

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ
ЦНИГРИ

**МЕТОДИКА
МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
БЛАГОРОДНЫХ И ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ**

Труды ЦНИГРИ

Выпуск 178

МОСКВА — 1983

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ
ЦНИГРИ

МЕТОДИКА
МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
БЛАГОРОДНЫХ И ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

Труды ЦНИГРИ

Выпуск 178

МОСКВА — 1983

В сборнике рассмотрены методы изучения и геологическая интерпретация типоморфных признаков самородного золота, сульфидов и сульфосолей серебра, кварца, вторичных минералов серебряных руд и рудных минералов кимберлитов. Показаны возможности использования исследованных свойств минералов для реконструкции параметров минералообразующей среды, расшифровки истории метаморфизма руд, предварительной оценки технологических свойств руд, а также для прогнозной оценки территорий.

Для широкого круга геологов, занимающихся поисками и разведкой месторождений цветных и благородных металлов.

Редакционный совет

В. А. Нарсеев (председатель), **А. И. Кривцов**, **И. Б. Флеров**, **Б. И. Прокочук**, **Б. П. Макаров**, **И. Я. Польшин**, **Л. В. Карапушкина** (отв. секретарь)

Ответственный редактор **Р. А. Амосов**

ИЗУЧЕНИЕ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА ДЛЯ ВЫЯСНЕНИЯ СТЕПЕНИ И ТИПА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ РУД

Эндогенные преобразования золота изучены главным образом в контактовых ореолах магматических тел (Моисеенко, 1965 и др.) и менее — в участках гидротермальной проработки руд (Петровская, 1973). Экспериментальные исследования термического метаморфизма золота выполнены В. Г. Моисеенко (1965; 1977). В качестве основных признаков метаморфизма отмечаются повышенная проба золота и ее высокая дисперсия, низкое содержание или отсутствие в золоте легколетучих элементов (ртуть, сурьма, мышьяк), образование целого ряда характерных структур выделений. Недостаточно освещена зависимость характера эпигенетических преобразований самородного золота от размеров, состава и структуры его выделений, типа метаморфизма, повторных активаций системы.

Для решения этих вопросов автором проведено сравнительное изучение золота из неизмененных и гидротермально- и контактово-метаморфизованных руд и выполнен небольшой объем экспериментальных исследований (Николаева, 1973; 1978). Эти исследования показали, что анализ внутреннего строения, состава и, в меньшей степени, морфологии выделений эндогенного золота может быть использован для суждения о типе и интенсивности метаморфических преобразований руд.

В участках гидротермальной проработки руд перекристаллизация самородного золота развита локально и проявляется неравномерно. Она максимальна у раннего золота в сростках его с более поздним, контрастно проявлена при пространственном совмещении разновременной золотой минерализации и менее выражена у золота в местах развития более поздних, незолотоносных, минеральных ассоциаций.

Внутреннее строение выделений, характерное для самородного золота в местах гидротермального метаморфизма руд, обусловлено разновременным отложением различных фаз и более интенсивным преобразованием раннего золота. Распространены структуры обрастания раннего золота поздним; отложение последнего на корродированной поверхности раннего золота или выделение по его зонам (рис. 1); цементация дезинтегрированных агрегатов и реликтов раннего золота поздним (рис. 2); скопления мельчайших зерен сульфидов на поверхности раннего золота до нарастания на него позднего золота. В раннем золоте по контакту с поздним наблюдаются структуры, обусловленные эпигенетическими преобразованиями, — пятнисто-неоднородное распре-



Рис. 1. Выделение контрастнозонального позднего золота (темное) по границам зон роста раннего золота (светлое). Монтированный аншлиф, протравленный раствором хромового ангидрида в соляной кислоте, ув. 200 (образец Ю. С. Бермана)



Рис. 2. Цементация дезинтегрированных зерен утратившего зональное строение низкопробного золота (светлое) прожилками высокосеребристого контрастнозонального золота. Монтированный аншлиф, протравленный раствором хромового ангидрида в соляной кислоте, ув. 450.

ление серебра в зернах, одинаковая интенсивность протравливания зерен в агрегатах, фрагментарная и не подчиняющаяся кристаллографическим направлениям зональность и зоны с промежуточной пробой. Характерны крупные газово-жидкие включения.

В участках гидротермальной проработки руд устанавливается смещение частот встречаемости концентраций серебра в самородном золоте ранних генераций в область более низких содержаний. Средняя концентрация серебра в раннем золоте падает на 3—10% (в зависимости от степени преобразований), дисперсия несколько снижается. Однако при включении в выборочные совокупности данных по разновременным выделениям золота распределение содержаний усложняется, дисперсия их возрастает, а среднее содержание серебра в золоте может понизиться за счет более серебристого позднего золота. В ряде случаев за счет отложения в одних и тех же участках золота нескольких генераций отмечается рост числа и содержания малых примесей в самородном золоте.

В интенсивно гидротермально преобразованных рудах наблюдаются полиэдрическизернистые структуры выделений золота, особенно характерные для его ранней генерации в местах пространственного совмещения нескольких продуктивных комплексов. На тех же месторождениях в рудных телах, сложенных одностадийными минеральными комплексами, полиэдрическизернистые структуры выделений золота отсутствуют.

Структуры начальной дезинтеграции полиэдрическизернистых выделений золота (широкие, иногда линзовидные, глубоко протравливающиеся межзерновые границы) свидетельствуют о более интенсивных метаморфических преобразованиях. Они присутствуют в местах распространения как минеральных ассоциаций нескольких продуктивных стадий, так и высокотемпературных пострудных ассоциаций. Последнее указывает на повторное проявление метаморфических преобразований. Отмечена также дезинтеграция первичных зернистых агрегатов золота без предшествующего преобразования отдельных зерен в мелкозернистый рекристаллизованный агрегат.

Следующая степень преобразований фиксируется широким распространением структур цементационных (с образованием по границам зерен в дезинтегрированных выделениях относительно мощных прожилок позднего золота) и реликтовых.

Принадлежность реликтовых включений к более ранним генерациям золота устанавливается путем сопоставления комплекса признаков золота разных генераций из участков, где проявлены продуктивные ассоциации только одной стадии рудного процесса. Реликты имеют пробу, присущую золоту ранней генерации или незначительно повышенную за счет выноса серебра при метаморфизме. Включающее их более позднее золото нередко имеет пробу, промежуточную между типичными для раннего и позднего золота. Это можно объяснить опережающим растворением раннего золота и поступлением его компонентов в рудообразующие растворы, отлагавшие более позднее золото.

Растворение раннего низкопробного золота происходило также по границам зон роста, что приводило к возникновению характерных реликтовых структур с фрагментами зон и кристаллографическими очертаниями реликтов.

Для золота из участков интенсивной гидротермальной проработки руд характерно также появление структур петельчатых, сотовых эмульсионных, графических.

Для самородного золота в контактовых ореолах магматических

тел типичны структуры, связанные с длительными метаморфизующими воздействиями, диффузионной перегруппировкой и выносом серебра и других примесей: обилие монокристаллов; широкое развитие регенерационных кайм; мощные периферические зоны, обедненные серебром; структуры рекристаллизации (с двойниками прорастания и полиэдрическизернистые). Дезинтеграция зернистых агрегатов, как правило, не сопровождается последующей цементацией. Характерно отсутствие газозово-жидких включений.

При пострудном контактовом метаморфизме средние содержания серебра снижаются у золота всех генераций. В контактовых ореолах даек снижение концентраций серебра в самородном золоте и изменение его внутреннего строения прослеживаются в интервале от единиц до первых десятков метров.

Для метаморфизованных руд малоглубинных месторождений характерно появление невысоких максимумов частот встречаемости (порядка 4%) содержаний серебра в области 4—6% на фоне весьма низкого их распространения. Среднее квадратичное отклонение обычно превышает 10, однако, изменение дисперсии неоднозначно, и в локальных участках приконтактной зоны она может понижаться. Для более глубинных руд дополнительные максимумы не обязательны, но происходит снижение концентраций серебра и смещаются пики частот встречаемости в сторону низких его содержаний.

В контактовых ореолах гранитоидных интрузий интенсивность преобразований золота зависит от расстояния до кровли интрузива, размеров, формы и структуры золотин. Л. В. Фирсовым (1963) установлены дезинтеграция выделений самородного золота и образование его пентагон-додекаэдрических кристаллов в контактовом ореоле интрузии.

В направлении от внешних зон метаморфизма к кровле интрузива нами прослежены укрупнение выделений золота, появление округленных и идиоморфных частиц, кристаллов, повышение пробы золота и концентрации в нем меди, увеличение мощности периферических зон, обедненных серебром.

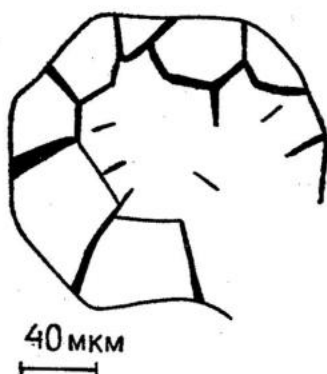
Дисперсия содержаний серебра возрастает, появляются дополнительные максимумы частот встречаемости в области $<10\%$ Ag. Очищение от серебра происходит более интенсивно в мелких золотилах, тонких одно- и двухмерных частицах и сростках, в золотилах с признаками предшествующих деформаций — структурами рекристаллизации.

Средние содержания сурьмы, висмута, мышьяка в самородном золоте при контактовом метаморфизме, как правило, снижаются. При возрастании степени метаморфизма эти примеси из постоянных становятся спорадическими. Концентрация железа от внешних зон метаморфизма к внутренним сначала возрастает, а вблизи контакта интрузива эта примесь в золоте отсутствует.

В ближайшей к интрузии зоне метаморфизма встречаются дезинтегрированные зернистые агрегаты самородного золота, сцементированные более низкопробным неперекристаллизованным золотом или включенные в него. Последнее развито во всем контактовом ореоле, образует самостоятельные выделения, нарастает на преобразованное золото, содержит его реликты и, вероятно, является метаморфогенным. Появление в одном месте дезинтегрированного высокопробного и более низкопробного, предположительно метаморфогенного, золота может объясняться сменой теплового режима по мере остывания массива. Температуры, при которых происходили дезинтеграции выделений золота (Калиткина, 1971) и вынос из них серебра, сменялись условиями, способствовавшими укрупнению его дисперсных частиц.

Дополнительным признаком значительных контактово-метаморфических преобразований может служить наличие в выделениях золота больших участков или сплошных проявлений структур рекристаллизации, реликтовых, дезинтеграции (рис. 3), появление структур типа сегрегаций или напоминающих структуры распада твердого раствора.

Рис. 3. Грануляция периферического слоя метаморфогенного кристалла высокопробного золота и дезинтеграция новообразованных зерен. Зарисовка участка аншлифа, протравленного царской водкой, ув. 250



Суммируя вышеизложенное, можно заключить, что возможность использования анализа особенностей самородного золота в качестве признаков для распознавания проявлений гидротермального и контактово-метаморфизма основывается на характере распространения в разной мере преобразованного золота в пределах месторождений, на различных типичных эпикристаллизационных структур и распределения содержания серебра и других примесей в самородном золоте.

Интенсивность метаморфических преобразований руд определяется по степени распространения и особенностям структур эндогенной перекристаллизации, количеству кристаллических и округленных форм выделений, по степени выноса серебра из самородного золота.

Применение признаков эндогенных преобразований самородного золота при прогнозировании богатых руд и оценке золоторудных месторождений основано на установленных автором фактах наиболее интенсивного проявления эпикристаллизационных изменений золота в местах максимального развития одновременных продуктивных ассоциаций, особенно в крупных рудных столбах, и широкого распространения золота с признаками эндогенных преобразований на крупных золоторудных месторождениях.

ЛИТЕРАТУРА

- Калиткина Н. А. Изучение процессов укрупнения и дезинтеграции золота в пирите и арсенопирите. Вестник МГУ, сер. геол., 1971, № 5, с. 107—110.
- Моисеенко В. Г. Метаморфизм золота месторождения Приамурья. Хабаровск, Кн. изд., 1965.
- Моисеенко В. Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. М., «Наука», 1977.
- Николаева Л. А. Изменения структуры золота при метаморфизме руд некоторых месторождений Средней Азии. Зап. Узб. отд. ВМО, 1973, вып. 26, с. 105—109.
- Николаева Л. А. Генетические особенности самородного золота как критерии при поисках и оценке руд и россыпей. М., «Недра», 1978.
- Петровская Н. В. Самородное золото. М., «Наука», 1973.
- Фирсов Л. В. Пентагон-додекаэдрические микрокристаллы золота в контактово-метаморфизованных перекристаллизованных жилах на Северо-Востоке СССР. Докл. АН СССР, 1963, т. 148, № 3, с. 681—683.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕНТГЕНОГРАФИИ И РАСТРОВОЙ ЭЛЕКТРОННОЙ МИКРОСКОПИИ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ОНТОГЕНИИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА

Представления об онтогении самородного золота, т. е. о совокупности процессов зарождения, роста и преобразования индивидов и агрегатов самородного золота как твердых тел, в основном базируются на результатах исследований формы и внутреннего строения золотин. Долгое время единственным доступным методом изучения золота в рассматриваемом аспекте была оптическая микроскопия в сочетании со структурным травлением, позволившая выявить первичную и вторичную зональность золотин, двойникование, проявление грануляции и перекристаллизации (Петровская, Фасталович, 1952; Петровская, 1973; Николаева, 1973; 1978).

Важный шаг в углублении познания внутренней структуры золотин был сделан благодаря использованию просвечивающей электронной микроскопии на многоступенчатых репликах. Этот метод позволил перейти к исследованию таких проявлений неоднородности самородного золота как тонкая мозаичность кристаллических индивидов, наличие локальных сегрегаций примесей и др. (Петровская и др., 1971). К сожалению, процедура приготовления препаратов для просвечивающей электронной микроскопии очень сложна и не всегда дает воспроизводимые результаты. Кроме того реплики позволяют исследовать лишь отдельные участки кристаллов, по которым бывает трудно получить полную картину всего кристалла.

Рентгеновский метод для изучения самородного золота применялся мало. В основном это были попытки связать параметры ячейки золота с его составом (Моисеенко, Сафронов, 1976 и др.) и исследовать упорядочение структуры золота (Сафронов и др., 1977). В работе Н. В. Петровской и др. (1971) метод дифракционной микрорентгенографии был использован для оценки разориентации блоков мозаики размером от $5 \cdot 10^{-6}$ до $2 \cdot 10^{-4}$ см.

В ЦНИГРИ, где впервые было начато специальное изучение онтогении самородного золота (Амосов, Гуреев, 1971; Амосов, Чувикина, 1976; 1981; Амосов, Берман, 1974 г.; Амосов и др., 1975; 1978; 1980; Чувикина и др., 1979_{1,2}), для исследования микроморфологии и реальной структуры самородного золота на протяжении ряда лет используется комплекс, включающий рентгеновский метод и растровую электронную микроскопию. В данной статье обобщен опыт этих исследований.

Во избежание внесения техногенных деформаций препараты для исследования приготавливались путем последовательного растворения образцов руды в концентрированной плавиковой кислоте для удаления кварца и в соляной кислоте 1:1 для удаления кальцита. Если предполагалось присутствие в образцах самородного серебра или низкопробного золота, кальцит растворяли в 20% уксусной кислоте. Сrostки золота с сульфидами разделялись в азотной или соляной кислотах.

В растровом электронном микроскопе воздействие электронного пучка вызывает радиационное повреждение структуры кристаллов. На рентгенограммах, снятых после облучения золотин электронным пучком, дифракционные пятна становятся размытыми, поэтому рационально сначала снимать рентгенограммы, а затем проводить исследования в растровом электронном микроскопе.

При рентгеноструктурном изучении самородного золота использовался в основном метод Лауэ на прохождение и отражение. Первый вариант метода применялся для съемки лауэграмм кристаллов, размер которых меньше сечения первичного пучка. Уменьшение толщины кристаллов с помощью травления исключает возможность последующего изучения микроморфологии в растровом режиме, поэтому крупные кристаллы и сростки золота с другими минералами снимались на отражение. При съемках на прохождение использовалось медное или молибденовое излучение, при съемках на отражение — только медное, так как при более коротких волнах интенсивность регистрируемых дальних отражений становится очень малой. Для определения ориентировки кристаллов их гномостереографические проекции строились с помощью специальной линейки (по лауэграммам) и сетки Гренингера (по эпиграммам) (Гинье, 1961).

Кристаллы золота и небольшие сростки монтировались на гониометрическую головку с помощью стеклянной нити и резинового клея. Для съемки отпрепарированных или находящихся в образцах (размером до 2×2 см) крупных сростков минералов в одинаковой ориентировке по отношению к рентгеновскому пучку было смонтировано специальное приспособление к камере РКВ-86. Оно состоит из стандартного препаратоводителя для микроскопа, прикрепленного к дюралево́й пластине с цилиндрической накидной гайкой, и устанавливается на месте гониометрической головки. Образец в этом случае закрепляется пластилином на предметном стекле. Микрометренные винты позволяют двигать образец в горизонтальном и вертикальном направлениях и вводить в пучок разные минералы с сохранением ориентировки (без поворота вокруг оси камеры).

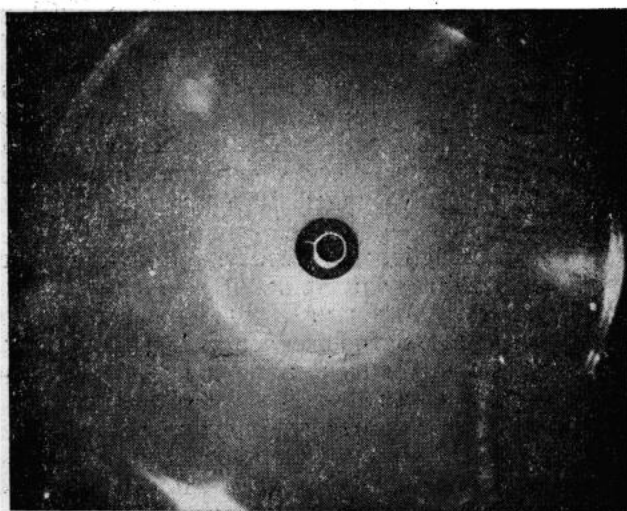
Золото является очень трудным объектом для рентгеноструктурных исследований в силу своих физических свойств. Несмотря на предосторожности при препарировании кристаллов они, как правило, бывают деформированы: на лауэграммах дифракционные максимумы вытянуты в радиальном направлении (астеризм) и часто разбиты на ряд пятен в результате полигонизации. Кроме того интенсивность пятен невысока и на лауэграммах заметны только рефлексы, соответствующие плоскостям с простыми индексами. На эпиграммах деформированных кристаллов фотографическая плотность пятен еще ниже из-за быстрого падения отражательной способности плоскостей с увеличением индексов в случае разрушений кристаллической решетки, а также относительно большого размера самих пятен.

С несовершенством поверхностного слоя (повышенная концентрация вакансий и примесей), толщина которого в металлах может достигать 10^{-4} — 10^{-2} см (Гегузин, 1974), связано присутствие почти на всех рентгенограммах кристаллов самородного золота слабых интерференционных колец с отдельными текстурными максимумами. Сопоставление эпиграмм поверхности одного проволоковидного кристалла и его центральной части показало, что несмотря на механические повреждения, связанные с приготовлением срезов и с полировкой, середина кристалла обладает более совершенной структурой (рис. 1).

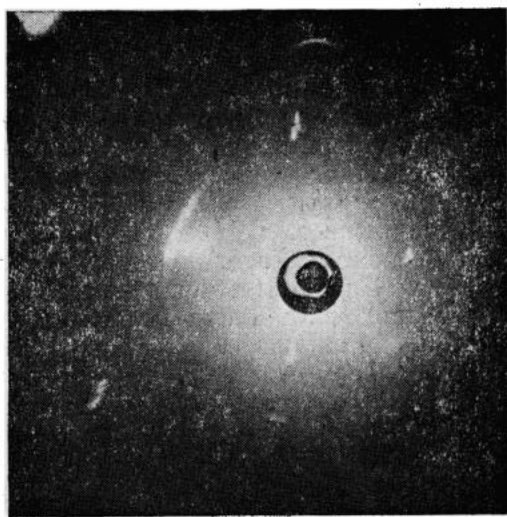
В формировании дифракционной картины золота участвует слой 40—50 мкм (при стократном ослаблении интенсивности пучка). Поэтому, при увеличении толщины деформированного поверхностного слоя интенсивность пятен уменьшается до значений, близких к фону, и на рентгенограммах остаются только дебаевские кольца, отвечающие поликристаллу.

Рентгеноструктурные исследования использовались нами для уста-

новления направления вытянутости удлиненных кристаллов золота, определения ориентации индивидов золота на минеральных субстратах, для выявления двойникового и поликристаллического строения агрегатов самородного золота и т. д. В качестве примера рассмотрим рас-



a



б

Рис. 1. Эпиграммы поверхностного слоя (а) и средней части (б) проволоковидного кристалла золота

шифровку строения удлиненных кристаллов золота (рис. 2). Подобные кристаллы описывались ранее как гексагональное золото (Кузьмин, 1936), либо как кристаллы, вытянутые по $[111]$ (Малеев, 1971; Петровская, 1973).

При съемке направление удлинения кристалла золота (см. рис. 2а) совмещается с осью гониометрической головки, одна из плоскостей

(111) устанавливается перпендикулярно пучку. По гномостереографической проекции, построенной по эпиграмме (см. рис. 2б, в), определено направление удлинения [011]. Диффузное рассеяние вблизи рефлексов (422) свидетельствует о разупорядоченности в плоскостях (111) (Гинье, 1961). Проекция другой плоскости (111) кристалла, построенная методом развития зон по лауэграмме (см. рис. 2г, д), позволила установить наличие двух ориентаций. Они образуют в совокупности двойник по (111) с поворотом субиндивидов на 60° . Примечательно, что на лауэграмме шестерная симметрия дифракционной картины не была заметна, вероятно, вследствие несовершенства структуры, а также недостаточно точной установки кристалла. С другой стороны, на лауэграмме можно видеть разделение дифракционных пятен на фрагменты. Это явление находит объяснение в полисинтетическом строении исследуемого кристалла при некоторой непараллельности субиндивидов, принадлежащих одной ориентации, что подтверждается и при исследованиях в растровом режиме.

Растровая электронная микроскопия на микроскопе-анализаторе имеет важные преимущества перед традиционной просвечивающей электронной микроскопией, позволяя одновременно наблюдать морфологию золотинок и диагностировать включения в них, т. е. определять состав минеральных микроассоциаций самородного золота. Наблюдения можно вести при увеличениях от 30—50 до 20 000, получая сначала общую характеристику морфологии образца, а затем переходя к исследованию выбранных деталей микрорельефа. Неоднородность образца может быть установлена по изображениям фрагментов поверхности, полученным в рентгеновских лучах соответствующих элементов¹.

Перед исследованием в растровом режиме проводится оптическое изучение образцов и выбираются наиболее информативные их участки. Образцы закрепляются токопроводящим клеем (коллоидное серебро в бутилацетате) на токопроводящей шашке. При необходимости изучения другой стороны образца растворяют клей и промывают образец в спирте для удаления частиц коллоидного серебра, а затем производят повторный монтаж. При изучении сростков золота с непроводящими минералами на образец напыляют токопроводящий слой углерода.

Исследования проводятся в режимах вторичных и поглощенных электронов при последовательном возрастании увеличения. Для распознавания минералов, близких к золоту по коэффициентам поглощения, а также для диагностики включений и анализа неоднородности используются наблюдения в рентгеновских лучах. Основной объем наблюдений выполняется на экране электронно-лучевой трубки, детальное изучение отдельных участков проводится на фотоснимках.

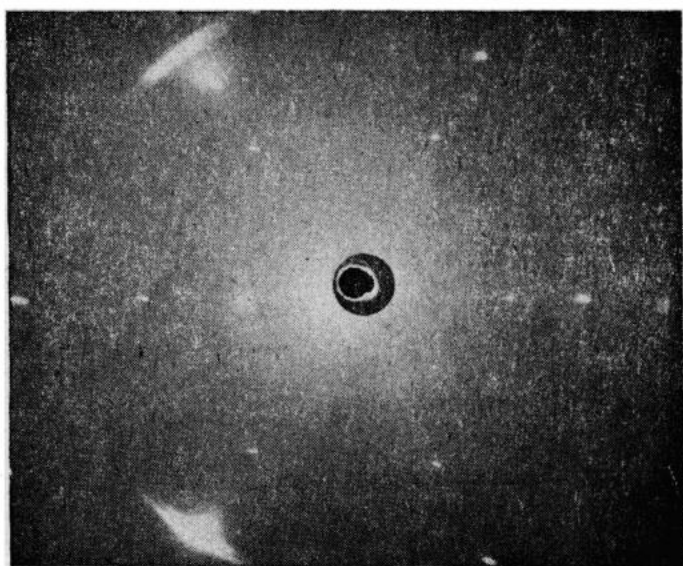
Исследования в растровом режиме были использованы авторами для изучения микроморфологии sdвойникованных кристаллов самородного золота, пленок самородного золота на цирконе, кварце и сульфидах, рельефа поверхностей сростания самородного золота с рядом минералов (Чувикина и др., 1979^{1,2}; Амосов, Чувикина, 1981).

Применение растровой микроскопии позволило установить, что поверхности золотинок неправильной формы, располагающихся в трещинах и интерстициях зерен других минералов, почти целиком состоят из собственных граней и лишь частично из негативных псевдоморфоз по другим минералам и из индукционных граней. Таким образом, на микроскопическом уровне традиционное представление о редкости проявле-

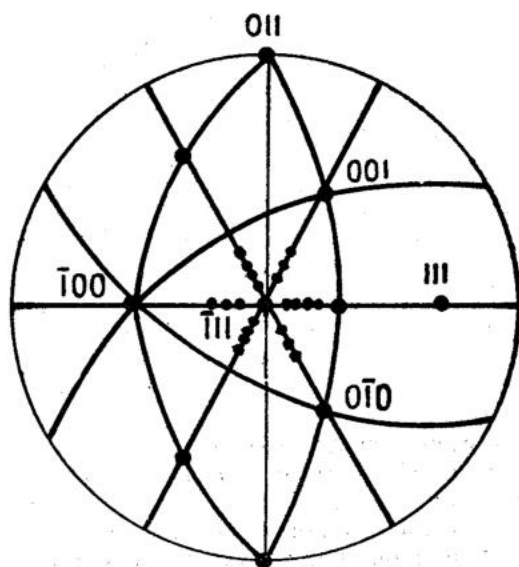
¹ Используемые в тексте снимки получены на растровом микроскопе-микроанализаторе «Камебакс» А. П. Плешаковым.



a

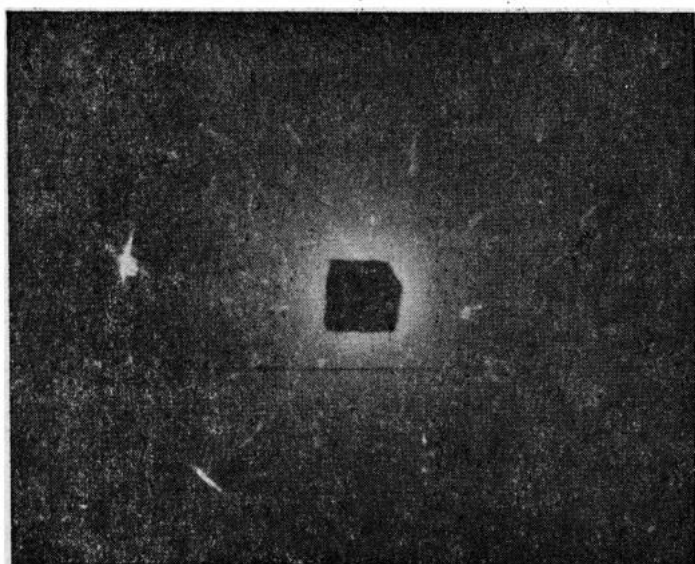


б

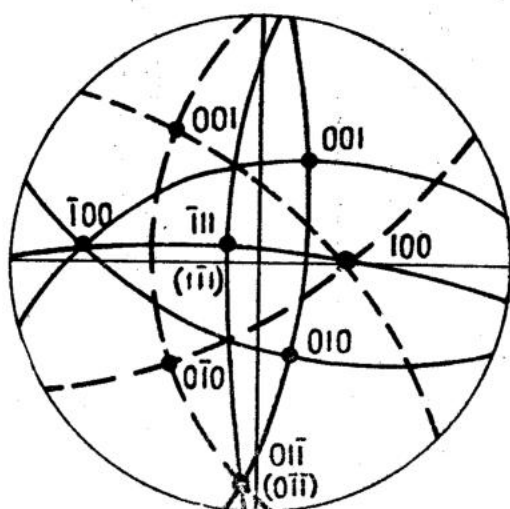


в

Рис. 2. Расшифровка строения
a — общий вид кристалла, ув. 50; *б* — эпиграмма, *в* — лауэграмма граней (III) и
 пунктирными линиями показаны проекции



2



δ

удлиненного кристалла золота:

$(\bar{1}\bar{1}1)$; ν , δ — соответствующие им гномостереографические проекции (сплошными и зонами разных субиндивидов двойника)

a

б

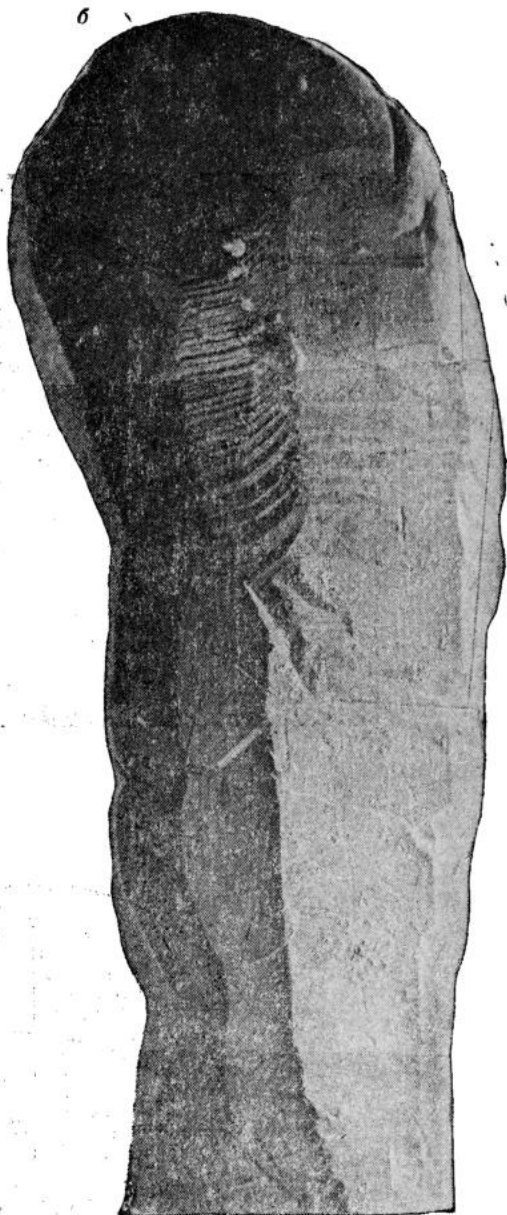


Рис. 3. Микроморфология удлиненного кристалла, показанного на рис. 2 (во вторичных электронах). Из снимках видны субиндивиды двойника и изменение микро рельефа по разные стороны двойниковых швов;
а) ув. 380, б) ув. 300

ния кристаллической огранки у самородного золота оказывается неверным. Условия роста влияют на структуру кристаллов, последняя наиболее совершенна у индивидов, выросших в открытых полостях.

Соотношения между микроморфологией и структурой рассмотрим на примере sdвойникового по (111) кристалла, показанного на рис. 2а. На растровых снимках (рис. 3) видно, что кристалл состоит из субиндивидов, разделенных двойниковыми швами. Вследствие периоди-

ческого ускорения роста одного из субиндивидов двойниковые швы имеют сложную конфигурацию и не совпадают с плоскостью двойникования, так что описание двойниковых границ возможно только с привлечением понятий о двухцветных плоскостях симметрии подобия (Шубников, Копчик, 1972). Важным признаком для распознавания двойников служат изменение рельефа и появление дополнительных граней вблизи выходов двойниковых границ (Фекличев, 1970).

Изучение большого количества удлиненных кристаллов самородного золота и их синтетических аналогов показало, что полисинтетическое двойникование по (111) является универсальной причиной преимущественного роста в одном направлении, соответствующем плотноупакованным рядам $[1\bar{1}0]$ кристаллической структуры (Амосов, Чувикина, 1974).

ЛИТЕРАТУРА

Амосов Р. А., Берман Ю. С., Плешаков А. П. Приближенная оценка коэффициента распределения серебра между кристаллами самородного золота и гидротермальным раствором. Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 4, с. 935—938.

Амосов Р. А., Гуреев В. Ф. К онтогении самородного золота Труды ЦНИГРИ, вып. 96, ч. 1, 1971, с. 138—143.

Амосов Р. А., Чувикина Н. Г. Нитевидные и проволоковидные кристаллы самородного золота. Минералогия золота. Тезисы докладов симпозиума «Минералогия и геохимия золота». Владивосток, 1974, ч. 1, с. 31—33.

Амосов Р. А., Чувикина Н. Г. Об ориентированных сростаниях самородного золота с некоторыми минералами В кн.: Новое в минералогических исследованиях. М., 1976, с. 19—21.

Амосов Р. А., Чувикина Н. Г. Минералогия самородного золота в одном из месторождений Забайкалья. Труды ЦНИГРИ, вып. 159, 1981, с. 41—48.

Амосов Р. А., Чувикина Н. Г. Алышева Э. И., Мещанкина В. И. О первой находке островковых пленок самородного золота. Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 1, с. 185—187.

Амосов Р. А., Чувикина Н. Г. Новожилов Ю. И., Гуреев В. Ф. Ориентированная сокристаллизация самородного золота и пирита. Зап. ВМО, 1975, ч. 104, вып. 5, с. 630—634.

Гегузин Я. Е. Очерки о диффузии в кристаллах. М., «Наука», 1974.

Гинье А. Рентгенография кристаллов. Теория и практика. М., Физматгиз, 1961.

Кузьмин А. М. О гексагональном золоте. Бюлл. Всес. хим. об-ва им. Менделеева, 1936, № 2.

Малеев М. Н. Свойства и генезис природных нитевидных кристаллов и их агрегатов. М., «Наука», 1971.

Моисеенко В. Г., Сафронов П. П. Состав самородного золота и параметры кристаллической решетки сплавов золота с серебром. В кн.: Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 58—64.

Николаева Л. А. Изменения структуры золота при метаморфизме руд некоторых месторождений Средней Азии. Зап. Узб. отд. ВМО, 1973, вып. 26, с. 105—109.

Николаева Л. А. Генетические особенности самородного золота как критерии при поисках и оценке руд и россыпей М., «Недра», 1978.

Петровская Н. В. Самородное золото. М., «Наука», 1973.

Петровская Н. В., Лютцау В. Г., Фролова К. Е. и др. Неоднородность самородного золота. В кн.: Вопросы однородности и неоднородности минералов. М., «Наука», 1971, с. 44—62.

Петровская Н. В., Фасталович А. И. Морфологические и структурные особенности самородного золота. Материалы по минералогии золота. Отрасл. бюро науч.-техн. информации «Главспеццветмета», 1952, с. 3—127.

Сафронов П. П., Кацнельсон П. А., Моисеенко В. Г. Ближний порядок в минералах золота и метод его определения. В кн.: Минералогические исследования на Дальнем Востоке. Владивосток, 1977, с. 138—143.

Фекличев В. Г. Микрокристалломорфологические исследования. М., «Наука», 1970.

Чувикина Н. Г., Амосов Р. А., Маркова Н. В., Полторыхина А. К. О кристаллах золота, содержащих ртуть. Труды ЦНИГРИ, вып. 142, 1979, с. 39—43.

Чувшкина Н. Г., Шишакова Л. Н., Плешаков А. П.: Исследование пластинчатых, скелетных и дендритных кристаллов самородного золота методами рентгенографии и растровой электронной микроскопии. Труды ЦНИГРИ, вып. 142, 1979, с. 31—38.

Шубников А. В., Кошчик В. А. Симметрия в науке и искусстве. М., «Наука», 1972.

Л. Н. Шишакова, Л. Г. Пальмова, К. Б. Бицоев

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДОВ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Для изучения газовой-жидких включений в кварцах золото-серебряного месторождения был использован комплекс методов термобарогеохимии, включающий декрепитацию, газовую хроматографию и анализ водных вытяжек. В отличие от предыдущих исследований (Гончаров и др., 1969 г.; Гончаров, Сидоров, 1979), где изучался кварц одного продуктивного комплекса, нами анализировался кварц всех минеральных комплексов основного рудного тела.

Декрепитографический и газохроматографический анализы проводились на комбинированной установке, состоящей из вакуумного декрепитометра ВД-3 и хроматографа ЛХМ-8Д (модель 2) с детектором теплопроводности.

Действие вакуумного декрепитометра ВД-3 основано на принципе непрерывного изменения давления в вакуумированном объеме при динамическом равновесии в системе «откачка—натекание». Исследуемый образец помещался в кварцевую ампулу, соединенную через интеграционную камеру с системой вакуумирования и термопарной лампой. При достижении разрежения порядка $3 \cdot 10^{-2}$ мм рт. ст. ампула с образцом подвергается нагреванию в заданном режиме. Происходящее в процессе нагревания газовыделение вызывает изменение давления, которое фиксируется на диаграммной ленте потенциометра. Температура измеряется с помощью хромель-алюмелевой термопары, расположенной в нагревателе непосредственно под ампулой с образцом; сигнал подается на другой канал потенциометра и фиксируется на той же диаграммной ленте.

Определение воды и газов из включений проводилось газохроматографическим методом с использованием полимерного сорбента «полисорб-1» (Миронова, 1973). Выпускаемый промышленностью сорбент подвергали дополнительной очистке экстракцией в аппарате Сокслетта в смеси бензол—этанол (1:1) в течение 24 часов, затем его отситовывали — для анализа отбирали фракцию 0,16—0,25 мм. Кондиционирование колонок производили прогреванием в токе гелия при скорости нагрева 1 град/мин до 220°C и при этой температуре выдерживали в течение 5 часов.

Условия хроматографирования: длина колонок из нержавеющей стали 2 м, внутренний диаметр 3 мм, температура колонок 35°C; газ-носитель He, скорость 40 мл/мин; температура испарителя 125°C. Во избежание конденсации паров воды (которая имеет место в том случае, когда парциальное давление паров при 20°C превышает 17,5 мм рт. ст.)

и «размывания» пробы для ввода пробы в хроматограф использовали капилляр из нержавеющей стали, обогреваемый с помощью обмотки из нихромовой проволоки до 80—90°C.

Мономинеральную фракцию кварца с размером частиц 0,5—1 мм обрабатывали HNO_3 (1:1), многократно промывали последовательно проточной, дистиллированной и бидистиллированной водой и высуши-

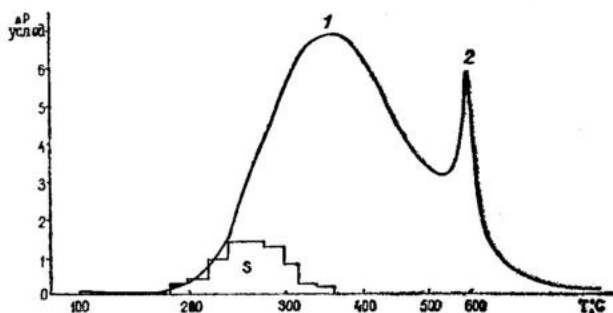


Рис. 1. Декрептограмма кварца:
1 — пик максимального газовыделения; 2 — пик газовыделения при $\alpha \rightarrow \beta$ переходе кварца; S — площадь приращений давления

вали при температуре 75—80°C. 400 мг образца помещали в ампулу для декрептографического анализа и 200 мг в U-образную трубку для газохроматографического анализа. Образцы нагреваются до температуры 600°C в атмосфере гелия для хроматографического анализа и в вакууме $3 \cdot 10^{-2}$ мм рт. ст. для декрепитационного. Выделившиеся газообразные продукты вводятся потоком газа-носителя в хроматограф. Времена удержания: воздуха ($\text{N}_2 + \text{O}_2$) — 26—27 с, CH_4 — 28—29 с, CO_2 — 41—44 с, воды — около 3 мин. На рис. 1 и 2 приведены декрептограмма и хроматограмма исследованных образцов кварца.

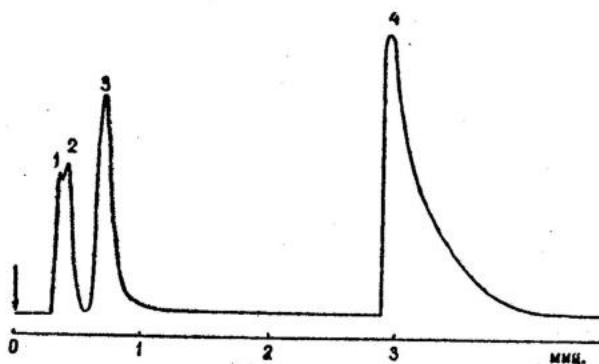


Рис. 2. Хроматограмма газов из включений в кварце:
1 — воздух; 2 — CH_4 ; 3 — CO_2 ; 4 — H_2O

Водные вытяжки. Для определения валового ионного состава газовой-жидких включений в кварце всех генераций применяли метод водных вытяжек. Для приготовления водной вытяжки и определения Cl^- , Na^+ и K^+ использовали образцы кварца, прогретые до температуры 1337

туры 600°C и затем растертые в фарфоровой ступке. 500 мг порошка помещали в полиэтиленовую центрифужную пробирку, заливали 4 мл бидистиллята и встряхивали в течение 30 мин., затем центрифугировали в течение 20 мин. Полученный прозрачный раствор (раствор первой вытяжки) сливали в другую пробирку. Влажный твердый осадок промывали водой от остатка раствора первой вытяжки (перемешивали и центрифугировали), промывную воду выливали. Затем в аналогичных условиях готовили вторую вытяжку. Растворы первой и второй вытяжек анализировались. Из результатов первой вытяжки вычитались результаты второй вытяжки.

Хлор Cl^- определяли ионометрическим методом с использованием твердого мембранного ионоселективного электрода (Камман, 1980) фирмы «Krytur» (ЧССР) в микроячейке фирмы «Orion» (США); расход раствора на одно определение составлял не более 1 мл.

Натрий Na^+ и калий K^+ определяли пламенно-фотометрическим методом (Полуэктов, 1967). Аликвотную часть водной вытяжки (1 мл) разбавляли до 25 мл и полученный раствор фотометрировали.

Перечисленные методы исследования были применены при изучении кварца близповерхностного золото-серебряного месторождения, которое находится в пределах вулканогенного пояса и расположено на пересечении крупных региональных разломов широтного и северо-западного направлений. Основным структурным элементом района является палеокальдера, в строении которой принимают участие пирокластические и субвулканические образования мелового возраста (Красильников и др., 1980). Рудные тела карбонат-адуляр-кварцевого состава пересекаются андезито-базальтовыми дайками. Основное рудное тело месторождения, выдержанное по падению и простирацию, является жилой выполнения и локализуется в осевой части мощной зоны трещиноватости.

Процесс минералообразования на месторождении развивался в семь стадий, разделенных подвижками и брекчированием руд. При изучении месторождения важно было найти различия в физико-химических характеристиках кварца разных генераций.

Кварцы, относящиеся к различным минеральным комплексам, содержат включения трех видов. Основная масса включений относится к жидким, однофазовым; меньше газово-жидких включений с невыдержанным объемом газа (от 5—10 до 80—90%). Кроме того наблюдаются своеобразные включения, содержащие аморфное коллоидное вещество, вероятно гель кремнезема. Можно предположить, что кварц с газово-жидкими включениями развивается по кварцу с коллоидными включениями. Размер включений колеблется от 0,008 до 0,02 мм. Форма включений — неправильная, амебовидная, реже овальная и серповидная. Температура гомогенизации двухфазовых включений от 320 до 60°C показывает, что процесс минералообразования на месторождении проходил в широком диапазоне температур.

Жильный материал кварц-адуляр-сульфидного минерального комплекса слагает полосчатые агрегаты, где полосчатость подчеркивается коломорфными концентрически-зональными выделениями пирита (кварц-пиритовая минеральная ассоциация). К концу стадии (гессит-полиметаллическая минеральная ассоциация) полосчатые агрегаты постепенно переходят в кристаллические с четкими зонами роста в отдельных индивидах; кварц становится аметистовидным; возрастает роль адуляра, к которому тяготеют рудные минералы. Отличительной чертой гессит-полиметаллической минеральной ассоциации является

присутствие минералов теллура и теллурсодержащих минералов (Шашакова, 1979).

Постепенный переход от колломорфной разновидности кварца к кристаллической отчетливо фиксируется на графике результатов вакуумной декрепитации (рис. 3): температура начала декрепитации смещается от 140°C в колломорфных разностях до 180°C — в кристаллических; максимальное газовыделение в первом кварце происходит при температурах 180 и 440°C, во втором — при температурах 240 и 360°C; общая флюидоносность уменьшается от 424 до 240 мм² (табл.). Изменения прослеживаются и в содержании отдельных компонентов: увеличиваются содержания Na⁺, Cl⁻, CO₂ и CH₄, уменьшается — K⁺ (при общем увеличении суммы щелочей); резко падает содержание воды.

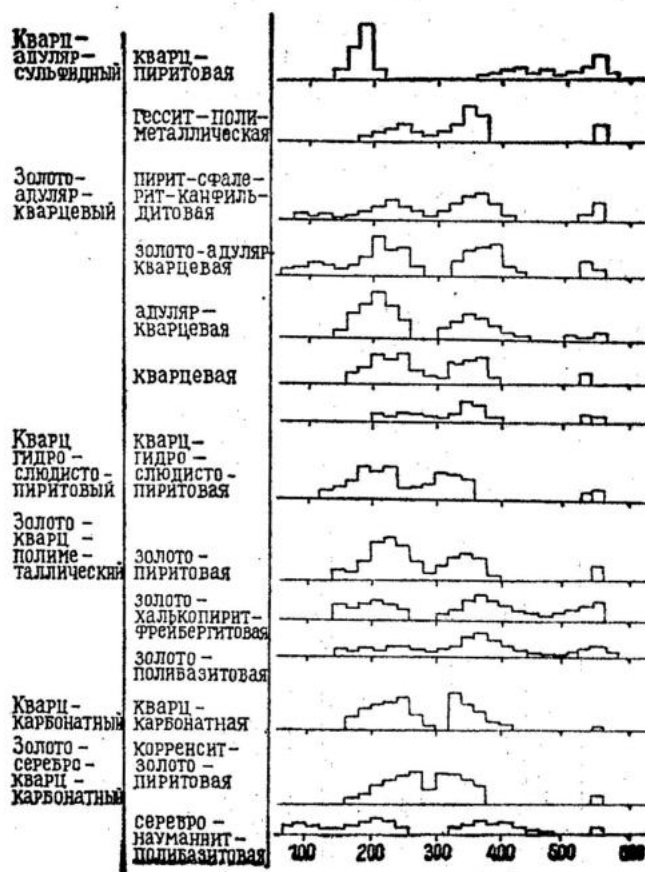


Рис. 3. Результаты вакуумной декрепитации кварца с разбивкой изменений давления по температурным интервалам

Из анализа результатов газовой хроматографии и водных вытяжек следует, что растворы были насыщены щелочами, причем в последней минеральной ассоциации комплекс калий в основном шел на отложение адуляра. Понижение содержания воды в вакуолях свидетельствует о повышении давления к концу процесса минералообразования комплекса.

Физико-химическая характеристика бакульных растворов из кварца разных генераций

Минеральный комплекс	Минеральная ассоциация	Химический состав								ΣS*, мм²
		H ₂ O, 10 ⁻² г/г навески	CO ₂ , моль кг H ₂ O	CH ₄ , моль кг H ₂ O	Na ⁺ , г-экв. кг H ₂ O	K ⁺ , г-экв. г H ₂ O	Na+K, г-экв. кг H ₂ O	Cl ⁻ , г-экв. кг H ₂ O		
Кварц-адуляр-сульфидный	Кварц-пиритовая Гессит-полиметаллическая	1145,0	0,90	0,62	0,66	1,27	1,93	0,62	424,31	
		355,0	2,81	1,31	1,49	1,07	2,56	1,80	240,09	
Золото-адуляр-кварцевый	Пирит-сфалерит-канфидлитовая Золото-адуляр-кварцевая Адуляр-кварцевая Кварцевая: А Б	1030,0	2,00	0,41	0,73	1,07	1,85	1,73	375,75	
		170,0	1,51	0,92	0,51	2,19	2,73	0,80	518,52	
		1600,0	0,55	0,31	0,39	1,26	1,65	1,00	755,35	
		730,0	1,10	0,93	0,90	0,81	1,71	2,45	563,63	
		190,0	2,00	1,53	3,26	2,05	5,31	2,37	232,82	
Кварц-гидрослюдисто-пиритовый	Кварц-гидрослюдисто-пиритовая	1110,0	1,06	0,38	0,56	6,36	6,92	0,77	563,95	
Золото-кварц-полиметаллический	Золото-пиритовая Золото-халькопирит-фрейбергитовая Золото-полибазитовая	1180,0	3,21	0,43	0,36	0,50	0,86	0,76	510,74	
		1430,0	0,57	0,51	0,45	0,90	1,35	1,64	465,19	
		590,0	2,39	1,81	0,75	1,44	2,19	1,15	319,73	
Кварц-карбонатный	Кварц-карбонатная	1104,0	1,47	0,47	0,42	1,16	1,58	0,83	438,90	
Золото-серебро-кварц-карбонатный	Корренсит-золото-пиритовая Серебро-науманнит-полибазитовая	1095,0	0,76	0,59	0,50	0,55	1,05	0,68	479,73	
		637,5	5,22	1,49	1,03	2,12	3,15	1,48	328,30	

*S мм² — общая флюидоносность — площадь приращений давления.

Первый продуктивный золото-адуляр-кварцевый минеральный комплекс включает четыре минеральные ассоциации. Каждой из них присущи свои специфические особенности в строении и составе как жильных, так и рудных минералов.

Ранняя пирит-сфалерит-канфилдитовая минеральная ассоциация сложена тонкополосчатыми агрегатами. Для кварца этой ассоциации характерны низкая температура (60°C) начала декрепитации, три максимума газовыделения (наибольший объем газовыделения приходится на третий максимум).

Жильный материал золото-адуляр-кварцевой минеральной ассоциации образует тонкополосчатую текстуру, причем индивиды кварца и адуляра в отдельных полосах имеют узкие вытянутые формы, образующие сноповидно-заноистую текстуру. Основным рудным минералом ассоциации является золото (Шишакова, 1981). Кварц ассоциации характеризуется низкой температурой (60°C) начала декрепитации, тремя максимумами газовыделения, но в отличие от предыдущей ассоциации объем газовыделения во втором и третьем максимумах примерно одинаков.

Адуляр-кварцевая минеральная ассоциация сложена мелкозернистыми агрегатами полосчатого и полосчато-фестончатого строения. Кварц начинает декрепитировать с температуры 140°C , имеет два максимума газовыделения, объем газовыделения в первом максимуме в два раза больше такового во втором максимуме. Для кварца этой ассоциации характерна наибольшая площадь приращений давления (общая флюидоносность).

Кварцевая минеральная ассоциация сложена полосчатыми и фестончатыми агрегатами мелкозернистого кварца, постепенно переходящими в кристаллические (нередко аметистовидные). Был проанализирован кварц как переходной разновидности, так и кристаллической. Выявлено смещение температуры начала декрепитации от 160 до 200°C , максимальное газовыделение как в той, так и в другой разновидностях кварца происходит при температурах 240 и 340°C ; объем газовыделения резко падает от переходной разновидности кварца к кристаллической.

При рассмотрении кварца всех минеральных ассоциаций первого продуктивного комплекса наблюдаются постепенное смещение температуры начала декрепитации, постепенное увеличение объема газовыделения вплоть до отложения адуляр-кварцевой минеральной ассоциации и его резкое уменьшение к концу стадии. Последнее в какой-то мере зависит от содержания воды во включениях: наивысшее ($1600 \cdot 10^{-6}$ г/г навески) — в кварце адуляр-кварцевой минеральной ассоциации и наименьшее ($190 \cdot 10^{-6}$ г/г навески) — в кристаллической разновидности кварцевой минеральной ассоциации.

На рис. 4 показано изменение содержаний и других изученных компонентов. Так содержание натрия падает от первой минеральной ассоциации до адуляр-кварцевой и затем резко возрастает в последней. Содержание калия увеличивается в золотоносной ассоциации, затем резко падает и вновь возрастает в кристаллическом кварце. Содержания иона хлора, наоборот, наименьшие в кварце золотоносной ассоциации, а углекислоты и метана минимальные в адуляр-кварцевой ассоциации, где отмечается максимум содержаний воды.

Таким образом, при рассмотрении химического состава вакуольных растворов из кварца можно предположить, что растворы, из которых образовывались агрегаты первого продуктивного комплекса, имели щелочно-хлоридно-углекислый состав. Причем кварц золотоносной ассо-

циации отлагался из растворов, обедненных хлором и обогащенных калием.

После отложения золото-адуляр-кварцевого минерального комплекса произошли резкие тектонические подвижки, которые привели к кратковременному приоткрыванию рудоносного канала и проникновению растворов, заметно отличных от предыдущих. Поступление растворов происходило с большой скоростью (жилы и рудные минералы комплекса имеют размеры в тысячные доли миллиметра) при резко восстановительной обстановке, о чем свидетельствуют присутствие среди кварц-гидрослюдисто-пиритового агрегата шариков самородного железа и сравнительно низкие содержания CO_2 .

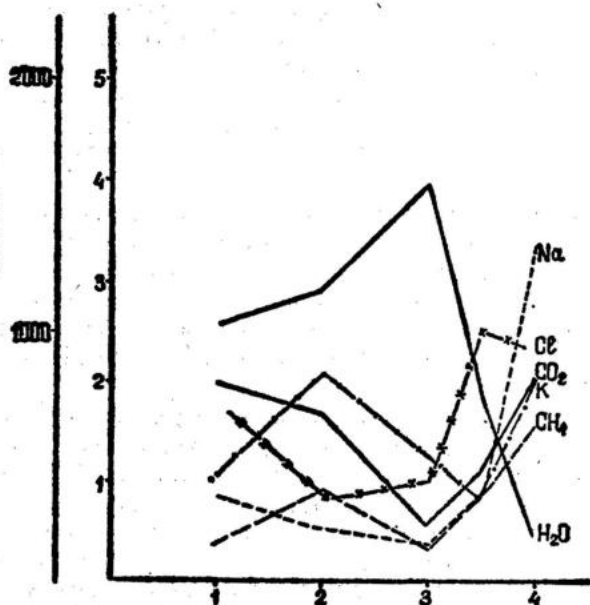


Рис. 4. Изменение содержаний Na^+ , K^+ , Cl^- , H_2O , CO_2 и CH_4 в минеральных ассоциациях первого продуктивного комплекса. По вертикали: Na^+ , K^+ , Cl^- — $\frac{\text{г-экв.}}{\text{кг H}_2\text{O}}$; CO_2 и CH_4 — $\frac{\text{моль}}{\text{кг H}_2\text{O}}$; H_2O — 10^{-6} г/г навески.

По горизонтали — ассоциации: 1 — пирит-сфалерит-канфилдитовая; 2 — золото-адуляр-кварцевая; 3 — адуляр-кварцевая; 4 — кварцевая

Второй продуктивный золото-кварц-полиметаллический минеральный комплекс включает в себя три минеральные ассоциации, в которых преобладают полосчатые и неяснофестончатые текстуры. Характерной особенностью золото-халькопирит-фрейбергитовой минеральной ассоциации является наличие псевдобрекчиевой текстуры, а в конце отложения золото-полибазитовой ассоциации полосчато-фестончатая текстура (кварц полупрозрачный) сменяется кристаллической (кварц прозрачный).

Кварц всех минеральных ассоциаций комплекса начинает декрепитировать при температуре 140°C , максимальное газовыделение смещается от $240\text{—}260^\circ\text{C}$ в кварце первой ассоциации до $360\text{—}380^\circ\text{C}$ — в пос-

ледней. Кроме того кварц последней минеральной ассоциации (смесь полупрозрачной и прозрачной разновидностей) имеет меньший, чем в других ассоциациях, объем газонасыщенности, что, вероятно, связано с падением содержания воды. В золото-халькопирит-фрейбергитовой ассоциации фиксируются максимальные содержания воды и углекислоты. Содержания Na^+ , K^+ , CH_4 и Cl^- увеличиваются к концу процесса минералообразования. Изменение физико-химических свойств рудообразующего раствора во времени в кварце второго продуктивного комплекса показано на рис. 5.

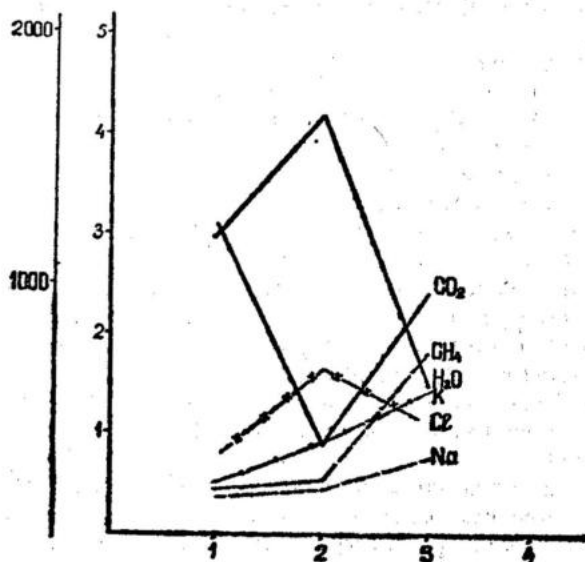


Рис. 5. Изменение содержаний Na^+ , K^+ , Cl^- , H_2O , CO_2 и CH_4 в минеральных ассоциациях второго продуктивного комплекса. По вертикали: Na^+ , K^+ , Cl^- — $\frac{\text{г-экв.}}{\text{кг } \text{H}_2\text{O}}$;

CO_2 и CH_4 — $\frac{\text{моль}}{\text{кг } \text{H}_2\text{O}}$; H_2O — 10^{-6} г/г навески. По горизонтали — ассоциации: 1 — золото-пиритовая; 2 — золото-халькопирит-фрейбергитовая; 3 — золото-полибазитовая

Межпродуктивный кварц-карбонатный минеральный комплекс характеризуется пластинчатой, каркасно-пластинчатой, грубополосчатой и пятнистой текстурами. Для жильных агрегатов комплекса отмечается преобладание карбоната над кварцем на верхних горизонтах месторождения и кварца над карбонатом — на нижних. Температура начала декрепитации кварца — 160°C , максимум газовыделения происходит в интервалах $220\text{--}240^\circ\text{C}$ и $320\text{--}360^\circ\text{C}$. Данные газовой хроматографии и водной вытяжки показывают падение содержания суммы щелочей с глубиной и увеличение содержания CO_2 .

Третий продуктивный золото-серебро-кварц-карбонатный минеральный комплекс включает в себя две минеральные ассоциации, резко различающиеся по составу и текстуре жильных и рудных минералов.

Жильный материал корренсит-золото-пиритовой минеральной ассоциации составляет жилы полосчато-фестончатой текстуры. Для кварца характерна высокая температура начала декрепитации — 180°C.

Жильный материал серебро-науманнит-полибазитовой минеральной ассоциации характеризуется тонкозернистой структурой и тонкополосчатыми текстурами. Отличительной чертой минеральной ассоциации являются преобладание серебра над золотом и присутствие селеновых и селеносодержащих минералов (Некрасова, 1972 г.). В кварце зафиксированы низкая температура начала декрепитации (60°C), три максимума газовыделения, сравнительно небольшой объем газонасыщенности при самых больших содержаниях CO_2 , CH_4 , Cl^- , Na^+ и K^+ и малом количестве воды.

При рассмотрении химического состава газовой-жидких включений в кварце серебро-науманнит-полибазитовой ассоциации можно предположить, что растворы, формировавшие минеральную ассоциацию, были наиболее концентрированными по сравнению с растворами остальных золотоносных ассоциаций.

Таким образом, по данным исследования газовой-жидких включений установлено изменение составов минералообразующих флюидов в процессе формирования золото-серебряного месторождения. Так во всех продуктивных комплексах повышаются содержания калия, углекислоты и метана. В среднем, количество воды увеличивается в непродуктивных комплексах. Содержания иона хлора гораздо выше в кварце первого продуктивного комплекса, чем в двух других. В кварце последних ассоциаций каждого минерального комплекса наблюдается повышение концентрации всех изученных компонентов при довольно резком падении содержания воды.

Результаты проведенных исследований свидетельствуют о том, что термобарогеохимические методы изучения включений дают информацию, которая позволяет реконструировать физико-химические условия процессов рудообразования.

ЛИТЕРАТУРА

Гончаров В. И., Сидоров А. А. Термобарогеохимия вулканогенного рудообразования. М., «Наука», 1979.

Камман К. Работа с ионоселективными электродами М., «Мир», 1980.

Красильников А. А., Красильникова Л. Н., Некрасова А. Н., Русина О. В. Магматическая, метасоматическая и рудная зональность одной из вулканоструктур Приохотья. Тезисы докл. II Северо-Восточного петрографического совещания «Магматизм, метасоматизм Северо-Востока Азии». Магадан, 1980, с. 32—34.

Миронова О. Ф. Газохроматографический анализ включений в минералах. «Журнал аналитической химии», 1973, т. 28, с. 1561—1565.

Полуэктон Н. С. Методы анализа по фотометрии пламени. М., «Химия», 1967.

Шишакова Л. Н. Гессит в близповерхностных золото-серебряных месторождениях. Труды ЦНИГРИ, вып. 149, 1979, с. 49—52.

Шишакова Л. Н. Типоморфные свойства золота в близповерхностном золото-серебряном месторождении. Труды ЦНИГРИ, вып. 159, 1981, с. 49—52.

ИЗУЧЕНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И ФОРМ НАХОЖДЕНИЯ РТУТИ В САМОРОДНОМ ЗОЛОТЕ МЕТОДОМ ЛОКАЛЬНОГО РЕНТГЕНСПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА

Широко известно вхождение ртути в самородное золото. По данным спектральных анализов она наблюдается в 70% золотин с максимумом в области 0,00п—0,0п (Петровская, 1973; Озерова и др., 1980; Кузнецов и др., 1982). Более высокие концентрации ртути в золоте, не превышающие, как правило, 16%, встречаются крайне редко. Они отмечались в Северном Казахстане (Назьмова, Спиридонов, 1979), на Урале (Новгородова и др., 1977; Покровский и др., 1979), на Украине (Кузнецов и др., 1982). Еще более редкими являются природные амальгамы с содержанием ртути более 16% (Крылова и др., 1979). Представляют ли они самостоятельные устойчивые фазы или являются твердыми растворами с неограниченной смесимостью отдельных компонентов, до сих пор остается неясным.

Экспериментальные данные по двойным системам Ag—Hg и Au—Hg весьма неполны. В системе Ag—Hg установлены три фазы α , β , γ (Хансен, Андерко, 1962). α -фаза (до 55% ртути) обладает гранецентрированной решеткой серебра с изменением a_0 от 4,077 Å до 4,183 Å. Х. Берман и Г. Харкоурт (Berman, Harcourt, 1938) рассматривают природную α -фазу как ртутистое серебро. Гексагональная β -фаза (около 60% ртути) имеет небольшое поле устойчивости и поэтому в природе не диагностирована. γ -фаза (до 71% ртути) с объемоцентрированной кубической ячейкой в минералогической литературе известна как минерал мошеландсбергит, для которого обычна формула Ag_2Hg_3 .

В системе Au—Hg α -фаза содержит до 17% ртути. Она обладает гранецентрированной решеткой золота и может рассматриваться как ртутистое золото (Steenbeek, 1933). Уверенно определена в этой системе также β -фаза, близкая по составу к Au_3Hg и имеющая гексагональную кристаллическую решетку (Хансен, Андерко, 1962). С более высокой концентрацией ртути связаны большие противоречия. Так С. Штенбеком (Steenbeek, 1933), в области изменения концентрации ртути от 0 до 80% помимо α и β фаз определены еще четыре промежуточные фазы. При этом β -фаза существует от 19 до 37% ртути.

Экспериментальные данные по тройной системе Au—Ag—Hg отсутствуют. Ее исследования связаны лишь с отмеченными редкими минералогическими находками. Поэтому изучение высокортутистого самородного золота представляет большой интерес как для дальнейшего познания природных амальгам золота, так и для более глубокого понимания генезиса золоторудных месторождений.

В настоящей работе приводятся результаты локального рентгеноспектрального анализа распределения ртути в золотых амальгамах из руд Южной Якутии и россыпей Анадырско-Корякского региона. Учитывая широкое применение ртути в золотодобывающей промышленности и в связи с этим возможность техногенного образования амальгам, исследованные образцы предварительно рассматривались с точки зрения естественности их происхождения. Прямыми признаками природного генезиса изученных нами амальгам из рудных месторождений служат их парагенезисы с рудными минералами. Косвенными признаками являются наличие ртутной минерализации на рассматриваемых объектах и условия получения образцов, исключающие заражение ртутью

(отбор проб в подземных выработках). Отбор проб золота из россыпей проводился из золотоносного пласта, вскрытого карьером. Ранее для данного региона была установлена пространственная связь золотого и ртутного оруденения, а в россыпи были отмечены прямые срastания золота с киноварью.

Количественный анализ амальгам выполнялся при ускоряющем напряжении 25 кВ, токе 20—25 нА; использовались аналитические линии La_1 . Образцами сравнения служили химически чистые золото и серебро, синтетическая HgS. Учитывалось наложение характеристического спектра золота на аналитическую линию La_1 ртути. Усреднение интенсивности рентгеновского излучения проводилось по 10 параллельным измерениям с экспозицией 10 с. Предел обнаружения ртути при выбранном режиме анализа составлял примерно 0,05%. Основной программой пересчета относительной интенсивности в концентрацию служила программа «Самара» (Сандомирская, Миркин, 1979) с использованием массовых коэффициентов поглощения Р. Дьюи (Dewey, 1969). Параллельно с этим для образцов, наиболее контрастных по составу, был проведен расчет по программам «Карат» (Бердичевский и др., 1977) с использованием массовых коэффициентов поглощения Р. Тайзена (Theizen, Vollath, 1967) и «MBXCOR» с использованием массовых коэффициентов поглощения К. Генриха (Heinrich, 1966). Предпочтение отдавалось расчету, при котором сумма концентраций была ближе к 100%. При этом для каждого образца при токах, равных примерно 50 нА, был проведен качественный анализ, который не выявил дополнительных элементов. Как показало проведенное сопоставление расчетов, максимальное отличие полученных концентраций приходилось на серебро при практически однозначных концентрациях золота и ртути. Основная ошибка в определении концентрации серебра связана с неопределенностью значений массовых коэффициентов поглощения (μ/ρ) в длинноволновой области спектра (Лапутина и др., 1976; Лапутина, 1978). По-видимому, эта неопределенность вызвана наложением аналитической линии La_1 серебра на М-край поглощения золота. Минимальная погрешность определения серебра при значении $\mu/\rho La_1$ серебра в золоте по аппроксимирующей формуле Р. Дьюи. Именно в этой расчетной формуле спектральное положение края поглощения является расчетным параметром и, по-видимому, учитывается более корректно (Сандомирская и др., 1982).

Месторождение, из которого исследовано самородное золото, относится к золото-кварцевой формации. Оно образовалось в результате окисления сохранившихся в карстовых полостях умеренно-сульфидных пиритовых руд. Находки в окисленных разностях этих руд теллуридов и выявленная корреляция золота и теллура позволили отнести месторождение к золото-теллуридовому минеральному типу (Яблокова, 1980). Следует отметить, что в последние годы на месторождении установлены устойчивые ореолы ртути. Золото этого объекта весьма своеобразно. Для него типичны тесные колломорфные и субграфические срastания с гипергенными минералами: гидроокислами железа и марганца, кислородными соединениями теллура, что в совокупности с другими признаками дало основание рассматривать его как гипергенное. В образующихся сложных агрегатах (стяжениях) золото наблюдается в виде эмульсионной вкрапленности, паутинной сети прожилков. Для его обособлений характерна отчетливая неоднородность; установлены четыре золото-серебряные фазы (Яблокова, 1980).

Для рентгеноспектрального анализа были отобраны девять золотин. Среди них были выделены две разновидности частиц. Первая

(табл., анализы 1—6), образовавшаяся при разложении теллуридов, содержащих золото, серебро и, возможно, ртуть, представлена тонкогубчатыми, кружевными агрегатами, в порах которых диагностированы кислородные соединения теллура — сложный теллурат кальция и марганца, пленки свинцово-марганцевого теллурата—куранахита, а также гидроокислы железа. Для нее характерна значительная примесь серебра и ртути, достигающая до 37 и 13% соответственно. Замечено, что при относительно выдержанном содержании ртути (10,64—13,18%) концентрация серебра в различных золотилах меняется от 14 до 37%. Для второй разновидности, которая образуется при окислении золотоносного пирита с сохранившимися в нем реликтами первичного золота, типичны сростания с гидроокислами железа при отсутствии теллуратов. Концентрации ртути и серебра в ней ниже, чем в первой разновидности (табл., анализы 7—9).

Отмеченные особенности золота — «порошковатая», губчатая текстура «хрупких» золотых агрегатов, тесные взаимные сростания золота и гипергенных минералов, а также изменчивость состава его частиц — свидетельствуют о сложных, неравновесных условиях отложения и о существенной роли коллоидных растворов в этом процессе. С этим явлением, очевидно, связано непостоянство состава отдельных выделений.

Во всех исследованных золотилах выявлена также внутренняя неоднородность, определяемая тонким сростанием фаз, различных не только по соотношению золота и серебра, но и по распределению рту-

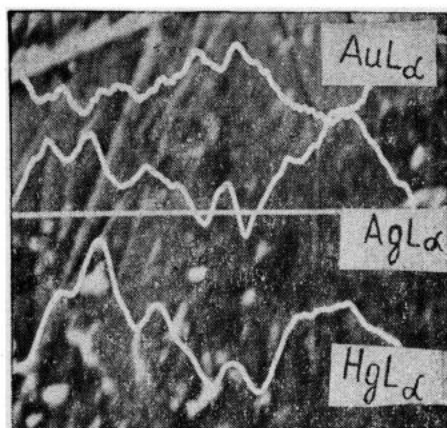


Рис. 1. Неоднородность состава рудного золота месторождения Южной Якутии. Поглощенные электроны с осциллограммой распределения золота, серебра и ртути, ув. 2000

ти (табл., анализы 1,7; рис. 1). Наблюдаемая неоднородность носит пятнистый характер и в большинстве случаев не контрастна по изменению состава. Размер гомогенных областей, как правило, не превышает нескольких микрон. Профильное и площадное сканирование по аналитическим линиям определяемых элементов, результаты количественного анализа показывают, что в пределах одного выделения существует прямая корреляция ртути и серебра и обратная — ртути и золота.

**Химический состав золотых и золото-серебряных амальгам по данным
локального рентгеноспектрального анализа**

Номер образца	Характеристика золота	Химический состав, % по массе				Формула
		Hg	Ag	Au	Сум- ма	

Амальгамы из руд

I разновидность

1a	Неоднородность в пре- делах одного выделе- ния	13,18	23,39	62,04	98,61	
16		10,65	19,58	69,47	99,69	
2		11,33	14,73	73,64	99,70	
3		12,28	27,89	59,28	99,44	
4		10,51	25,70	62,51	98,71	
5		12,34	37,44	50,56	100,35	
6		12,73	33,90	55,09	101,72	

II разновидность

7a	Неоднородность в пре- делах одного выделе- ния	4,65	11,87	82,77	99,31	
76		1,05	6,47	90,40	97,93	
8		7,35	16,67	75,85	99,87	
9		5,88	18,47	74,01	98,35	

Амальгамы из россыпей

Россыпь I

10a	Центральная часть	2,03	14,06	83,46	99,55	
106	Высокопробная оболоч- ка	0,33	0,71	97,76	98,80	
10в	Внешняя кайма	35,26	0,06	63,81	99,12	Au _{1,55} Hg _{1,05}
		33,99	0	64,94	98,93	Au _{1,98} Hg _{1,02}
		34,02	0	66,03	100,04	Au _{1,99} Hg _{1,01}
		43,96	0,25	54,15	98,36	(Au _{4,99} Ag _{0,04})5,03Hg _{3,97}
10г		0,78	8,47	90,20	99,46	
11*		2,19	10,51	87,53	100,23	
12		2,24	10,79	86,93	99,96	
13		1,39	14,21	84,18	99,78	

Россыпь II

15		5,42	4,65	89,94	100,01	
16		4,79	5,08	89,91	99,77	
17		2,94	22,39	74,21	99,53	
18		5,83	22,18	71,87	99,96	
19		3,83	4,16	91,77	99,76	
20		2,29	4,44	93,18	99,91	
21		1,23	14,99	83,36	99,58	
22		2,62	7,37	89,86	99,85	
23		2,09	0,47	97,24	99,79	
24		2,97	3,94	92,67	99,58	
25		1,26	8,86	89,91	100,03	
26		5,98	30,82	61,75	98,56	

*Номера образцов 11—26 — центральные части золотиц; среднее значение по четырем анализам.

Таким образом, в исследованном нами золоте рудного месторожде-
ния содержание ртути достигает 13%. Это ртутистое золото (α -амаль-
гама), особенностью которого является изменчивость концентраций зо-
лота и серебра при относительном постоянстве ртути в различных золо-
тиках — макронеоднородность (рис. 2). В пределах одного выделе-

ния — микронеоднородность — вариации состава менее контрастны, но характерны для всех трех компонентов. При этом для ртути установлена прямая корреляция с серебром и обратная — с золотом.

Россыпи, из которых исследовалось золото, расположены в пределах Анадырско-Корякской складчатой области. Коренные источники россыпей — кварцевые жилы, зоны прожилкового окварцевания и минерализованные зоны дробления — приурочены к приподнятым блокам палеозойского и раннемезозойского фундамента. Помимо собственно золотой минерализации в районе проявлены золото-серебряная и ртутная.

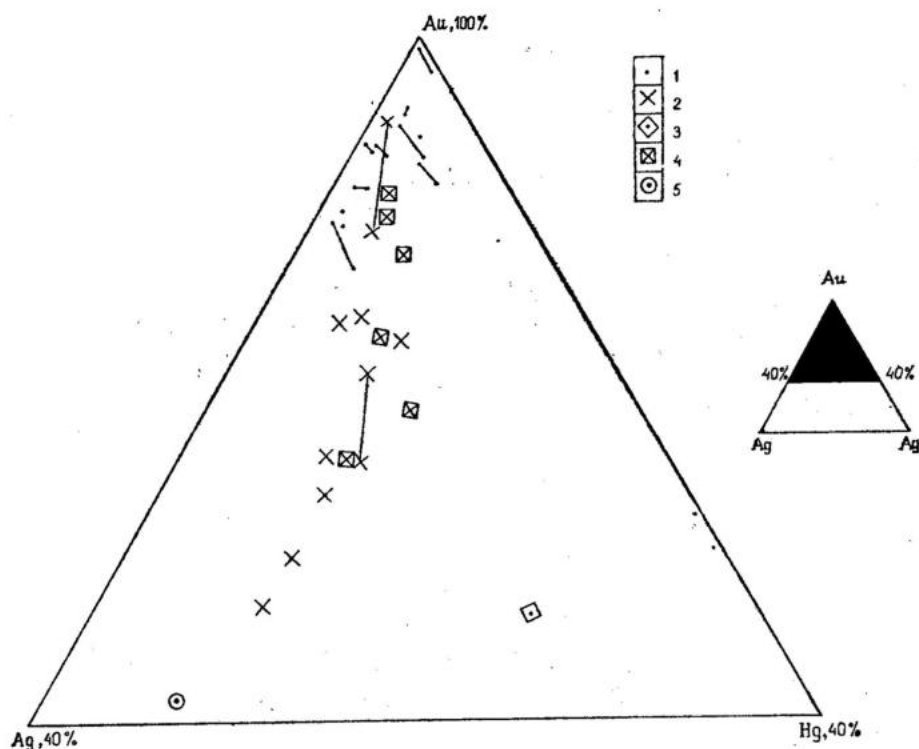


Рис. 2. Диаграмма состава золото-серебряных амальгам из различных месторождений: 1 — россыпи Анадырско-Корякского региона; 2 — золоторудное месторождение Южной Якутии; 3 — месторождение золото-серебряной формации Северо-Востока СССР (Крылова и др., 1979); 4 — золото-антимонитовое месторождение Казахстана (Назьмова, Спиридонов, 1979); 5 — месторождение Золотая Гора (Новгородова и др., 1977)

Все 17 исследуемых золотинок из двух россыпей имеют однотипную структуру. Выделяются центральная часть и периферийная кайма. Последняя состоит из двух слоев.

Центральная часть представляет собой ртутистое золото (α -амальгаму). Диапазон изменения концентрации ртути по всем 17 золотинок составляет 1—6%, серебра — 5—15%, повышаясь в единичных случаях до 23—30%. В пределах одного выделения неоднородность менее контрастна; различные по составу области, размер которых не превышает 1 мкм, распределены равномерно относительно друг друга. Для выделенных фаз отмечается обратная корреляция золота и ртути при практически постоянной концентрации серебра (см. рис. 2).

Двухслойное строение периферической зоны и ее состав идентичны для всех исследованных золотин. Меняется лишь ее толщина как в пределах одной золотины, так и для разных частиц, достигая в отдельных случаях 50—80 мкм. Внутренняя часть каймы практически не содержит примесей серебра и ртути, имеет плотное мелкозернистое строение, внутренняя граница ее резкая, неровная. Это типичная высокопробная оболочка, образующаяся на россыпном золоте в результате электрохи-

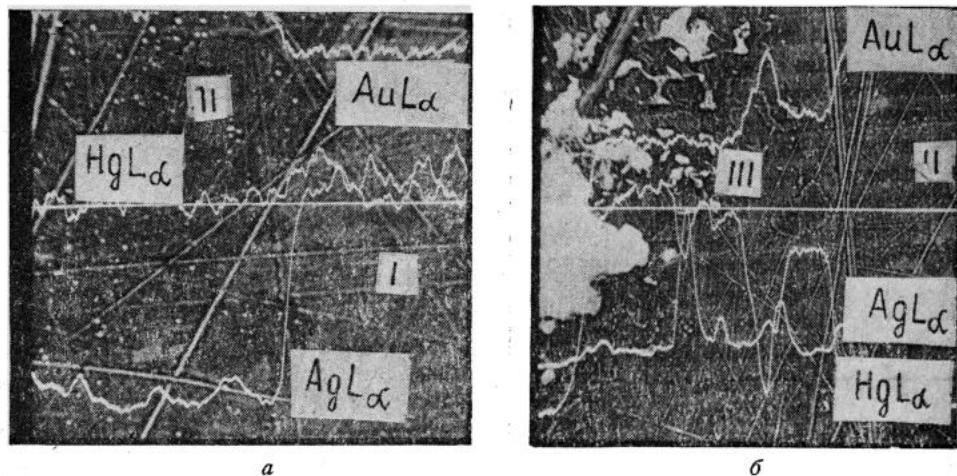


Рис. 3. Неоднородность состава золота из россыпей Анадырско-Корякского региона. Поглощенные электроны с осциллограммой распределения золота, серебра и ртути, ув. 2000; а — центральная часть золотины (I) и внутренняя высокопробная оболочка (II); б — внешняя кайма (III); прямая линия — профиль скарирования

мической коррозии (Петровская, 1973). Внешняя кайма более пористая, в порах часто фиксируются кремневые фазы. Состав этой части каймы крайне неоднороден и представляет собой, в основном, смесь трех фаз: реликтов высокопробной оболочки и двух амальгам золота (табл., анализы 10 в, г; рис. 3). Первая из этих фаз при переходе от внутренней части каймы к внешней постепенно исчезает, а наиболее высокортутистая амальгама, близкая к формуле Au_5Hg_4 , получает наибольшее развитие. Взаимоотношения двух золотых амальгам приведены на рис. 4.

Следовательно, при переходе к внешней части зерна наблюдается повышение концентрации ртути. Этот процесс не носит постепенного, плавного характера, а идет скачкообразно и связан с образованием нового соединения, а не с изменчивостью состава в пределах одной фазы. Интересно, что две диагностируемые амальгамы представляют собой стехиометричные соединения с малыми формульными коэффициентами — Au_2Hg и Au_5Hg_4 .

Образование ртутьсодержащей каймы так же, как и высокопробной оболочки, связано, очевидно, с процессами электрохимической коррозии, при которой происходят ионизация менее благородных компонентов серебра и ртути и их селективное выщелачивание с последующим электролитическим осаждением.

Таким образом, ртутистому золоту (природным α -амальгам) из руд Южной Якутии и россыпей Анадырско-Корякского региона свойственны как макронеоднородность (изменчивость состава от золотины к золотине), так и микронеоднородность (изменчивость

состава в пределах одной золотины). Макронеоднородность в том и в другом случае характеризуется большим диапазоном изменчивости состава по золоту и серебру при достаточно выдержанной концентрации ртути. На этом уровне неоднородности корреляция ртути с золотом и серебром отсутствует. Этот вывод подтверждается также при обобщении данных результатов анализа с известными из литературы (см.

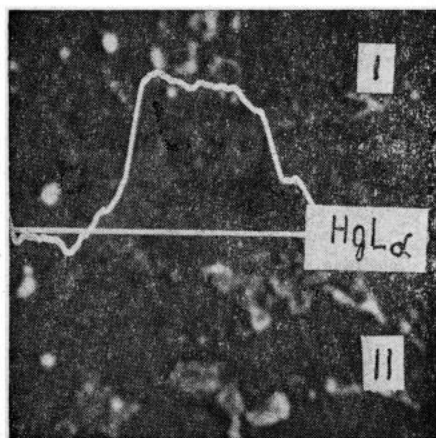


Рис. 4. Взаимоотношение двух амальгам золота: Au_2Hg (I) и Au_5Hg_4 (II). Поглощенные электроны с осциллограммой распределения ртути $\text{L}\alpha_1\text{Hg}$, ув. 4000; прямая линия — профиль сканирования

рис. 2). По-видимому, такая неоднородность отражает изменчивость состава самородного золота в целом на рассматриваемых объектах исследования, включая и его ртутистую разновидность. Причиной ее может быть целый ряд факторов, таких, например, как физико-химические параметры кристаллизации, различие минералов-осадителей (Сахарова и др., 1976; 1980), процессы диффузии золота и серебра (Васильева и др., 1974) и т. д.

Неоднородность в пределах одного выделения (микронеоднородность) несет информацию о взаимоотношении элементов в тройной системе $\text{Au}-\text{Ag}-\text{Hg}$. Здесь уже отчетливо проявляются концентрационные зависимости между тремя элементами. Наличие такой неоднородности во всех золотилах двух столь разных объектов исследования (рудное и россыпное золото) позволяет говорить о ней как о характерной особенности золото-серебряных амальгам. Причина ее возникновения заключается, по-видимому, не только в различной растворимости ртути в золоте и серебре, но и в противоположной зависимости этой величины от температуры. Так с понижением температуры растворимость ртути в серебре повышается, а в золоте понижается (Хансен, Андерко, 1962).

Как показали результаты исследования, характер микронеоднородности ртутистого золота из рудного месторождения Южной Якутии и из россыпей Анадырско-Корякского региона различен. В первом случае, для ртути наблюдается прямая корреляция с серебром и обратная — с золотом (см. рис. 1), во втором — обратная корреляция с золотом при практически постоянном серебре (см. рис. 2). Таким образом, наличие микронеоднородности закономерно для золото-серебряных α -амальгам, а ее характер (корреляционные связи элементов) будет отражать условия минералообразования.

Обобщая полученные результаты анализов и ранее известные данные, можно сделать вывод о осуществлении фаз в системе $\text{Au}-\text{Hg}$, а

также об изменчивости природной золото-серебряной α -амальгамы. Для природных золото-серебряных амальгам, независимо от соотношения золота и серебра, характерна практически непрерывная изменчивость концентрации ртути, максимально достигающая 13—14% (см. рис. 2). Амальгамы золота и серебра с более высокой концентрацией ртути, по-видимому, будут представлять собой стехиометричные соединения. Помимо фазы Au_3Hg , известной ранее, в системе $\text{Au}-\text{Hg}$ диагностированы фазы состава Au_2Hg , Au_5Hg_4 .

ЛИТЕРАТУРА

Бердичевский Г. В., Лаврентьев Ю. Г., Чернявский Л. И. Нахождение концентраций элементов при количественном рентгеноспектральном микроанализе минералов. «Геология и геофизика», 1977, № 3, с. 153—158.

Васильева Т. Г., Крюков С. М., Моисеенко В. Г., Солдатов Е. В. Скорости испарения и диффузии золота и серебра в сплавах золото-серебро. Минералогия золота. Тезисы докл. симпозиума «Минералогия и геохимия золота». Владивосток, 1974, ч. 1, с. 92—93.

Крылова В. В., Сандомирская С. М., Чувикина Н. Г. Олово, свинец и интерметаллические соединения в рудах месторождений золото-серебряной формации. Труды ЦНИГРИ, вып. 142, 1979, с. 22—28.

Кузнецов Ю. А., Шаркин О. П., Самойлович Л. Г. О первых находках ртутистого золота на Украине. «Минералогический журнал», 1982, т. 4, № 2, с. 72—75.

Лапутина И. П., Тимохина Р. М., Ерхова Г. П. Точность локального рентгеноспектрального анализа минералов благородных металлов В кн.: Новое в минералогических исследованиях. М., 1976, с. 184—186.

Лапутина И. П. Локальный рентгеноспектральный анализ минералов платиноидов. XI съезд ММА, тезисы докл., т. 2. Новосибирск, 1978, с. 136—137.

Назьмова Г. Н., Спиридонов Э. М. Ртутистое золото. Докл. АН СССР, 1979, т. 246, № 3, с. 702—705.

Новгородова М. И., Цепин А. И., Горшков А. И. и др. Новые данные по кристаллохимии и свойствам природных интерметаллических соединений системы $\text{Cu}-\text{Ag}$. Зап. ВМО, 1977, ч. 106, вып. 5, с. 540—552.

Озерова Н. А., Петкович М. С., Муравичка Г. Н. Примесь ртути—типоморфный признак золоторудных месторождений. В кн.: Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. М., «Наука», 1980, с. 221—230.

Петровская Н. В. Самородное золото. М., «Наука», 1973.

Покровский П. В., Мурзин В. В., Берзон Р. О., Юников Б. А. К минералогии самородного золота месторождения Золотая Гора. Зап. ВМО, 1979, ч. 108, вып. 3, с. 317—326.

Сандомирская С. М., Миркин А. Е. Программа САМАРА полного количественного рентгеноспектрального микроанализа РСМА для ЭВМ ЕС. VII Всесоюзная конференция по локальным рентгеноспектральным исследованиям и их применению. Тезисы докл. Черноголовка, 1979, с. 23—24.

Сандомирская С. М., Куприянова Т. А., Миркин А. Е. Количественный рентгеноспектральный микроанализ систем с наложением аналитической линии на M -края поглощения второго компонента. VIII Всесоюзная конференция по локальным рентгеноспектральным исследованиям и их применению. Тезисы докл. Черноголовка, 1982, т. 1, с. 81.

Сахарова М. С., Батракова Ю. А., Ряховская С. К. Влияние анионного состава раствора на процесс соосаждения золота и серебра на сульфидах. «Геохимия», 1976, № 6, с. 871—878.

Сахарова М. С., Батракова Ю. А., Ряховская С. К. Зависимость химического состава минералов ряда золото—серебро от физико-химических условий образования. В кн.: Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. М., «Наука», 1980, с. 213—22.

Хансен М., Андерко К. Структуры двойных сплавов. М., Металлургиздат, 1962.

Яблокова С. В. Типоморфизм самородного золота зоны гипергенеза (на примере одного из золоторудных месторождений Южной Якутии). В кн.: Минералогия самородных элементов. Владивосток, 1980, с. 110—113.

Bergman H., Hargcourt G. Natural amalgams. The american mineralogist, vol. 23, N 11, 1938, p. 761—764.

Dewey R. D. Handbuch X-ray and microprobe data. Perg. Press, 1969.

Heinrich K. F. J. X-ray absorption uncertainty. The Electron Microprobe, N. Y., John Wiley, 1966, p. 296.

Stenbeck S. Röntgeanalyse der legierungen von Quecksilber mit Silber, Gold und Zinn. Zeitschrift für anorganische und allgemeine Chemie, band 214, 1933, p. 16—27.

Theisen R., Vollath D. Tables of X-ray mass attenuation coefficients. Dusseldorf, Stahlisen, 1967.

А. М. Гаврилов

ВЫЯВЛЕНИЕ СИНГЕНЕТИЧНОЙ ПРИРОДЫ ДИСПЕРСНОГО ЗОЛОТА В СУЛЬФИДАХ ПО ДАННЫМ ЕГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ

Общеизвестно широкое распространение тонкодисперсного золота в сульфидах как собственно золотых месторождений разных формаций, так и месторождений других металлов: колчеданных, медно-порфировых, полиметаллических, медно-никелевых. Во многих золоторудных месторождениях жильного кварца дисперсное, плохо цианируемое золото нередко является доминирующим. Изучение минеральных парагенезисов руд этих месторождений показывает, что отложение главной массы золота в них протекало в две последовательные стадии: с ранними сульфидами (пиритом и арсенопиритом) и поздними сульфидами и сульфосолями меди, свинца и цинка, которые встречаются обычно в незначительных количествах при практически повсеместной распространённости в контурах развития ранней сульфидной минерализации. В связи с такими особенностями размещения поздней, продуктивной на золото ассоциации многие исследователи полагают, что преимущественная концентрация золота в ранних сульфидах обусловлена в основном не совместным их отложением из рудообразующих растворов, а избирательным осаждением золота на сульфидах при воздействии на них поздних золотоносных растворов, как это установлено для кварцево-жильных месторождений мало- и умеренно-сульфидной формаций (Петровская, 1973). Принципиальная возможность такого образования тонкодисперсного золота в сульфидах в гидротермальных условиях была подтверждена экспериментально (Гаврилов, Делицин, 1974).

Для выяснения природы тесной ассоциации золота с сульфидами, имеющей важное практическое значение для поисково-разведочных работ, нами было проанализировано распределение золота в пирите и арсенопирите двух типичных месторождений этой группы, расположенных в разных регионах: месторождения 1, локализованного в малоуглеродистых тонкополосчатых микроскланцах, и месторождения 2 — в черных углеродистых метакалеволитах и песчаниках. Среднее содержание сульфидов в этих месторождениях составляет соответственно 9 и 4%. Большая часть золота в рудах, по данным технологических испытаний, ассоциирует с пиритом и, особенно, с арсенопиритом, находясь преимущественно в тонкодиспергированном состоянии. Как показали проведенные специальные исследования по цианированию восьми селективных сульфидных концентратов весом в 30—40 г, количество экстрагированного золота в большинстве проб составило всего лишь 0,3—3% и только в пиритовых концентратах месторождения 1—33 и 43%. Наиболее

низкие извлечения золота в раствор цианида отмечались в арсенопиритовых концентратах.

Изучалось распределение золота в монокристаллах сульфидов, выделенных из отдельных штуфов, а также в мономинеральных фракциях, полученных из штучных проб в различных участках месторождений. В первом случае, из двух рудных штучов вкрапленной сульфид-

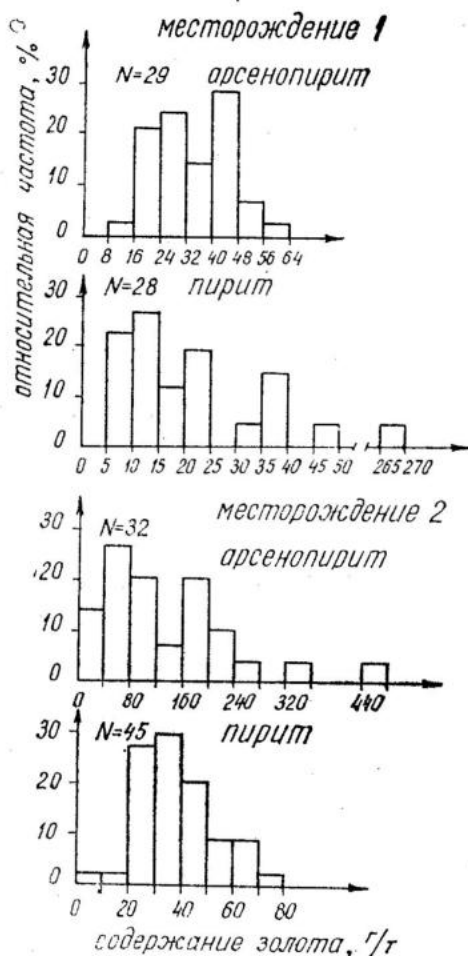


Рис. 1. Распределение содержаний золота в монокристаллах сульфидов по данным нейтронно-активационного анализа

ной руды (по одному штучу из каждого месторождения) были выделены и отобраны под бинокулярным микроскопом хорошо ограненные кристаллы пирита и арсенопирита, которые исследовались на золото нейтронно-активационным методом. Всего были сделаны четыре серии определений золота в кристаллах сульфидов (по две для пирита и арсенопирита), причем количество определений в каждой серии составляло от 28 до 45. Для исследования выбирались кристаллы близких размеров и одинаковой формы. При изучении монтированных шлифов под микроскопом включений самородного золота в сульфидах не обнаружено. Результаты анализа показали (рис. 1) относительно-

но равномерное распределение содержаний золота. Коэффициент равномерности распределения (q), рекомендуемый В. В. Могаровским (1962) в качестве удобного показателя степени равномерности распределения химических элементов¹, изменялся от 0,6 до 0,8. Разброс значений содержаний в большинстве случаев не превышал одного порядка и лишь в более золотоносном арсенопирите месторождения 2 крайние значения содержаний превысили два порядка (1—460 г/т). В кристаллах пирита месторождения 1 содержания золота составили 5—60 г/т и только в одном кристалле — 270 г/т². Наибольшая однородность содержаний отмечалась для изометрических (псевдодипирамидальных) кристаллов арсенопирита месторождения 1 (13—60 г/т) и пирита месторождения 2 (8—73 г/т). Обработка аналитических данных методами математической статистики (Беус и др., 1965) показала соответствие распределения частных содержаний золота в отдельных кристаллах логнормальному и нормальному законам (табл. 1, 2) что не противоречит модели отложения дисперсного золота в сульфидах в процессе их совместной кристаллизации. Большой разброс содержаний в кристаллах более золотоносного игольчатого арсенопирита месторождения 2 можно объяснить неравномерным захватом коллоидального золота кристаллами арсенопирита в условиях быстрой кристаллизации.

Для изучения распределения золота в сульфидах в целом по месторождениям были проанализированы химическим и атомно-абсорбционным методами 320 мономинеральных проб пирита и арсенопирита весом от 50 мг до 1—2 г и чистотой не ниже 90—95%. Результаты анализа показали относительно равномерное распределение золота в сульфидах (рис. 2). Коэффициент q в большинстве случаев менялся от 0,5 до 0,55 и только в пирите месторождения 1 снижался до 0,4 (неравномерное распределение), что хорошо коррелирует с возрастанием в этом пирите роли относительно более крупного золота, извлекаемого при цианировании. Дисперсия содержания золота в сульфидах обоих месторождений превышала два порядка. В пирите месторождений 1 и 2 колебания содержаний золота составляли 1—111 и 3—225 г/т при модальных значениях, равных соответственно 1—10 и 20—40 г/т. В арсенопирите месторождений 1 и 2 содержания золота равнялись 3—1307 и 11—966 г/т при модальных значениях 30—60 и 100—200 г/т. Распределение содержаний в сульфидах соответствует логнормальному закону или является близким к нему (см. табл. 2). Большой интерес представляет более высокая концентрация (в среднем в 5 раз) золота в арсенопирите по сравнению с пиритом, которая подтверждается также данными содержаний в этих сульфидах из одних и тех же проб (рис. 3). Анализ полученных результатов с учетом места отбора проб позволил выявить определенную тенденцию в изменении золотоносности сульфидов, выражающуюся в последовательном ее уменьшении по мере удаления от наиболее богатых участков рудных тел. Особенно контрастно эта закономерность проявлена на месторождении 1, где изменение концентрации золота в сульфидах сочетается с изменением морфологии и размеров сульфидных выделений, а также количественных соотношений пирита и арсенопирита в сторону последовательного уменьшения содержаний арсенопирита с возрастанием относительной роли пирита в бедных частях рудных тел. Данные анализов 160 монофракций пирита из месторождения 1 показали следующее. В богатых

¹ Коэффициент q изменяется от 0 до 1.

² При проверке закона распределения проба с аномальным содержанием (270 г/т) не учитывалась.

Таблица 1

Статистические оценки асимметрии и эксцесса распределения содержания золота в кристаллах сульфидов из отдельных проб

Место- рождение	Минерал	Число анали- зов	Колебания содержания золота, г/т	Соответствие распределения					
				нормальному закону			логнормальному закону		
				A	E	$\left \frac{A}{\sqrt{\frac{6}{N}}} \right $	$\left \frac{E}{2\sqrt{\frac{6}{N}}} \right $	A _{lg}	$\left \frac{A_{lg}}{\sqrt{\frac{6}{N}}} \right $
1	Пирит Арсенопирит*	27 29	5—50 13—60	0,816 —0,0003	—0,694 —1,93	1,70 0,0005	0,72 2,12	—0,235	0,760 не проверялось
2	Пирит* Арсенопирит	45 32	8—73 1—160	0,336 1,117	—0,472 30,7	0,92 2,53	0,64 35	—0,492 0,125	1,750 3,580
									1,35 0,283
									2,39 4,10

*Соответствие нормальному закону распределения.

Таблица 2

Статистические критерии распределения содержаний золота в мономинеральных пробах сульфидов
(соответствие логнормальному закону)

Место- рождение	Минерал	Число анализов	Колебания содержа- ний золота, г/т	Alg	Eig	$\left \frac{Alg}{\sqrt{\frac{6}{N}}} \right $	$\left \frac{Eig}{2\sqrt{\frac{6}{N}}} \right $	χ^2 , 5%	
								вычислен- ные	табличные
1	Пирит Арсенопирит	133 62	1-111 3-1307	-0,069 0,227	-1,242 0,179	0,32 0,73	2,93 -0,29	18,2 5,1	20,0 22,1
2	Пирит Арсенопирит	72 50	3-225 11-996	-0,453 -0,406	-0,577 -0,429	1,56 1,16	1,0 0,61	15,7 12,0	17,7 17,7

Примечание. Условия соответствия распределения содержаний логнормальному закону

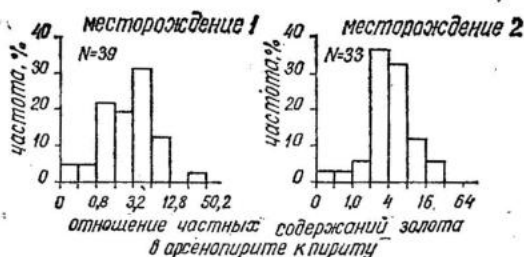
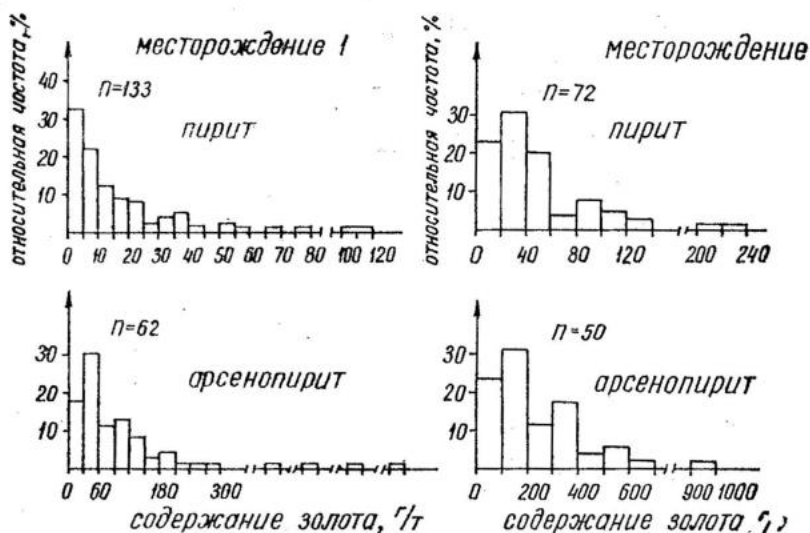
$$1) \left| \frac{Alg}{\sqrt{\frac{6}{N}}} \right| \leq 3, \quad \left| \frac{Eig}{2\sqrt{\frac{6}{N}}} \right| \leq 3 \quad 2) \chi^2 \text{ вычисленное} > \chi^2 \text{ табличное}$$

Условия соответствия распределения содержаний нормальному закону

$$\left| \frac{A}{\sqrt{\frac{6}{N}}} \right| \leq 3, \quad \left| \frac{E}{2\sqrt{\frac{6}{N}}} \right| \leq 3;$$

В случае соответствия распределения обоим законам принимается тот, для которого меньше асимметрия.

рудах с максимальным развитием пылевидного и тонкоигольчатого арсенопирита содержание золота в 28 пробах пирита составляло от 12 до 78 г/т и в среднем — 39 г/т (рис. 4). В более широких контурах рядовых руд с заметным преобладанием пирита над арсенопиритом концентрация золота в пирите изменялась от 3 до 36 г/т, составляя в среднем 14 г/т. В бедных рудах, распространенных в слабоминерализован-



ных участках с резким преобладанием пирита над арсенопиритом, представленным сравнительно более крупной и изометричной разновидностью, отмечалось дальнейшее понижение концентрации золота, которая по данным 76 проб менялась от 0,3 до 12 г/т и в среднем равнялась всего лишь 3 г/т. Наиболее золотоносные пириты из богатых участков рудных тел представлены преимущественно кристаллами сложной комбинированной формы и пентагон-додэкаэдрами, в то время как для слабозолотоносных пиритов из бедных участков характерны кристаллы кубической формы.

Не менее отчетливая зависимость золотоносности от морфологии кристаллов, а, следовательно, и от условий их образования наблюда-

лась и для арсенопирита. В арсенопирите игольчатой разновидности, характерной для наиболее минерализованных и богатых участков рудных зон, среднее содержание золота составляло 161 г/т по 38 пробам, а в изометричном арсенопирите, развитом преимущественно в менее минерализованных участках и образовавшемся, очевидно, из менее пересыщенных растворов, — всего 36 г/т по 22 пробам. Преобладающее

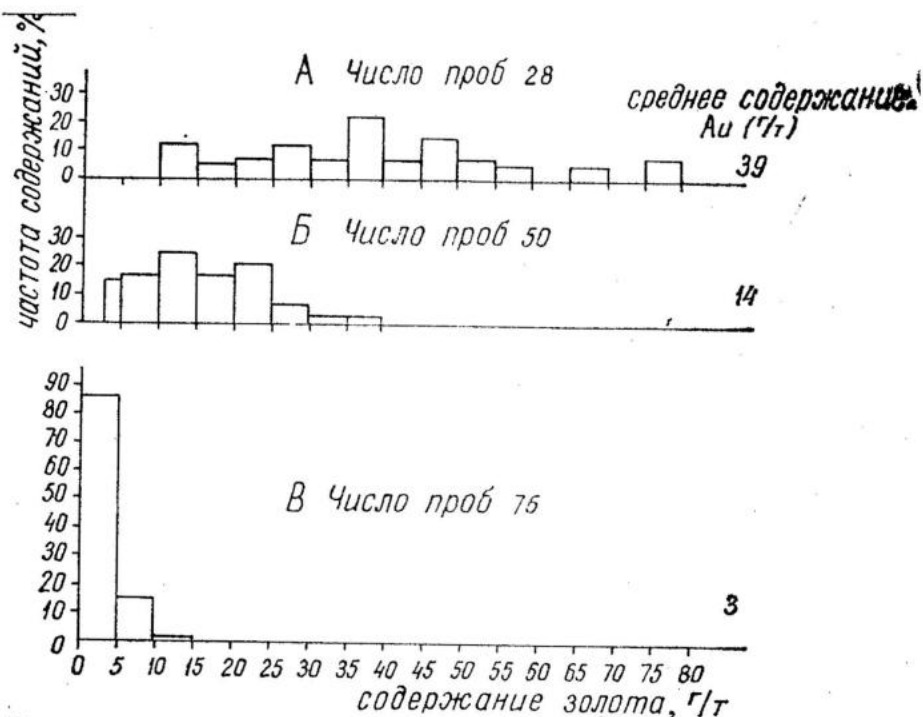


Рис. 4. Распределение содержаний золота в монопробах пирита месторождения I из богатых (А), рядовых (Б) и бедных (В) участков рудных зон

влияние степени пересыщенности рудоотлагающих растворов на морфологию и золотоносность сульфидов подтверждается и зависимостью содержаний золота в сульфидах от величины их зерен. На обоих месторождениях участки с более тонкой сульфидной минерализацией оказываются наиболее золотоносными. Следует, однако, отметить, что прямой зависимости между золотоносностью сульфидов и морфологическими особенностями их выделений не наблюдается. Вероятно, связь эта является косвенной, выражающейся в том, что соответствующие формы выделения более золотоносных сульфидов возникали в условиях, наиболее благоприятных для отложения золота.

С генетических позиций полученные данные о статистически однородном и закономерном изменении содержаний золота в сульфидах изученных месторождений находятся в наибольшем соответствии с представлением о формировании основной части золота в процессе совместной кристаллизации с сульфидами на ранней стадии рудообразования. Среди различных факторов, влияющих на распределение золота в сульфидах, важнейшее значение имело изменение степени пересыщения растворов по мере движения их в стороны от основных путей

циркуляции. О сингенетичном отложении золота в сульфидах свидетельствует также постоянно повышенная золотоносность арсенопирита по сравнению с парагенным с ним пиритом, которая не находит удовлетворительного объяснения с позиции избирательного отложения позднего золота на ранних сульфидах.

ЛИТЕРАТУРА

Беус А. А., Григорян С. В., Ойзерман М. Т. и др. Руководство по предварительной математической обработке геохимической информации при поисковых работах. М., «Недра», 1965.

Гаврилов А. М., Делицин Л. М. Некоторые экспериментальные данные о воздействии золотоносных растворов на арсенопирит и пирит в гидротермальных условиях. Труды ЦНИГРИ, вып. 112, 1974, с. 106—111.

Могаровский В. В. О количественной характеристике степени равномерности распределения химических элементов в природных объектах. «Геохимия», 1962, № 2, с. 181—183.

Петровская Н. В. Самородное золото. М., «Наука», 1973.

Ю. С. Берман, Б. Г. Вашадзе, Г. С. Коринтели

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОЛОТА И СЕРЕБРА В РУДАХ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЮЖНОЙ ГРУЗИИ

Отдельные полиметаллические месторождения Южной Грузии могут представлять интерес как источник благородных металлов (Твалчрелидзе, 1959 г; Гелейшвили и др., 1979), поэтому изучение минеральных форм золота и серебра в них и связей между благородными и цветными металлами важно как для понимания процесса рудообразования, так и для совершенствования технологических схем извлечения с целью комплексного использования этих руд.

Рассматриваемое месторождение расположено в вулканогенно-осадочных верхнемеловых породах кислого и среднего состава, интенсивно хлоритизированных, гидрослюдизированных и пиритизированных в процессе гидротермального предрудного метасоматоза. Геолого-структурное положение объекта, характер гидротермального изменения вмещающих пород и общий минеральный состав рудных тел рассмотрены в работе Т. Г. Зулиашвили и др. (1979 г.). Рудные тела представлены кварц—хлорит—сульфидными жилами мощностью до 2,5 м и жильными зонами, состоящими из 2—3 крутопадающих жил и серии оперяющих и сопутствующих прожилков кварцевого, хлорит—кварц—сульфидного и мономинерального сфалеритового, галенитового и халькопиритового состава. В пределах наиболее крупных зон встречаются и пологопадающие жилы и прожилки. Контуры рудной зоны определяются в основном по данным опробования, но в целом жильные зоны контролируются разломами, сопровождающимися брекчиями и глинками трения. Основная масса рудных тел приурочена к горизонту литокристаллокластических туфов, туфолов и лав андезито-дацитового состава и часто экранируется туфогенно-осадочными породами, межпластовыми пологопадающими нарушениями или крутопадающими дорудными дай-

ками трахиандезитов и андезито-дацитов. Жильные зоны, так же как и отдельные жилы внутри них, смещены пострудными поперечными нарушениями.

Рудные тела сложены в основном кварцем, железисто-магнезиальным хлоритом, в меньшей степени гидрослюдой, серицитом, кальцитом и редко монтмориллонитом, гипсом. Из рудных минералов распространены сфалерит, галенит, в меньшем количестве халькопирит, пирит; спорадически встречаются марказит, самородное золото, аргентит, блеклая руда, петцит, алтант, тетрадимит¹. Окисление руд крайне незначительное, и, как показывают фазовые анализы на цинк, свинец, медь объединенной малой технологической пробы, вторичные минералы цинка и свинца (сульфаты и карбонаты) составляют соответственно 0,5 и 2,2, а вторичные медные минералы — 2,6% отн.

Рудообразование происходило в три стадии: ранняя кварц-пиритовая, затем кварц-полиметаллическая (с самородным золотом и минералами серебра), и завершающая стадия халцедоновидного и амethystовидного кварца. К пострудной минерализации относятся редкие карбонатные прожилки.

В кварц-полиметаллическую стадию сформировались три минеральные ассоциации: ранняя преимущественно сфалеритовая, с незначительным количеством галенита и халькопирита, сфалерит-галенитовая, и поздняя халькопиритовая. При этом намечается фаціальная зональность, заключающаяся в увеличении роли позднего халькопирита в пределах оруденелой полосы с юго-востока на северо-запад. Текстуры руд друзовидные, брекчиевые, колломорфно-полосчатые, в существенно сульфидных частях жил — массивные. Характерно обилие в жилах открытых полостей, частично заполненных друзами мелких кристаллов кварца.

Отложение основного количества самородного золота и минералов серебра происходило наиболее близко по времени с галенитом. Аргентит встречается в сростках и прожилках с галенитом, иногда корродирующих сфалерит, или в виде интерстициальных выделений в кварце. Величина его выделений не более 0,1 мм. Блеклая руда (теннантит?) тяготеет к прожилкам позднего халькопирита, а также присутствует в галените в виде мелких (сотые—тысячные доли миллиметра) выделений, локализующихся по периферии зерен. Единичные идиоморфные обособления петцита также обнаружены в галените. Золото практически отмечалось почти во всех основных рудных минералах: сфалерите, галените, халькопирите, а также обнаружено в кварце, хлорите и гидрослюдах. Размеры золотин колеблются от тысячных до первых десятых долей миллиметра. Наиболее крупные выделения встречаются в жильных минералах, наиболее мелкие — в халькопирите и пирите. Форма их комковидная, жилковидно-пластинчатая, пленочная, интерстициальная, реже встречаются изометричные кристаллы. Последние обнаружены в халькопирите, галените (рис. 1) и кварце. Пробность золотин колеблется по данным атомно-абсорбционного и оптического методов от 675 до 880, в среднем составляя 837.

О формах нахождения золота и серебра в руде можно судить по результатам фазового анализа объединенной малой технологической пробы (табл. 1). Основная масса золота находится в самородном состоянии, заключена главным образом в нерудных минералах и высвобождается при измельчении руды. Подавляющая часть серебра пред-

¹ По данным Т. Г. Зуляшвили и др. (1979 г.); нами не обнаружен.

Таблица 1

**Формы нахождения золота и серебра в полиметаллической руде
(по данным фазового анализа)**

Формы нахождения золота и серебра	Золото, % отн.	Серебро, % отн.
Хлоридная	не обн.	не обн.
Самородные (серебро, кюстелит, электрум, золото — свободные, амальгамируемые)	66,2	0,8
Минералы серебра и самородное золото в сростках с сульфидами и кварцем — цианируемые	33,8	55,7
Минералы серебра и самородное золото в сростках с сульфидами и кварцем, покрытые пленками гидрокислов Fe и Mn, — цианируемые после хлоридной обработки	не обн.	41,8
Минералы серебра и самородное золото, тонкодиспергированные в сульфидах, и изоморфное серебро в сульфидах полиметаллов	не обн.	1,7
Золото и минералы серебра, тонкодиспергированные в кварце (нераскрытые)	не обн.	не обн.

Анализировалась малая технологическая объединенная проба, измельченная до — 0,074 мм. Анализ проведен Т. М. Калашниковой (ЦНИГРИ).

Таблица 2

Формы нахождения серебра в галените (по данным фазового анализа)

Формы нахождения серебра, % отн.	Номер месторождения и пробы		
	I		II
	1350	15	16
Хлоридная (кераргирит)	0,07	0,05	0,01
Изоморфная	20,31	8,61	3,05
Сульфидные (аргентит, сульфосоли серебра)	56,22	51,79	66,94
Сульфидные и теллуридные (блеклая руда, петцит)	15,60	32,96	24,23
Самородные (серебро, кюстелит, электрум, золото)	7,80	6,59	5,77
Исходное содержание серебра, усл. ед.	60	200	570

Анализ выполнен Н. В. Шведовой (ЦНИГРИ).

ставлена сульфидными формами, лишь его незначительное количество (0,8% отн.) в рудах связано с самородными соединениями.

Широкое колебание содержаний благородных металлов в сульфидах (рис. 2) отражает наложенный характер процесса накопления и косвенно показывает, что золото и серебро представлены микровключениями собственных минералов, как это и характерно для большинства близповерхностных золото-серебряных месторождений (Берман, 1979). Присутствие повышенных содержаний золота и серебра в сульфидах тесно связано с принадлежностью последних к определенной минеральной ассоциации и прямо согласуется с повышением содержаний этих элементов в рудах. Поэтому наибольшие содержания золота свойственны галенитам, а серебра — галенитам и халькопиритам, за счет блеклых руд, чаще возникающих на контакте с последним. Постоянное присутствие высоких содержаний серебра в галенитах, при сравнительно ма-

лой дисперсии содержаний, потребовало проверки возможности изоморфного вхождения серебра в галениты, тем более что при их микроскопическом изучении микровключения серебряных минералов отмечались крайне редко. Были проведены три фазовых анализа на серебро мономинеральных галенитов (два из рассматриваемого месторождения и один из подобного, также расположенного в Южной Грузии) по известной методике М. И. Тимербулатовой и А. А. Антипиной (1973).

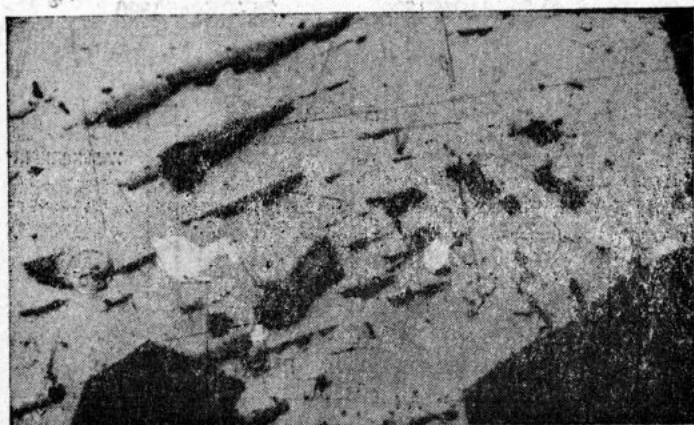


Рис. 1. а) Кристалл золота (светлое) в халькопирите (темное). Размер $0,003 \times 0,008$ мм. Полированный шлиф.
б) Изометричные и неправильные выделения золота (светлое) в галените (темное). Размер наибольшего выделения золота $0,05 \times 0,125$ мм

Результаты анализа (табл. 2) показали, что доля изоморфного серебра обратно пропорциональна его валовому содержанию в галенитах, но в целом не превышает 21%. отн. Самородные формы серебра, установленные в галенитах по фазовым анализам, по-видимому, обеспечиваются серебром, входящим в самородное золото. Количество его вполне достаточно, если исходить из среднего содержания золота в галенитах (см. рис. 2) и его пробности. Основное серебро представлено сульфидными соединениями, часто локализующимися в виде субмикроскопиче-

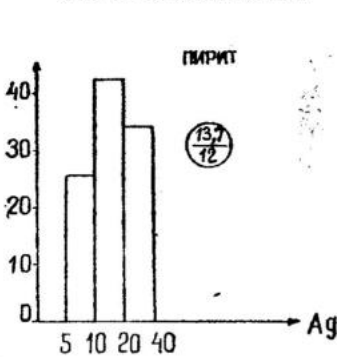
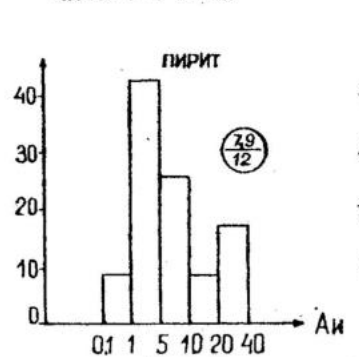
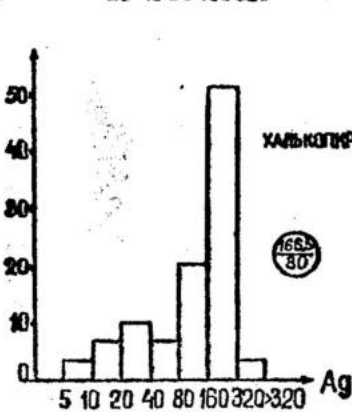
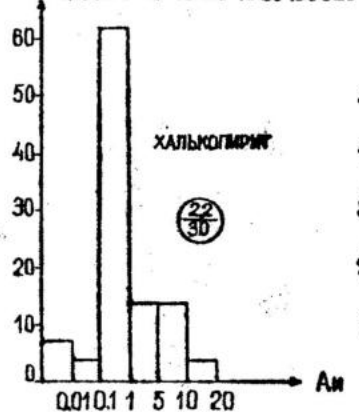
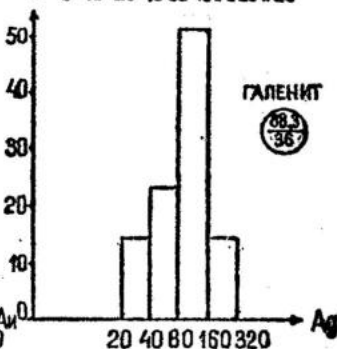
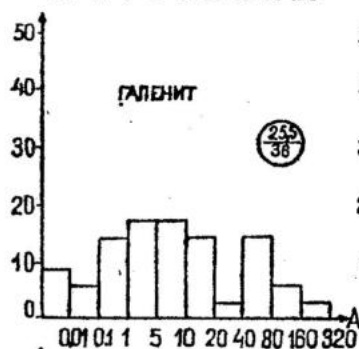
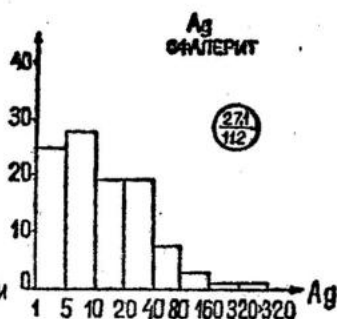
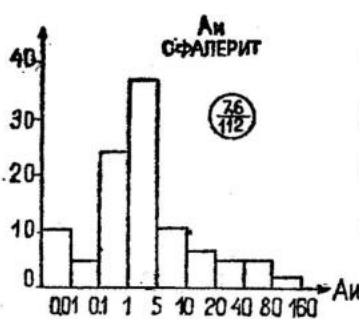


Рис. 2. Гистограммы распределения содержаний золота и серебра в основных рудных минералах полиметаллического месторождения по данным атомно-абсорбционной спектрофотометрии. По оси абсцисс — классы содержаний, в усл. ед.; по оси ординат — частота встречаемости, в % отн. В кружке: числитель — среднеарифметическое содержание, в усл. ед.; знаменатель — число проанализированных проб

ских выделений (Берман и др., 1978), размер которых выходит за пределы разрешающей способности обычных оптических микроскопов.

Косвенно о присутствии включений сульфосолей серебра и сурьмы, серебра и висмута можно также судить по данным спектральных анализов мономинеральных фракций сульфидов (рис. 3). В галените отмечается повышенное содержание этих элементов при полном отсутствии мышьяка. Висмут обнаружен и в сфалеритах, что, вероятно, обусловлено включениями галенита. Некоторое несоответствие в соотношении содержаний серебра в галените и халькопирите по данным количественного атомно-абсорбционного и полуколичественного спектрального анализов (см. рис. 2, 3) связано не только с точностью определений эти-

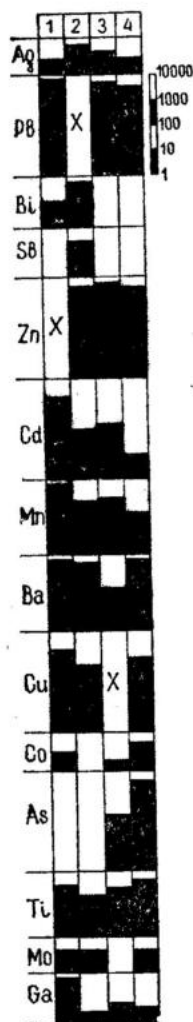


Рис. 3. Содержания (в усл. ед.) рудогенных элементов-примесей в основных рудных минералах полиметаллического месторождения по данным полуколичественного спектрального анализа; масштаб логарифмический: 1 — сфалерит (56 проб); 2 — галенит (15 проб); 3 — халькопирит (7 проб); 4 — пирит (5 проб); x — основной минералообразующий элемент

ми методами, но и с неравномерностью распределения серебра, представленного включениями собственных минералов.

Степень связи между благородными и цветными металлами можно косвенно определить на основании рассмотрения их корреляционных взаимоотношений в рудах. По результатам пробирных анализов руд на

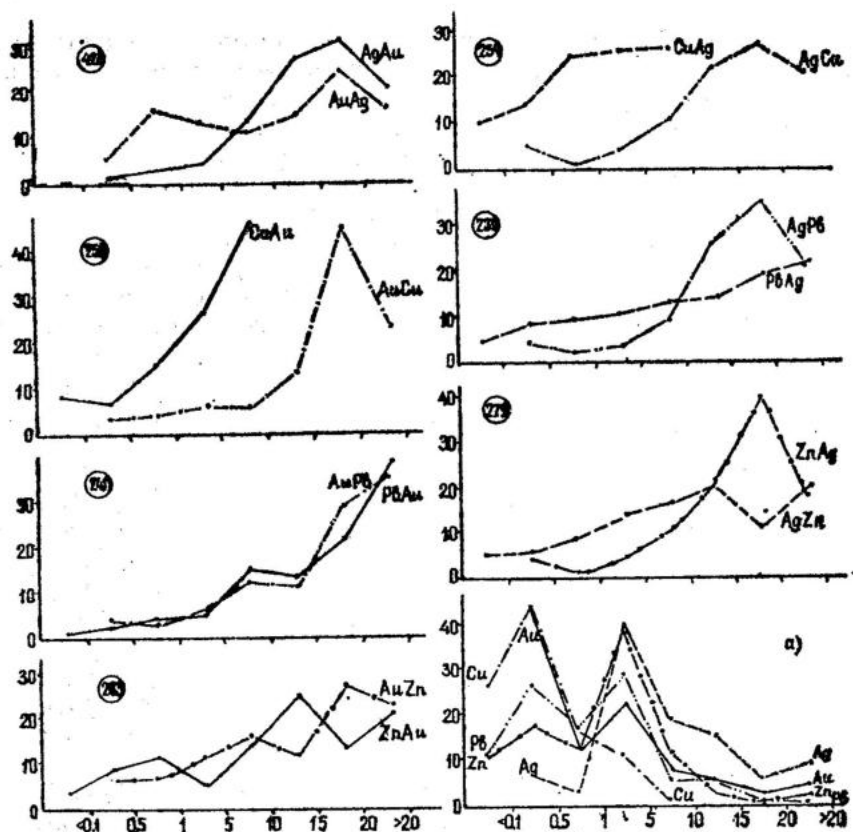


Рис. 4. Графики относительной зависимости содержаний благородных и цветных металлов в рудах полиметаллического месторождения. По оси абсцисс — классы содержаний, в усл. ед.; по оси ординат — средние содержания одного из элементов (AgAu—Ag, первый элемент) в классах содержания другого (Au, второй элемент), в % отн. В кружке количество проб.

а) Гистограммы распределения проб (в % отн.) в определенных классах содержаний элементов (в усл. ед.)

золото и серебро и химических анализов на свинец, цинк, медь были построены графики парной корреляции средних содержаний одного элемента в определенных классах содержаний другого коррелируемого элемента и наоборот (рис. 4). По положению ломаных линий и степени их соответствия друг другу можно судить о наличии или отсутствии корреляционной зависимости в определенных классах содержаний. О взаимозависимости элементов частично можно получить информацию по графикам частот накопления проб, содержащих анализируемые элемен-

ты (рис. 4, а). Судя по графикам, прямая положительная корреляция между золотом и серебром в рудах четко прослеживается, начиная с определенных содержаний — на уровне 5 усл. ед. и более. Пути накопления золота и серебра при малых их содержаниях в измененных породах и бедных рудах отличаются от таковых в относительно богатых рудах. Во-первых, кларк серебра в породах в среднем почти на 1,5 порядка выше, чем золота, во-вторых, низкие содержания серебра при предрудных метасоматических преобразованиях пород могут обеспечиваться за счет серебра в новообразованных жильных минералах и, в третьих, серебро мигрирует в околожильное пространство при формировании жил несравненно интенсивнее, чем золото. Поэтому отношение золота и серебра в относительно богатых рудных телах составляет 1:1,5, в то время как в бедных рудах — 1:19 (прежде всего за счет резкого падения содержаний золота).

Устойчива положительная связь между золотом и медью в пределах относительно богатых руд, но отмечается полное отсутствие связи между этими элементами в бедных рудах. При этом в пробах с резко повышенными содержаниями золота, аномальными в целом для объекта (см. рис. 4), не фиксируется связи с медью, возможно, ввиду отсутствия высоких содержаний меди. Тесная положительная корреляция характерна для золота и свинца, что подтверждается и минералогическими наблюдениями. Несмотря на близость формирования минералов свинца и цинка, связь между золотом и цинком отсутствует, так как основная масса сфалерита все-таки отлагалась ранее сфалерит-галенитовой ассоциации.

Более сложны взаимоотношения между серебром и цветными металлами. С медью прямая корреляционная связь отчетливо прослеживается лишь в определенных «средних» классах содержаний меди. Несмотря на наличие положительной связи между серебром и свинцом, серебром и цинком в рудах с резким преобладанием полиметаллов пропорционального увеличения серебра не происходит, что, по-видимому, обусловлено наличием сульфидов серебра, локализованных в жильных минералах.

Некоторый сдвиг начала ломаных линий, характерный для всех графиков, объясняется разным нижним порогом чувствительности пробирных и химических анализов.

Были подсчитаны коэффициенты парной корреляции между золотом, серебром, медью, свинцом и цинком отдельно в относительно богатых и бедных рудах, а также в рудных телах в целом (табл. 3). Оконтурирование руд проводилось по золоту и серебру, поэтому отдельные пробы, богатые цветными, но бедные благородными металлами, попадали в разряд бедных. Распределение названных элементов приближается к логнормальному. В пределах относительно богатых контуров рудных тел была установлена значимая положительная корреляция между золотом и серебром, а также золотом и медью, золотом и свинцом при отсутствии связи с цинком. При низких содержаниях золота и серебра корреляционная связь между золотом и остальными рассматриваемыми элементами отсутствует. Серебро имеет значимую положительную связь с цветными металлами как в относительно богатых, так и в бедных рудах. При изучении парной взаимосвязи между элементами в пределах рудных тел в целом выявляется значимая положительная корреляция для тех же элементов, что и в пределах контуров относительно богатых руд.

Коэффициенты парных корреляций благородных и цветных металлов в рудах полиметаллического месторождения

относительно богатые

	Au	Ag	Cu	Pb	Zn
Au		0,31	0,33	0,38	0,07
Ag	0,17		0,54	0,52	0,46
Cu	0,07	0,37		0,51	0,16
Pb	0,09	0,29	0,53		0,41
Zn	0,18	0,44	0,59	0,60	

в руде в целом

	Au	Ag	Cu	Pb	Zn
Au		0,47	0,35	0,50	0,25
Ag			0,45	0,45	0,47
Cu				0,57	0,30
Pb					0,48
Zn					

бедные

Количество проб, участвующих в подсчете разных пар элементов, то же, что и на рис. 4.

Таким образом, всесторонний анализ данных по минералогии и геохимии золота и серебра в полиметаллических рудах показывает одноэтапность процесса формирования рассматриваемого месторождения благородных и цветных металлов. Основные минералы серебра, самородное золото и сульфиды полиметаллов выделялись в пределах единой кварц-полиметаллической стадии.

ЛИТЕРАТУРА

Берман Ю. С. Серебро и золото в сульфидах полиметаллов близповерхностных золото-серебряных месторождений. «Колыма», 1979, № 5, с. 31—37.

Берман Ю. С., Сандомирская С. М., Фридман И. Д., Шведова Н. В. О формах нахождения серебра в галенитах из месторождения золото-серебряной формации. Труды ЦНИГРИ, вып. 135, 1978, с. 58—64.

Гелейшвили В. И., Салия Д. Г., Джапаридзе Г. А., Квициани А. А. Закономерности локализации золота в рудах и гидротермальных метасоматитах Южной Грузии. Труды КИМС, вып. 21, 1979, с. 111—114.

Тиммербулатова М. И., Антипина А. А. Разработка методики химического фазового анализа серебра в галените. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., 1973, № 4, с. 84—86.

Л. С. Шер, Г. А. Дадаян

МИНЕРАЛОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРМЕНИИ КАК ОСНОВА ИХ ТИПИЗАЦИИ НА СТАДИИ ОБЩИХ ПОИСКОВ

Для прогнозирования и правильного выбора направления поисково-разведочных работ на стадии поисков месторождений полезных ископаемых в пределах отдельного района необходимо отчетливо пред-

ставлять металлогенические особенности провинции в целом. В Закавказье в результате активного альпийского тектогенеза близко по времени и часто с наложением в пространстве формировалось оруденение различных промышленно-генетических типов, среди которых основными являются золоторудный, колчеданно-полиметаллический, медноколчеданный и медно-порфировый. При поисках необходимость получения данных о типе предполагаемой минерализации требует проведения предварительной систематики прогнозируемых объектов, которая, в свою очередь, основывается на комплексе минералого-геохимических признаков, характерных для месторождений различных промышленно-генетических типов. Рассмотрим эти признаки на примере типовых месторождений Армении.

Золоторудные месторождения. Известные золоторудные месторождения Закавказья, изучавшиеся Ш. О. Амиряном, В. О. Пароникяном, Г. О. Пиджяном, А. С. Фарамазяном и П. С. Бернштейном, близки между собой по минеральному составу. Основные рудные минералы представлены пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, блеклыми рудами. Характерной особенностью является постоянное присутствие теллуридов висмута, свинца, меди, никеля, золота и серебра, значительное количество которых позволило некоторым исследователям выделить золото-сульфидно-теллуридовую формацию (Пиджанин и др., 1980). Столь же характерно наличие минералов висмута (висмутит, айкинит, эмплектит) и видимого самородного золота. Отмечаются единичные находки аргентита и самородного серебра. Содержание сульфидов в рудных телах рассматриваемых месторождений весьма непостоянно — от 1—3 до 80% на отдельных участках; в среднем оно составляет 10—15%. Количественные соотношения в рудах основных элементов (меди, цинка и свинца) изменчивы: при меди, приведенной к единице, эти соотношения составляют 1:1 — 6:0,3—2.

Одной из характерных особенностей, присущих большинству золоторудных месторождений, в том числе и Закавказья, являются крайне неравномерное распределение и резкие колебания содержаний золота и серебра, предел изменения которых может составлять два и даже три порядка. Золотоносность руд обусловлена, главным образом, наличием «свободного» видимого золота. Меньшее значение имеют тонковкрапленное; связанное с сульфидами золото и теллуриды. Золото ассоциирует со всеми минералами — кварцем, пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, сфалеритом, блеклыми рудами, галенитом и теллуридами. Распределение его в рудах и в отдельных минералах (по данным Ш. О. Амиряна) крайне неравномерное.

Проба самородного золота относительно постоянная, в среднем высокая (850—900), с небольшими колебаниями (800—950). Золото имеет высокую пробу не только в ассоциации с теллуридами, но и в сростаниях с кварцем и сульфидами, причем и на месторождениях, где теллуриды не играют значительной роли. По-видимому, в данном случае высокая проба золота и ее малая дисперсия характерны для золоторудных месторождений региона в целом и могут служить косвенным показателем рудоотложения в условиях закрытой системы. Среди элементов-примесей (по данным И. П. Ланцева, ЦНИГРИ) в самородном золоте присутствуют мышьяк, висмут, медь, свинец, теллур, железо и ртуть; не встречено сурьмы, характерной для близповерхностных месторождений золото-серебряного типа.

Отношение Ag/Au в рудах золоторудных месторождений Закавказья составляет в среднем 1—5 и с увеличением концентрации золота закономерно уменьшается. При минимальных содержаниях золота,

не типичных для золоторудных месторождений, отношение Ag/Au изменяется от 7 до 20, в среднем составляя 12. При низких концентрациях золота в рудах (но более высоких, чем в предыдущей группе) эта величина снижается в среднем до 7 (при колебаниях — 4—12). При более высоких содержаниях золота, типичных для месторождений этого типа, отношение Ag/Au уменьшается до 1 и менее. Для сравнения следует отметить, что в других регионах в кварцево-жильных относительно высокотемпературных месторождениях средних глубин, где содержания серебра в рудах минимальны, отношение Ag/Au составляет 0,2—1; в золото-серебряных близповерхностных месторождениях с повышенным количеством серебряных минералов в рудах этот показатель возрастает в среднем до 10—20 и более.

Минералого-геохимические особенности золотого оруденения рассмотренного выше типа, которые могут быть использованы для типизации рудопроявлений на стадии поисков, сводятся к следующему: а) присутствие разнообразных видов теллуридов, арсенопирита и висмутовых минералов; б) изменчивые соотношения в рудах содержаний меди, цинка и свинца; в) неравномерность распределения, резкие колебания и относительно высокие средние содержания золота и серебра в рудах и в отдельных минералах; г) высокая проба золота (850—950) малая дисперсия ее значений; д) преобладание «свободного» золота; е) отношение Ag/Au в среднем составляет 1—5.

Колчеданно-полиметаллические месторождения. Среди них рассматривается наиболее типичное, руды которого характеризуются большим разнообразием минеральных видов. Группу основных рудных минералов составляют пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды и борнит. Широко представлен комплекс серебросодержащих минералов, включающий сульфиды серебра (аргентит, ялпайт, штрмейерит), сульфоантимониды и сульфоарсениды серебра и меди (пирсит, полибазит, стефанит) (Пароникян, 1980). Руды содержат самородные золото и серебро. Следует подчеркнуть отсутствие арсенопирита, висмут- и теллурсодержащих минералов, типоморфных для собственно золотых руд данного региона. Количественные соотношения основных металлов в рудах месторождения характеризуются явным преобладанием цинка над свинцом и медью: при меди, приведенной к единице, $Cu : Zn : Pb = 1 : 3,5 : 1,4$. Распределение в рудах золота и серебра отличается крайней неравномерностью, что связано с составом и особенностями размещения минеральных ассоциаций. Отношение Ag/Au колеблется от 43 до 100, в среднем составляя 66. Золотоносность и сереброносность месторождений этого типа определяются степенью развития поздней ассоциации с блеклыми рудами, галенитом, минералами серебра и золотом. Преобладает тонковкрапленное золото, связанное с сульфидами, и «свободное»; тонкодисперсное «упорное» золото значительной роли не играет.

Минералого-геохимические особенности колчеданно-полиметаллических месторождений сводятся к следующему: а) существенно полиметаллический состав руд; б) присутствие комплекса минералов серебра; в) повышенная сереброносность руд; г) повышенные содержания меди, цинка и свинца с отчетливым преобладанием цинка; д) неравномерность распределения в рудах меди, цинка, свинца, золота и серебра; е) преобладание тонковкрапленного золота; ж) высокий показатель Ag/Au и изменчивость его в широких пределах (40—100).

Медноколчеданные месторождения. Минеральный состав руд месторождений Алаверди, Шамлуг и Кафан, как и большинства место-

рождений этого типа, весьма постоянный. Оруденение представлено кварц-сульфидными жилами, зонами прожилково-вкрапленных и массивных руд. Наиболее широко распространены руды халькопирит-пиритового состава с низкими содержаниями золота и серебра. В рудах, помимо пирита, постоянно присутствуют халькопирит, сфалерит, борнит, в качестве примесей — блеклые руды и галенит. Единичные выделения теллуридов и самородных золота и серебра отмечаются в кварц-карбонат-сфалерит-галенитовой ассоциации более поздней стадии минерализации, которая на месторождениях имеет слабое развитие (Пиджян и др., 1980). Наиболее поздние по времени образования золотоносные минеральные комплексы с теллуридами и самородным видимым золотом известны и на других типичных медноколчеданных месторождениях. Примером могут служить месторождения Южного Урала, связанные, как и в Закавказье, с непрерывной базальт-андезит-дацит-липаритовой продуктивной вулканогенной формацией.

Основная масса золота связана с сульфидами и извлекается в пиритный и медный концентраты. Количественные соотношения основных рудных элементов (меди, цинка и свинца) в медноколчеданных месторождениях вполне определены. Преобладает медь, подчиненное значение имеет цинк, свинец отмечается в минимальном количестве; при меди, приведенной к единице, $Cu : Zn : Pb = 1 : 0,06—0,08 : 0,01—0,02$. Отношение Ag/Au изменяется в пределах 10—80, в среднем составляя 10—30.

Особенности руд медноколчеданных месторождений, имеющие значение на стадии поисков, сводятся к следующему: а) существенно халькопирит-пиритовый состав; б) преобладание меди над цинком; в) минимальные содержания свинца; г) низкие содержания золота и серебра; д) преобладание тонкого золота; е) изменчивость показателя Ag/Au в пределах 10—30.

Медно-молибденовые месторождения. Известные в Закавказье месторождения этого типа представлены штокверками и зонами прожилково-вкрапленных сульфидных руд, для которых характерно (при ведущей роли пирита, халькопирита и молибденита) большое разнообразие минеральных видов. Кроме борнита, сфалерита, галенита и блеклых руд в виде минеральных примесей в рудах установлен широкий спектр висмутовых минералов (висмутин, теллуrowисмутит, эмплектит, айкинит), теллуридов (тетрадимит, гессит, петцит, креннерит), сульфосолей (энаргит, люционит, бурнонит); отмечаются аргентит и самородные висмут, теллур, золото и серебро (Пиджян и др., 1980). Помимо основной, медно-молибденовой ассоциации, в которой содержания золота и серебра низкие, на некоторых месторождениях развита, хотя и в слабой степени, более поздняя собственно золоторудная ассоциация с минералами висмута, теллура и т. д.

Видимое золото из окисленных руд на одном из месторождений этого типа впервые описано Г. О. Пиджяном. А. С. Фарамазяном (1958) оно отмечено в кварц-сфалерит-галенитовой ассоциации с блеклыми рудами и теллуридами. Степень золотоносности месторождений этого типа определяется широтой развития медно-молибденовой минерализации и интенсивностью проявления золото-полисульфидной. Преобладает тонковкрапленное и тонкодисперсное золото, связанное с сульфидами; большая его часть извлекается в медный концентрат, меньшая — в пиритный. Соотношение основных элементов в рудах медно-молибденовых месторождений стабильно. Помимо меди, играющей основную роль, имеет значение молибден; содержания цинка и свинца

минимальны; при меди, приведенной к единице, — $\text{Cu}:\text{Zn}:\text{Pb} = 1:0,00\text{n}:0,00\text{n}$. Отношение Ag/Au составляет 8—15.

Приведенные данные дают возможность выявить следующие минералого-геохимические особенности месторождений различных промышленно-генетических типов.

Минералы висмута характерны для золоторудных и медно-молибденовых месторождений.

Теллуриды, являющиеся признаком наличия поздней золото-теллуридной ассоциации, встречаются почти во всех месторождениях рассматриваемых типов, однако, наиболее широко развиты в золоторудных.

Минералы серебра, свойственные колчеданно-полиметаллическим месторождениям, в золоторудных месторождениях встречаются редко и не характерны для них.

Молибденит является прямым указателем оруденения медно-порфирового типа.

Надежными признаками для типизации золоторудных месторождений являются особенности самородного золота — его состав, элементы-примеси, внутренняя структура, дающие большую информацию об условиях рудоотложения. В рудах месторождений других промышленно-генетических типов несравненно меньшая частота встречаемости видимого золота значительно снижает информативность его признаков.

От золоторудных месторождений к колчеданно-полиметаллическим и далее к медноколчеданным происходит закономерное увеличение роли тонкого золота, связанного с сульфидами, и уменьшение роли «свободного» золота.

Порядок содержаний золота и серебра в рудах, степень равномерности их распределения и отношение Ag/Au также являются сравнимыми показателями для месторождений разных типов. От медно-молибденовых к колчеданным и далее к золоторудным месторождениям содержания золота в среднем постоянно увеличиваются, и возрастает неравномерность его распределения. Максимальные концентрации серебра свойственны колчеданно-полиметаллическим рудам.

Отношение Ag/Au в пределах каждого типа месторождения, несмотря на достаточно широкий интервал колебаний, характеризуется определенной величиной в зависимости от преобладающих типов руд и содержаний золота и серебра. В золоторудных месторождениях оно в среднем составляет 1—6, в медноколчеданных и медно-порфировых изменяется от 10 до 30, в колчеданно-полиметаллических достигает 60—70.

Сведения о содержаниях основных рудных элементов в зонах сульфидной минерализации или в предполагаемых рудопроявлениях также могут помочь в определении типа оруденения. В золоторудных месторождениях существенное значение имеют содержания всех трех элементов. При ведущей роли цинка свинец содержится примерно в равных количествах с медью. Подобные соотношения сохраняются и в колчеданно-полиметаллических рудах, но абсолютные содержания полиметаллов здесь заметно выше, чем в золоторудных месторождениях. В медноколчеданных и медно-молибденовых рудах устойчиво преобладает медь, резко подчиненную роль играет цинк и еще меньшую — свинец.

Таким образом, особенности минерального состава и самородного золота, показатель Ag/Au , содержания золота и серебра, пределы их колебаний и характер распределения, а также соотношения основных рудных элементов могут служить в совокупности призна-

ками формационной систематики рудопоявлений и определения типа оруденения при прогнозно-металлогенических исследованиях и на стадии общих поисков.

ЛИТЕРАТУРА

Пароникян В. О. Количественный минеральный состав полиметаллических руд Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле, 1980, т. 33, № 1, с. 42—49.

Пиджян Г. О., Амирян Ш. О., Карапетян А. И., Фарамазян А. С. Минеральные ассоциации теллуридов в главнейших рудных формациях Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле, 1980, т. 33, № 1, с. 31—41.

Фарамазян А. С. К минералогии полиметаллических руд Каджаранского медно-молибденового месторождения. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол.-геогр. наук, 1958, т. 11, № 6, с. 41—47.

С. С. Давуреченская

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ОКИСЛЕННЫХ СЕРЕБРЯНЫХ РУД НА ОДНОМ ИЗ РУДНЫХ ПОЛЕЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

На изученном рудном поле рассматриваются три месторождения. Главное из них детально изучено (Бростовская и др., 1974; Раевская и др., 1977; Берман, Стружков, 1975; Сахарова, Брызгалов, 1981), по двум другим — первые описания руд выполнены А. И. Калинин, Ю. И. Вишневым и автором статьи. На главном объекте нами проводилось минералогическое картирование окисленных руд, на остальных — диагностика и изучение сереброносности вторичных минералов в связи с изучением вопросов обогатимости руд. Первое из описываемых месторождений относится к золото-серебряной формации, остальные — к серебро-полиметаллической (Константинов и др., 1981).

Месторождение 1 находится в нижне- и верхнемеловых отложениях. Рудные зоны имеют субвертикальное залегание. В строении месторождения 2 принимают участие ранне- и поздне-меловые образования. Рудные зоны располагаются на контактах осадочных и вулканических пород. Месторождение 3 располагается в эффузивных покровных образованиях поздне-мелового возраста.

Месторождения локализуются в области интенсивного проявления неотектоники, которая находит свое отражение в резко расчлененном рельефе с превышениями до 300—500 м, с высокой скоростью эрозии.

Рудные тела представлены жилами выполнения, имеющими сложное строение (с резкими раздувами и пережимами, апофизами), либо минерализованными зонами, состоящими из стволовой жилы, полосы брекчированных пород и метасоматических прожилково-вкрапленных руд, развивающихся преимущественно со стороны висячего бока. Основная часть рудных минералов концентрируется в жилах и прожилках выполнения, хотя по объему жилы уступают метасоматическим рудам. Суммарное содержание сульфидов составляет 1—10%. Наиболее распространены такие минералы как кварц, полево-й шпат, родонит, хлорит, карбонаты, галенит, сфалерит.

В изученных частях месторождений процессы гипергенного преобразования руд проявлены неравномерно и с различной интенсивностью.

Размещение продуктов окисления контролируется проницаемыми тектоническими зонами (А. И. Калинин, И. С. Раевская, В. Ф. Лоскутов, С. С. Двуреченская и др.), например, некоторыми узлами сочленения рудных зон друг с другом и с жилами, а также местами расщепления рудных тел к поверхности на серию мелких швов. Этим объясняется раздув рудной зоны, в котором окисленные руды тесно перемежаются с мелкими участками неизмененных руд на одном и том же гипсометрическом уровне (месторождение 1, рудная зона 1); с глубиной интенсивность окисления резко убывает. Факторами, контролирующими интенсивность гипергенных преобразований, являются концентрация сульфидов и характер их сростаний в первичных рудах, проницаемость, обводненность, расстояние до дневной поверхности, электрохимические условия и т. д. Резкая изменчивость этих факторов в сочетании с вышеупомянутой высокой скоростью физического выветривания приводит к тому, что отдельные подзоны окисления, выделенные С. С. Смирновым (1955), не представлены «в чистом виде».

При картировании к окисленным были отнесены руды, в которых доля вторичных минералов достигает 20% и более. Выявление вторичных минералов в полевых условиях не вызывает особых затруднений, поскольку содержание сульфидов в первичных рудах в среднем достаточно высокое. Часть вторичных минералов можно диагностировать на месте, для других без лабораторных исследований удастся установить только принадлежность к определенному классу химических соединений.

При полевой диагностике минералов учитывались физические свойства и форма минеральных индивидов и агрегатов, характер минеральной ассоциации. К легкодиагностируемым относятся госларит, смитсонит, кальцит, ковеллин, малахит, азурит, тенорит, самородная медь, англезит, церуссит, группа вторичных минералов железа. Трудно распознаются минералы, присутствующие в малых количествах, не имеющие характерных диагностических признаков, либо образующие тонкие смеси с другими минералами, — пироморфит, миметизит, ярозит, биверит, скородит, мелантерит, брошантит.

Для лабораторного изучения отбирались образцы для аншлифов и шлифов в среднем через 10 м по простиранию и через 5 м по мощности рудных зон, а также через 2—5 м по высоте уступа.

При лабораторном изучении для уточнения диагностики минералов, определения их состава и серебронасности был применен комплекс методов, включающий минераграфию, измерения спектров отражения, рентгеновский, микрорентгеноспектральный, термический, лазерный микроспектральный, фазовый, пробирный, атомно-абсорбционный анализы, микродифракцию.

Рассмотрены главные формы нахождения серебра, свинца, цинка, меди, железа и марганца в окисленных рудах (табл. 1) и основные тенденции поведения этих металлов в гипергенном процессе.

Серебро. В качестве критериев гипергенного происхождения минералов серебра использованы их морфология, характер ассоциаций и взаимоотношения с другими минералами (М. С. Сахарова, Ю. С. Берман, С. М. Сандомирская); для них характерны переслаивание с гидроокислами железа, а также размещение на контакте галенита с англезитом. К гипергенным отнесены акантит, самородное серебро, штроемейерит, макинстрит, пираргирит, встречающиеся в прожилках с гидрогетитом, либо образующие концентрические зоны в сферолитовых агрегатах гидроокислов железа (рис. 1) и изолированные включения в псиломелане и пиролюзите.

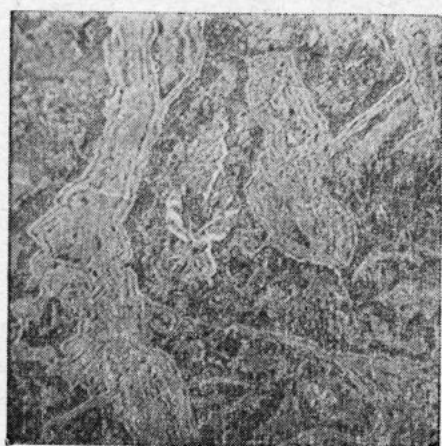
Минеральный состав окисленных руд

Месторождение 1 (по данным Ю. С. Бермана, М. С. Сахаровой, В. В. Крыловой, С. С. Двуреченской)	Месторождение 2 (по данным И. С. Раевской, Ю. И. Вишневого, С. С. Двуреченской)	Месторождение 3 (по данным С. С. Двуреченской)
англезит* пиролюзит псиломелан ярозит гидрогетит госларит плюмбоярозит ковеллин церуссит халькозин малахит азурит гетит гидрогематит биверит мелантерит каламин смитсонит гипс лепидокрокит рансьент бернессит рамсделит халькантит** борнит брошантит массикот самородная медь аморфная гидроокись железа скородит сепиолит** оливинит** самородное серебро акантит пираргирит кераргирит штрмейерит макинстринт** самородное золото ялпаит	англезит церуссит смитсонит ковеллин окислы железа плюмбоярозит каламин окислы марганца халькозин фаматинит** миметизит** пироморфит скородит барит халькантит** акантит самородное серебро пираргирит	англезит ковеллин смитсонит церуссит окислы железа окислы марганца плюмбоярозит госларит малахит азурит фаматинит скородит тенорит халькозин халькантит гипс брошантит каламин акантит самородное серебро штрмейерит пираргирит

* выделены главные минералы, встречающиеся более чем в 50% точек наблюдения, все остальные—второстепенные и редкие

** впервые обнаружены автором

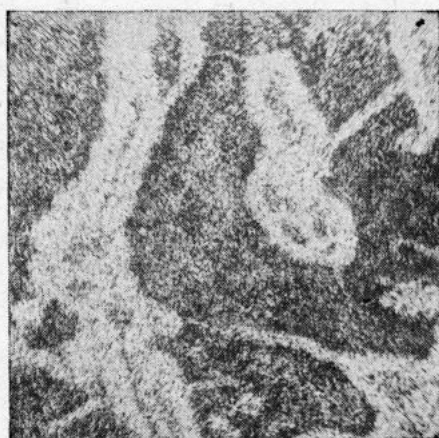
Акантит встречается в окисленных рудах всех трех месторождений. Для этого минерала наиболее характерно нахождение в виде кайм мощностью 0,002—0,4 мм вокруг зерен галенита и прожилков мощностью 0,03 мм в трещинах спайности галенита вместе с англезитом



a



б



в

Рис. 1. Гипергенный акантит (темный) в гидроокислах железа, ув. 400:
a — режим поглощенных электронов; *б, в* — рентгеновское излучение (соответственно AgL_{α} , FeK_{α})

(рис. 2); процесс окисления галенита сопровождается увеличением кайм акантита. В сферолитовых агрегатах гетита акантит образует концентрические зоны, часто в ассоциации с самородным серебром (рис. 3). Нередко выделения акантита встречаются в прожилках гетита с самородным серебром.

Находки вторичного акантита встречаются на глубине до 250 м: он подтвержден данными рентгеноструктурного анализа. Акантит имеет следующий состав (месторождение 1): Ag — 83,1%, S — 14,7%, Fe —

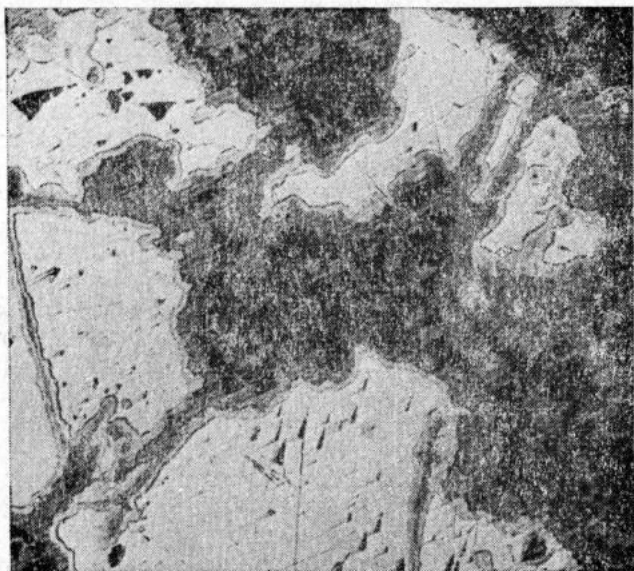


Рис. 2. Вторичный акантит (темный) в виде каймы вокруг зерен галенита (светлый). Полированный шлиф, ув. 200



Рис. 3. Ритмично-зональные образования самородного серебра (светлое), акантита (темное) и окислов железа. Полированный шлиф, ув. 200

0,4%, Mn — 0,3%, Se — 0,2%, As — 0,1%*; (месторождение 2): Ag — 84,89%, S — 12,11%, Fe — 0,32%, As — 0,16%, Se — 0,46%.

Самородное серебро. Гипергенное серебро составляет около 80% от всего самородного серебра в окисленных рудах месторождения 1, на остальных месторождениях все самородное серебро гипергенное. Кроме отмеченных выше сростаний с акантитом и гидроокислами железа и марганца для вторичного серебра характерна ассоциация с вторичными минералами меди, свинца и цинка. Самородное серебро корродирует и замещает сульфосоли серебра.

Форма гипергенного серебра разнообразная, но чаще всего это дендритовидные, ажурные, тонкие пленки и мелкочешуйчатые образования на стенках трещин и пластинки (двойники по 111) относительно крупного размера (от 0,3—0,8 до 10 мм на месторождении 1). По самородному серебру развиваются темно-серые серебряные черни, также оно покрывается тонкими пленками гидроокислов железа, редко марганца. Анализы, выполненные на лазерном микроанализаторе**, показали, что гипергенное серебро, по сравнению с первичным, отличается повышенным содержанием примесей Fe и Mg, что было замечено ранее М. С. Сахаровой (Сахарова, Брызгалов, 1981).

Пираргирит во всех трех месторождениях слагает в галените сложно построенные ветвящиеся прожилки (по трещинам спайности) в тесной ассоциации с гипергенным акантитом и англезитом и чередующиеся колломорфные прослои с гидроокислами железа. Мощность прожилков в среднем составляет 0,02 мм. Состав пираргирита: Ag — 55,3%, Sb — 24,4%, S — 17,7%, Cu — 0,1%, As — 1,5%, Mn — 0,2%, Se — 0,1% (месторождение 2); Ag — 59,55%, Sb — 21,58%, S — 17,21%, Se — 0,45%, Fe — 0,05% (месторождение 1).

Штроемейрит был описан И. С. Раевской на месторождении 1. На месторождении 3 впервые обнаружен и описан автором; он встречается в виде тонкой каймы вокруг галенита в тесной ассоциации с ковеллином и англезитом. Мощность каемок — 0,008—0,01 мм. Состав: Ag — 39,8%, Cu — 32,8%, S — 21,9%, Zn — 0,1%, Mn — 0,2%, Pb — 0,9%.

Макинстриит впервые был обнаружен автором на месторождении 1; встречается обычно в виде кайм вокруг галенита в тесной ассоциации с англезитом и ковеллином, а также по трещинкам спайности мощностью до 0,3 мм. Состав: Ag — 63,68%, Cu — 20,70%, S — 15,18%, Se — 0,05%, Ag — 62,52%, Cu — 20,19%, S — 16,12%, Se — 0,42% (рис. 4). Макинстриит в отраженном свете имеет зеленоватую окраску, очень напоминает этим акантит, по оттенку отличается от эталонного (серого), но спектр отражения соответствует справочному.

Характерной особенностью вторичных минералов серебра является присутствие в них примесей марганца и железа, реже меди и цинка. Не менее характерно наличие примеси серебра в остальных вторичных минералах.

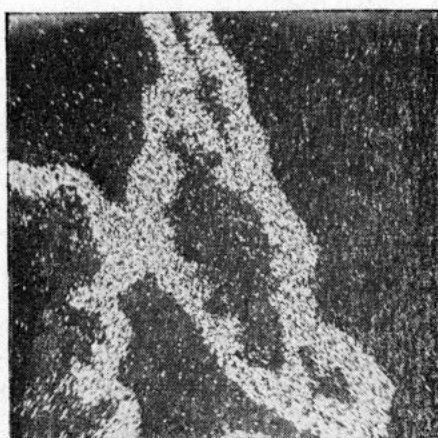
Свинец. Основным гипогенным свинцовым минералом является галенит, значительно реже встречаются буланжерит, бурнонит и овихиит. В зоне окисления галенит замещается англезитом, церусситом, массикотом, миметизитом и пироморфитом.

* Здесь и далее для серебряных минералов приводятся результаты микрорентгеноспектрального анализа, проведенного на приборе «Камебакс» С. М. Сандомирской и А. И. Вишневым (ЦНИГРИ).

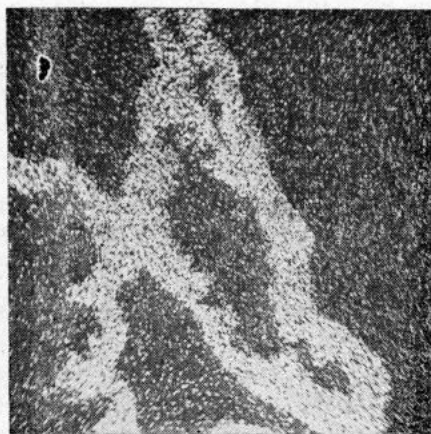
** Микроспектральный лазерный анализ проводился на приборе LMA-10 Н. Г. Коренновой (ЦНИГРИ).



a



б



в

Рис. 4. Гипергенный макинстриит в англезите, ув. 400:
a — режим поглощенных электронов; *б, в* — рентгеновское излучение (соответственно AgL_x , CuK_α)

Англезит повсеместно развит на всех трех месторождениях. Церуссит встречается реже и в меньших количествах. Содержание англезита в самых окисленных участках составляет 22,9% от общего содержания свинца в пробе — 27,9%, церуссита — 2,51% (по результатам фазовых анализов). На месторождениях 2 и 3 количество церуссита несколько увеличивается, общее содержание свинца в технологической пробе из месторождения 2 составляет 3,83%, а англезита — 1,4% и церуссита — 0,48%. В целом для рудного района отношение англезита к церусситу составляет от 3 до 60. Англезит и церуссит образуют плотные землистые выделения скрытокристаллического и аморфного строения, а также каймы вокруг галенита, очень часто чередуясь с окислами железа. В англезите содержатся примеси Cu, Ag, Fe, следы Al, Si, Ti, Mg (месторождение 1). Часто встречается мелкая вкрапленность плюмбоярозита (подтвержден рентгеноструктурным и термическим анализами: основные линии рентгенограммы — 5,9 (10), 5,8(4), 3,63(7), 3,36(7), 3,07(8))* , который имеет серо-буроватую окраску, а в прозрачных шлифах — ярко-желто-канареечную; выделяется в виде округлых образований, реже гексагональных кристаллов, очень часто с зональным строением; $n > 1,7$ с высокими цветами интерференции; содержит примеси Mg, Mn, Zn, Cu, Ag (месторождение 1). Он встречается в больших количествах (особенно в сильноокисленных участках) в смеси с карбонатом и хлоратами, образуя глиноподобную массу буро-зеленой окраски, в которой сорбируются серебро и золото. Чистый плюмбоярозит содержит максимальное количество полезных компонентов. Этот минерал встречается на всех трех месторождениях и в больших количествах (до 4%).

Массикот, ранее описанный и хранящийся в музее, автором был определен как биверит; основные линии рентгенограммы: 5,9(8), 3,62(6), 3,05(10), 2,53(7), 2,25(7). Миметизит и пироморфит встречаются редко и выделяются в виде призматических кристаллов, реже колломорфных агрегатов (месторождения 1 и 2).

Цинк. Основной цинковый минерал — **сфалерит**. Он принадлежит к наиболее легкоокисляемым сульфидам. Особенно же быстро происходят окисление и растворение, когда он находится в контакте с другими сульфидами (обстоятельство, обусловленное исключительно низким потенциалом сфалерита, — образуется гальваническая пара) (Свешников, 1967). Цинк легкоподвижный элемент в условиях зоны окисления и резко отличается от своего обычного спутника свинца, что приводит к заметному увеличению отношения Pb/Zn в окисленных рудах по сравнению с первичными — от 5 до 50; в неокисленных рудах в среднем отношение Pb/Zn составляет 1:1 или 2:1 на всех трех месторождениях.

Гипергенные минералы цинка представлены смитсонитом, госларитом и каламином. Каламин встречается повсеместно, но редко, в виде отдельных индивидов столбчатой и игольчатой форм. Смитсонит часто встречается в месторождениях 2 и 3 в виде прожилков и небольших агрегатов, в тесной ассоциации с кальцитом.

Госларит развит очень широко, особенно на месторождении 1. Встречается в смеси с брошантитом и халькантитом (смеси подвергались термическому анализу), за счет которых он приобретает бледно-бирюзовую и зеленоватую окраску. Чистый же госларит белый и образует корки, почки, землистые массы аморфного, скрытокристаллического строения. Госларит образуется «на глазах» и часто цементирует мел-

* Здесь и далее рентгеноструктурные анализы проводились О. В. Русиновой, Л. П. Филипповой, термические — Е. Б. Колесниковой (ЦНИГРИ).

кую щебенку, образующуюся после взрыва; корки госларита толщиной 1-2 см нарастают на свежий галенит, пирит, магнетит.

Медь. Основной гипогенный минерал меди — **халькопирит**. В зоне окисления по вкрапленным и прожилковым рудам развиваются преимущественно сульфаты и вторичные сульфиды (ковеллин и халькозин), в меньшем количестве окислы и карбонаты.

Халькозин и ковеллин в тесной ассоциации с англезитом образуют каемки и прожилки, а также причудливые узоры за счет петелек скрытокристаллического строения. Оба содержат одинаковые примеси — Ag — 0,1% следы Ca, Al, Ti, Fe.

Малахит, азурит, хризоколл, брошантит, халькантит встречаются во всех трех месторождениях и образуют корки скрытокристаллического строения, а также порошковатые землистые массы, гораздо реже — агрегаты таблитчатых кристаллов.

Тенорит, куприт, самородная медь встречаются редко и в небольших количествах. Представлены агрегатами аллотриоморфнозернистого строения.

Оливенит — впервые обнаружен автором на месторождении 1 (подтвержден рентгеноструктурным анализом 5,9(6), 4,8(8), 4,2(7), 2,9(10)). Минерал яркого желтовато-зеленого цвета, прозрачный. Встречается редко, в виде мелких тонких столбиков.

Из всех перечисленных вторичных минералов меди повсеместно развит ковеллин (в тесной ассоциации с англезитом). Все остальные распространены относительно локально.

Участки широкого развития вторичных медистых минералов (на месторождении 1) характеризуются невысокими содержаниями серебра, так как основными носителями в этой части являются вторичные медистые минералы (халькозин и ковеллин), выделения самородного серебра и серебряных минералов редки.

Марганец. Основными гипогенными минералами марганца являются родонит, родохрозит, в значительно меньшей мере — якобит, гаусманит, гетеролит, бернессит и рамсделит (по данным В. В. Крыловой и Ю. С. Бермана, 1981). Почти повсеместно, но в малых количествах встречаются на всех трех месторождениях гипергенные минералы марганца. Основные из них — пиролюзит и псидомелан. Они образуют сплошные кристаллические или скрытокристаллические массы сферических, натечных или землистых агрегатов. Нередко встречаются псевдоморфозы пиролюзита по почковидным агрегатам псидомелана.

Железо. Наиболее важные минералы железа — магнетит, гематит, арсенопирит, пирит, халькопирит и марказит. Все они в зоне гипергенеза в той или иной мере претерпевают изменения. Самыми распространенными являются гидрогематит, ярозит, плюмбоярозит, аргентоярозит (?), мелантерит, гетит, биверит, скородит, лепидокрокит, представленные плотными и землистыми массами скрытокристаллического строения. Образуют натечные агрегаты в виде корок, почек, встречаются и каймы, прожилки. Кроме того повсеместно развиты свежееосажденные гидроокислы железа. Места интенсивного развития гипергенных железистых минералов являются самыми богатыми по содержанию серебра и золота, так как основными носителями являются (визуально видимое и не видимое за счет покрытия тонкими пленками гидроокислов железа и малых размеров) самородное серебро, самородное золото, а также акантит, редко пираргирит.

Среди гипергенных минералов встречаются гипс и сепиолит. Описанные выше вторичные минералы были проанализированы на

Содержание полезных компонентов в отдельных минералах

Минералы	Содержание золота и серебра, усл. ед.		Количество определений	Вид анализа
	серебро	золото		
Гидроокислы железа	90—1800	0,5—3	10	атомно-абсорбционный
Плюмбоярозит	850—14860	5—202	20	атомно-абсорбционный
Ярозит	530—980	0,7—2,8	4	атомно-абсорбционный
Англезит	370—1433	0,7—1,2	5	атомно-абсорбционный
Церуссит	48—4238	0,7	3	атомно-абсорбционный
Госларит	30—522	0,6—18	15	атомно-абсорбционный
Глины (гидромусковит, каолинит, монтмориллонит)	3—480*	сл.—16	13	пробирный
Ковеллин	1000	сл.	5	микроспектральный лазерный
Халькозин	1000	сл.	5	микроспектральный лазерный
Криптомеслан (по данным В. В. Крыловой)	500	—	3	микрореентгеноспектральный
Сепиолит	71—236	не опр.	4	атомно-абсорбционный
Гетит	93—126	0,5—3	4	атомно-абсорбционный

* в одной пробе золота—16, серебра—480; в остальных: золота—сл., серебра—до 90.

серебро (табл. 2). Данные о сереброносности отдельных минералов согласуются с результатами фазовых анализов руд (8 анализов). В сильноокисленных рудах до 50,9% серебра заключено в сульфатах железа и свинца (плюмбозит, ярозит, англезит). Одновременно снижается доля сульфидной формы свинца (5,8%) и цинка (66%). Подобная закономерность отмечена для серебряных руд месторождений Канделярия в Неваде и Круглой Горы в Колорадо (Scheiner et al., 1973). Фазовые анализы подтверждают вывод о преимущественном распространении англезита среди вторичных минералов свинца, о наличии плюмбозита и возрастании доли «силикатного» серебра (до 20%) в рудах с повышенным содержанием кварца.

Выводы

1. Зона развития гипергенных минералов распространена локально, степень окисления гипогенных минералов наиболее велика в местах проявления интенсивной трещиноватости; развитие гипергенных минералов в таких участках достигает 80%.

2. Наиболее высокие содержания серебра наблюдаются в железистых и свинцовых минералах. Основными носителями серебра в этих образованиях являются гипергенное самородное серебро и гипергенный акантит, развитые примерно в равных количествах на месторождении 1, и гипергенный акантит на месторождениях 2 и 3.

3. В окисленных рудах серебро концентрируется, вероятно, в виде механической примеси самородного серебра, реже акантита, но возможна и изоморфная его форма.

4. Повышение содержания серебра в гипергенных минералах является одним из факторов, затрудняющих извлечение серебра из руд.

ЛИТЕРАТУРА

Берман Ю. С., Стружков Ф. Э. Минералогические признаки и закономерности локализации золото-серебряного оруденения. «Советская геология», 1975, № 12, с. 125—128.

Берман Ю. С. Оксид марганца — индикатор золото-серебряного оруденения. «Разведка и охрана недр», 1981, № 3, с. 32—35.

Бростовская В. Г., Гончаров В. У. и др. Существенно серебряное месторождение золото-аргентитового типа. Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1974, вып. 21, кн. 1, с. 95—100.

Константинов М. М., Шашкин В. М., Крылова В. В. О двух типах серебряного оруденения вулканических поясов. Докл. АН СССР, 1981, т. 261, № 2, с. 450—453.

Раевская И. С., Калинин А. И., Наталенко В. Е. О стадийности и этапности минералообразования на золото-серебряном месторождении. Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, Магадан, 1977, вып. 23, кн. 1, с. 149—155.

Сахарова М. С., Брызгалов И. А. Минералогия серебра кварц-адуляр-родонитовых вулканогенных гидротермальных жил. «Геология рудных месторождений», 1981, т. 23, № 6, с. 36—48.

Свешников Г. Б. Электрохимические процессы на сульфидных месторождениях. Изд. ЛГУ, 1967.

Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. М.-Л., АН СССР, 1955.

Scheiner B. I., Pool D. L., Sjöberg I. S. and Lindstrom R. E. Extraction of silver from Refractory ores. Bureau of Mines Report of Investigations 7736, 1973.

ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ РУД НЕОГЕНОВОГО ЗОЛОТО-ТЕЛЛУРОВОГО ПРОЯВЛЕНИЯ

Золоторудные проявления молодых вулканических областей отличаются многообразием минеральных типов, среди которых особое место занимают проявления золото-теллурурового оруденения. Особенности геолого-структурной позиции, вещественного состава руд, а также высокая промышленная значимость золото-теллуруровых месторождений издавна привлекали внимание исследователей, выделявших их в группу «месторождений теллуридов золота» (Линдгрэн, 1935), теллуридный минеральный тип (Петровская и др., 1976), золото-теллуруровый геохимический тип (Константинов, 1977) близповерхностных золото-серебряных месторождений. А. А. Сидоров (1978 г.) предлагает выделять золото-теллуруровую формацию вулканоплутонических месторождений.

В известных отечественных золото-теллуруровых месторождениях, несмотря на широкое участие в продуктивных ассоциациях теллуридов, собственно теллуридная минерализация имеет подчиненное значение. Между тем за рубежом известны (Шер, 1972) значительные по масштабам золоторудные объекты с ведущей ролью теллуридов — калаверита (Крипл-Крик, США), сильванита, петцита, самородного теллура (Тавуа, о. Фиджи). В некоторых месторождениях отмечено широкое развитие теллуросодержащей блеклой руды — голдфилдита (Голдфилд, США).

Руды описываемого проявления на Востоке СССР характеризуются некоторыми особенностями, необычными для отечественных месторождений золото-серебряной формации: наличием промышленно ценной золотоносной, собственно теллуридной минерализации при незначительной роли самородного золота; повышенным количеством самородного теллура в составе одной из продуктивных ассоциаций. Кроме того установленное здесь широкое развитие голдфилдита также ранее не отмечалось в золоторудных проявлениях кайнозойских вулканических провинций СССР.

В геологическом строении рудного поля участвуют эффузивные, пирокластические и субвулканические образования неогенового возраста, преимущественно средне-основного состава. Вулканогенные образования повсеместно изменены с образованием пропилитов цеолит-хлоритовой и карбонат-хлоритовой фаций. На площади проявления в настоящее время известно более 20 линейно вытянутых зон монакварцитов, ориентированных, по данным С. С. Вартаняна (ЦНИГРИ), радиально относительно центра вулканических извержений, фиксируемого в северо-западной части рудного поля. Тела монакварцитов содержат продуктивную минерализацию в виде маломощных жил, зон прожилкования и минерализованных брекчий.

Изучение текстурных соотношений и минерального состава руд позволило выделить пять одностадийных минеральных комплексов (табл.).

Пирит-кварцевый комплекс формирует линейно вытянутые зоны окварцованных и монакварцевых интенсивно пиритизированных пород, в пределах которых (и только в них) впоследствии развивается продуктивная минерализация. В монакварцитах отмечены прожилки кварцевого, пирит-кварцевого, а в отдельных случаях — молибденит-люцит-фаматинит-энаргит-кварцевого состава. Медно-молибденовая мине-

Минеральный состав и последовательность минералообразования в золото-теллурическом проявлении

Минеральные комплексы	Продуктивные минеральные ассоциации	Жильные минералы а) главные, б) второстепенные	Рудные минералы а) главные, б) второстепенные	Особенности самородного золота
Пирит-кварцевый		а) Кварц, каолинит, гидрослюда б) Алуинит, лейкоксен	а) Пирит б) Молибденит, фаматинит, энаргит, люцит, теннантит	
Золото-голдфиллит-кварцевый	Золото-голдфиллитовая	а) Кварц б) Хлорит, каолинит, серицит, гидрослюда	а) Золото, голдфиллит, селенит висмута б) Пирит, халькопирит, сфалерит, киноварь	Тонкое и очень тонкое; 90% — от 0,001 до 0,05 мм; комковидное; проба 933—973; примеси меди, висмута, теллура, сурьмы, железа и марганца
Теллури-сильванит-голдфиллит-каолинит-кварцевый	Сильванит-теллурическая, сильванит-голдфиллитовая	а) Кварц, каолинит б) Гидрослюда, серицит, хлорит, апатит	а) Голдфиллит, сильванит, теллури самородный б) Тетраэдрит, калаверит, пегит, гессит, теллури-висмутит, тетрадимит, пирит, халькопирит, сфалерит, золото (очень редко)	Тонкое; от 0,005 до 0,05 мм; комковидное; проба 935—945
Золото-гессит-гидрослюдисто-кварцевый	Золото-гесситовая	а) Кварц, гидрослюда б) Каолинит, хлорит, серицит	а) Золото, гессит б) Пирит, сфалерит, голдфиллит, халькопирит	Тонкое и мелкое; 50% — от 0,1 до 0,2 мм; 30% — от 0,05 до 0,1 мм; 20% — от 0,2 до 0,8 мм; комковидное, клиновидное, цементационно-мелкоячеистое; проба 882—894; примеси меди, свинца, теллура и сурьмы
Кварцевый		а) Кварц б) Серицит	б) Пирит	

рализация распространена локально и приурочена к участкам наиболее интенсивно проявленных окварцевания и пиритизации.

Золото-голдфилдит-кварцевый комплекс представлен линейным штокверком тонких (до 2—5 см) кварцевых прожилков, переходящим в минерализованные брекчии: обломки монокварцитов, иногда содержащих вкрапленность молибденита, фаматинита и др., цементируются колломорфным, метаколлоидным кварцем, несущим продуктивную минерализацию. Текстура руд — контрастно-брекчиевая до кокардовой (рис. 1).

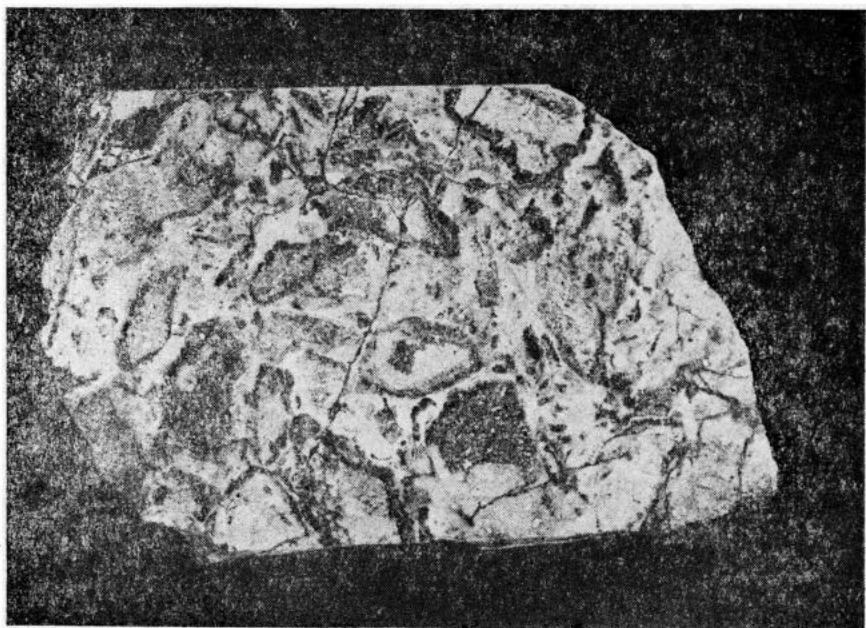


Рис. 1. Брекчиевая, кокардовая текстура агрегатов золото-голдфилдит-кварцевого минерального комплекса (полированный штупф, 0,5 натур. вел.)

Среди жильных минералов (кроме кварца, составляющего 95—97%) в малых количествах присутствуют каолинит, хлорит, гидрослюда, серицит. Рудные минералы, общее количество которых достигает 2—5%, представлены самородным золотом, голдфилдитом, селенидом висмута. Реже и в незначительных количествах отмечаются пирит, халькопирит, сфалерит, киноварь.

Количественные соотношения главных рудных минералов комплекса — самородного золота, голдфилдита и селенида висмута довольно изменчивы. Более равномерно распределен голдфилдит, характерный как для бедных, так и для богатых руд. Заметно преобладающие количества селенида висмута отмечались лишь на одном из участков скопления богатых руд.

Самородное золото I очень тонкое, отдельные золотишки редко достигают 0,1—0,2 мм, размеры преобладающей (90%) массы золотишек составляют 0,05—0,1 мм, а в отдельных случаях около 0,001 мм.

Проба золота по результатам 20 атомно-абсорбционных анализов колеблется от 933 до 973 и в среднем составляет 960. Среди элементов-

примесей отмечены медь, висмут, сурьма и теллур, составляющие группу элементов-спутников благородных металлов для данного оруденения.

Самородное золото чаще всего находится в виде тонкой вкрапленности в кварце, реже отмечается в сростании с голдфилдитом и селенидом висмута. Характер этих сростаний свидетельствует о том, что основная масса золота кристаллизовалась одновременно с голдфилдитом или несколько позже его, но раньше, чем селенид висмута.

Селенид висмута — светлый, высокоотражающий, $R_{580} = 55-60\%$, отчетливо анизотропный и слабо (на воздухе) двуотражающий, белый с желтоватым оттенком минерал. Кривая отражения по форме близка к таковой сульфотеллуридов висмута, с которыми этот минерал легко спутать. Слишком мелкие (до 0,01 мм) выделения селенида висмута служат пока препятствием для проведения рентгенометрических исследований. Селенид висмута, хотя и сходен по составу с описанным ранее богдановичитом (Banas et al., 1979), отличается от него заметно большим содержанием висмута (57% против 45%) и меньшим — серебра (9% против 22%). Селенид висмута образует весьма тонкую рассеянную вкрапленность в кварце, нарастает на зерна самородного золота, интенсивно корродирует агрегаты голдфилдита. Нередко рудные минералы образуют маломощные (до 3 мм) полосы. Самородное золото концентрируется в центральных частях полосы, а селенид висмута тяготеет к ее границам.

Теллур-сильванит-голдфилдит-каолинит-кварцевый комплекс представлен отдельными жильными телами и системой кварцевых прожилков, развивающихся в зонах монокварцитов. Возраст данных образований (см. табл.) принят условно, так как в связи с недостаточной опосредованностью площади проявления участки их совмещения с агрегатами предыдущего комплекса не выявлены.

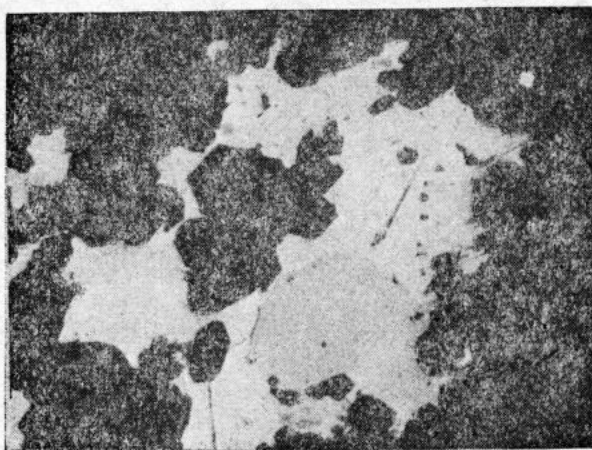
Главными минералами комплекса являются кварц и каолинит, а среди рудных — голдфилдит, самородный теллур и сильванит. Второстепенное значение имеют хлорит, апатит, серицит, гидрослюда, калаверит, креннерит, петцит, гессит, тетрадимит, теллуrowисмутит, тетраэдрит, халькопирит, пирит, очень редко встречаются гипогенное самородное золото, сфалерит. Диагностика калаверита, креннерита, голдфилдита и теллуrowисмутита подтверждена исследованиями на микроанализаторе и рентгеноструктурным анализом, сняты характеристические кривые отражения всех минералов.

Среди отличительных черт образований данного комплекса отметим важнейшие: а) высокую продуктивность при незначительной распространенности самородного золота; б) изменчивость минерального состава, наблюдаемую на различных участках рудного поля, при сохранении высокой продуктивности.

В составе теллур-сильванит-голдфилдит-каолинит-кварцевого минерального комплекса выделяются две минеральные ассоциации: сильванит-теллуrowая и сильванит-голдфилдитовая (см. табл.). Первая по некоторым признакам более характерна для верхнего уровня рудообразования, вторая — для нижнего.

Образования сильванит-теллуrowой ассоциации характеризуются малосульфидным обликом, доля рудных минералов не превышает 5—7%. Рудная минерализация образует довольно широкие (до 1—2 см) прерывистые полосы интенсивной вкрапленности в плотном фарфоровидном и неяснополосчатом каолинит-кварцевом агрегате (рис. 2 а). Она представлена самородным теллуrowом (50—70%), сильванитом (25—30%), калаверитом (3—5%), петцитом (1—2%), гесситом (менее 1%).

Из других минералов отмечались пирит, голдфилдит, теллуrowисмутит и очень редко халькопирит, сфалерит, тетраэдрит, тетрадимит и самородное золото. Представляет интерес порядок кристаллизации разно-



б

Рис. 2. Минеральные агрегаты сильванит-теллуровой ассоциации:

- а) распределение рудной минерализации (темное) в неяснополосчатом скрытокристаллическом каолинит-кварцевом агрегате (полированный штупф, 0,7 натур. вел.);
 б) ассоциация сильванита (темное) с самородным теллуrom (светлое) (аншлиф, ув. 100)

образных теллуридов: калаверит (и креннерит) — сильванит—петцит—самородный теллур—гессит. По отношению к голдфилдиту теллуриды являются более поздними минеральными образованиями.

Самородный теллур — чисто белый на контакте с другими

светлыми теллуридами (калаверитом, сильванитом), высокоотражающий ($R_{580}=66-69\%$), отчетливо анизотропный и заметно (на воздухе) двуотражающий. Кривые отражения соответствуют таковым самородного теллура. Диагностика самородного теллура подтверждена исследованиями на микроанализаторе. В составе минерала, кроме теллура, отмечены лишь незначительные примеси меди и сурьмы ($0,03-0,11\%$).

Самородный теллур является главным минералом сильванит-теллуровой ассоциации, нередко образует скопления размером до 1—1,5 мм, при этом размеры отдельных его выделений достигают 1,5—2 мм. Подобные количества самородного теллура, как и довольно крупные его выделения, в составе золотосодержащих минеральных ассоциаций отечественных месторождений ранее не отмечались.

Являясь одним из наиболее поздних гипогенных минералов данной ассоциации, самородный теллур образует каймы вокруг агрегатов калаверита, сильванита (рис. 2б), петцита, интенсивно корродирует голдфилдит, залечивает мелкие трещинки в зернах пирита. Иногда среди зерен самородного теллура отмечаются удлиненные и веретенообразные выделения более позднего гессита, развивающегося в межзерновых промежутках. В зоне окисления самородный теллур частично замещается темно-серыми агрегатами теллурита в отличие от сильванита и калаверита, подверженных в тех же условиях замещению красновато-бурыми агрегатами теллурата.

Сильванит — высокоотражающий ($R_{580}=55-58\%$), отчетливо двуотражающий, от светлого до желтоватом оттенком до светло-коричневатого, сильно анизотропный минерал, для него характерны тонкие полисинтетические двойники. Перечисленные признаки, а также характерная форма кривой отражения позволяют уверенно диагностировать сильванит без проведения дополнительных исследований.

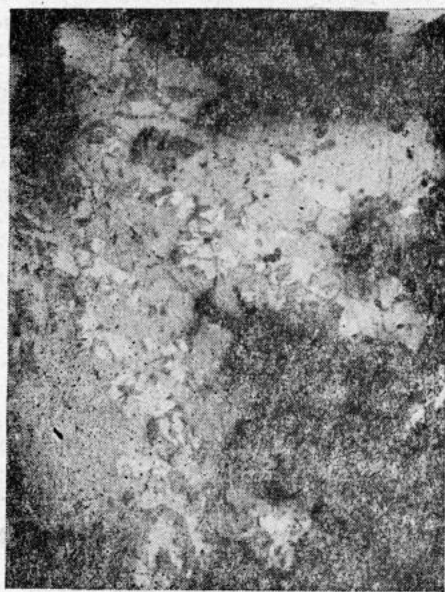
Сильванит — один из главных минералов описываемой ассоциации и ее главный золотосодержащий минерал. Образует преимущественно изометричные зерна и агрегаты размером от 0,1 до 0,5 мм. Наиболее часто ассоциирует с самородным теллуrom, реже с петцитом и калаверитом. Петцит, кристаллизуясь несколько позднее, образует тонкие прожилковидные выделения между двойниковыми пластинами сильванита. Совместно с другими теллуридами корродирует агрегаты голдфилдита.

Минеральные агрегаты сильванит-голдфилдитовой ассоциации приурочены к маломощным жилам и прожилкам (от 0,05 до 0,5 м), сложенным тем же каолинит-кварцевым агрегатом. Количество рудных минералов нередко достигает 15—20% от массы прожилков, в основном за счет обилия блеклых руд (преимущественно голдфилдита и тетраэдрита), составляющих до 95% рудной минерализации (рис. 3а). Остальную массу рудных минералов представляют разнообразные теллуриды, пирит, очень редко халькопирит, сфалерит и самородное золото.

В сравнении с сильванит-теллуровой ассоциацией меняются набор минеральных видов и соотношение минералов теллура: резко уменьшается распространенность самородного теллура (до 5% от суммы теллуридов), увеличивается количество сильванита (до 60—70%), появляются теллуриды висмута — тетрадимит и теллуrowисмутит (до 10—15%). Выделения теллуридов, как правило, приурочены к агрегатам блеклых руд (рис. 3б). Исключение составляют теллуриды висмута, чаще образующие вкрапленность в каолинит-кварцевом агрегате вблизи от агрегатов блеклых руд. Теллуриды золота и серебра, по-видимому, кристаллизуясь несколько позже, осаждались на ранее образованных агрегатах тетраэдрита и голдфилдита.



a



б

Рис. 3. Минеральные агрегаты сальванит-голдфилдитовой ассоциации:
a) каолинит-кварцевый прожилок с обильной вкрапленностью гольдфилдита (темное) среди окварцованных и пиритизированных пород (полированный штуф, 0,7 натур. вел.); *б*) вкрапленность сальванита (светлое) в агрегате гольдфилдита (аншлиф, ув. 50)

Голдфилдит — светло-серый, со слабым коричневатым оттенком, изотропный минерал умеренной отражательной способности ($R_{580}=30-32\%$). Кривая отражения голдфилдита, в отличие от кривых для минералов ряда тетраэдрит-теннантит, обнаруживает небольшой, но устойчивый подъем в желто-красной области спектра. Как показали исследования, для отличия голдфилдита от оптически сходного с ним и встречающегося в рудах тетраэдрита достаточно измерить отражение при двух значениях длины волны. Для голдфилдита характерно небольшое ($0,1-0,2\%$) увеличение отражения в диапазоне $620-640$ нм, тогда как для минералов ряда тетраэдрит — теннантит при тех же условиях наблюдается заметное (на $1-1,5\%$) снижение отражения. Диагностика голдфилдита подтверждена исследованиями на микроанализаторе, расчетная формула минерала — $(\text{Cu}_{11,60}\text{Ag}_{0,02})_{11,62}(\text{Te}_{2,96}\text{Sb}_{0,93}\text{S}_{0,50})_{4,38}(\text{S}_{12,24}\text{S}_{0,78})_{13,02}$.

Голдфилдит в целом характерен для описываемого оруденения и является типоморфным для различных видов продуктивной минерализации. Однако только в составе силъванит-голдфилдитовой ассоциации он преобладает над остальными рудными минералами и образует крупные (до 2 см в поперечнике) агрегаты. Последнее уже при проведении полевых исследований позволяет с достаточной степенью надежности фиксировать участки распространения руд со связанным в теллуридной форме золотом.

Голдфилдит интенсивно корродируется разнообразными теллуридами золота, серебра и висмута, а сам нередко заливает мелкие трещинки в более раннем пирите. Для него характерно зональное внутреннее строение агрегатов, подчеркиваемое подчиненным концентрическим распределением теллуридов.

Гипогенное самородное золото (проба $935-945$) в виде единичных находок отмечалось в составе обеих минеральных ассоциаций. Кроме того характерно наличие гипергенного(?) «горчичного золота», образованного при разложении главным образом калаверита и силъванита, однако его количество также незначительно.

Золото-гессит-гидрослюдисто-кварцевый комплекс представлен очень локально в виде маломощных (до 10 см) прожилков, секущих минеральные агрегаты теллур-силъванит-голдфилдит-каолинит-кварцевого комплекса на одном из участков рудного поля.

Минеральные образования данного минерального комплекса представлены колломорфно-полосчатым гидрослюдисто-кварцевым агрегатом с соотношением кварц: гидрослюда, примерно равным $3:2$. Рудная минерализация приурочена к тонким полосам халцедоновидного кварца, гидрослюды, каолинита и составляет менее 1% жильной массы. Главным рудным минералом комплекса является самородное золото, ассоциирующее с относительно небольшим количеством гессита. Остальные минералы — блеклая руда, пирит, сфалерит, халькопирит присутствуют в очень малых количествах и спорадически отмечаются в виде мельчайшей (менее $0,01$ мм) вкрапленности.

Самородное золото II в основном мелкое, пылевидное. Около 30% золотинок имеют размеры от $0,05-0,1$ мм, 50% — от $0,1$ до $0,2$ мм и 20% — от $0,2$ до $0,8$ мм. Морфология золотинок комковидная, реже уплощенная — интерстиционная клиновидная и цементационно-мелькозернистая, еще реже — проволоковидная. Проба самородного золота несколько ниже, чем в ранее представленных ассоциациях и по результатам 10 анализов составляет около 860 ($820-894$).

Набор минералов, ассоциирующих с самородным золотом, довольно ограничен. Наиболее часто золото выполняет изометричные пустотки и располагается в интерстициях жильных минералов. Значительно ре-

же самородное золото встречается в ассоциации с гесситом, как правило, в виде системы прожилковидных выделений, причудливо переплетенных в массе гессита.

Кварцевый (послепродуктивный) комплекс особенно четко выявляется при изучении участков с развитием продуктивных минеральных ассоциаций. Он представлен системой жильных тел мощностью до 1—1,5 м и прожилков кварцевого состава, секущих агрегаты разнотипной продуктивной минерализации, и проявлен менее широко, чем пирит-кварцевый (ранний допродуктивный) минеральный комплекс.

В размещении минеральных агрегатов различных стадий рудного процесса отмечаются следующие особенности. Минеральные агрегаты прерудного пирит-кварцевого минерального комплекса развиты повсеместно, слагая зоны монокварцитов и образуя минеральный и геохимический фон, на котором проявлена продуктивная минерализация. В размещении продуктивных комплексов намечается латеральная зональность. Оруденение теллур-сильванит-голдфилдит-каолинит-кварцевого комплекса тяготеет к северо-западным участкам зон монокварцитов, непосредственно примыкающих к центру вулканической и гидротермальной деятельности. Здесь же отмечены локально проявленные образования золото-гессит-гидрослюдисто-кварцевого комплекса. Продуктивная минерализация золото-голдфилдит-кварцевого комплекса фиксируется на некотором удалении (от 200 до 2000 м) от вулканорудного центра. Важно отметить, что намеченные элементы латеральной зональности позволяют выделить участки с различными технологическими сортами руд: 1) с ведущей ролью теллуридов золота и серебра (участки распространения теллур-сильванит-голдфилдит-каолинит-кварцевого комплекса) и 2) с ведущей ролью свободного самородного золота (участки распространения золото-голдфилдит-кварцевого комплекса).

Приведенные минералогические данные, а также результаты геохимического селективного опробования руд могут свидетельствовать о некоторых чертах химизма рудоносных растворов, в частности о влиянии режима теллура на минералогические особенности продуктивных ассоциаций. Сравнивая минеральный состав двух ведущих типов руд, характеризующихся близкими концентрациями золота, серебра и висмута, можно отметить следующее. Формирование оруденения с ведущей ролью теллуристых соединений золота, очевидно, происходило в условиях высокого режима теллура. Концентрация теллура в таких растворах, например, на порядок и более превышала концентрации золота, серебра, сурьмы, свинца и цинка вместе взятых. В этих условиях, несмотря на связывание существенных количеств теллура в голдфилдите, происходила кристаллизация прежде всего теллуридов благородных металлов и висмута при крайне малом образовании самородного золота. При недостатке меди избыточное количество теллура приводило к кристаллизации значительных масс самородного теллура. Интересно подчеркнуть, что подобные растворы возникали вблизи от центров вулканических извержений. На некотором удалении от вулканорудного центра наблюдалось снижение относительной роли теллура в растворе (концентрации теллура и золота примерно равны), что приводило к образованию продуктивной минерализации с ведущей ролью самородного золота (золото-голдфилдит-кварцевый комплекс). Относительно небольшие количества теллура при этом расходовались на образование голдфилдита, что приводило в конечных фазах кристаллизации к образованию уже селенида висмута.

Анализируя минералогические и геохимические особенности руд некоторых зарубежных неогеновых месторождений золото-теллурического типа (Крипл-Крик, Тавуа, Голдфилд, Нагиаг и др.), отметим наиболее характерные из них: 1) существенное развитие продуктивных ассоциаций с преобладанием «теллуристого» золота над самородным; 2) преобладающее развитие золотосодержащих теллуридов (калаверита, креннерита, сильванита, петцита) над серебряным — гесситом; 3) преобладание в рудах золота над серебром; 4) в случае развития блеклых руд преобладание минералов ряда тетраэдрит — голдфилдит, отличающихся повышенным содержанием теллура; 5) многостадийный характер формирования продуктивной минерализации.

Перечисленные особенности характерны и для описанного нами неогенового золото-теллурического проявления.

ЛИТЕРАТУРА

Константинов М. М. Геохимические типы золотого оруденения в вулканических областях. Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 1, с. 180—183.

Линдгрэн В. Минеральные месторождения, вып. 3. Москва—Грозный—Ленинград—Новосибирск. Гос. науч.-техн. горно-геол. изд., 1935.

Петровская Н. В., Сафонов Ю. Г., Шер С. Д. Формации золоторудных месторождений. В кн.: Рудные формации эндогенных месторождений. М., «Наука», т. 2, 1976, с. 40.

Шер С. Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия и Океания). М., «Недра», 1972.

Banas M., Atkin D., Bowies I. F., Simpson P. R. Definitive data on bohdanowiczite, a new silver bismuth selenide. «Miner. Mag.», 1979, 43, N 325, p. 131—133.

*Е. В. Францесон, Е. В. Розова,
В. В. Пантелеев*

ТИПОМОРФИЗМ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ ИНГИЛИТОВ, РОДСТВЕННЫХ КИМБЕРЛИТАМ ПОРОД, КАК ОТРИЦАТЕЛЬНЫЙ ПРИЗНАК ПРИ ПОИСКАХ АЛМАЗОНОСНЫХ КИМБЕРЛИТОВ

Изучение типоморфизма минералов-спутников алмаза в породах с различной алмазонасностью — одна из главных задач минералогии кимберлитов и родственных им пород. Разработка этой проблемы призвана повысить эффективность применения одного из ведущих методов поисков алмазных месторождений — шлихового. Н. В. Соболевым на большом фактическом материале исследованы типоморфные признаки хромшпинелидов алмазной ассоциации (Соболев и др., 1975; Буланова и др. 1980), типоморфизм же этих минералов для неалмазонасных трубок изучен еще недостаточно. В данной работе исследованы особенности состава и физических свойств рудных минералов из родственных кимберлитам неалмазонасных пород — ингилитов.

Ингилиты — порфиновые щелочно-ультраосновные породы, слагающие трубки и дайки в пределах Ингилитского района (восточная окраина Алданского щита). Эти породы впервые в 1969 г. были подробно описаны Ф. В. Каминским. По особенностям состава они близки к кимберлитам, в качестве аксессуарных минералов содержат типичные для

кимберлитов спутники алмаза — пикроильмениты и хромшпинелиды. Для пикроильменитов из трех ингилитовых трубок Ф. В. Каминским (1969) определен валовый химический состав и указаны пределы изменчивости содержания MgO — от 5,72 до 9,0%, что отождествляет их с пикроильменитами из алмазоносных кимберлитов.

Для исследований были отобраны рудные минералы из протоочных проб трубок Нина, Нижняя, Верхняя-Южная, Верхняя-Северная, Ижевская, Расчетная, Финальная и даек № 1, 2, 12, 14 и 15. После выделения проб в каждой из них была измерена термоэлектродвижущая сила минералов. По величине и знаку термоэдс исследованные зерна рудных минералов укладываются в пределы, характерные для пикроильменита: от -80 до $+80$ мкВ/град. По спектрам отражения среди этих зерен были диагностированы два рудных минерала: пикроильменит с различным содержанием MgO (В. Cervelle, 1967; Розова и др., 1979) во всех исследованных телах и железистый хромит в ингилитовых брекчиях трубок Нина и Расчетная (фракция с электронным типом проводимости и величиной $\alpha = -(40-80)$ мкВ/град). Далее в тех же зернах была измерена твердость¹, а затем по набору физических свойств были отобраны зерна для рентгеноспектрального микроанализа². Результаты исследований приведены в табл. 1.

Все исследованные разновидности ильменита относятся к группе пикроильменита: содержание MgO в них колеблется от 2,73% (в высокожелезистых разновидностях) до 9,73%, среднее — 6,12% (по 54 анализам). По концентрации MgO пикроильменит из ингилитов не отличим от пикроильменита из кимберлитов, так же как и по термоэлектрическим и оптическим свойствам (рис. 1), обусловленным магни-

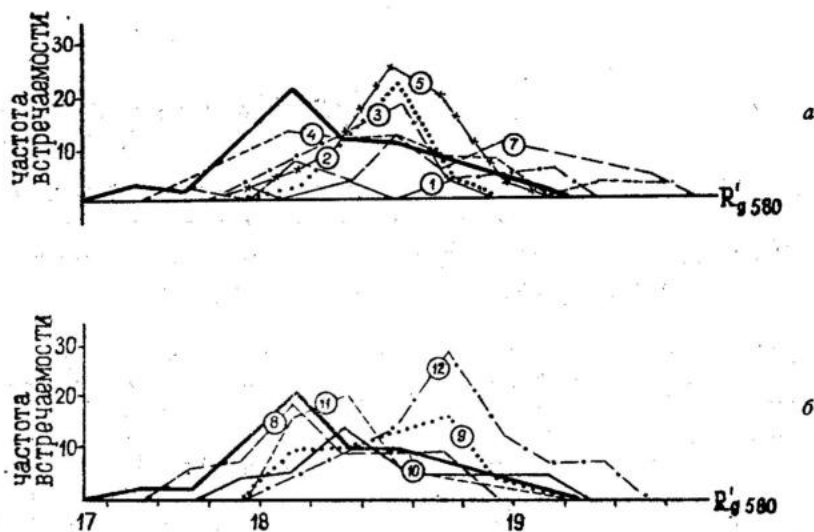


Рис. 1. Кривые распределения $R'_{g\ 580}$ пикроильменита из ингилитов: а — из эруптивных брекчий; б — из интрузивных разностей. Жирной линией на графиках выделена кривая распределения $R'_{g\ 580}$ пикроильменита из кимберлитов

¹ Твердость измерена на микротвердомере МНР-18 фирмы Opton, нагрузка 50 г.

² Анализ проводился на рентгеноспектральном микроанализаторе «Камебакс» при напряжении 20 кВ и силе тока 8—10 нА.

альностью ильменита. Они различаются лишь по твердости (рис. 2); несмотря на то, что общие интервалы изменчивости $H_{\text{ср}}$ пикроильменита ингилитов и кимберлитов перекрываются, по модальной величине твердость пикроильменита ингилитов ниже ($600\text{--}650 \text{ кгс/мм}^2$), чем в кимберлитах ($850\text{--}900 \text{ кгс/мм}^2$).

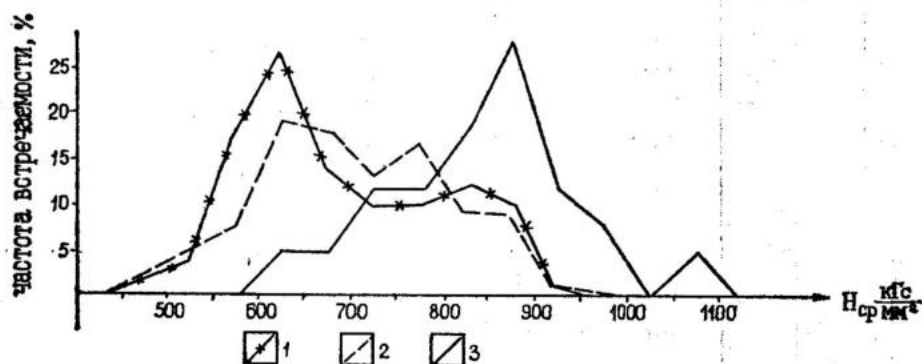


Рис. 2. Кривые распределения твердости пикроильменита из ингилитов: 1 — из эруптивных брекчий; 2 — из интрузивных разностей; 3 — из кимберлитов Якутии

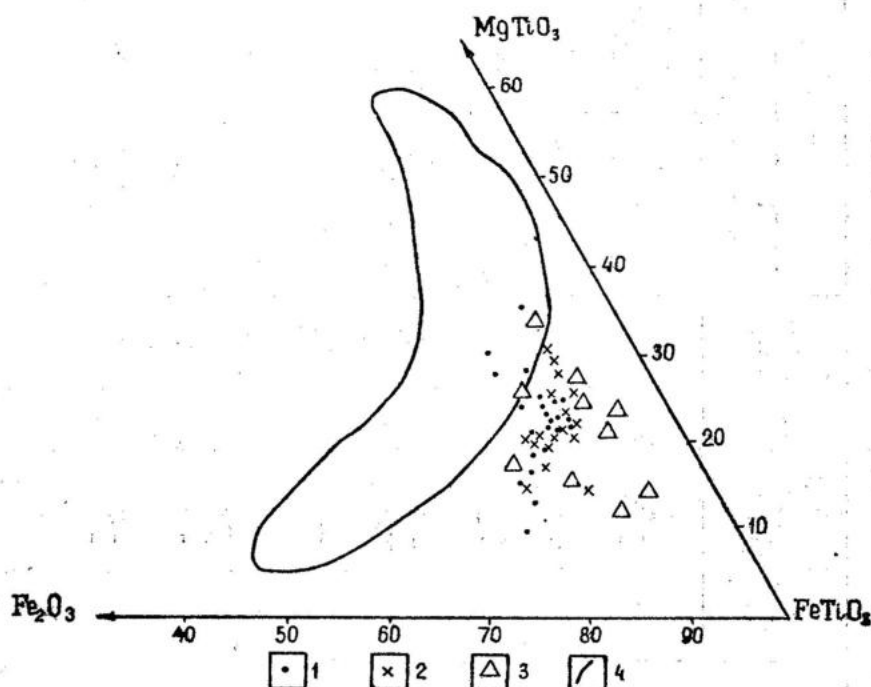


Рис. 3. Тройная диаграмма составов пикроильменита из ингилитов, кимберлитов Якутии и кимберлитов Приазовья в координатах $\text{FeTiO}_3\text{--MgTiO}_3\text{--Fe}_2\text{O}_3$: 1 — из эруптивных брекчий ингилитов; 2 — из интрузивных ингилитов; 3 — из кимберлитов Приазовья; 4 — из кимберлитов Якутии

Химический состав и физические свойства пикророльменита из ингилитов

Названия трубоэк, номера даек	Номера образ- цов	α мкВ град	R'_{580} %	$H_{ср.}$ мм ²	Химический состав, % по массе							Σ	Минералы, мол. %		
					TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	NiO		MgTiO ₃	FeTiO ₃	Fe ₂ O ₃
Нина	8	+20	18,7	515	47,21	0,55	0,14	47,56	0,33	5,37	0,33	101,19	19,3	66,3	14,4
	16	+30	18,8	873	45,87	0,59	0,88	45,41	0,44	5,36	0,36	98,93	19,9	66,9	14,2
Нижняя	1	+10	19,6		44,15	0,58	0,05	50,90	0,44	3,58	0,17	100,17	14,3	67,3	18,4
	13	+40	18,5		46,22	0,55	1,11	43,02	0,50	6,07	0,40	97,87	23,0	64,1	12,9
	15	+50	18,5		47,96	0,57	0,14	44,59	0,47	5,48	0,14	99,35	20,2	68,3	11,5
	29	+60	18,2		49,81	0,60	0,54	36,39	0,35	9,73	0,37	97,78	35,5	54,8	9,7
Верхняя- Южная	3	+55	17,8	682	48,24	0,64	0,40	43,06	0,44	6,88	0,30	99,96	25,0	62,9	12,1
	4	+70	18,5	780	49,07	0,69	0,31	42,49	0,46	6,55	0,25	99,79	23,9	65,9	10,2
	6	0	19,0	594	44,56	0,61	0,22	48,74	0,43	4,81	0,16	99,53	17,8	64,6	17,6
	8	+20	18,3	557	48,01	0,62	0,81	41,41	0,32	7,15	0,19	98,52	25,8	63,2	11,0
	29	-10	18,0	744	46,95	0,61	1,95	40,92	0,31	7,49	0,24	98,47	27,9	59,7	12,4
Верхняя- Северная	2	+10	18,7	572	43,05	0,61	0,04	55,29	0,48	2,73		102,21	9,8	68,5	21,7
	8	+40	18,4	674	48,72	0,61	0,37	44,50	0,31	6,03	0,57	101,11	21,8	66,6	11,6
	19	+60	17,7	766	48,21	0,54	0,27	44,25	0,45	6,01	0,15	99,87	21,9	66,2	11,9
	27	+40	18,4	869	47,28	0,58	0,73	44,82	0,42	6,00	0,22	100,05	21,9	64,5	13,6
Ижевская	5	+30	18,5	576	47,25	0,45	1,20	44,65	0,36	6,06	0,11	100,07	22,2	64,8	13,0
	6	-20	19,0	832	45,84	0,45	0,49	48,21	0,37	4,91	0,24	100,51	18,8	66,6	16,2
	10	0	18,7	614	47,74	0,42	0,51	45,65	0,42	6,67	0,39	101,80	23,5	61,7	14,5
	30	+40	18,5	860	47,83	0,63	1,06	43,52	0,41	6,73	0,29	100,47	24,2	62,8	12,7

Финальная	4	+20	18,1	461	46,73	0,44	0,07	44,56	0,40	7,77	0,27	100,26	27,7	56,0	16,3
	13	-20	19,4	627	42,79	0,50	0,03	51,59	0,49	3,23	0,01	98,63	12,0	63,3	19,7
	19	-10	19,2	776	43,06	0,54	0,07	51,36	0,46	3,97	0,08	99,54	14,7	65,1	20,2
	22	-30	19,2	848	43,76	0,62	0,04	56,03	0,50	3,70	0,09	99,74	13,7	67,1	19,2
	24	+30	18,2	1198	47,27	0,54	0,22	42,45	0,43	8,42	0,34	99,66	30,1	55,0	14,9
Дайка № 1	1	-20	18,0	610	45,41	0,54	0,11	46,15	0,41	5,47	0,05	98,12	20,1	63,9	16,0
	9	+5	18,6	533	45,80	0,49	0,16	46,04	0,32	5,50	0,12	98,44	20,3	64,6	15,1
	11	+25	18,3	790	45,25	0,52	0,17	46,63	0,36	5,64	0,35	98,92	20,7	62,9	16,4
Дайка № 2	1	+10	18,8	634	47,55	0,48	0,64	43,71	0,41	6,22	0,36	99,36	14,9	72,7	12,4
	5	+25	18,2	456	48,08	0,57	0,76	42,32	0,32	6,94	0,17	99,17	25,6	63,1	11,3
	11	+50	18,7	603	48,52	0,45	0,19	43,66	0,42	6,04	0,03	99,32	21,9	66,7	11,4
Дайка № 12	2	-45	18,9	624	43,93	0,42	0,14	48,70	0,29	3,63	0,20	97,30	15,1	66,7	18,2
	7	+10	19,0	572	47,91	0,55	0,25	43,92	0,41	6,27	0,33	99,65	22,9	65,0	22,1
	14	+40	18,2	853	50,73	0,60	0,69	40,12	0,29	7,34	0,00	99,77	26,6	65,6	7,8
Дайка № 14	1	+5	18,3	634	48,58	0,47	0,35	42,89	0,38	6,28	0,51	99,45	23,0	66,3	10,7
	9	+30	18,0	847	49,26	0,52	0,36	43,37	0,43	6,03	0,00	99,97	22,1	68,5	19,4
	17	+10	18,3	891	46,69	0,53	0,78	45,98	0,44	5,34	0,38	100,13	19,6	66,5	13,9
Дайка № 16	1	+35	18,3	797	50,04	0,48	1,14	39,71	0,28	8,66	0,74	101,06	29,4	61,7	8,9
	4	-5	18,1	886	46,66	0,48	0,12	45,31	0,34	5,63	0,38	98,92	20,8	65,7	13,5
	5	+15	18,2	503	48,70	0,58	0,94	39,67	0,31	7,68	0,79	98,66	28,3	61,8	9,8
	23	+40	18,1	749	49,22	0,44	1,23	38,18	0,25	8,22	0,68	98,22	30,0	60,2	8,8
	30	-30	18,2	805	44,02	0,43	0,14	48,05	0,25	4,11	0,02	97,03	15,6	67,6	16,8

* Суммарное количество FeO и Fe₂O₃, расчитанное в виде FeO'.

Различия в химическом составе удалось выявить после того, как результаты анализов были пересчитаны на миналы кричтонит—гейкилит-гематит, построены тройные диаграммы составов, на которые для сравнения нанесены составы пикроильменита из алмазоносных трубок Якутии (Розова и др., 1979₂) (рис. 3); точки, соответствующие составам пикроильменита из ингилитов, группируются в поле, четко обособленное от области распределения точек составов этих минералов из кимберлитов и сдвинутое в сторону увеличения кричтонитовой составляющей. Перекрытие областей весьма незначительное. В эту же область составов попадает и пикроильменит из приазовских кимберлитов (см. рис. 3), которые также характеризуются повышенным содержанием кричтонитовой составляющей.

При сопоставлении особенностей состава пикроильменитов из ингилитов и кимберлитов особое внимание привлекает окись марганца. На рис. 4 показаны гistogramмы распределения этого компонента в пикроильмените из ингилитов и кимберлитов. Для пикроильменита из кимберлитов, в том числе и для железистого пикроильменита из этих пород, характерны низкие содержания MnO (до 0,3, редко до 0,35%), в то время как пикроильменит из ингилитов характеризуется повышенным содержанием этого компонента (от 0,3 до 0,5%). Это различие весьма устойчиво для пикроильменита из пород каждой группы. Содержание MnO в пикроильмените из Приазовья частично сопоставимо с таковым в пикроильмените из ингилитов (0,3—0,5%), но, в основном, оно заметно выше (от 0,6 до 3,2%) (см. рис. 4). По этому признаку можно предположить, что к кимберлитам в данном случае отнесена более широкая группа родственных кимберлитам пород.

В кимберлитах Якутии содержание MnO в пикроильменитах не превышает 0,3%, редко 0,35%. Особенности состава пикроильменита из ингилитов и кимберлитов отражены на рис. 5 в координатах кричтонит — окись марганца.

Специфика состава пикроильменитов сопряжена с их петрохимическими особенностями. По сравнению с кимберлитами они характеризуются резко повышенным содержанием окиси железа и титана. На диаграмме А. Холмса (Каминский, 1969) точки составов этих пород образуют четко обособленное поле, занимающее промежуточное положение между кимберлитами и щелочными базальтоидами типа анкаратритов и анкаратрит-пикритов.

Высокая (по сравнению с кимберлитами) железистость ингилитов, по-видимому, обусловила как повышенное содержание кричтонитовой составляющей и MnO в пикроильменитах из этих пород, так и высокое содержание фаялитовой составляющей (16,5%) в оливинах. Повышенная, как у ингилитов, железистость кимберлитов Приазовья («Кимберлитовые породы...», 1978) отразилась также на составе пикроильменитов (см. рис. 5) и оливинов; последние в кимберлитах Приазовья содержат 14—16% фаялитовой составляющей.

Хромшпинелиды по величине коэффициента отражения $R'_{g580} = (15—16\%)$ и твердости были диагностированы первоначально как высокожелезистые (с содержанием FeO' около 50%), аналогичные хромшпинелидам из трубок Маршрутная и Загадочная (Розова и др., 1980). По данным рентгеноспектрального микроанализа предполагаемый состав хромшпинелидов по содержанию FeO' подтвердился (табл. 2), но обнаружилась высокая концентрация TiO₂ — 8 до 11%. Для сравнения новой разновидности железо-титанистого хромшпинелида с высокожелезистыми хромитами из якутских кимберлитов была построена тройная диаграмма составов в координатах TiO₂—FeO'—(Cr₂O₃+Al₂O₃+MgO)

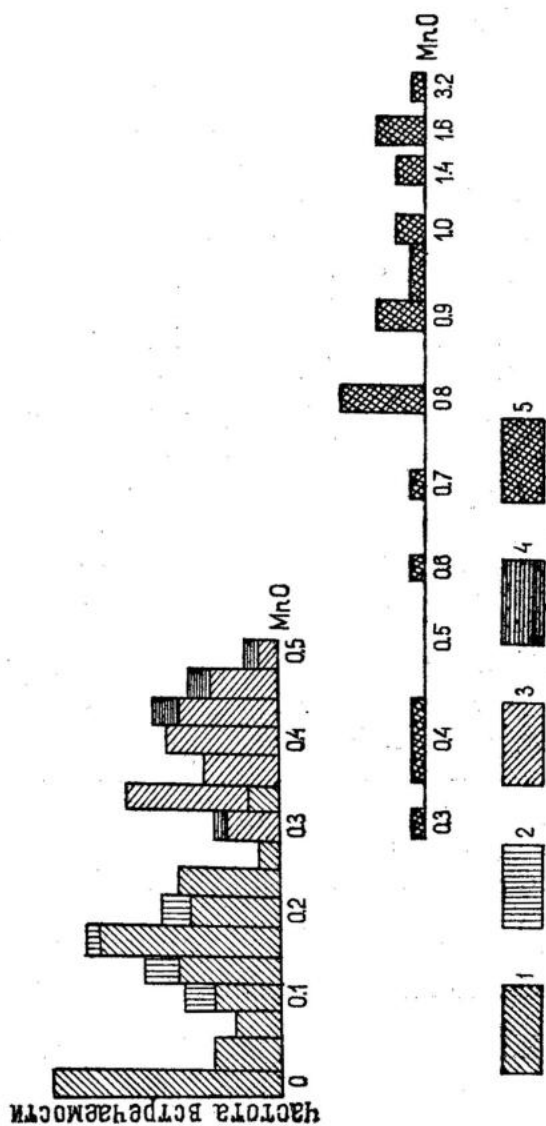


Рис. 4. Гистограмма содержания MnO:
 1 — в пикроильменитах из кимберлитов Якутии; 2 — в высокожелезистых пикро-
 ильменитах из кимберлитов Якутии; 3 — в пикроильменитах из ингилитов; 4 —
 в высокожелезистых пикроильменитах из ингилитов; 5 — в пикроильменитах из
 кимберлитов и родственных им пород Приазовья («Кимберлитовые породы...»,
 1978)

Таблица 2

Химический состав и физические свойства хромшпинелидов из инглитов

Названия групп	Номер образца	R ₈₀₀ , %	H _г , кгс/мм ²	α, мкВ/град	Химический состав, % по массе								
					TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO'	MnO	MgO	NiO	Σ	TiO ₂ /FeO'
Нина	2	15,7	820	—40	10,63	2,43	26,86	50,92	0,20	8,45	0,72	100,20	0,196
	7	15,7	978	—40	10,13	2,44	28,18	49,91	0,21	8,11	1,61	98,93	0,203
	13	15,6	1103	—50	10,62	2,44	26,97	50,64	0,22	8,95	0,76	99,45	0,210
	17	15,9	1007	—75	10,72	2,38	26,34	50,69	0,17	7,29	0,40	98,98	0,211
	19	15,4	950	—65	10,35	2,26	25,08	52,51	0,24	7,50	0,29	98,23	0,197
	25	15,5		—45	9,70	2,59	28,98	49,19	0,20	8,03	0,94	99,63	0,197
Расчетная	2	14,9	726	—50	8,43	2,61	35,92	41,90	1,24	9,76	0,53	99,39	0,239
	5	15,4	916	—60	10,19	1,93	27,77	49,05	0,17	8,88	0,77	99,30	0,217
	15	15,6	1171	—60	10,77	1,97	26,22	49,64	0,17	9,20	0,72	98,69	0,217
	8	15,6	1000	—60	10,93	2,08	26,39	50,29	0,17	8,67	0,78	99,30	0,217

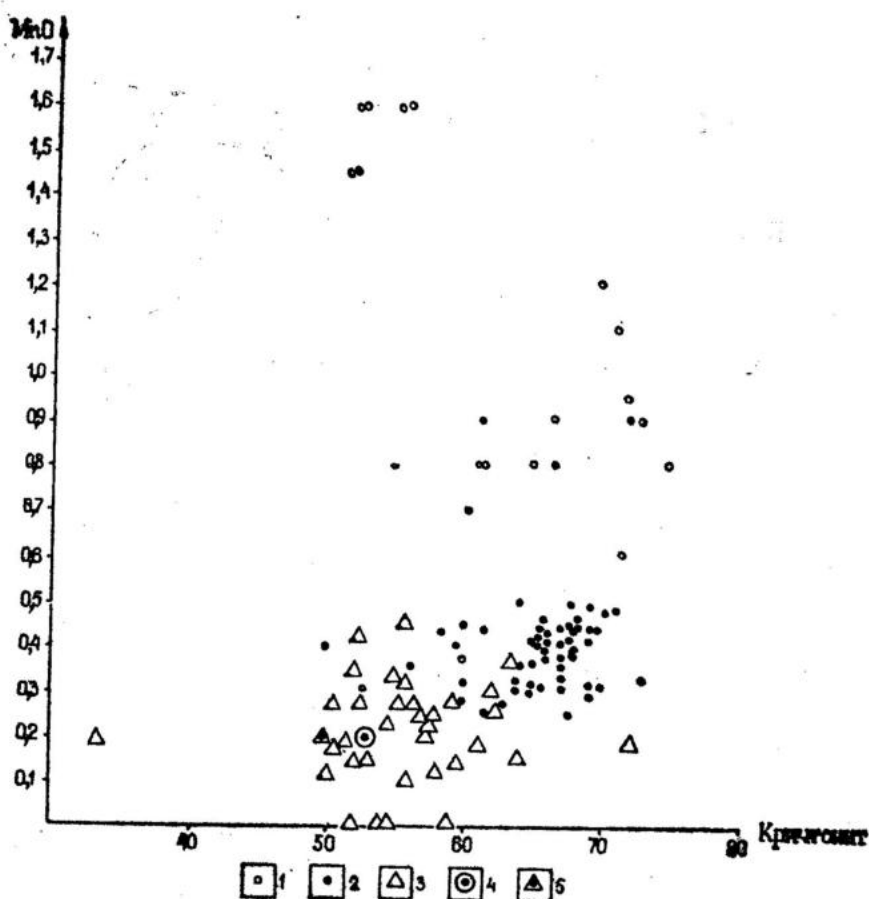


Рис. 5. Соотношение кричтонитовой составляющей и содержания примеси MnO в пикроильменитах:
 1 — из ингилитов; 2 — из кимберлитов Якутии; 3 — из кимберлитов Приазовья;
 4 — среднее по 45 анализам из кимберлитов Якутии; 5 — среднее по 43 анализам из кимберлитов Африки

(рис. 6). На этой диаграмме видна четкая прямая зависимость между содержанием титана и железа и постоянство отношения TiO_2/FeO' в пределах каждой серии анализов хромшпинелидов трубок Маршрутная (I—I') и Загадочная (II—II') из Якутии, трубок Нина и Расчетная Ингиллийского района (III—III'), различающихся между собой по величине отношения Ti_2O/FeO' (табл. 3). Существенно, что хромшпинелиды из кимберлитов Приазовья по отношению TiO_2/FeO' группируются в одну серию с ингилитовыми, хотя концентрация этих элементов в них ниже. Рассматриваемые серии хромшпинелидов представляют собой твердые растворы хромпикотит-титаномагнетит с различным содержанием титана в титаномагнетитовой составляющей, обусловленным, по-видимому, петрохимическими особенностями кимберлитов и родственных им пород. Титанистые хромиты из дисперсной фазы распавшихся твердых растворов, обнаруженные в трубке Зимняя (Розова и др., 1979₁), представляют совсем другой ряд — хромпикотит-ильменит (IV—IV'), а аналогичные им образования из лунного грунта — хромит-ульвешпинель (V—V').

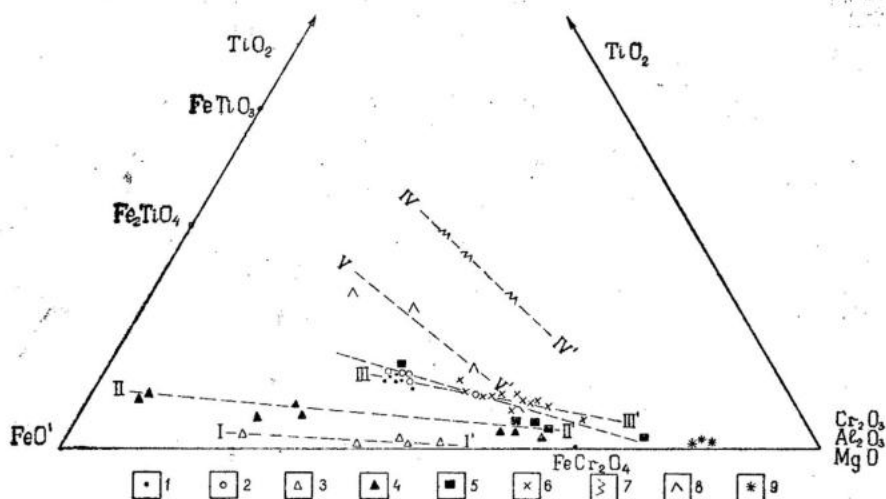


Рис. 6. Тройная диаграмма составов хромшпинелидов в координатах $(Cr_2O_3 + Al_2O_3 + MgO) - TiO_2 - FeO'$:

1 — из эрутивных брекчий; 2 — из интрузивных разностей пород Ингилийского района; 3 — из трубки Маршрутная; 4 — из трубки Загадочная; 5 — из трубки № 1 Якутии; 6 — из кимберлитов Приазовья; 7 — дисперсная фаза в структурах распада пикроильменита трубки Зимняя; 8 — то же из лунного грунта; 9 — из сростков с алмазами

Таблица 3

Отношение TiO_2/FeO' в хромшпинелидах из кимберлитов Якутии и ингилитов

Названия трубок	TiO_2/FeO'					TiO_2/FeO' (среднее)
Нина	0,196 0,197	0,203	0,210	0,211	0,197	0,210
Расчетная	0,239	0,208	0,217	0,217		
Кимберлиты Приазовья	0,215 0,210	0,204 0,190	0,199 0,207	0,205 0,260	0,205 0,220	0,207
Загадочная*	0,096 0,025	0,111 0,076	0,078 0,029	0,125	0,086	0,078
Зимняя*	0,82	1,06	1,07			0,97

*Использованы данные рентгеноспектрального микроанализа (Розова и др., 1982).

Таким образом, типоморфным признаком пикроильменитов из ингилитов является повышенное содержание в них кричтонитовой составляющей и MnO . Дополнительным признаком для их распознавания в шлиховых пробах может служить относительно низкая твердость. Для хромшпинелидов из ингилитов характерны высокое содержание титана и отношение TiO_2/FeO' , равное 0,20—0,21.

Указанные признаки пикроильменитов и хромшпинелидов могут быть использованы при анализе шлиховых проб при проведении геолого-поисковых работ на коренные месторождения алмазов для выбраковки неалмазоносных площадей.

ЛИТЕРАТУРА

Буланова Г. П., Никишов К. Н., Ковальский В. В. и др. О составе гранатов и хромитов, ассоциирующих с алмазами. Труды ЦНИГРИ, вып. 153, 1980, с. 79—89.

Каминский Ф. В. Дайки и трубки Ингилийского района и их петрографический состав. Автореферат дисс. на соискание учен. степени к.г.-м.н. М., ИГЕМ, 1969.

Кимберлитовые породы Приазовья. М., «Наука», 1978.

Розова Е. В., Францессон Е. В., Плешаков А. П. и др. Гейкилоильменит и титановый хромит из кимберлитовой трубки «Зимняя» (Западная Якутия). Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 3, с. 721—726.

Розова Е. В., Францессон Е. В., Плешаков А. П. Новые данные о зависимости термоэдис ильменита из кимберлитов от его химического и фазового состава. Труды ЦНИГРИ, вып. 142, 1979, с. 53—58.

Розова Е. В., Францессон Е. В., Плешаков А. П. и др. Ферримангнитные минералы из кимберлитов Якутии. Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 1, с. 187—192.

Розова Е. В., Францессон Е. В., Плешаков А. П. и др. Высокожелезистые хромшпинелиды в кимберлитах Якутии. Изв. АН СССР, сер. геол., 1982, № 1, с. 78—86.

Соболев Н. В., Похиленко Н. П., Лаврентьев Ю. Г., Усова Л. В. Особенности состава хромшпинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии. «Геология и геофизика», 1975, № 11, с. 7—24.

Cervelle B. Contribution a l'étude de la serie ilmenite-geikielite. Bull. B. Rech. geol. et minières. N 6, 1967, p. 2—26.

Изучение самородного золота для выяснения степени и типа метаморфических преобразований руд. Николаева Л. А. Труды ЦНИГРИ, вып. 178, 1983.

Показателями контактовых и гидротермальных преобразований руд и их интенсивности служат особенности распространения в рудах золота с признаками эндогенных изменений, особенности внутреннего строения выделений и распределения в них содержаний примесей, обусловленные метаморфизмом. Критерием выделения рудных столбов и перспективных площадей является наличие обширных участков, в пределах которых золото имеет признаки эпикристаллизационных преобразований. Илл. 3, библ. 7.

Использование рентгенографии и растровой электронной микроскопии для изучения онтогении самородного золота. Чувикина Н. Г., Амосов Р. А. Труды ЦНИГРИ, вып. 178, 1983.

Предлагается рациональная последовательность выполнения операций по извлечению кристаллов самородного золота из руд, приготовлению препаратов и съемкам рентгеновским методом и в растровом электронном микроскопе. Интерпретация результатов рассмотрена на примере расшифровки двойникового строения нитевидных кристаллов самородного золота. Илл. 3, библ. 22.

Использование методов термобарогеохимии при изучении золото-серебряного месторождения. Шишакова Л. Н., Пальмова Л. Г., Бицоев К. Б. Труды ЦНИГРИ, вып. 178, 1983.

Декрепитация и газовая хроматография использованы для реконструкции Р-Т-С параметров среды минералообразования. На примере золото-серебряного месторождения рассмотрено изменение составов флюидов в процессе минералообразования. Во всех продуктивных комплексах повышаются содержания калия, уголекислоты и метана. В среднем количество воды увеличивается в непродуктивных комплексах. Содержание иона хлора выше в кварце первого продуктивного комплекса, где золото ассоциирует с кварцем, чем в двух других, где золото ассоциирует с сульфидами. В кварце последних ассоциаций каждого минерального комплекса наблюдается повышение концентрации всех изученных компонентов при довольно резком падении содержания воды. Табл. 1, илл. 5, библ. 7.

Изучение распределения и форм нахождения ртути в самородном золоте методом локального рентгеноспектрального анализа. Сandomирская С. М., Яблокова С. В., Преис В. К. Труды ЦНИГРИ, вып. 178, 1983.

Изложены результаты изучения состава ртутистого золота из рудного месторождения Южной Якутии и ряда россыпей Анадырско-Корякского региона методом локального рентгеноспектрального анализа. Выявлено ртутистое золото (α -амальгама) с примесью ртути, достигающей 13%. На поверхности золотин из россыпи изучены пленки природных амальгам — Au_2Hg , Au_5Hg_4 . Установлено неоднородное распределение ртути в золоте как в пределах разных золотин (макронеоднородность), так и каждого выделения (микронеоднородность). Табл. 1, илл. 4, библ. 22.

Выявление сингенетичной природы дисперсного золота в сульфидах по данным его распределения. Гаврилов А. М. Труды ЦНИГРИ, вып. 178, 1983.

Исследовано распределение золота в пирите и арсенопирите двух типичных месторождений прожилково-вкрапленного сульфидного типа. По данным нейтронно-активационного, химического и атомно-абсорбционного анализов монокристаллов и мономинеральных фракций сульфидов из разных участков месторождений показано соответствие распределения содержаний золота нормальному и логнормальному законам при постоянно более высокой золотоносности арсенопирита. Характер сульфидной минерализации закономерно изменяется от богатых участков к бедным, что согласуется с представлениями о сокристаллизации самородного золота и сульфидов. Табл. 2, илл. 4, библи. 4.

Минералого-геохимическая характеристика золота и серебра в рудах полиметаллического месторождения Южной Грузии. Берман Ю. С., Вашадзе Б. Г., Коринтели Г. С. Труды ЦНИГРИ, вып. 178, 1983.

На основании детального минералогического изучения, исследования распределения золота и серебра в полиметаллических рудах и основных рудных минералах, использования результатов фазового анализа руды на золото и серебро и фазовых анализов галенита на серебро, а также определения геохимических взаимосвязей между благородными и цветными металлами в рудах установлены минеральные формы золота (высокопробное золото, электрум, петцит) и серебра (самородные соединения с золотом, аргентит, блеклая руда, петцит, сульфосоли Ag и Sb, Ag и Bi, изоморфное серебро в галените), и выяснено положение благородных металлов в процессе рудообразования. Отложение благородных и цветных металлов происходило в единую кварц-полиметаллическую стадию. Табл. 3, илл. 4, библи. 4.

Минералого-геохимические признаки руд месторождений Армении как основа их типизации на стадии общих поисков. Шер Л. С., Дадаян Г. А. Труды ЦНИГРИ, вып. 178, 1983.

Рассматриваются минералого-геохимические признаки руд различных промышленно-генетических типов (золоторудного, колчеданно-полиметаллического, медноколчеданного и медно-молибденового) месторождений Армении. Особенности минерального состава и самородного золота, отношение Ag/Au, содержания золота и серебра, пределы их колебаний и степень равномерности распределения, а также соотношение основных рудных элементов являются в совокупности признаками формационной систематики рудопроявлений для определения типа оруденения при прогнозно-металлогенических исследованиях. Библи. 3.

Результаты изучения окисленных серебряных руд на одном из рудных полей Северо-Востока СССР. Двуреченская С. С. Труды ЦНИГРИ, вып. 178, 1983.

Исследованы минеральный состав и сереброносность окисленных руд золото-серебряных и серебро-полиметаллических месторождений. В окисленных рудах наиболее широко распространены сульфаты, окислы и гидроокислы, окислы марганца, сульфаты свинца и цинка, а также сульфиды меди, реже встречаются карбонатные формы названных элементов. Серебро в окисленных рудах присутствует в форме вторичного самородного серебра, акантита, пираргирита, штромейерита и макинстриита, а также накапливается во вторичных минералах железа, марганца, свинца, цинка и меди. Изменение минеральных форм нахождения серебра в процессе окисления является одним из важных факторов, влияющих на обогатимость руд. Табл. 2, илл. 4, библ. 9.

Опыт изучения руд неогенового золото-теллурического проявления. Орешин В. Ю. Труды ЦНИГРИ, вып. 178, 1983.

Приводятся сведения о стадийности, минеральном составе и зональности рудоотложения золотоносных минеральных ассоциаций одного из проявлений золото-серебряной формации на Востоке СССР. Впервые для вулканических провинций СССР выделен и описан золотоносный минеральный комплекс, характеризующийся широким развитием голдфилдита, самородного теллура, теллуридов золота, серебра и висмута при незначительном распространении самородного золота. Анализ особенностей состава известных зарубежных месторождений золото-теллурического типа позволяет положительно оценивать перспективы данной минерализации. Табл. 1, илл. 3, библ. 5.

Типоморфизм рудных минералов ингилитов, родственных кимберлитам пород, как отрицательный признак при поисках алмазоносных кимберлитов. Францессон Е. В., Розова Е. В., Пантелеев В. В. Труды ЦНИГРИ, вып. 178, 1983.

Исследованы пиркоильменит и хромшпинелиды из трубок и даек Инглийского района (восточная окраина Алданского щита). Измерены коэффициенты отражения, термоэлектродвижущая сила, твердость, и определен химический состав методом рентгеноспектрального микроанализа. Установлены повышенное содержание кричтонитовой составляющей, примеси MnO , пониженная твердость пиркоильменита и высокая концентрация TiO_2 и FeO в хромшпинелидах из ингилитов по сравнению с теми же минералами из кимберлитов Якутии. Табл. 3, илл. 6, библ. 9.

СОДЕРЖАНИЕ

Л. А. Николаева. Изучение самородного золота для выяснения степени и типа метаморфических преобразований руд	3
Н. Г. Чувикина, Р. А. Амосов. Использование рентгенографии и растровой электронной микроскопии для изучения онтогении самородного золота	8
Л. Н. Шишакова, Л. Г. Пальмова, К. Б. Бицоев. Использование методов термобарогеохимии при изучении золото-серебряного месторождения	16
С. М. Сандомирская, С. В. Яблокова, В. К. Прейс. Изучение распределения и форм нахождения ртути в самородном золоте методом локального рентгеноспектрального анализа	25
А. М. Гаврилов. Выявление сингенетичной природы дисперсного золота в сульфидах по данным его распределения	33
Ю. С. Берман, Б. Г. Вашадзе, Г. С. Коринтели. Минералого-геохимическая характеристика золота и серебра в рудах полиметаллического месторождения Южной Грузии	40
Л. С. Шер, Г. А. Дадаян. Минералого-геохимические признаки руд месторождений Армении как основа их типизации на стадии общих поисков	48
С. С. Двуреченская. Результаты изучения окисленных серебряных руд на одном из рудных полей Северо-Востока СССР	53
В. Ю. Орешин. Опыт изучения руд неогенового золото-теллурического проявления	64
Е. В. Францессон, Е. В. Розова, В. В. Пантелеев. Типоморфизм рудных минералов ингилитов, родственных кимберлитам пород, как отрицательный признак при поисках алмазоносных кимберлитов	73

**Методика минералогических исследований месторождений
благородных и цветных металлов**

Труды ЦНИГРИ

Выпуск 178

**Ведущий редактор И. А. Коротченко
Технический редактор Н. А. Баклагина**

Л-88225
Печ. л 5,5
Заказ 1337

Подписано к печати 30/12-1983 г.
Усл. л. 7,7
Тираж 500 экз.

Бумага 70×108¹/₁₆
Уч.-изд. л. 5,0
Цена 1 руб.

Типография ВЦИО, Москва, Б. Полянка, 43