskurt V.O., Vlgasina M.F., Zorina L.D., Solov'ev V.N. Ferric-iron-rich tourmaline from the Darasun gold deposit, Transbaikalia, Russia // *Canadian mineralogist*, 2011. – V. 49. – P. 263–276.

Barclay C.J. and Jones J.B. The Broken Hill silver halides // *J. Geol. Soc. Australia*. – 1971. – V. 18. – P. 149–157.

Barton P.B., Skinner B.J. Sulfide mineral stabilities. In: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. H.L. Barnes (ed.) New York: John Willey and Sons, 1979. – P. 278–403.

Berger B.R., Eimon P. Conceptual models of epithermal precious metal deposits II Cameron volume on Unconventional Mineral Deposits (ed. Shanks W.C.), AIME Soc. Mining Ing. – 1983. – P. 191–205.

Berger B.R., Henley R.W. Advances in the understanding of epithermal gold-silver deposits -with special reference to the western United States // Economic Geology Mon. – 1989. – V. 6. – P. 405–423.

Berzin N.A. Preliminary terrane and overlap assemblage map of Altay-Sayan region // Preliminary publications book 1 from project on mineral resources, metallogenesis, and tectonics of Northeast Asia / Editors W.J. Nokleberg et al. Open-File Report 99–165. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. 1999.

Bethke P.M. Controls on base and precious metal mineralization in deeper epithermal environments // US Geol. Surv., Open File Rep. – No 84–890. – 1984. – 38 p.

Bodnar R. J., Vityk M. O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Pontignana-Siena, 1994. – P. 117–130.

Bonham H.F., Jr. Models for volcanic-hosted epithermal precious metal deposits: a review // Int. Volcanoi. Congress. Hamilton, New Zealand. Symp. 5. Proceedings, 1986. – 17 p.

Borisenko A.S., Obolenskiy A.A, Naumov E.A., Global Tectonic Settings and Deep Mantle Control on Hg and Au–Hg Deposits Mineral Deposit Research // Meeting the Global Challenge Beijing, 2005. – P. 3–6.

Boyle R.M. The geochemistry of gold and its deposits (together with a chapter on geochemical prospecting for the element) // Bull. Geol. Surv. Canada. – 1979. – № 280. – 584 p.

Brown J. B. Solubility of Gold in Mercury // J. Chem. Educ. – 1960. – V. 37. – No 8. – P. 415–416.

Burley G. Structure of hexagonal silver iodide // J. Chem. Physics. 1963. – Vol. 38. – P. 2807–2812.

Cathelineau M., Nieva D. A chlorite solid solution geothermometer: the Los Azufres (Mexico) geothermal system // Contrib. Mineral. Petrol. 1985. – V. 91. – P. 235–244.

Chateau H. Proprietes thermodynamiques des cristaux mixtes d'halogenures d'argent // Comptes Rendus, Academie des Sciences. Paris. 1959a. – V. 248. – P. 1950–1952.

Chateau H. Proprietes thermodynamiques des cristaux mixtes d'halogenures d'argent // Comptes Rendus, Academie des Sciences. Paris. 1959b. – V. 249. – P. 1638–1640, 1887–1889.

Clayton R. N., O'Neil J. R., Mayeda T. Oxygen isotope exchange between quartz and water // Journal of Geophysical Research. – 1972. – V. 77. – P. 3057–3067.

Cooper M. A., Hawthorne F. C. A note on the crystal structure of marshite // *Canad. Miner.* 1997. – V. 35. – P. 785–786.

Déruelle, B., Dreibus, G., and Jambon, A. Iodine abundances in oceanic basalts: implications for Earth dynamics // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. – V. 108. – P. 217–227.

Emmons W.H. Gold deposits of the World. New York-London: McGraw-Hill Book Company, 1937. – 562 p.

Feiss P.G. Reconnaissance of the Tetrahedrite-Tennantite Enargite-Famatinite Phase Relations as a Possible Geothermometer // *Econ. Geol.* 1974. – V. 69. – № 3. – P. 383–390.

Gillard R.D., Hart A.D., Humphreys D. A., Symes R.F. and Williams P.A. Compositions of silver halides from the Broken Hill district, New South Wales // *Records of the Australian Museum.* 1997. – V. 49. – P. 217–228.

Goff F., and McMurtry G.M. Tritium and stable isotopes of magmatic waters // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2000. – V. 97. – P. 347–396.

Goldfarb R. J., Newberry R. J., Pickthorn W. J., Gent C. A. Oxygen, hydrogen, and sulfur isotope studies in the Juneau gold belt, southeastern Alaska: constraints on the origin of hydrothermal fluids // *Economic Geology.* – 1991. – V. 86. – P. 66–80.

Goldfarb R. J., Snee L. W., Pickthorn W. J. Orogenesis, high-T thermal events, and gold vein formation within metamorphic rocks of the Alaskan Cordillera // *Mineralogical Magazine.* – 1993. – V. 57. – P. 375–394.

Harris, D.C., Roberts, A.S., Criddle, A.J Vaughanite (TlHgSb₄S₆), s New Mineral from the Hemlo Deposit, Hemlo, Ontario, Canada // *Mineralogical Magazine.* – 1989. – V. 52. – P. 691–697.

Heald P., Foley N.K., Hayba D.O. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits - acid-sulfate and adular-sericite types // *Econ. Geol.* – 1987. – V. 82. – P. 1–26.

Hedenquist J.W. The ascent of magmatic fluid: discharge versus mineralization // *Magma, fluid and ore deposits* / J.F.H. Thompson, ed. Mineralogical Assoc. of Canada. Short course ser. 1995. V. 23. P. 263–289.

Hoefs J. Stable Isotope Geochemistry. 6th edition. Springer, 2009. – 244 p.

Hofstra A., Cline J., Characteristics and models for Carlin-type gold deposits: Review in *Economic Geology.* – 2000. – V. 13. – P. 163–220.

Holl R. Gcnese und Alterstellung von Vorkommen der Sb – W – Hg Formation in der Turkai undaufChios (Grichenland). Bd 199. Munchen, 1966. – 111 p.

Hu Rui-Zhong, Su-Wen-Chao, Bi Xian-Wu, Tu Guang-Zhi, A.H.Hofstra,. Geology and geochemistry of Carlin-type gold deposits in China // *Mineral. Deposita.* – 2002. – V. 37. – P. 378–392.

Hurwitz, S., Mariner, R.H., Fehn, U., and Snyder, G.T. Cycling of halogens through the Cascadia subduction zone and the Cascade volcanic arc: insights from thermal springs in central Oregon, U.S.A. [AGU Fall Meeting, San Francisco, December, 2004]. – P. 1–18.

Jia Y., Li I., Kerrich R. Stable isotope (O, H, S, C, and N) systematics of quartz vein systems in the turbidite-hosted Central and North Deborah gold deposits of the Bendigo gold field, Central Victoria, Australia: constraints on the origin of ore-forming fluids // *Economic Geology*. – 2001. – V. 96. – P. 705–721.

Jiang S-Y., Palmer M.R., Yeats C.J. Chemical and boron isotopic compositions of tourmaline from the Archean Big Bell and Mount Gibson gold deposits, Murchison Province, Yilgarn Craton, Western Australia // *Chemical Geology*. – 2002. – V. 188. – P. 229–247.

Kerrich R. The stable isotope geochemistry of Au-Ag vein deposits in metamorphic rocks // *Mineralog. Assoc. Canada Short Course Handbook*, 1987. – V. 13. – P. 287–336.

Kerrich R., Goldfarb R.J., Groves D.I. & Garwin S. The geodynamics of world class gold deposits: Characteristics, space-time distribution, and origins // *Rev. Econ. Geol.* – 2000. – V. 13. – P. 501–551.

Leeman, W.P., Sisson, V.B. Geochemistry of boron and its implications for crustal and mantle processes // *Boron. Rev. Mineral.* – 1996. – P. 645–707.

Lehmann B, Dietrich A, Heinhorst J, Metrich N, Mosbahr M, Palacios C, Schneider H, Wallianos A, Webster J, Winkelmann L. Boron in the Bolivian tin belt // *Mineralium Deposita*. – 2000. – V. 35. – P. 223–232.

Lindgren W. *Mineral deposits*, 4th ed. New York-London: McGraw – Hill Book Company, 1933. – 930 p.

Mao J, Li Y, Goldfarb R, He Y, Zaw K. Fluid inclusion of Noble Gas Studies of Dongping Gold Deposits, Hebei province, China: A mantle connection for mineralization // *Econ. Geol.* – 2003. – V. 98. – No 3. – P. 517–535.

Marcoux E. Gold and Volcanoes : Epithermal gold deposits, a review // *C.R. Acad. Sci. Franc.* – Ser. 2. – 1995. – V. 321. – P. 723– 735.

Melekestseva I., Ankusheva N., Zaykov V., Kotlyarov V., Kuzhuget R. Formation conditions of the Khaak-Sair and Sarytash gold deposits in listvenites, Western Tyva: evidences from fluid inclusions // *Large igneous provinces of Asia: mantle plumes and metallogeny: Abstracts of the International Conference*. – Irkutsk, 2011. – P. 162–165.

Mitchell A., Leach T.M. *Epithermal island arc metallogenesis, geothermal system and geology*. London: Acad. Press, 1992. – 457 p.

Naumov E., Reutskiy V., Airijants A., Boriscenko A., Borovikov A., Kamenskiy I., Ignatiev A. Origin of ore-forming fluids of Hg and Au-Hg deposits (on He, C, O isotope data) // 32nd International Geological Congress, Florence, 2004. – P. 106–107.

Nesbitt B.E. The gold deposit continuum: a genetic model for lode Au mineralization in the continental crust // *Geology*. – 1988. – V. 16. – P. 1044–1048.

Nysten P. Gold in the volcanogenic mercury-rich sulfide deposit Långsele, Skellefte ore district, northern Sweden // *Miner. Deposita*. – 1986. – №21. – P. 116–120.

Okamoto H., Massalsky T. B. The Au-Hg (Gold-Mercury) System // *Bulletin of Alloy Phase Diagrams*. – 1989. – V. 10. – №1. – P. 50–58.

O'Neil J. R., Silberman M. L. Stable Isotope Relations in Epithermal Au-Ag Deposits // *Economic Geology*. 1974. – V. 69. – P. 902–909.

Percival, T.J., Radtke, A.S. Sedimentary-Rock-Hosted Disseminated Gold Mineralization in the Alsar District, Macedonia // *Canadian Mineralogist*. – 1994. – V. 32. – P. 649–665.

Radtke, A.S. Geology of Carlin Cold Deposit, Nevada // *US Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1985. – V. 1. – № 1267. – P. 124–126.

Radtke Arthur S. Data on cuprian coloradoite from Kalgoorlie, Western Australia. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*. 1963. – Vol. 58(4): – P. 593–598.

Ramdohr P. The ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press, 1982. – 1207 p.

Richards J.P. Alkaline-type epithermal gold deposits - a review // *Magma, fluid and ore deposits* (J.F.H. Thompson, ed.). Mineralogical Assoc. of Canada. Short course ser. – 1995. – V. 23. – P. 367–400.

Rowins S.M., Groves D.I., McNaughton N.J., Palmer M.R., Stewart C.S. A reinterpretation of the role of granitoids in the genesis of Neoproterozoic gold mineralization in the Telfer dome, Western Australia // *Economic Geology*. – 1997. – V. 92. – P. 133–160.

Schneiderhohn H. *Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde*. – Berlin. – 1941. – 858 p.

Seyfried Jr.W.E., Janecky D.R. and Mottl M.J. Alteration of the oceanic crust: implications for geochemical cycles of lithium and boron // *Geochim. Cosmochim.* – 1984. – V. 48. – P. 557–569.

Sillitoe, R.H., and Thompson, J.F.H. Changes in mineral exploration practice: consequences for discovery // *Society of Economic Geologists special Publication*. – 2006. – V. 12. – P. 193–219.

Spiridonov E., Maleev M., Kovachev V., Kulikova I., Nazmova G., Filimonov S. Minerals of Fahlore group: Indicators of Ore Genesis // *Bulgarian Geological Society, 80-th Anniversary*.

Proceedings of the Jubilee International Conference. Bulgarian Geological Society. – Sofia: 2005. – P. 79–82.

Shackleton J.M., Spry P. & Bateman R. Telluride mineralogy of the Golden Mile deposit, Kalgoorlie, Western Australia // *Canad. Mineral.* – 2003. – V 41. – P 1503–1524.

Stillwell F.L. The occurrence of telluride minerals of Kalgoorlie // *Proc. Austral. Inst. Mining and Metall.* – 1931. – № 84. – P 115–190.

Spivack A.J. and Edmond J.M. Boron isotope exchange between seawater and oceanic crust // *Geochim. Cosmochim.* – 1987. – V. 51. – P. 1033–1043.

Van Velthuisen J. and Chao G.Y. Griceite, LiF, a new mineral species from Mont Saint-Hilaire, Quebec // *Can. Mineral.* – 1989. – V. 27. – P. 125.

Vikre P., Thompson T.B., Bettles K., Christensen O, Parratt R. (Eds.) *Carlin-type Gold Deposits Field Conference*,. Guidebook Prepared for the Society of Economic Geologists, 1997. – V. 28. – P. 203–211.

Wilman H. The structure and orientation of silver halides // *Proc. Phys. Soc.* – 1940. – V. 52. – P. 323–347.

White N.C. and Hedenquist J.W. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration. *SEG Newsletters*. 1995. – №23. – P. 9–13.

Zaykov V.V., Melekestseva I.Yu., Ankusheva N.N., Mongush A.A., Kuzhuget R.V. The Aldan-Maadyr gold-bearing zone in Hg-listvenites and tourmaline altered rocks, Republic of Tuva: mineralogy, forming conditions and resources. *Large Igneous Provinces of Asia, Mantle Plumes and Metallogeny: Abstracts of the International Symposium*. – Novosibirsk: Sibprint. – 2009. – P. 414–417.