



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ВСЕСОЮЗНОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО  
Амурское отделение

5241

# Минералого- геохимические проблемы рудноносности восточной окраины Азии

Ответственные редакторы:

доктор геолого-минералогических наук В.Г. МОИСЕЕНКО,  
доктор геолого-минералогических наук Г.И. ТУГОВИК



МОСКВА  
"НАУКА"  
1990



Авторы:

В.Г.Моисеенко; Г.В.Ботряков, И.Д.Зайкин, В.И.Кирасирова,  
А.А.Конюшок, Ю.В.Кошков, Н.Е.Маляшин, Г.И.Неронский,  
В.Д.Пантаев, Ю.Н.Припутнев, А.П.Сорокин, Г.И.Туговик

Минералого-геохимические проблемы рудоносности восточной окраины Азии. М.: Наука, 1990. - II6 с. - ISBN 5-02-003222-0

В книге рассмотрены минералого-геохимические особенности рудной минерализации восточной окраины Евразии, проблемы рудоносности магматических комплексов. Приведены результаты минералогических исследований самородного золота и особенностей золоторудных месторождений, физико-химические условия рудного процесса с детальным описанием методики исследований состава газов и солей в газовой-жидких включениях в самородном золоте.

Для геологов, геохимиков и минералогов.

Табл. 21. Илл. 47. Библиогр.: 79 назв.

Рецензенты: Ю.Б.Марин, Е.П.Малиновский

Редактор Т.Н.Шумяцкая

The book covers the most important aspects of mineralogy and geochemistry of ore mineralization at the East edge of Asia as well as the problems of ore-bearing magmatic complexes. It presents the results of mineralogy analyses of native gold, main features of gold-ore deposits and physics and chemistry of ore-forming processes. Particular attention is also paid to the methods of investigation of gas-liquid inclusions in native gold.

The book is intended for geologists, geochemists and mineralogists.

М 1804020000-191 407-90, II полугодие  
042(02)-90

© Издательство "Наука",  
1990

ISBN 5-02-003222-0

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Для современного состояния науки о вещественном составе земной коры характерно стремление к познанию деталей сложных изменений минеральных индивидов, их ассоциаций в генетическом и историческом плане. Целью таких исследований является полная расшифровка всей истории данного минерального комплекса как геологического объекта [63]. Эта задача диктуется потребностями народного хозяйства в минеральном сырье, которые ставят перед наукой все более сложные проблемы. Одна из них — совершенствование существующих и выработка новых поисково-оценочных критериев оруденения, без чего в настоящее время невозможно целенаправленно проводить геолого-разведочные работы. Вместе с тем эффективность этих критериев зависит от состояния общей теории рудообразования, от полноты и правильности представлений о генезисе тех или иных месторождений. Все качества минералов — их химический состав, структура, физические и химические свойства, строение и форма, взаимные сочетания и распределение в природе — обуславливаются их генезисом... генезис каждого исследуемого минерала записывается на исследуемом объекте [10].

Несмотря на то что изучение различных аспектов золотой минерализации успешно проводят сотрудники ИГЕМ (М.Н.Новгородова, Н.В.Петровская); СО (Г.Н.Гамянин, Н.В.Нестеров, Н.А.Росляков, В.П.Самусинов, Ю.Г.Щербаков) и ДО АН СССР (В.И.Гончаров, Н.А.Шило); ЦНИГРИ (М.М.Константинов, А.А.Сидоров, В.П.Новиков, М.С.Михайлова); ДВИМС МГ СССР (В.А.Буряк, В.И.Сухов, В.Д.Мельников) и другие организации, многие вопросы прогнозирования месторождений золота требуют своего разрешения на основе нового фактического материала, получаемого при применении современных методик исследования.

В настоящей работе авторы (действительные члены ВМО, Амурское отделение) попытались рассмотреть ряд проблем, касающихся минералогической и геохимической сущности золоторудного процесса. Работа выполнена на примере подвижных поясов восточной окраины Евразии, описание которых приведено В.Г.Моисеенко и А.П.Сорокиным (см.гл.1). Минералого-петрологические аспекты золотоносности магматических комплексов различных структурно-фациальных зон (см.гл.2) рассмотрены

Г.В.Ботряковым, Ю.В.Кошковым, А.П.Сорокиным. Закономерности распространения химических элементов и минеральных ассоциаций на близ-поверхностных золото-серебряных месторождениях субаэральных вулканических поясов (см.гл.3) установлены с применением ЭВМ В.И.Кираси-ровой, Н.Е.Малягиным, Г.И.Туговиком. На примере месторождения золо-то-кварцевой формации Ю.Н.Припутневым проанализирован типоморфизм пирита (см.гл.4).

Изучение типоморфных особенностей самородного золота, про-веденное Г.И.Неронским, позволяет прогнозировать золоторудные ме-сторождения (см.гл.5). Оригинальная методика исследования термо-эда самородного золота изложена В.Д.Пантаевым (см.гл.6). Для рас-шифровки физико-химических условий формирования руд золото-суль-фидно-силикатной формации А.А.Конюшком определена устойчивость со-существующих с золотом сульфидов (см.гл.7).

В.Г.Моисеенко и И.Д.Зайкиным рассмотрены новые данные по фи-зико-химическим условиям золоторудного процесса (см.гл.8) с де-тальным описанием методики исследований состава газов и солей в газовой-жидких включениях в минералах.

Приведенные данные указывают на корреляцию тектонических струк-тур, магматизма и оруденения и позволяют целенаправленно прогнози-ровать золоторудную минерализацию.

## Г л а в а I

### СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО И ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

В пределах Евразии расположены основные подвижные элементы тектоносферы земного шара. Крупнейший из них - Урало-Монгольский (Урало-Охотский) пояс разделяет Русскую (Восточно-Европейскую), Сибирскую и Китайско-Корейскую платформы. Южнее его находится Средиземноморский пояс, протягивающийся в Азию из Европы и северо-западной Африки и отделяющий Русский кратон от Африкано-Аравийского и Китайско-Корейский от Индостанского. И, наконец, на периферии материка указанные подвижные системы сопряжены с Тихоокеанским поясом, формируя своеобразную зону перехода от Азиатского континента к Тихому океану. В ее пределах Урало-Монгольский пояс представлен Центрально-Азиатской ветвью, на которую наложены структуры Монголо-Охотской складчатой области, образуя внешнее континентальное обрамление Тихоокеанского пояса. Заложение этих горно-складчатых сооружений произошло в среднем(?) - позднем рифее в процессе распада раннедокембрийского суперконтинента [76]. В дальнейшем, в результате фанерозойского тектогенеза они неоднократно подвергались деструкции с возникновением и отмиранием геосинклинально-складчатых систем.

И все же в истории развития рассматриваемых поясов существуют принципиальные различия. Для Центрально-Азиатского пояса характерна широтная и северо-восточная ориентировка структур, сформированных в условиях последовательной миграции с севера на юг геосинклинального процесса и областей заверенной складчатости: от карелид, байкалид Забайкалья и Дальнего Востока до герцинид и ранних мезозойских южной Монголии и северного Китая. При этом следует отметить, что герцинский диастрофизм оказался решающим в эволюции пояса. Указанная выше линейность осложнена выступами метаморфического фундамента и массивами разновозрастных гранитоидов, полосовидной, полигональной и овальной форм, нередко конформных общему структурному плану (Каларский, Чарский, Могочинский и др.), придающих Центрально-Азиатскому поясу мозаичный облик.

Структуры Монголо-Охотского пояса "врезаны" вдоль зон одноименного и Центрально-Монгольского глубинных разломов в текто-

нические комплексы Центрально-Азиатского пояса. В пределах этого же-лоба в течение палеозоя и мезозоя была сформирована Монголо-Охотская геосинклинальная система, составляющая с Сихотэ-Алинским аналогом Дальневосточную складчатую область [33]. Для нее характерна поэтапная долготная миграция геосинклиналей с запада на восток, общее омоложение в этом же направлении разновозрастных формационно-тектонических комплексов и полицикличность развития, в котором особенно интенсивно проявился киммерийский этап тектогенеза. Все это определяет фрагментарность строения Монголо-Охотского пояса с наличием близмеридиональных отрицательных и положительных структур разнообразной формы и генезиса.

Кайнозойская история восточной Азии протекала под влиянием альпийского диастрофизма, обусловленного коллизией Африкано-Аравийской и Индостанской плит с Евразийской. Эти события привели к образованию горных сооружений от Тянь-Шаня и Памира до Цынлина и Верхоянья [76]. Одновременно происходил мощный рифтогенез на восточной окраине Евразийского континента, который привел к образованию в системе Тихоокеанского пояса серии окраинных морей.

Таким образом, указанная разноплановость в развитии Центрально-Азиатского и Тихоокеанского (включая Монголо-Охотский) поясов не позволяет рассматривать морфоструктуру востока Азии только с позиций традиционной линейности складчатых структур: широтной в Забайкалье и Верхнем Приамурье и меридиональной - в зоне перехода от континента к океану. Налицо более сложные связи.

В последние годы Л.И.Красный различает в этом регионе Байкальский, Алдано-Становой и Амурский геоблоки, разделенные Монголо-Охотской, Баргузино-Витимской межблоковыми зонами, а другие исследователи [14, 24] считают, что структурные неоднородности Азии - результат возникновения и развития морфоструктур центрального типа. Ими выделены Аргуно-Буреинская, Алданская и Витимо-Байкальская ядерно-сводовые области (мегаструктуры), образующие гигантский овал - Амурию. Мегаструктуры сформированы в процессе герцинского и мезозойского этапов тектогенеза. Они имеют сложное внутреннее строение и состоят из структур более высокого порядка: сводов, овалов проседания и т.д., контролируемых границами областей. И все же часть их нередко группируется в протяженные геосинклинальные и депрессионные зоны северо-восточной и близмеридиональной ориентировки (например, Аргуно-Гонжинско-Чарский ундулирующий свод и Сунляо-Верхнезейская седловина и др.), занимающих секующее положение по отношению к ядерно-сводовым морфоструктурам [46].

Авторы рассматривают структуру восточной окраины Евразии с позиций длительного взаимодействия процессов, происходивших в Атлантическом и Тихоокеанском сегментах Земли, выраженных в наложенности или сопряженности разноплановых (преимущественно ортогональной

ориентировки) структурно-формационных комплексов [4]. По этим признакам в регионе выделены четыре литосферных блока: Забайкальский (I), Амурский (II), Сихотэ-Алинский (III) и Япономорский (IV). Они отличаются строением и мощностью земной коры, геодинамическим режимом развития, металлогеническим содержанием и разделены глубинными разломами - "структурными порогами", которые выделяются в виде магмапроницаемых зон и систем поднятий. К ним относятся (с запада на восток): Восточно-Хангайский, Шилка-Аргунский, Тастахский и Восточно-Сихотэ-Алинский.

Восточно-Хангайский линеймент располагается в системе транс-континентальной структуры, известной под названием Верхояно-Бирманской (Вебирс) зоны сочленения центрально- и восточно-азиатских структур [31]. От Верхоянья она проходит по Вилюйской синеклизе, между Ангаро-Анабарской плитой и Алданским щитом, по Центральной Монголии, Алашаньской зоне и далее опускается к югу в Бирманскую впадину. По мнению некоторых исследователей, указанная зона является западной границей Тихоокеанского подвижного пояса и представляет собой рубеж, с которого начинается мезозойская тектоно-магматическая активизация восточного звена Урало-Монгольского пояса. Эта структура оказала существенное влияние на формирование байкалид, а в фанерозое во многом определила тектонические, магматические и металлогенические процессы.

Отчетливо выражен также Шилка-Аргунский "структурный порог". В пределах Забайкалья он происходит через Могочинский, Моклажанский, Каларский выступы и Удоканский авлакоген, ограничивая с востока область каледонской складчатости. К югу, в пределах Китая, указанная структура выделяется вдоль западных ограничений мезозойд Большого Хингана, в значительной мере совпадая с краевым швом северо-восточного выступа Китайской платформы.

Поперечная зона, разделяющая Буреинский массив и Сихотэ-Алинскую геосинклинально-складчатую систему, представлена Тастахским разломом, уходящим далеко к югу в Китай и ограничивающим с востока Восточно-Китайскую рифтовую область [72]. Заложение этого линеймента связано с герцинскими движениями. В мезозое вдоль него произошло внедрение гранитоидов, формирование грабенов и вулканических построек.

В составе указанных выше блоков различаются мегаблоки с однородным литосферным слоем, близкими условиями седиментации и магматизмом. В Забайкальском блоке они представлены Бодайбино-Патомской, Байкало-Витимской, Селенгино-Яблоновой, Монголо-Забайкальской, Центрально-Монгольской, Южно-Монгольской и Внутренне-Монгольской; в Амурском - Чаро-Олекминской, Алданской, Становой, Амуро-Охотской, Буреинской; в Сихотэ-Алинском - Западно- и Восточно-Сихотэ-Алинской складчатыми системами.

Таким образом, подвижные области восточной окраины Евразии представляют собой мозаично-блоковое сооружение разнопланового тектонического стиля. Для его западной половины еще С.С.Смирновым была разработана концепция о зональном (продольном по отношению к общей структуре) распределении мезозойского оруденения, а в более поздние годы развиваются представления о металлогенической специализации сводово-глыбовых, очаговых и сквозных структур [70, 76]. Авторы исходят из положения о взаимосвязи геологических процессов, происходивших в Центрально-Азиатском и Монголо-Охотском поясах, обусловивших сложную композицию блоковых и межблоковых структур с полициклической проявленностью магматизма при существенной роли полигенного оруденения.

Указанные положения могут быть проиллюстрированы рядами рудных элементов по латерали и вкрест складчатым структурам. Вдоль зоны сопряжения Центрально-Азиатского пояса и Сибирской платформы основными рудогенерирующими эпохами являются ранний докембрий, рифей, палеозой и в значительно меньшей мере мезозой. В Бодайбино-Патомской и Байкало-Витимской металлогенических областях с ними связаны проявления полиметаллических и калийно-глиноземных руд, золота, меди; в Чаро-Олекминской – доминируют медь, железо, титан, апатиты, редкие земли, полиметаллы с золотом, в Алданской – железо, апатиты, золото и молибден (рис. I).

Расположенные южнее Селенгино-Яблоневая и Становая металлогенические области, основу которых составляют карельские и каледонские мегакомплексы, характеризуются интенсивной проявленностью в позднем палеозое и мезозое процессов дейтероорогенеза. Это определяет более широкий спектр и полигенность оруденения. В первой из них с кембрийскими терригенно-вулканогенными формациями связаны полиметаллические месторождения, а с этапами тектоно-магматической активизации – золотая, вольфрамовая, молибденовая и медная минерализация. В Становой области, кроме этих элементов, с карельским комплексом основания ассоциируют месторождения железистых кварцитов, апатит-титаномagnetитовых и сульфидных руд.

Южно-Монгольская и Внутренне-Монгольская металлогенические области, представляющие собой южную ветвь Центрально-Азиатского пояса, сформированы в герцинский и раннемезозойский этапы тектоногенеза. С ними связано образование золото-полиметаллических, мышьяково-свинцовых, медно-молибденовых, оловянно-молибдено-вольфрамовых и вольфрам-молибденовых месторождений.

Структуры Монголо-Охотского пояса существенно отличаются металлогеническим содержанием от ранее рассмотренных. В северо-западной его ветви (Монголо-Забайкальская область) профилирующими являются олово, вольфрам и золото, а южнее (Центрально-Монгольская область) – полиметаллы, вольфрам, золото и флюорит. На продолжении их к востоку, в пределах Амуро-Охотской области, существенное зна-

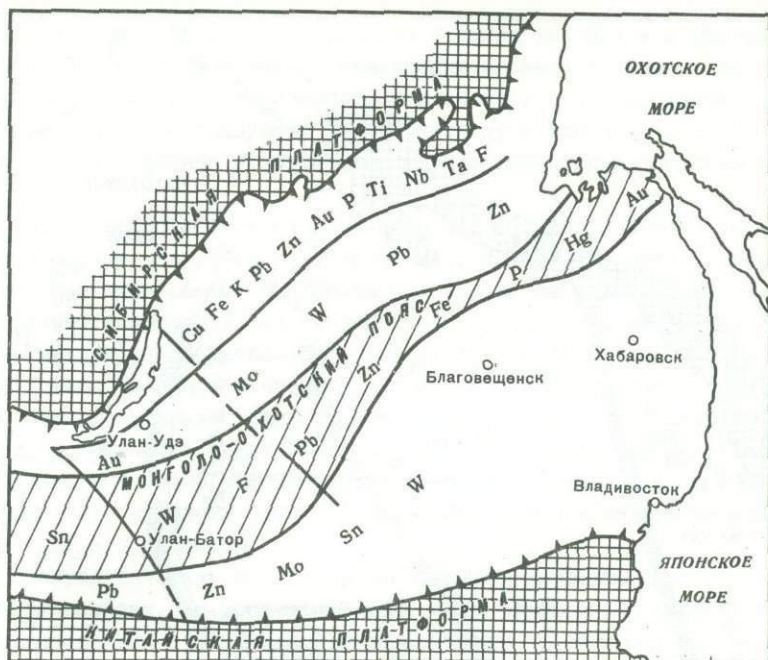


Рис. 1.

Схема продольной металлогенической зональности зоны сочленения Урало-Монгольского и Тихоокеанского поясов

чение приобретают также фосфориты, железо, марганец, ртуть, сурьма, а в Сихотэ-Алинской - вновь доминирует оловянно-вольфрамовая, полиметаллическая и золото-серебряная минерализация.

Все это указывает на определенную металлогеническую гетерогенность линейных структур восточного звена Урало-Монгольского пояса и существование региональных барьеров, роль которых выполняют "структурные пороги". Сопряженные с ними литосферные блоки характеризуются определенной рудной специализацией. Забайкальскому блоку (I) в целом присуща олово-полиметаллическая и вольфрам-золото-молибден-фторовая минерализация (рис.2). Сопредельный с ним с востока Амурский блок (II) является полиминеральным со следующим рядом рудных элементов: железо, титан, медь, фосфор, золото и молибден, а Сихотэ-Алинский (III) - вновь приобретает черты оловянно-вольфрамового профиля. Для него также характерны полиметаллы, серебро, бор и фтор. Металлогеническая зональность Сихотэ-Алинского блока наиболее показательна структурно-формационными комплексами. В соответствии с общим тектоническим планом здесь оловянно-вольфрамовая минерализация прослеживается в субмеридиональном направлении и приурочена к западной и центральной части блока, сменяясь к востоку редкометальным и се-

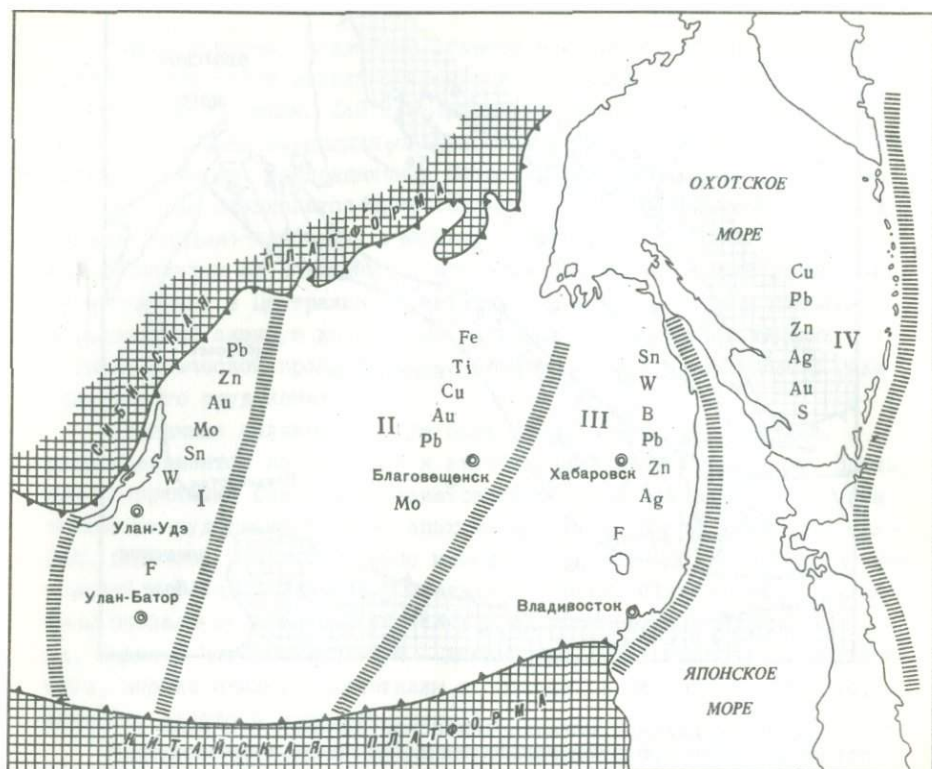


Рис. 2.

Схема поперечной металлогенической зональности зоны сочленения Урало-Монгольского и Тихоокеанского подвижных поясов

Поперечные литосферные блоки: I - Западный, II - Центральный, III - Восточный, IV - Океанский

ребряно-медно-полиметаллическим оруденением. Наряду с отмеченными субмеридиональными рудными зонами в северной и южной частях Сихотэ-Алиня проявлены широтные золоторудные зоны.

И наконец, на стыке океана с континентом для Япономорского блока (IV) характерно широкое развитие андезитового магматизма и преобладание рудообразующих флюидов с высоким содержанием серы [45]. Именно здесь доминируют месторождения меди, имеющей теснейшее химическое сродство с серой. В пределах этого блока сравнительно широко проявлены хром, свинец, цинк, серебро и сера. Причем во внешних островных дугах в ранние стадии их формирования с базальтовым субстратом связаны хром и медь, а во внутренних островных дугах с габбро-плагиогранитными образованиями ассоциирует колчедан-полиметаллическая минерализация с серебром.

Мощность земной коры уменьшается в направлении от континента к океану, а также уменьшается глубина формирования магматических

очагов, и в связи с тем, что расплав и флюид находятся в равновесии, с изменением состава и физико-химических параметров флюида во времени и в пространстве изменяются и магматические выплавки. В свою очередь, рудообразующие флюиды наследуют основные особенности магматического флюида и определяют металлогеническую зональность (см. гл.8).

Анализ металлогенической зональности рассматриваемого региона показывает, что наиболее устойчивые корреляционные связи рудных компонентов наблюдаются в поперечных структурах. Для них характерна повторяемость определенных геохимических рядов (например, редко-металльный профиль Забайкальского и Сихотэ-Алинского блоков) и наличие группы сквозных элементов: золота и молибдена в линейных, групп черных металлов в поперечных зонах (в частности, Амурского блока). Зональность оруденения с позиций термобарогеохимии объясняется изменением минералообразующей среды во времени и в направлении от континента к Тихому океану в условиях тесной взаимосвязи флюидов, магматизма и оруденения.

Минералогические аспекты формирования оруденения этого региона многоплановы. Мы рассмотрим лишь часть проблем, связанных с прогнозированием золоторудной минерализации: 1) минералого-петрологические проблемы золотоносности магматических комплексов; 2) типоморфные особенности золота россыпей, используемые для прогнозирования коренных источников; 3) минеральные ассоциации золотого оруденения на примере месторождений субаэральных вулканогенных поясов; 4) типоморфизм пирита как критерий оценки золоторудных зон; 5) термоэлектрические свойства самородного золота; 6) устойчивость золоторудных ассоциаций.

## Г л а в а 2

### МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ЗОЛОТОНОСНОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Выработка минералого-петрологических критериев связи рудных месторождений (золота, в частности) с магматическими комплексами имеет в настоящее время важное значение, так как применение сравнительно недорогих методов петрологического исследования вещества с анализом отдельных пороодообразующих минералов существенно удешевляет работы по оценке перспектив районов развития магматических комплексов на эндогенное оруденение. Кажется уместным здесь напомнить слова известного геохимика Д.Шоу, который писал, что "информация о месторождениях, несомненно, заключена в абсолютно безрудных породах".

Проблемы соотношения магматизма и сопряженных с ними процессов рудообразования широко обсуждались ранее (Бетехтин, 1953;

Кеннеди, 1957; Коржинский, 1953; Смирнов, 1969; Маракушев [39], Ляхович [37] и др.). Однако наметились лишь самые общие критерии перспективности магматических комплексов на золотое оруденение, такие, например, как ведущая роль плагиогранитов в ассоциации гранитоидов. Некоторые исследователи, исходя из факта отсутствия статистически значимых коэффициентов корреляции золота с петрогенными и рудогенными элементами, пришли к предположению о полной независимости поведения золота в магматических породах и нахождении большей его части в самостоятельной фазе в свободном атомном состоянии (Щербakov, 1974). Это заключение, естественно, подвергает сомнению возможность выработки петрологических критериев связанности магматических комплексов с эндогенным золотым оруденением.

Выход здесь видится в существовании связи между золотом и газовой (флюидной) фазой магматических расплавов, послуживших источниками рудного вещества. Реконструкция флюидного режима может позволить с большей или меньшей степенью достоверности высказывать суждения о перспективах появления золоторудных тел в пространственной связи с массивами интрузивных пород и толщами вулканитов. При этом, естественно, необходимо учитывать физико-химические условия протекания процессов генерации, мобилизации и переноса золота и др.

Прогнозируя связь оруденения того или иного полезного компонента с магматическими комплексами, еще до недавнего времени исследователи обращали внимание на степень обогащенности этим компонентом пород рассматриваемых комплексов. Если в породах наблюдалось заметное повышение содержания элемента, то такие комплексы без сомнения включались в разряд рудоносных. Однако процесс накопления фактического материала привел к выводу, что часто наоборот, в массивах, с которыми связано оруденение, отмечается понижение содержания элемента, накапливающегося в рудных телах. И это кажется более логичным — ведь для того, чтобы магма могла поставить значительное количество рудного вещества в рудолокализирующие структуры, она должна этим компонентом обедниться. В соответствии с вышесказанным не следует вдаваться в другую крайность, утверждая, что дефицит в породах интересующего нас полезного компонента свидетельствует об обязательности обнаружения его сконцентрированным в рудных телах, так как любое магматическое образование проходило сложный путь эволюции, и только когда достигается понимание его направленности, можно делать подобные выводы.

Объектами для установления критериев прогнозирования золоторудных месторождений стали магматические комплексы одного из вулканоплутонических поясов восточной окраины Евразии. Он представляет собой субширотную сложнопостроенную орогенную структуру, заложенную вдоль зоны сопряжения геосинклинально-складчатой системы и срединного массива. Ширина его в разных частях изменяется от 20 до 130 км

при протяженности более 600 км. Формирование пояса связано с этапом позднемезозойской тектоно-магматической активизации, проявленным в образовании очаговых и линейных структур, наложенных на выступы домезозойского фундамента и разделяющие их депрессии, сложенные терригенными образованиями нижней молассы. Это определяет неоднородность пояса, выраженную в чередовании положительных и отрицательных структур.

В строении пояса принимают участие три вулcano-плутонические ассоциации: позднеюрская-раннемеловая, раннемеловая и ранне-поздемеловая. Первая из них представлена преимущественно интрузивным комплексом, слагающим крупные трещинные и батолитоподобные тела мезоабиссального фациального класса. В составе комплекса выделяется пять фаз внедрения: габбро, габбро-диориты и диориты; кварцевые диориты, монцонито-диориты; гранодиориты, адамелиты, кварцевые диориты; граниты, адамеллиты; аляскитовые граниты. Характерной его особенностью является гомодромность, преимущественное развитие кислых и умеренно кислых пород, поэтому в дальнейшем комплекс называется гранит-гранодиоритовым.

Раннемеловая ассоциация наиболее полно отвечает понятию вулcano-плутонической, так как она включает и вулканические, и интрузивные образования преимущественно среднего состава. Первые из них сложены чередующимися пачками лав, лавобрекчий и туфо-андезитов, с которыми ассоциируют субвулканические интрузии, нежки и экструзивные образования того же состава. Они образуют базальт-дацит-андезитовую формацию повышенной щелочности.

Интрузии раннемеловой ассоциации приурочены чаще к положительным структурам, совпадающим с выступами фундамента, формируя трещинно-пластовые тела. Становление этого комплекса происходило в пять фаз: пироксеновые диориты и кварцевые диориты; кварцевые монцонито-диориты, кварцевые монцониты, двупироксеновые микрограниты, адамеллиты, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, трахитовые гранодиориты, кварцевые монцонито-диориты, адамеллиты, кварцевые диоритовые порфириты; лейкократовые граниты и аляскиты. По преимущественному развитию пород данный комплекс получил название гранодиорит-диоритового. Для него характерна повышенная щелочность калий-натриевого и натрий-калиевого типов.

Ранне-поздемеловая ассоциация представлена контрастной базальт-дацит-липаритовой формацией повышенной щелочности, которую слагают два комплекса: дацит-липаритовый и более молодой базальт-липаритовый. Породы дацит-липаритового комплекса представлены лавами, туфами и игнимбритами липаритов, липарито-дацитов, дацитов и реже андезитов-дацитов, ассоциирующими с субвулканическими образованиями того же состава. Базальт-липаритовый комплекс образуют базальты, липариты, трахилипариты, трахидациты, их туфы и игнимбриты покровной и субвулканической фации.

В целом для указанных ассоциаций характерна латеральная зональность, выраженная приуроченностью к выступам пород докембрийского фундамента интрузивных и субвулканических тел и более простым строением разделяющих их депрессионных структур, сложенных толщами эффузивов с незначительной ролью интрузивных образований. Указанные различия пояса позволяют в дальнейшем рассматривать его строение в виде вулканогенных (депрессионных) и интрузивных (геоантиклинальных) зон, последние из которых условно называются нами также выступами.

Материал (более 600 силикатных анализов пород) анализировался по двум вулканогенным и двум интрузивным зонам, называемым в зависимости от пространственного расположения западным и восточным выступами. Пояс ограничивается с запада блоком докембрийских пород, с востока - мезозойской депрессионной зоной.

Среднее содержание золота в породах рассматриваемых комплексов, как правило, выше кларкового. Отмечаемая рядом исследователей тенденция понижения содержания золота по мере возрастания кремникислотности пород, характерная для других регионов, в породах западного выступа не выявляется. По данным И.С. Чанышева, наиболее высокие содержания золота устанавливаются в близповерхностных интрузиях и дайках диорит-гранодиорит-плагиогранитного состава.

Высвобождению и транспортировке золота из расплавов к месту его отложения должна предшествовать значительная дифференцированность магм [44]. Диаграмма нормативных составов  $Ab - 0,6Q - Or (H_2O)$  (рис.3) демонстрирует близэвтектический состав пород интрузивных комплексов всех зон, что характеризует их как производные анатектических магм и свидетельствует о значительной дифференцированности сформировавших комплексы расплавов. Положение же полей распространения, состав на диаграмме  $(N_2O + K_2O) - (Fe_2O_3 + FeO) - MgO$  (рис.4) позволяют заключить, что в восточной интрузивной зоне (выступе) породы обоих интрузивных комплексов значительно более дифференцированы, чем в западных интрузивной и вулканогенной зонах. Составы пород восточной депрессионной зоны занимают среднее положение.

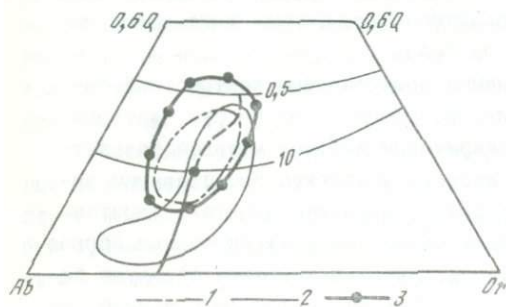


Рис. 3.

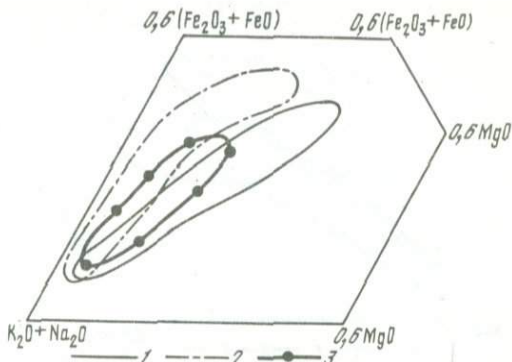
Нормативный состав пород в координатах  $Ab - 0,6Q - Or (H_2O)$  (Bowen, Tuttle, 1958)

Комплексы: 1 - гранит-гранодиоритовый; 2,3 - гранодиорит-диоритовый; 2 - западный выступ и депрессионная зона, 3 - восточный выступ

Рис. 4.

Вариации состава мелодивных интрузивных комплексов

- 1 - западные выступ и депрессионная зона;
- 2 - восточный выступ;
- 3 - восточная депрессионная зона



Такие соотношения объясняются, очевидно, большей эродированностью интрузий в восточном выступе, отчего тренд эволюции развитых здесь пород имеет более крутой наклон.

Данный факт говорит о меньшей вероятности обнаружения здесь крупных золоторудных тел, так как несомненно, что если состав флюидной фазы стимулировал миграционную способность золота в процессе дифференциации, то оно должно было перенестись на относительно более высокие горизонты, отложиться там в благоприятных структурах или рассеяться и в дальнейшем при разрушении массивов перейти в россыпи.

Меньшая дифференцированность комплексов в западных выступе и депрессионной зоне может рассматриваться как относительно более благоприятная для формирования золоторудных тел характеристика. Этим объясняется повышение содержания золота в апикальных частях интрузий, а также локализация золоторудных жил в зоне эндоконтакта близ-поверхностных тел, являющихся апофизами крупных гранитоидных массивов (здесь происходит разгрузка рудонесущих растворов).

Иначе, чем для интрузивных пород, следует, очевидно, интерпретировать факт различной дифференцированности вулканогенных пород. Несомненно, что признаки возрастания степени дифференцированности магм, сформировавших комплексы вулканических пород, свидетельствуют об увеличении перспективности появления в ассоциации с этими комплексами рудных тел, локализующихся обычно в экструзиях, субвулканических телах и других благоприятных для рудоотложения структурах.

Из трех изученных комплексов выявляется наибольшая дифференцированность пород контрастного базальт-липаритового комплекса (рис.5), причем это свойственно всем четырем зонам вулкано-плутонического пояса. Примечательно, что внутри каждого из этих вулканогенных комплексов породы субвулканической формации всегда более магнезиальны, чем покровные вулканы. Особенно это характерно для

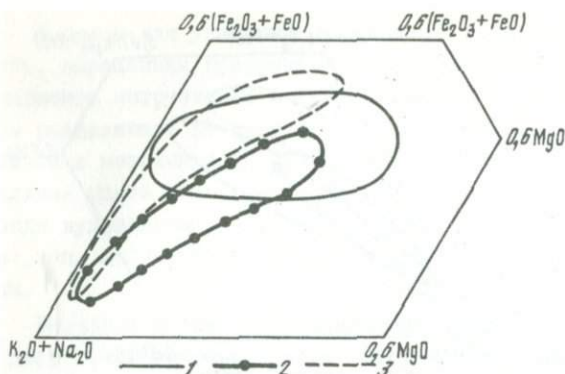


Рис. 5.

Вариации состава меловых комплексов эффузивных и субвулканических пород

Комплексы: 1 - базальт-дацит-андезитовый, 2 - дацит-липаритовый, 3 - базальт-липаритовый

пород среднего и основного состава (на диаграмме данная закономерность не нашла графического выражения). Данный факт говорит, очевидно, о длительности связи периферических магматических очагов с глубинными источниками магм - последние порции расплавов поступали в верхние горизонты земной коры в условиях активного растяжения, вследствие чего недифференцированный расплав внедрялся по ослабленным зонам, не задерживаясь в близповерхностных очагах. Связь золоторудных тел с такими образованиями носит, естественно, только пространственный характер.

В настоящее время достаточно детально охарактеризованы миграционные формы золота и доказана высокая стабильность его комплексов с хлором и серой [39, 44]. Хлоридная специфика флюидов, сопровождающих эволюцию меловых гранитоидных и вулканогенных комплексов косвенно подтверждается составом биотитов пород, развитых в западном выступе. Они характеризуются практически полным отсутствием олова, ярко выраженного фторофильного элемента (табл. I). Исключительный дефицит олова в разновозрастных и разнофациальных породах выступа говорит о глобальности процесса обеднения магм оловом. Примечательно, что роль олова существенно возрастает в породах восточного выступа. Предполагая, что хлоридная специфика флюидов здесь ослабляется, можно ожидать уменьшения переноса золота в хлоридных комплексах. Установлено, что металлогения золота и олова, как правило, несовместима [62], поэтому сам факт роста олова в золоторудных районах должен рассматриваться как неблагоприятный фактор при поисках месторождений золота.

В биотитах порфириовидных гранитов гранит-гранодиоритового комплекса, в непосредственной близости от массива которых локализовано золоторудное месторождение, отмечается резкое возрастание содержаний базофильных элементов (Cr, Co, Ni) по сравнению с биотитами и роговыми обманками из нерудоносных игнимбритов и андезито-базальтов базальт-дацит-липаритовой формации (см. табл. I).

Необычность поведения базофильных (мантийных) элементов может быть объяснена их привнесением из мантийных горизонтов. Этот вывод подтверждается минералогическими данными, полученными В.И.Кирасировой (см. гл.3), которая высказывает предположение о подкоровом источнике золота в зонах с существенным развитием гранитоидов.

Т а б л и ц а I

Среднее содержание (в г/т) микроэлементов в темноцветных минералах

Элементы	1 (3)	2 (5)	3 (4)	4 (2)
Cr	130	17	34	19
Co	33	25	30	27
V	74	66	415	69
Ni	130	40	38	48
Sn	-	-	5	-
Zn	110	55	152	190
Sc	7	12	91	20
Ag	1,5	0,81	1,5	-
Cu	8	12	17	27

Примечание. 1 - биотит порфировидных гранитов гранит-гранодиоритового комплекса (западный выступ); 2 - биотит эффузивных андезитов-базальтов базальт-липаритового комплекса (граница западных выступов и депрессионной зоны); 3 - роговая обманка там же; 4 - биотит игнимбритов дацит-липаритового комплекса там же; в скобках - число анализов. Аналитики Т.В.Сверкунова, Т.К.Бабова (ДВГИ ДО АН СССР).

Рассматриваемый вулканоплутонический пояс характеризуется рядом региональных и локальных особенностей щелочной обстановки по латерали и времени становления магматических комплексов, выраженных в последовательном нарастании роли Na и уменьшения K по направлению с запада на восток и обратной тенденции при переходе от относительно более древнего гранит-гранодиоритового комплекса к гранодиорит-диоритовому (рис. 6,7). Повышение калий-натриевого отношения в породах интрузивных комплексов хорошо коррелирует с ростом общей щелочности как в объеме одного комплекса при анализе составов пород полифазных интрузий, так и при сопоставлении комплексов в разных зонах (рис. 8,9). Такие соотношения свидетельствуют о реализации в эволюционирующих магматических системах, сформировавших изучаемые комплексы, известной тенденции к накоплению калия в магмах, а натрия - в равновесных с ними щелочных флюидах [40].

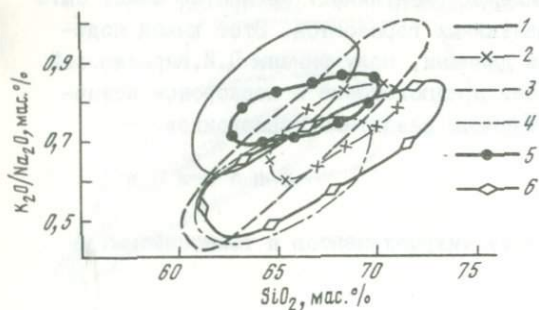


Рис. 6.

Зависимость отношения  $K_2O/Na_2O$  от кремнекислотности в породах гранит-гранодиоритового комплекса

1, 2 - западный выступ; 1 - ранние фазы, 2 - поздние фазы; 3 - восточный выступ; 4-6 - депрессионные зоны: 4, 5 - западная (данные по двум массивам), 6 - восточная

Рис. 7.

Зависимость отношения  $K_2O/Na_2O$  от кремнекислотности в породах гранодиорит-диоритового комплекса

1, 2 - западный выступ; 1 - ранние фазы, 2 - поздние фазы; 3 - западная депрессионная зона; 4 - восточный выступ

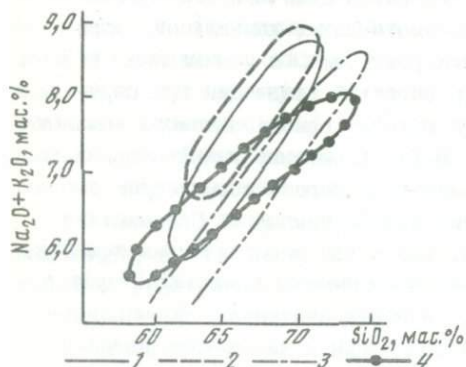
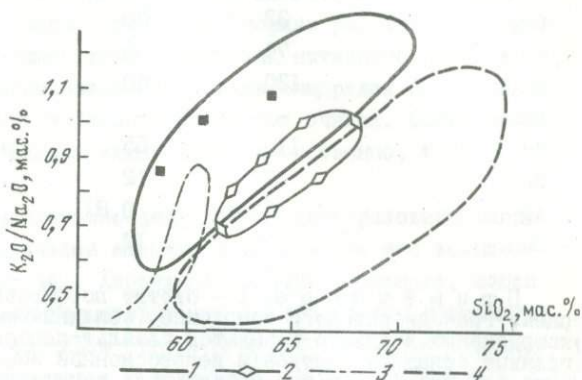


Рис. 8.

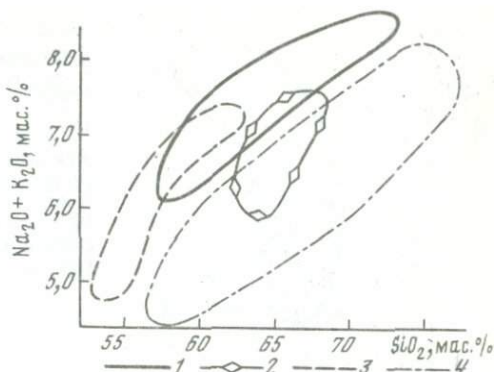
Зависимость общей щелочности пород гранит-гранодиоритового комплекса от кремнекислотности

1 - западный выступ; 2 - западная депрессионная зона; 3 - восточный выступ; 4 - восточная депрессионная зона

Рис. 9.

Вариации общей щелочности пород гранодиорит-диоритового комплекса

1, 2 - западный выступ: 1 - ранние фазы, 2 - поздние фазы; 3 - западная депрессионная зона; 4 - восточный выступ



На заключительных этапах эволюции комплексов роль натрия во флюидах в результате накопления, вероятно, существенно возрастала, отчего поздние фазы интрузий становились более натриевыми. Такая направленность флюидной эволюции может рассматриваться как благоприятная для процесса переноса золота растворами - анализ газово-жидких включений в самородном золоте, особенно плутоногенных месторождений, говорит о преобладании Na над K (или близком значении их содержания) во флюидной фазе [44].

Более высокая щелочность и калиевость пород обоих интрузивных комплексов в западном выступе по сравнению с восточным обусловлена, вероятно, большой проницаемостью коры в районе западного выступа. Предположение о подкоровом источнике золота, высказанное ранее, объясняет большую золотоносность меловых магматических комплексов этой зоны.

Важное значение в процессах мобилизации и переноса золота имеет потенциал  $\text{O}_2$ . Повышение его затрудняет миграцию золота, во-первых, потому, что окисление, переход из одновалентного состояния в трехвалентное, уменьшает его сродство с хлором [39], тем самым понижая мобилизационную способность флюидов, и во-вторых, оно вообще может приводить к распаду всех миграционных форм золота и осаждению в самородном состоянии [38]. Восстановительный характер флюидов, транспортирующих золото к месту его отложения, объясняющийся сильной оксифобностью золота (и серебра, всегда с ним ассоциирующего), подчеркивался и другими исследователями [38].

Меловые интрузивные комплексы формировались при относительно невысоком потенциале  $\text{O}_2$ , причем как следует из диаграммы  $\text{SiO}_2 - [\text{Fe}_2\text{O}_3 / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})]$  (рис. 10) при более восстановительных условиях образовались комплексы западных выступа и депрессионной зоны, тогда как в восточных выступе и депрессионной зоне условия были более окислительными. Следует заметить, что при одинаковом

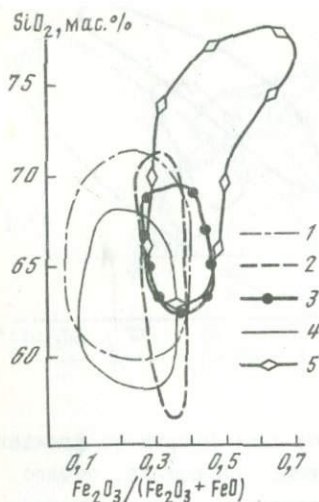


Рис. 10.  
 Диаграммы составов  
 $\text{SiO}_2 - [\text{Fe}_2\text{O}_3 / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})]$

1-3 - гранит-гранодиоритовый комплекс: 1 - западные выступ и депрессионная зона, 2 - восточный выступ, 3 - восточная депрессионная зона; 4,5 - гранодиорит-диоритовый комплекс (восточный выступ)

уровне среза интрузий двух выступов различие в степени окислительности железа было бы, очевидно, еще большим. И по этому параметру магматические комплексы западных выступа и депрессионной зоны оказываются более благоприятными для обнаружения в пространственной связи с ними эндогенной золотой минерализации.

Все это позволило выявить ряд особенностей магматических комплексов, благоприятствующих формированию связанной с ними золоторудной минерализации. К ним относятся: 1) низкая степень дифференцированности интрузивных образований и высокая - вулканогенных комплексов; 2) нарастание натриевости магматических флюидов при общей повышенной их щелочности; 3) хлоридный характер магматических флюидов; 4) восстановительный режим магматизма.

Указанные особенности наиболее характерны для магматических комплексов, локализованных в пределах западной половины вулканоплутонического пояса (геоантиклинальной и депрессионных зонах), которые являются наиболее перспективными для выявления коренных месторождений золота.

### Глава 3.

#### МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ КАК КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ СУБАЭРАЛЬНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОЯСОВ

Минералогические критерии прогнозирования золотого оруденения можно использовать в двух направлениях. Одно из них предусматривает определение потенциальной золотоносности и продуктивности интрузивных образований и служит обычно региональным металлогеническим целям. В данном случае речь идет о специфике породообразующих и ак-

цессорных минералов, информативность которых в поисково-оценочном отношении очень высока. Пироксены, кварцы, полевые шпаты, магнетиты, и особенно слюды, не только отражают условия образования пород, но и содержат информацию об их металлогенической, в частности золото-серебряной, специализации.

Моноклинные пироксены рудоносных щелочных пород [75] по сравнению с пироксенами нерудоносных образований обогащены фельсифильными элементами: Zr (на I-2 порядка), V (в I,5-2 раза), Be (на порядок), Cu (в 2-3 раза), Au (на порядок). В нерудоносных породах пироксены, напротив, обогащены фемафильной группой элементов: Cr (на I-2 порядка), Sr (в I-2 раза), Co, Ni (в I,5-2 раза).

Магнетиты рудоносных пород обогащены Zn, Pb, Cu (в 2-3 раза), V (в 3-4 раза). Магнетиты нерудоносных пород содержат Cr, Co, Ni в количествах, значительно превышающих их в магнетитах рудоносных пород. Магнетиты тех и других пород концентрируют Au, но в рудоносных породах его содержание на порядок выше, чем в нерудоносных.

Весьма информативны для поисков золоторудных месторождений калиевые полевые шпаты (КПШ). В частности, в КПШ рудоносных пород отмечается уменьшение содержания Ba и Sn (от ранних фаз к поздним), в них выше содержание V (в два раза), Mn (в 2-5 раза), Be (на порядок), Pb (в 2-3 раза), только в них обнаруживается Nb [75].

Особое место для определения продуктивности интрузивных пород на золото принадлежит слюдам. Показательно, во-первых, что слюды рудоносных пород богаче слюд из нерудоносных образований Cu (на порядок), Zn (в 2-4 раза), Au (на I-3 порядка), а слюды нерудоносных образований, напротив, богаче фемафильными элементами: Cr (в I,5 раза), Ba (на порядок), Ni (в I,5 раза), Co. Во-вторых, слюды являются концентраторами летучих компонентов. Как показали специальные исследования [67], для потенциальной золоторудной продуктивности магматического расплава обогащенность его золотом даже менее существенна, чем летучим компонентом, образующим устойчивый комплекс с металлом и транспортирующим его. Это хорошо видно на примере комплекса  $AuCl_4$ , в форме которого, как предполагают многие исследователи, осуществляется перенос золота флюидом. Увеличение концентрации Au в 2-3 раза в расплаве по закону действующих масс ведет к росту концентрации  $AuCl_4$  в 2-3 раза, в то время как увеличение концентрации Cl в 2-3 раза (по тому же закону) - к росту концентрации комплекса в  $2^4-3^4$ , т.е. в 16-81 раз. Слюды, а также апатиты, амфиболы и флюорит - главные минералы, которые являются концентраторами летучих (Cl, F,  $H_2O$ ), влияющих на потенциальную золоторудную продуктивность интрузий.

В Амурском геоблоке, например, самородное золото сформировано флюидами с малым содержанием воды (22,36 мол.%), аномально высоким содержанием солевых составляющих (61,31 мол. %), среди которых в группе анионов наблюдается хлор, в группе катионов высока концентрация магния, а в газовой фазе - сероводорода и окиси углерода (см. гл.8).

Второе направление минералогических исследований предусматривает выявление критериев, непосредственно служащих целям прогнозирования объектов золотой минерализации. Наиболее информативным в этом плане является раздел минералогической науки, удачно названный А.И.Гинзбургом [7] поисковой минералогией. Она основывается на традиционном, но часто незаслуженно игнорируемом шлиховом методе, который мы совместили со структурными и геохимическими данными. Суть этого направления заключается в том, что на площади потенциально рудоносных структур проводятся комплексные минералого-геохимические исследования, основанные на анализе микрошлиховых проб, обладающих повышенной информативностью. Такие информативные как для геохимических, так и для минералогических исследований пробы получают отмучиванием расситованных фракций элювиальных или элювиально-делювиальных отложений.

Наиболее мелкая (0,1 мм) отмученная фракция исходного элювия служит аналитической пробой для получения различных видов геохимических данных, в том числе для определения количеств Au и Ag (например, сцинтилляционно-эмиссионным спектральным методом). Фракция размерностью (+0,1 мм) совместно с более крупными после доводки на лотке служит минералогической пробой.

Геохимическая и минералогическая информативность таких шлихо-минералого-геохимических проб в десятки раз выше металлометрических (для геохимических исследований) и шлиховых минералогических (в их традиционном варианте). Выполненный по таким пробам минералогический анализ позволяет достоверно "овеществлять" структурные и геохимические аномалии, выявлять рудные индикаторные парагенезисы, устанавливать наличие самородного золота и составлять прогнозные минералогические карты.

Несмотря на то что сочетание структурных и геохимических исследований может дать прямой выход на рудное поле, месторождение или его участок и, на первый взгляд, отодвигает на задний план собственно минералогические методы как трудоемкие и дорогостоящие, без проведения последних невозможен научно обоснованный поиск золоторудных объектов. Во всех случаях оказались целесообразны экспрессные минералогические исследования, направленные на выявление ассоциаций минералов-индикаторов золотого оруденения. Поэтому, как нам представляется, разработка метода выявления и изучения минералогических ассоциаций является одной из главнейших задач научного прогноза месторождений золота.

С помощью геохимических методов обнаружено немало разнообразных, в том числе золоторудных месторождений. Они с успехом применяются в различных ландшафтных зонах и в различной геолого-структурной обстановке. Но вместе с тем, как справедливо указывал А.И.Гинзбург [7], "широко поставленные геохимические поиски приводят к открытию ежегодно сотен аномалий, на расшурфовку и разбуривание которых уходят годы и миллионы рублей; при этом эффективность открытия по этим аномалиям часто низкая". Одной из важных причин низкой эффективности чисто геохимических поисков (в традиционном варианте) является, по мнению С.А.Руденко [59], тот факт, что не всегда принимается в расчет следующее обстоятельство: породы, образующие ореолы, сложены различными минералами, которые могут обладать различной информативностью и возникают при формировании ореолов не одновременно, а в определенной последовательности. Это простое обстоятельство столь существенно, что сама практика геохимических методов заставляет внести в геохимический способ поисков определенные коррективы: производить минералогическую заверку проб (из аномальных участков). В сочетании с другими видами анализа шлихо-геохимический метод обеспечивает надежность прогнозирования золотого оруденения на конкретных площадях. Такая заверка геохимических аномалий необходима и для корректировки результатов широко применяемых для геохимических целей физических или физико-химических методов анализа золота (спектрохимического, сцинтилляционно-эмиссионно-спектрального и др.), не исключающих систематических и методических ошибок.

Основные геохимические закономерности зонального распределения элементов-индикаторов золотого оруденения выявлены С.В.Григорьяном [1,2]. Они преимущественно отражают поведение этих элементов в гидротермальных (высокотемпературных) месторождениях, к которым относятся и флюидогенные золото-серебряные месторождения в субаэральных вулканогенных поясах. Подмеченная закономерность заключается в том, что в первичных ореолах существует упорядоченное размещение относительно рудного тела ореолов элементов-индикаторов оруденения от Ва до W (сверху вниз) в соответствии со следующим вероятностным рядом: Ва(93) - Sb(?) - As(87) - Cd(66) - Ag(80) - Pb(84) - Zn(87) - Au(84) - Cu(86) - Bi(72) - Ni(50) - Co(55) - Mo(48) - U(100) - Sn(66) - Be(60) - W(72). Цифры в скобках показывают встречаемость элементов (в %) в данном месте ряда.

На основе выявленной общей закономерности, имеющей свои особенности на конкретных объектах, установлено зональное распределение химических элементов в рудах и околорудном пространстве высокотемпературных золоторудных тел. Эта зональность выражается в том, что ореолы Au, Cu и As усиливаются по ширине и содержаниям от верхнерудных к нижнерудным сечениям, а Ag, Pb и Sb проявляют противоположную тенденцию к накоплению, достигая максимума в надрудной и верхнерудной областях. Эта геохимическая зональ-

ность зависит от распределения в рудах минеральных видов. Проведенные нами исследования месторождений вулканогенной золото-серебряной формации показывают, что минералы соответствующих элементов не только проявляют такую же пространственную связь с золоторудными телами, являются не только прямыми индикаторами золотого оруденения, но и носителями информации о глубинах их эрозионных срезов.

Выявление парагенезисов минералов в шлихо-минералогических пробах повышенной информативности производится довольно быстро, и результаты могут быть получены уже в процессе полевых исследований, что весьма немаловажно для корректировки геохимических и других данных. Необходимо лишь всегда иметь в виду, что типоморфный шлиховой минеральный парагенезис может служить поисковым критерием лишь в том случае, если между явлениями рудоотложения и формирования этого парагенезиса имеются причинные связи, т.е. должна быть твердая уверенность, что между рудным золотом (подчеркиваем, рудным) и сопутствующими ему минералами-индикаторами имеется не только пространственная, но и временная связь, устанавливающаяся при сравнительном изучении минерального состава коренных руд и шлиховых ореолов эталонных (для конкретного рудного района) объектов.

Авторами исследовались состав и закономерности распределения минеральных ассоциаций в пределах субаэральных вулканических поясов восточной окраины Азии. Такие пояса характерны также для Японии, Индонезии, восточного побережья Австралии, западного побережья Америки. Золото-серебряные месторождения, обычно тяготеющие к внешним и фланговым частям субаэральных вулканических поясов, по В.Г.Хомичу, имеют ряд характерных черт: 1) складчато-блоковые формы фундамента, впадины, депрессии, вулканогенные поля; 2) поля (покры) терригенных (часто угленосных) отложений верхнего структурного этажа по периферии рудоносных площадей; 3) горст-антиклинальные, валообразные поднятия в депрессионных зонах, вулканогенах, унаследованные от древних структур жесткого основания и закономерно ориентированные относительно положительных глыбово-складчатых форм и их частей (элементов); 4) гетерогенные просадки, кальдеры и т.п., характеризующиеся сложным строением разрезов; 5) субсогласные уплощенные или секущие тела интрузивных массивов, субвулканических образований в участках перехода от горст-антиклинальных поднятий фундамента к депрессиям; 6) купольные, вулкано-купольные формы центрального типа, брахиантиклинали, мобильные, длительно живущие блоки (секции); 7) выводные каналы палеовулканов, более мелкие жерловины, некки, штоки, трубки взрыва (флюидно-эксплозивные структуры).

Наиболее детально минеральные ассоциации изучены для двух геохимических типов золото-серебряных вулканогенных месторождений: золото-теллуридного и золото-арсенидного.

Месторождение золото-теллуридного геохимического типа в пределах мезозойского вулканогенного пояса приурочено к вулканотектонической депрессии, заложенной на пересечении субширотных и субмеридиональных разломов. Впадина выполнена лавами и туфами андезитового и андезито-дацитового состава даний-палеоценового возраста, ее фундаментом являются складчатые песчано-глинистые флишеидные толщи позднеюрского и раннемелового возраста. Осадочные и вулканогенные породы прорываются разнообразными по морфологии и составу палеогеновыми гранитоидами.

Формирование месторождения, по мнению М.С. Михайловой, связано со становлением глубоко дифференцированного верхнемелового-нижнепалеогенового вулканоплутонического комплекса. В результате пространственного совмещения разновременной гидротермально-метасоматической деятельности на месторождении возник сложный минеральный комплекс, сформировавшийся в два этапа. Ранний этап представлен кварц-золоторудным, поздний - скарновым и турмалин-редкометальным типами минерализации. Основу структурного каркаса, определившего пространственное положение минерализации, составляют разломы северо-восточного, северо-западного и широтного направлений.

Кварц-золоторудному этапу минерализации предшествовали площадная пропилитизация, которой подвергнуты главным образом вулканогенные образования, и зональное проявление кварц-серицитовых и кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов. Во внутренних частях таких зон, имеющих северо-восточное простирание, залегают рудные тела, сложенные колломорфным кварцем с адуляром, серицитом, гидрослюдами, сульфидами. Сульфиды (1% объема руды) представлены пиритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом и блеклыми рудами. Главными продуктивными минеральными ассоциациями являются золото-халькопирит-блеклорудная и золото-сфалерит-теллуридная. Для руд характерны колломорфные ритмично-полосчатые и брекчиевые текстуры. Серебряно-золотое отношение в среднем равно двум, проба Au варьирует от 700 до 850 и более.

Скарновый и турмалин-редкометальный типы минерализации, представленные гнездами, линзами, прожилками и крутопадающими жилами, подчинены структурам субширотного и северо-западного направлений. Минеральный состав этих образований следующий: кварц, турмалин, альбит, мусковит, халькопирит, гранат, пироксен, флюорит, актинолит, галенит и сфалерит.

В результате геохимических исследований руд и околорудноизмененных пород установлена различная степень концентрирования рудогенных элементов в образованиях рудного и пострудного этапов минерализации. Для образований рудного этапа характерно накопление Au, Ag, Zn, Cu, Sb, в меньшей степени Pb и W. При этом весьма четко видна тенденция возрастания концентраций перечисленных элементов от вмещающих оруденение пород к рудному кварцу - стержневой

части рудоносной зоны. Отличительной особенностью месторождения является присутствие в рудах достаточно высоких концентраций Se (6,3 г/т) и Te (12,8 г/т). Отношение  $Se/Te \approx 0,5$  типично для полисульфидных близповерхностных месторождений, в продуктивных минеральных ассоциациях которых (как и на изучаемом месторождении) присутствуют собственные минералы Te при отсутствии таковых Se.

В продуктах второго (позднего) этапа минерализации накапливаются висмут, олово, молибден, в меньшей степени кобальт и никель. Таким образом, из приведенных данных видна геохимическая специализация образований разновременных этапов гидротермальной деятельности, что использовано нами в качестве разбраковочных критериев оценки зон минерализации.

Для крутопадающих рудных тел и их первичных ореолов характерна зональность по восстанию рудных тел, выражающаяся вертикальным рядом (сверху вниз): Ag-Pb-Zn-Sb-Au-Cu-Co(Ni)-Bi-Sn-Mo. Выделенные геохимические ассоциации отражают минеральный состав руд и околорудных пород, поскольку установлена их пространственная совмещенность. Геохимическая ассоциация золото-серебро-цинк-медь соответствует суммарному проявлению в рудных телах двух продуктивных на золото ассоциаций - золото-халькопирит-блеклорудной и золото-сфалерит-теллуридной. Ассоциация свинец-мышьяк отражает скорее всего локальные участки развития продуктивных ассоциаций, обогащенных галенитом и тетраэдритом. Геохимическая ассоциация олово-молибден-кобальт-никель обусловлена наличием касситерита и молибденита на нижних горизонтах; присутствие в этой ассоциации кобальта и никеля объясняется, вероятно, повышенным содержанием этих элементов в качестве примесей в составе пирита.

Изучение морфологических особенностей пиритов и элементов-примесей в них показало, что форма их кристаллов резко изменчива в вертикальном направлении. Для пиритов центральнорудных частей характерными примесями являются медь, цинк, серебро, а также пентагон-додекаэдрические и октаэдрические формы кристаллов. В нижнерудных и подрудных горизонтах они обогащены кобальтом, никелем, золотом и имеют преимущественно кубические формы.

Геохимические и минералогические показатели зональности можно использовать в качестве надежных критериев оценки скрытого и слабоэродированного оруденения.

Месторождение золото-арсенидного геохимического типа находится во фланговой области локального мезозойского вулканогена, в центральной части которого имеется древний (архейский) выступ кристаллических пород. Это месторождение, по данным А.И. Баракова, Ю.В. Кошкова и нашим наблюдениям, непосредственно приурочено к раннемеловой вулканической постройке и находится в области мезозойской активизации. Фундамент палеовулкана, определившего заложение рудоконтролирующей

структуры, сложен пластовой интрузией гранитоидов, внедрившейся в юрские осадочные породы. Гранитоиды и вмещающие породы разбиты субгоризонтальными и коническими трещинами отрыва контракционного типа. Некоторые из них выполнены кварцево-рудными телами и дайками гранит-порфиров. Во время проявления первой фазы вулканизма апикальная не полностью эродированная часть массива была перекрыта вулканогенно-осадочными породами преимущественно среднего состава. Во вторую фазу вулканизма формировались пластовые тела пирокластов умеренно кислого и кислого состава, которые совместно с вулканогенно-осадочными породами первого этапа образовали верхний рудоконтролирующий экран.

Вторая фаза вулканизма сопровождалась экструзиями кислого и среднего состава. Наиболее ранними из них являются липариты, выплывшие жерло палеовулкана и внедрившиеся в покровные фации в виде силлов. За становлением липаритовых силлов последовало формирование мелких пластовых тел микродиоритов, содержащих наиболее раннюю сульфидную минерализацию, диоритовых порфиров, андезитов и диабазов. В заключительную фазу вулканизма происходили мощные эксплозии с отложением грубообломочных пирокластических толщ. В дальнейшем вулканическая постройка была разделена на тектонические блоки крутопадающими нарушениями, ориентированными преимущественно вдоль заложенных ранее радиальных синвулканических трещин. Палеовулкан в настоящее время в значительной мере эродирован, в связи с чем остатки стратифицированных толщ сохранились лишь в его центральной части. На завершающей стадии жерло заполнила экструзия андезито-дацитов (мощность 30-60 м), затем был сформирован куполовидно изогнутый силл андезито-дацитов, дацитов и липаритов, содержащий рудную минерализацию.

Рудоносными структурами месторождения служат куполовидные поднятия, окаймляющие по овалу область просадки, в центре которой находится палеовулкан (рис. II).

Оруденение на центральном участке приурочено к системе концентрических расколов, сходящихся в сводовой части силла (в I-I,5 км от центра палеовулкана). Рудные тела представлены зонами окварцевания в силле дацитов, реже телами флюидно-эксплозивных брекчий, содержащих жилы, прожилки и линзы кварца. Наиболее интенсивно окварцевание проявлено в висячем боку силла дацитов и даек гранит-порфиров, где формируются мощные метасоматические залежи, в которых выделяется ряд тел сплошного жильного кварца, имеющих расплывчатые границы и залегающих субгоризонтально и пологонаклонно. Они слагают воронкообразное рудное тело (рудную мульд) в апикальной части силла. Оруденение по формационной принадлежности относится к золотому (по М.М.Константинову), а точнее - золото-арсенидному геохимическому типу вулканогенной золото-серебряной формации (зо-

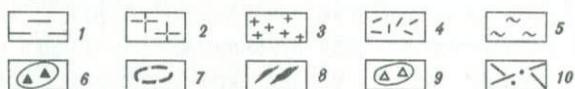
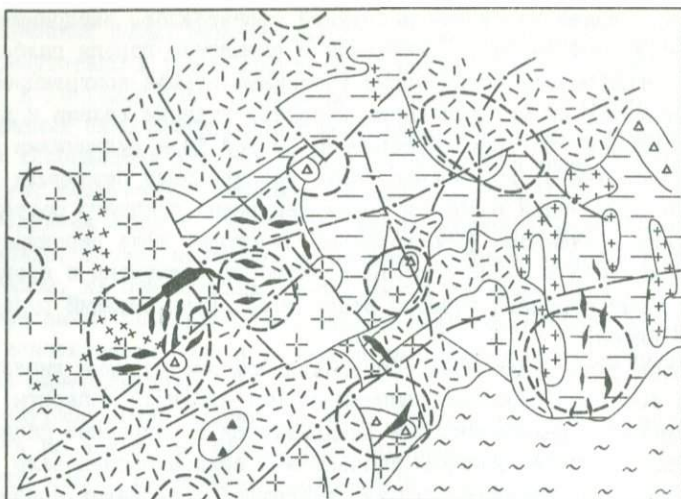


Рис. II.

Схема строения месторождения вулканогенной золото-серебряной формации

1 - алевролиты, аргиллиты; 2 - граниты, гранодиориты; 3 - гранит-порфиры; 4 - липариты, дациты и их туфы; 5 - песчано-глинистые отложения; 6 - палеовулкан (область просадки); 7 - ядра рудоносных структур; 8 - кварцевые жилы; 9 - тела гетерогенных полимиктовых брекчий; 10 - прослеженные разломы

лото-серебряное отношение от I/I до I/3). В рудах содержится 97-98% кварца и 0,5% рудных минералов.

Для пологих рудных тел месторождения установлена вертикальная зональность, которая представляется в следующем виде (от висячего к лежащему боку залежей): Hg-Ag-Sb-As-Zn-Pb-Cu-W-Mo-Sn-Bi.

Эта зональность свидетельствует о тесной взаимосвязи Au с As и, следовательно, о возможном развитии перспективного золото-арсенидного типа руд, широко распространенного в пределах золото-арсенидного пояса Невады (месторождение Карлин и др.) и характеризующегося тонкодисперсным золотом, как правило, не дающим шликерных ореолов.

Латеральная зональность, исследованная путем вычисления продуктивностей элементов-спутников золотого оруденения, позволила вскрыть весьма интересные структурно-геохимические закономерности. Осевые линии ореолов Au, Ag и отношения Ag/Au имеют

дугообразную (кольцевую) форму, что находится в соответствии со строением куполовидных рудоносных структур по периферии палеовулкана.

Процесс минералообразования месторождений длительный и многостадийный. С учетом данных В.П.Новикова, М.С.Михайловой и В.А.Родионова (ЦНИГРИ) можно выделить пять стадий минерализации:

1) дорудную гематитовую (ассоциации: кварц-хлоритовая, кварц-хлорит-гематитовая, кварц-гематитовая, кварц-пирит-гематитовая);

2) раннерудную карбонатно-кварцевую (ассоциации: карбонат-кварцевая, кварц-карбонат-пиритовая; кварц грязно-бурый непрозрачный);

3) главную рудную золото-серебряную (ассоциации: золото-адуляр-кварцевая; золото-аргентит-кварцевая, золото-прустит-пираргирит-кварцевая);

4) позднерудную полисульфидную (ассоциации: кварц-арсенопиритовая, кварц-галенит-сфалеритовая, кварц-карбонат-полисульфидная, кварц-антимонитовая, кварц-халькопиритовая с борнитом, энаргитом, теннантитом);

5) пострудную карбонатную (ассоциации: кварц-доломитовая и кальцитовая; кварц прозрачный гексагональный).

В числе главных рудных минералов, кроме золота, отмечаются аргентит, пирит (преобладает), арсенопирит, антимонит, пиролюзит, браунит. В виде мелких выделений отмечаются магнетит, сфалерит, халькопирит, галенит, ильменит, реальгар. Изучение протолок гранитов, рассеянных штокверком прожилков адуляр-кварцевого состава, позволило установить наличие в них, кроме перечисленных минералов, самородное серебро и самородный свинец, марказит, графит, циркон, рутил и необычный для гранитов оливин. В протолочках преобладает лимонит, образующий охристые желтые и бурые псевдоморфозы по магнетиту, ильмениту и пириту. Протопочки позволили также уточнить морфологию пирита, для которого в рудах оказались характерными пентагон-додэкаэдрические формы, и золота, наблюдаемого в виде скелетных, проволочных и пленочных выделений и хорошо ограненных кристаллов (размер 0,1-0,3 мм).

Сравнительная встречаемость минералов в коренных рудах исследуемого месторождения видна из табл. 2.

Сравнение минерального состава коренных руд, изученного В.П.Новиковым с соавторами, с минимальным составом протолок шлиховых элювиальных или элювиально-делювиальных проб, анализ которых произведен нами, показало, что в последних обнаруживаются те же минералы, которые установлены в жильных телах за исключением редких - штернбергита и биллингслейлита. При этом в шлихах, полученных отмучиванием элювиального или элювиально-делювиального материала из рудных, дополнительно зафиксированы серебро и свинец самородные,

Т а б л и ц а 2

Сравнительная встречаемость минералов на месторождении  
вулканогенной золото-серебряной формации (золото-арсенидный тип)

Минерал	В коренных рудах*	В элювии**	Минерал	В коренных рудах*	В элювии**
Адуляр	+	+	Оливин	-	+
Айквинит	+	-	Пираргирит	++	+
Амфиболы	-	+	Пирролизит	+	+
Анатаз	-	++	Пирит	+++	+++
Антимонит	+	++	Пирит сложных		
Апатит	-	++	форм (комбинация		
Аргентит	+	+	куба с пентагон-		
Арсенопирит	++	+++	додекаэдром) ?		++
Барит	+	++	Пироксены	-	+++
Борнит	+	+	Пирротин	-	+
Брукит	-	+	Платиноиды		
Биллингслейлит	+	-	(сперрилит)	-	+
Блеклые руды			Полибазит	+	+
(теннантит,			Прустит	++	-
тетраэдрит)	+	+	Реальгар	+	+
Браунит	+	+	Рутил	?	++
Висмутин	-	+	Свинец само-		
Галенит	++	++	родный	-	+
Гематит	++	+	Серебро само-		
Гранат	?	+++	родное	-	+
Графит	-	+	Серпентит	-	+
Диопсид	-	+	Слюды (муско-		
Дистен	-	+	вит, серицит, био-		
Железо самород-			тит, флогопит,		
ное (магнитные			хлорит)	+++	+++
шарики)	+	+++	Ставролит	-	+
Золото	+	++	Сфалерит	+	+
Ильменит	?	+	Сфен	-	+
Карбонаты	+++	+	Топаз	-	+
Кварц	+++	+++	Тремолит	-	+
Киноварь	+	+	Турмалин	-	+
Корунд	-	+	Халькопирит	++	++
Лейкоксен	-	+	Хромит	-	+
Лимонит	+++	+++	Хромдиопсид	-	++
Магнетит	++	++	Циркон	?	+++
Марказит	+	+	Циртолит	-	+
Мартит	-	+	Шпинель	-	+
Мельниковит	+	+	Штернбергит	+	-
Монацит	-	+	Эпидот	-	++

\* По В.П. Новикову.

\*\* По шлихо-минералогическим пробам.

Примечание. +++ - широко распространен; ++ - обы-  
чен; + - редок; - - не обнаружен.

висмутин, мартит, пирротин и редкие знаки платиноидов. Золото как в кварцевых телах, так и в элювии мелкое, преобладают его выделения размером 1,5–5 мкм [57]. Количество частиц шлихового золота не превышает 1–10%. Его частицы в рыхлых отложениях имеют типично рудный облик: минералогически это губчатые, скелетные, проволоочные и пленочные образования, уплощенные пластинки, округлые и каплевидные выделения, изредка хорошо ограненные микрокристаллики.

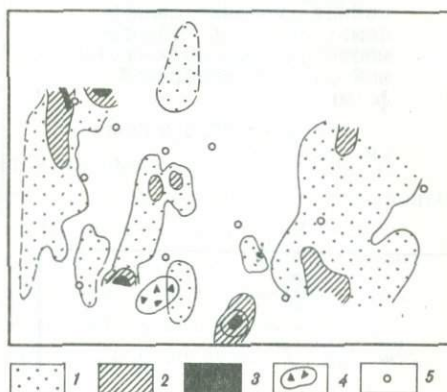
Шлиховой парагенезис минералов-индикаторов золотого оруденения полностью соответствует таковому в рудных телах и без сомнения может служить поисковым критерием для месторождений вулканогенной золото-серебряной формации.

Статистическая обработка минералогических данных, выполненная на ЭВМ по программе КАРТ-Ф2 Л.В.Бояркиным и Г.Г.Римкевич (ВЦ АмурКНИИ), показала, что самородное золото (рис. 12), аргентит

Рис. 12.

Распространение самородного золота на площади месторождения вулканогенной золото-серебряной формации, приуроченного к жерлу палеовулкана

Встречаемость: 1 – редкая, 2 – средняя, 3 – частая; 4 – палеовулкан; 5 – опорные скважины. Здесь и далее (рис. 12–17) шлихоминералогические карты составлены по программе КАРТ-Ф2



(рис. 13), галенит (рис. 14), антимонит (рис. 15) образуют в элювии ореолы, приуроченные к внутренним частям куполовидных рудоносных структур, кольцообразно опоясывающих центральный палеовулкан, выраженный структурой проседания. Максимумы ореолов этих минералов локальны и контрастны.

Минералы меди (халькопирит и борнит), повсеместно распространенные в пределах изученного месторождения, контрастные ореолы (рис. 16) образуют только в приподнятых блоках месторождения, подвергшихся интенсивной эрозии.

Спорадически в шлиховых пробах отмечаются висмутин, сфалерит и киноварь, закономерности в распространении которых не подмечено.

Контрастные ореолы арсенопирита (рис. 17) и пирита (рис. 18) характеризуют собой участки с сульфидными рудами в удалении от палеовулкана. Количество арсенопирита в таких участках иногда достигает 30% шлиха.

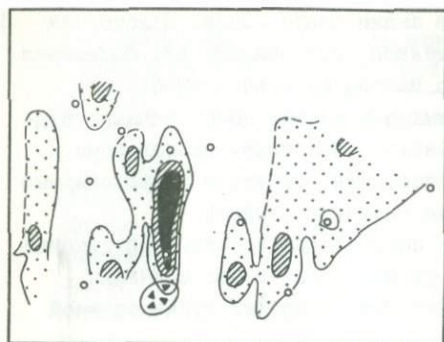


Рис. 13.

Распространение минералов серебра (аргентит+серебро самородное + пираргирит) на площади месторождения вулканогенной золото-серебряной формации

Условные обозначения см. рис. 12

Рис. 14.

Распространение минералов свинца (галенит+свинец самородный) на площади месторождения вулканогенной золото-серебряной формации

Условные обозначения см. рис. 12

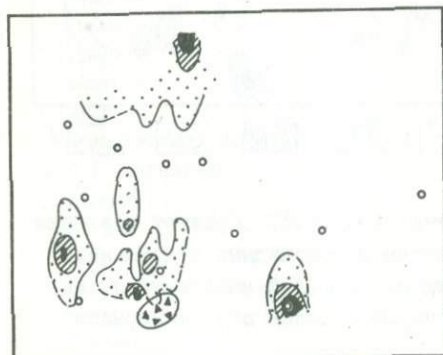
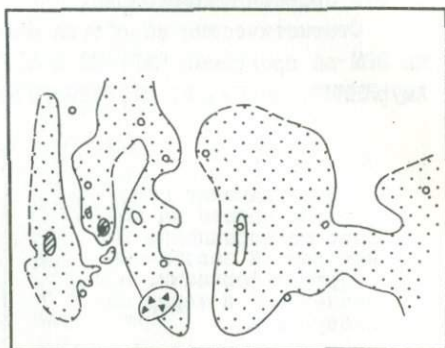


Рис. 15.

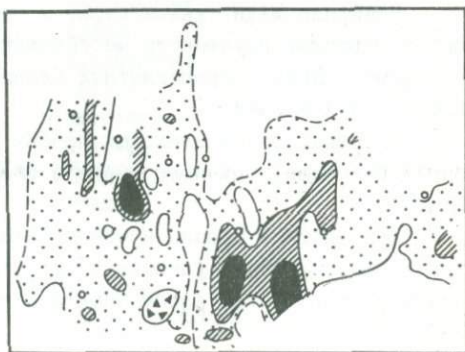
Распространение антимонита на площади месторождения вулканогенной золото-серебряной формации

Условные обозначения см. рис. 12

Рис. 16.

Распространение минералов меди (халькопирит+борнит) на площади месторождения вулканогенной золото-серебряной формации

Условные обозначения см. рис. 12



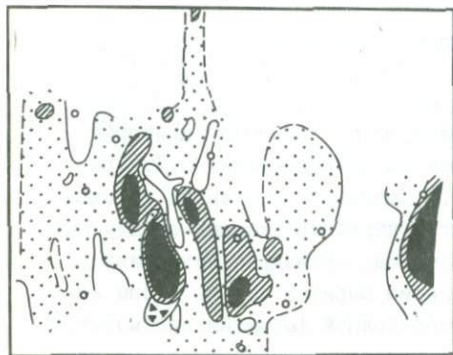


Рис. 17.  
Распространение арсенопирита на площади месторождения вулканогенной золото-серебряной формации  
Условные обозначения см. рис. 12

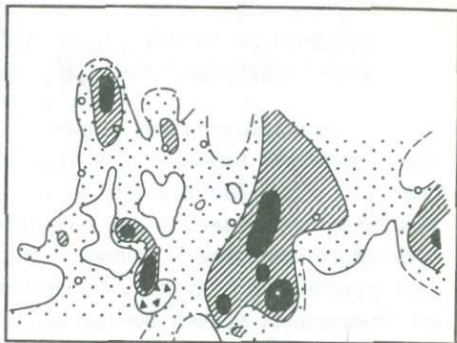


Рис. 18.  
Распространение пирита на площади месторождения вулканогенной золото-серебряной формации  
Условные обозначения см. рис. 12

Минералами-индикаторами золотой минерализации субаэральных вулканогенов, комплекс которых может служить минералогическим критерием золотого (золото-серебряного) оруденения, кроме самородного золота, являются: 1) пирит сложных форм (комбинации куба и пентагон-додэкаэдра); 2) аргентит, серебро самородное, полибазит, прустит, пираргирит; 3) галенит, свинец самородный; 4) антимонит; 5) арсенопирит; 6) халькопирит, борнит, блеклые руды; 7) киноварь, сфалерит, висмутин.

Исследование показало, что полный набор шлиховых минералов-индикаторов золотого оруденения с наличием в шлихах зерен золота типичной рудной морфологии характерен для надрудных и верхнерудных срезов золотоносных тел и проявляется лишь в пределах контуров рудоносных структур, в то время как по их периферии этот парагенезис фрагментарен и минералы нижнерудных сечений больше распространены в периферических областях рудоносных структур и в их эродированных частях. Главная роль среди этих минералов принадлежит халькопириту.

Таким образом, минералогический анализ микрошлиховых проб позволяет экспрессно выявлять типоморфные ассоциации и, следовательно, производить надежную заверку геохимических аномалий и разбраковку потенциально золотоносных структур, успешно выявляемых в вулканогенных областях дистанционными методами, и обеспечивает глубинность поисков месторождений золота.

## Г л а в а 4.

### ТИПОМОРФИЗМ ПИРИТА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ

Кристалломорфология пирита используется в качестве критерия золотоносности рудных зон и базируется на исследованиях В.Ф.Гуреева [II], Н.З.Евзиковой [I5-I7] и С.К.Смирновой, согласно которым в золоторудных телах резко возрастает содержание сложных габитусных форм этого минерала - пентагон-додекаэдров, октаэдров, икосаэдров и их комбинаций с кубами. Распространение пиритов сложных форм на месторождениях вулканогенной золото-серебряной формации рассмотрено в главе 3. Выполненные нами детальные кристалломорфологические исследования пиритов показывают, что их типоморфизм может быть использован в качестве критерия оценки золоторудных зон и на месторождениях плутоногенной золото-кварцевой формации. Выбранный для изучения эталонный объект представляет серию кварцевых жил, залегающих в песчаниках и алевролитах верхнего палеозоя. Оруденение контролируется субширотными разломами, содержащими на отдельных участках прожилково-жильную кварц-золоторудную минерализацию. Главные рудные минералы таких зон - пирит и арсенопирит, второстепенные - золото, шеелит, сфалерит, галенит, сульфосоли свинца, антимонит, халькопирит. При разрушении жил наиболее устойчивыми в зоне гипергенеза являются пирит, шеелит и золото, что позволяет использовать типоморфные признаки этих минералов в качестве индикаторов золоторудных объектов плутоногенной золото-кварцевой формации.

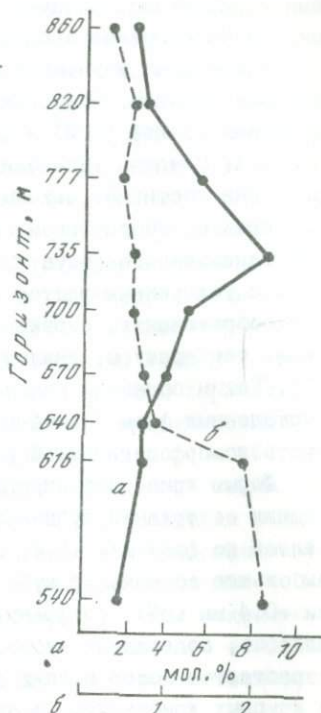
Кристалломорфологическое исследование золоторудных жил, проведенное нами в центральной части рудного поля, показало наличие четкой кристалломорфологической зональности пиритов, связь последней с золотоносностью жил.

Изучение произведено на девяти горизонтах рудных жил эталонного объекта (540-860 м), с каждого из которых отобрано от трех до семи крупнообъемных проб (всего 47 проб). Пробы дробились до 1-2 мм и промывались на лотке. По каждой из протолок изучено три фракции: +0,4, 0,4-0,25 и 0,25-0,1 мм. Количественному подсчету подвергались только сульфиды, сумма которых принималась за 100%. Следует отметить, что 99,8% сульфидов из изученных жил представлено пиритом и арсенопиритом, остальные - сфалеритом, галенитом и халькопиритом. Из других рудных минералов встречались сульфосоли свинца и шеелит. Подсчет кристалломорфологических форм произведен только для пирита.

Исследованиями установлено, что отношение пирита к арсенопириту закономерно уменьшается от нижних горизонтов к верхним - от 2 на горизонтах 540-616 м и до 0,2-0,5 на горизонтах 777-860 м (рис. 19). В этом же направлении возрастает относительное содержание кристаллического пирита за счет уменьшения доли скрытокристаллических и микрокристаллических агрегатов.

Рис. 19.

Содержание сложных кристаллических форм пирита (а) и отношение концентраций пирита и арсенопирита (б) в сульфидной составляющей месторождения золото-кварцевой формации



Для кристаллов пирита характерны простые (кубы) и сложные формы — кубопентагон-додекаэдры (80–90%), кубопентагон-октаэдры, куборомбододекаэдры, кубооктаэдры и комбинации с ромбододекаэдрами, икосаэдры. Среди сложных кристаллов пирита господствующее значение имеют комбинации куба с пентагон-додекаэдром, грани которых имеют, как правило, низкую до средней степень развития. Остальные формы имеют подчиненное значение, хотя в ряде случаев и являются существенными для определенных горизонтов оруденения.

Из графика (см. рис. 19) видно, что нижние горизонты жил (540, 616, 640 м) характеризуются низким содержанием кристаллов пирита сложной формы (1,6–2,6%). На горизонтах 670 и 700 м оно повышается соответственно до 3,6 и 4,8%, достигая максимума на горизонтах 735 м (8,5%) и 777 м (5,2%) и понижаясь до 2,2% на горизонтах 820–860 м. Таким образом, интервал обогащения сложными кристаллическими формами пирита расположен в вертикальном размахе около 110 м (между горизонтами 670 и 820 м). Наряду с кубопентагон-додекаэдрами встречается значительное количество кубопентагон-октаэдров, куборомбододекаэдров и икосаэдров, т.е. наибольшее разнообразие сложных кристаллических форм пирита. Грани пентагон-додекаэдров, октаэдров и ромбододекаэдров в комбинациях с кубами развиты здесь в значительно большей степени по сравнению с нижележа-

щими горизонтами. Следует отметить, что именно к этому интервалу приурочены основные запасы золота в жилах.

В пределах изученных жил редко встречаются кристаллы с идиоморфным обликом. Они, как правило, вытянуты и уплощены за счет удлинения граней (100) и (010) по оси С и сужения граней (001) по оси А. Степень удлинения и уплощения кристаллов не везде одинакова. Она достигает максимума между горизонтами 670 и 820 м, т.е. в интервале, обогащенном сложными кристаллическими формами пирита. Факт замедленного роста кристаллов в одном направлении, одновременно с ускоренным ростом в другом, связан с эволюцией условий минералообразования, отражая совокупное изменение минералообразующей среды: температуры, давления, пересыщения и кислотности-щелочности [17]. Таким образом, изменение процентного содержания удлиненных и уплощенных форм пирита можно рассматривать как одно из проявлений кристалломорфологической зональности.

Формы кристаллов пирита зависят и от их размеров. Подсчетом средних содержаний кубических и кубопентагон-додекаэдрических кристаллов по фракциям +0,4, 0,4-0,25 и 0,25-0,1 мм установлено, что наибольшее содержание кубопентагон-додекаэдров отмечается во фракции +0,4 мм (5%), во фракции 0,25-0,1 мм оно снижается до 2%. И, наоборот, содержание кубов, составляющее 3% во фракции +0,4 мм, возрастает в более мелких фракциях (0,25-0,1 мм) до 7% (рис. 20). На крупных кристаллах, в отличие от мелких, отмечается грубая штриховка, а в интервале наибольшей вытянутости и уплощенности кристаллов - появление на гранях куба глубокой борозды. Приведенные факты являются, по-видимому, следствием морфологической эволюции кристаллов во времени, когда кубы в процессе роста приобретали грани более сложных форм.

Если рассматривать распространение наиболее существенных концентраций второстепенных минералов относительно интервала максимального развития сложных кристаллических форм пирита, то к нижней части этого интервала приурочены галенит, сульфосоли свинца и шеелит, к средней - халькопирит и к верхней - сфалерит. За пределами этого интервала, на нижних горизонтах, встречаются только сфалерит и шеелит. Таким образом, выделенный интервал характеризуется не только максимальным развитием сложных кристаллических форм пирита, но и наибольшим разнообразием других рудных минералов.

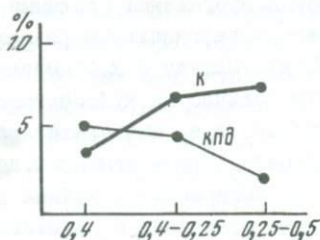


Рис. 20.

Распределение кубических (к) и кубопентагон-додекаэдрических (кпд) кристаллов пирита по фракциям

Изложенный материал убедительно показывает, что в пределах золоторудных тел месторождения проявлена четкая вертикальная кристалломорфологическая зональность, отраженная в повышении роли арсенопирита и кристаллического пирита от нижних горизонтов к верхним и обогащении главных золотоносных горизонтов сложными формами пирита (прежде всего кубопентагон-додекаэдрами), сопровождающимися уплощением и вытянутостью кристаллов пирита одновременно с повышением золотоносности жил и ростом разнообразия других рудных минералов. Эта зональность является следствием эволюции минералообразующей среды в процессе движения гидротермальных растворов. Зависимость формы кристаллов от их размеров – следствие эволюции кубических кристаллов в процессе их роста путем развития граней пентагон-додекаэдра. Зональность может быть использована при перспективной оценке рудных тел месторождения, выходящих на дневную поверхность, и разбуровке минералого-геохимических аномалий.

Мы попытались обосновать критерии оценки минералого-геохимических аномалий, выявленных в результате шлихового опробования рыхлых отложений. Метод основан, во-первых, на изучении кристаллографических форм лимонитизированного пирита, во-вторых, на выявлении таких типоморфных минералов, как шеелит и золото, хорошо сохраняющихся в делювии, и в-третьих, на результатах спектрального анализа электромагнитной фракции шлихов, состоящей из лимонитизированного пирита, лимонита и обохренных обломков пород.

В результате такой съемки на одном из участков эталонного объекта выявлены комплексные минералого-геохимические аномалии двух типов и шлиховые ореолы золота и шеелита (рис. 2I). Аномалии первого типа развиты в местах выходов слабо золотоносных (до 1 г/т) с поверхности жил, выполненных шестоватым белым кварцем и сгруппированных в субмеридиальную лестничную структуру вдоль западной границы участка. Эти аномалии характеризуются следующими особенностями:

1) высоким содержанием сложных кристаллических форм лимонитизированного пирита – пентагон-додекаэдров, октаэдров, икосаэдров и комбинаций этих форм с кубами. Суммарное содержание сложных кристаллических форм составляет 30–65% от общего количества кристаллов. Преобладают пентагон-додекаэдры (до 50%), содержание октаэдров 10–30%, икосаэдров до 7%. В пределах аномалий отмечается повышенное количество сростков как кубических, так и более сложных форм кристаллов и пониженное – лимонитизированного пирита в виде корочек в неправильной формы образованиях;

2) относительно низким содержанием типоморфных элементов: свинца (0,003–0,02%), цинка (0,008–0,02%), мышьяка (0,02–0,06%) и сурьмы (0–0,003%);

3) наличием золота в тяжелой фракции шлихов.

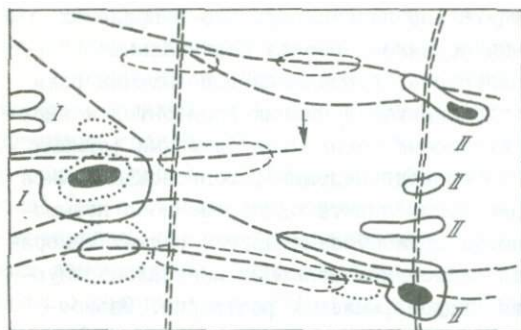


Рис. 21.

Комплексные минералого-геохимические аномалии и шлиховые ореолы золота и шеелита в северо-восточной части месторождения золото-кварцевой формации

Таким образом, если "руководящими" формами пирита средних горизонтов промышленного оруденения являются кубопентагон-додикаэдри, то в описываемых аномалиях преобладают пентагон-додикаэдри, икосаэдри и октаэдри. Поэтому степень усложнения кристалломорфологии пирита в аномалиях I типа намного выше по сравнению с горизонтами промышленного оруденения, что свидетельствует, согласно Н.З.Евзиковой [15], о надрудном уровне аномалиеобразующих объектов. В то же время степень искажения кристаллов пирита в аномалиях, обусловленных слабо золотосными жилами, по сравнению с горизонтами промышленного оруденения гораздо слабее (почти не выражено уплощение и вытянутость кристаллов, незначительно развита штриховка). Степень искажения кристаллов пирита является также важным типоморфным признаком при оценке степени золотосности аномалиеобразующих объектов.

Шлиховые ореолы золота, как правило, совпадают с комплексными минералого-геохимическими аномалиями I типа. В пробах из таких ореолов встречается от I до I3 знаков золота (размер 0,1-0,3 мм) комковидной, реже пластинчатой формы. Комочки имеют сложную морфологию, многочисленные отростки. Среди пластинчатых золотинок часто наблюдаются рыхлые разновидности, пронизанные мелкими порами, выполненными лимонитом.

Аномалии II типа фиксируют безрудные участки метасоматического окварцевания и пиритизации. Особенностью этих аномалий являются:

1) полное отсутствие сложных кристаллических форм лимонитизированного пирита и низкое содержание кубических кристаллов. Преобладают корковые и неправильной формы лимонитизированные пириты, содержание которых достигает 95% от веса электромагнитной фракции;

2) повышенное по сравнению с аномалиями I типа содержание типоморфных элементов: свинца (0,02-0,03%), цинка (0,02-0,04%), мышьяка (0,03-0,06%) и сурьмы (0,004-0,008%);

3) отсутствие шлихового золота.

Таким образом, минералого-геохимические аномалии, образованные в местах выходов золотоносного кварца (I тип) и безрудного метасоматического окварцевания (II тип), отличаются друг от друга по кристалломорфологии пирита, присутствию шлихового золота и содержанию типоморфных элементов в электромагнитной фракции шлихов. Различие в кристалломорфологии пирита может быть объяснено тем, что формирование кварцевых жил происходило в условиях открытых трещин, благоприятных для образования кристаллов пирита сложных форм, а в зонах метасоматического окварцевания, где трещины имели минимальное развитие, формировался пленочный и микрозернистый пирит.

Расположение минералого-геохимических аномалий и шеелитовых ореолов говорит о том, что как первые, так и вторые вытягиваются в субширотном направлении, контролируя, очевидно, одни и те же минерализованные зоны (см. рис. 2I). Но, как правило, они не совпадают, а смещены относительно друг друга на 200-300 м. При этом в местах развития шеелитовых ореолов резко сокращается выход в шлихах лимонита, являющегося главным концентратором элементов-спутников золота. Обособленность комплексных геохимических аномалий и ореолов шеелита, несмотря на то, что они контролируются одними и теми же тектоническими зонами, вероятно, отражает горизонтальную минералогическую зональность этих зон.

Таким образом, по типу минералого-геохимических аномалий можно с достаточной достоверностью определять характер аномалиеобразующего объекта. Кварцевые жилы, фиксируемые аномалиями I типа, являются, по-видимому, надрудными частями промышленных жил. Наличие аномалий II типа позволяет определять местонахождение рудоконтролирующих структур. Обособленность комплексных геохимических аномалий в шлиховых ореолах шеелита по простиранию минерализованных зон отражает вероятную горизонтальную геохимическую и минералогическую зональность оруденения.

## Г л а в а 5

### ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА

Основу всех геохимических построений А.Е.Ферсман справедливо видел в минералогических данных. Среди прочих вопросов минералогии важное значение он придавал типоморфизму минералов. А.Е.Ферсманом впервые дана четкая формулировка этого понятия, включающего в себя не только определение типоморфного минерала, но и отдельных его особенностей (состав, содержание примесей, окраска, облик кристаллов и др.). Только в 60-х годах понятие типоморфизма было переосмыслено и получило дальнейшее развитие.

Для самородного золота, как и для любого другого минерала, установлены типоморфные особенности, частично сохраняющиеся в нем при переходе из рудного тела в россыпь. Кроме того, появляются новые характерные его особенности, отражающие путь золота в экзогенных условиях, по которым представляется возможным реконструировать коренные источники россыпей.

Пути реконструкции коренных источников россыпей золота. Во многих малоизученных золотоносных районах коренные источники россыпей золота не установлены даже в случае, если их территории покрыты кондиционными геологическими съемками поисковых масштабов. Проведение на необследованных территориях детальных работ очень трудоемко и требует больших затрат. Вероятно, по этой причине в таких районах долго известными остаются лишь единичные месторождения рудного золота. В действительности коренных месторождений на таких территориях, как показывают последующие работы, значительно больше. Практически каждая россыпь ближнего сноса, каких большинство, имеет свой коренной источник или промежуточный коллектор, обнаружить и оценить который можно реконструкцией разрушенной их части. Наиболее надежный способ реконструкции источника россыпи, по нашему мнению, заключается в изучении распределения и свойств металла из этой россыпи, который несет в себе всю информацию о коренном источнике и всех тех процессах, которые происходили в экзогенных условиях. Исходя из того, что в россыпи золото смешивается из различных коренных источников, рудных тел одного рудного поля и различных стадий рудного процесса, некоторые исследователи считают совершенно невозможным использование россыпного золота для генетических построений и реконструкции коренных источников.

В действительности же россыпи золота обладают отраженной гипогенной зональностью, и Ю.Н.Трушков [68] справедливо рассматривает их как проекцию разрушенной части рудного тела на тальвег долины. Исходя из этих позиций, можно реконструировать коренной источник. Визуальное изучение россыпного золота позволяет нам судить о различии золота в каждой точке россыпи по крупности, степени окатанности, морфологии зерен, степени деформации и цвету. По этим данным возможна реконструкция разрушенной части коренного источника. Способы оконтуривания областей питания россыпи (фактически рудных полей) достаточно полно доказаны Ю.Н.Трушковым на конкретных примерах, из которых следует, что довольно уверенно мы можем определить местоположение коренного источника и уровень его эрозионного среза. Для полной реконструкции нам необходимо знать условия рудообразования (температуру, состав золота, состав газовой-жидких включений и т.д.). Каждый вопрос представляет область самостоятельных исследований. Изменение указанных физико-химических условий рудообразования по вертикали позволяет восстановить первичную эндогенную зональность

разрушенной части коренного источника, его генетический тип и перспективы продолжения оруденения на глубину.

По нашим данным, одним из факторов для восстановления эндогенной зональности разрушенной части коренного источника является выявление изменений пробности золота в рудах.

Известно, что пробность золота в россыпях всегда выше, чем в коренном источнике, на 50-100, а иногда на 150 единиц. Это происходит за счет образования в нем в экзогенных условиях межзерновых прожилков и высокопробной оболочки, состав которой стремится к полному очищению от примесей, а толщина ее увеличивается с увеличением времени пребывания зерен золота в россыпи. В мелких зернах, по И.С. Чаньшеву, этот процесс может достичь даже центральной части зерна. Несмотря на такие глубокие преобразования россыпного золота, при определенном навыке по цвету в одной пробе удается различать золото двух или даже трех разновидностей, которое, как показал анализ, различается по пробности на 30-50 единиц. Судя по морфологии зерен, степени их окатанности и размерности, представляется возможным установить принадлежность этих разновидностей золота к одному или различным коренным источникам.

Процесс повышения пробности золота при переходе из рудного тела в россыпь был прослежен нами на одном из объектов в пределах мезозойской вулканогенной области, концентрически опоясывающей архейский кристаллический массив. Пробность золота из рудных тел этой области на уровне современной поверхности 625-739 единиц, но наиболее часто встречается золото с пробой 670-696. В делювиальных отложениях проба золота повышается до 670-890. В россыпях, образованных за счет разрушения этих рудных тел, преобладает золото с пробой 801-843.

Из приведенных данных видно, что судить о первичной пробности рудного золота в разрушенной части коренного источника можно весьма приближенно. Чтобы подойти к этому вопросу более строго, мы применили методику послыйного анализа золота [71], с помощью которого можно определить пробность центральной части зерен золота. По этой методике исследовали золото из россыпей двух водотоков, которые сформировались за счет известного рудопроявления, и установили, что центральная часть зерен золота имеет пробу 607 и 722 (два анализа), это несколько ниже, чем проба рудного золота в современном эрозионном срезе, что не противоречит общей закономерности увеличения пробы золота в рудных телах с глубиной.

Для восточной части этой вулканогенной области пробность золота из алювиальных отложений довольно высокая (800-940). Наиболее часто встречается золото с пробностью 850-900 и 810-840 (рис. 22). В пределах выделенных нами участков долин, где золото поступает в алювий, пробность шлихового золота варьирует от 825

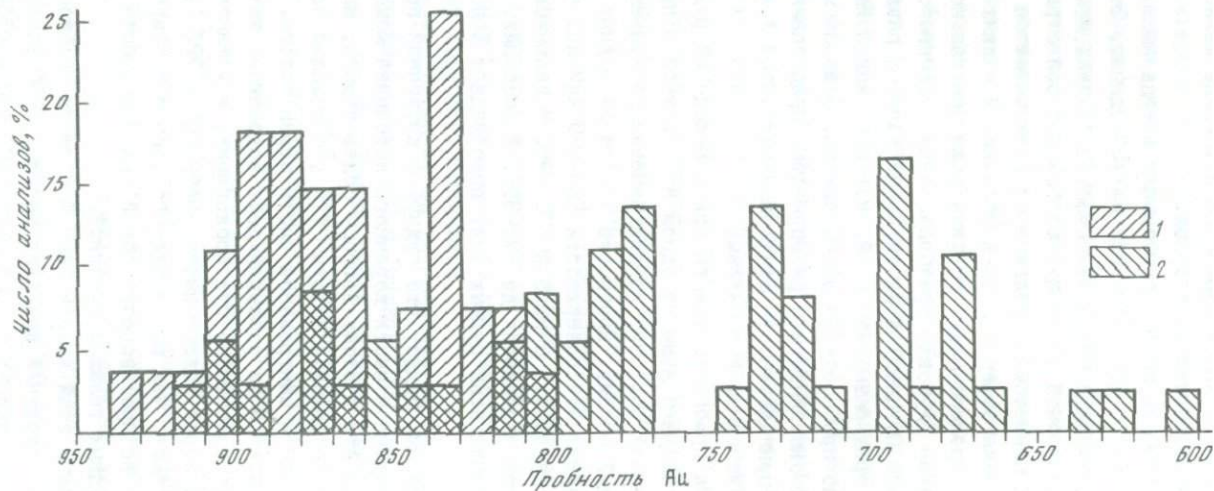


Рис. 22.

Изменение пробности золота в мезозойском вулканогене

1 - пробность золота из россыпей (38 анализов); 2 - пробность рудного, центральных частей зерен из россыпей и золота "рудного" облика из россыпей (54 анализа)

до 921, пробность же центральной части зерен, по данным химического анализа, изменяется от 635 до 874. Разница между валовой пробностью золота и пробностью его центральной части составляет от 18 до 245 пробных единиц, причем четко проявляется тенденция увеличения этих значений для первично низкопробного золота.

Пробность рудного золота, определенная атомно-абсорбционным методом из единичных зерен, укладывается в диапазон 739-912. В суммированном виде данные по пробности рудного золота, центральной части зерен и зерен "рудного" облика из аллювия показаны на гистограмме (см.рис.22), где отчетливо видна большая дисперсия пробности золота в разрушенных частях коренных источников с несколькими максимумами (920-890, 880-830, 820-770, 750-710, 700-660, 640-600). Три нижних максимума соответствуют пробности золота в известном коренном объекте. Природа трех других максимумов нами не установлена.

Таким образом, для восточной части вулканогенной зоны, несмотря на довольно высокую пробу золота в аллювиальных отложениях, первичная проба рудного золота сравнительно низкая, с большой дисперсией и характерна для близповерхностного золотого оруденения.

Аналогичные результаты получены нами для районов с различной геоструктурной обстановкой, что указывает на работоспособность метода, несмотря на некоторое усреднение результатов. Так, для области завершенной протерозойской складчатости с наложенной мезозойской тектоно-магматической активизацией в аллювиальных отложениях преобладает высокопробное золото на фоне участков с резким понижением пробы до 730-800. Характер распределения золота по пробности, судя по гистограмме (рис. 23), имеет широкий диапазон с двумя четкими максимумами: 890-900 и 850-870. Пробность рудного золота по данным атомно-абсорбционного анализа в этой зоне также различная. В сульфидных залежах проба золота 894-938, в кварцитах 893-948, в кварцевых жилах 789-950. Большая дисперсия пробности золота отмечается в пределах почти каждого рудного тела. Так, в одном из рудных тел золото-сульфидной формации, по данным В.Г.Моисеенко [44, 45], проба золота изменяется от 704 до 990, преобладает золото двух разновидностей: с пробой 760-780 и 840-860.

Пробность центральной части зерен золота, которая не затронута процессами электролитического выщелачивания и должна соответствовать пробе исходного золота из разрушенной части рудных тел, значительно ниже и в ряде случаев совпадает с таковой для исходного золота питающих россыли рудопоявлений. На гистограмме (см.рис.23) отчетливо видна большая дисперсия пробности рудного золота (700-950) с тремя максимумами: 920-930, 830-850, 770-780. Это указывает на преобладание в области завершенной протерозойской складчатости рудных тел с указанной пробой. Низкие и средние

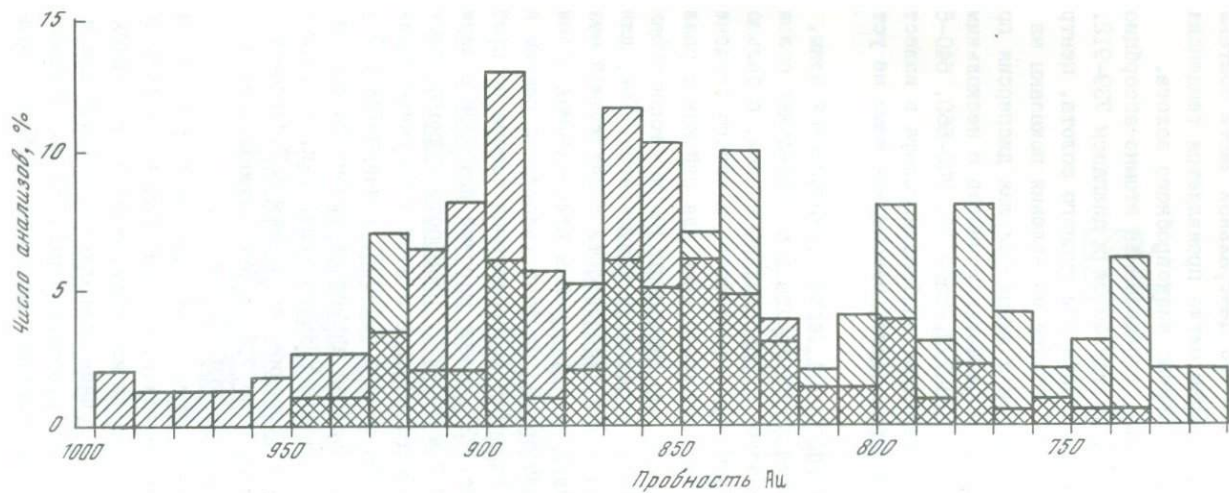


Рис. 23.

Изменение пробности золота в области завершенной протерозойской складчатости с наложенной мезозойской активизацией

Условные обозначения см. рис. 22 (число анализов: I - 234; 2 - 100)

ее значения характерны для золото-сульфидной, а высокие - для золото-сульфидно-силикатной формаций. Кроме того, повышенная пробность характерна для кварцевых жил, залегающих в породах повышенной основности.

Аналогичная картина наблюдается в архейской супракрустальной области с наложенной мезозойской активизацией, где в аллювии водотоков преобладает золото низкой и средней пробности (рис. 24). Наиболее часто встречается золото с пробой 720-790 и 810-860, но в отдельных водотоках она понижается до 616-665 или повышается до 834-900 единиц.

Неокатанное золото в стростках с кварцем из аллювиальных отложений на этой территории имеет пробу 610-790. В известных рудопроявлениях (два анализа) проба золота 676. Эти значения точно совпадают с пробой центральной части зерен золота вблизи этих рудопроявлений. В других водотоках пробность центральной части зерен золота изменяется от 610 до 800.

Как и для области завершенной протерозойской складчатости, разница между валовой пробностью и пробностью центральной части его зерен велика и составляет 85-275 единиц. Здесь также сохраняется тенденция увеличения этой характеристики для первично низкопробного золота. По совокупности значений пробности неокатанного зеленовато-желтого золота из аллювиальных отложений, пробности центральной части зерен шлихового золота и рудного, извлеченного из протолок, составлена гистограмма (см. рис. 24), на которой отчетливо выделяется максимум с пробой 670-730. Рудные тела с такой пробностью характерны для вулканогенной группы формаций золоторудных месторождений.

В другой части архейской супракрустальной области золото в аллювиальных отложениях более высокопробное (919-859), выше и проба золота ее центральной части (845-777). Вероятно, генетический тип преобладающего оруденения здесь более глубинный.

Изучение самородного золота на участке подпитки россыпи позволяет определить не только общую пробность золота в эродированной части рудных тел, но и ее изменение. Для этой цели за основу мы принимаем положение о том, что золото одного горизонта при переходе в россыпь имеет одинаковую степень окатанности, а золото одинаковой крупности, но разной степени окатанности принадлежит разным уровням эрозионного среза [68].

Учитывая тенденцию увеличения пробности золота с ростом размеров его выделения для целей реконструкции эродированной части коренного источника, целесообразно использовать золото одной размерности, но с различной степенью окатанности. Наиболее простой и быстрый способ разделения золота по окатанности - это определение его уплощенности путем расситовки на щелевых ситах. Определив пробность золота центральной части его зерен по фракциям крупности и

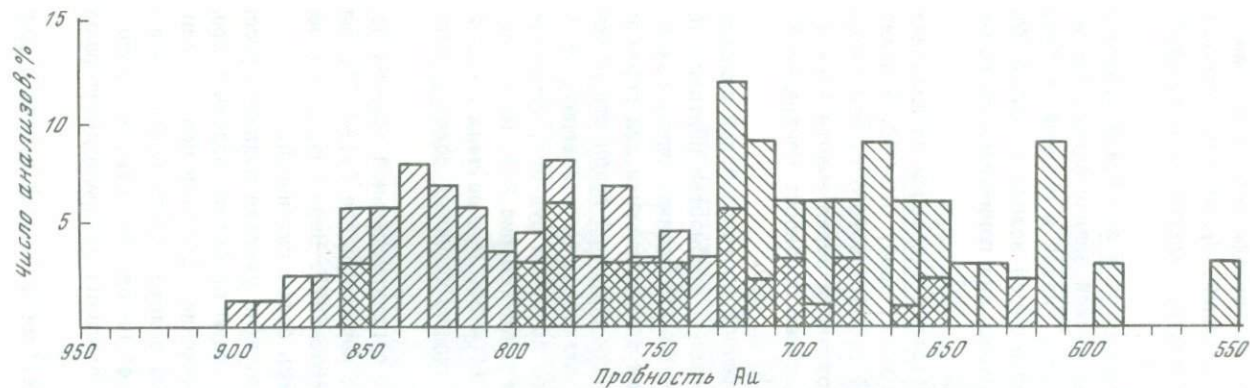


Рис. 24.

Изменение пробности золота в архейской супракрустальной области с наложенной мезозойской активизацией

Условные обозначения см. рис. 22 (число анализов: I - 86; 2 - 34)

уплощенности, получим полную картину вертикальной зональности изменения пробности золота с глубиной в эродированной части коренного источника, аналогично возможно определение и других физико-химических его характеристик.

Такой анализ типоморфных особенностей золота имеет большое практическое значение, так как открывает возможность интерполяции выявленной зональности на сохранившуюся от эрозии часть рудных тел и их перспективную оценку.

Определение генетического типа коренного источника и его россыпеобразующая возможность. Золото в россыпях ближнего сноса, не потерявших связи с коренными источниками, сохраняет свои первичные свойства, присущие определенному генетическому типу руд [66]. Типоморфные признаки золота в зависимости от типа руд подробно описаны в работах [54, 55] и сведены в табл. 3. Все типы месторождений отчетливо выделяются по крупности, величине и дисперсии пробности золота. Для близповерхностных месторождений надежным критерием является также морфология зерен, скульптуры роста, внутренняя структура и неоднородность, а также крупность золота [50, 51]. Дополнительные сведения об условиях образования руд можно получить при изучении газово-жидких включений в кварце, находящемся в сростках с золотом и в самом золоте.

Все типы руд содержат золото мельче 0,1 мм, которое может переноситься на большие расстояния и фактически не участвует в формировании россыпей (см. табл. 3). Та же его часть, которая остается вблизи коренного источника, не обнаруживается при разведке и эксплуатации. Этим объясняется бедность россыпей вблизи коренных источников с мелким золотом. Доля крупного золота, способного накапливаться в россыпях, определяет россыпеобразующую возможность данного типа минерализации и примерно определяется по табл. 3.

Определение глубины эрозионного среза рудных тел. Определив ожидаемый генетический тип золотой минерализации, мы одновременно получаем представление и о глубине формирования руд, и о возможном его продолжении на глубину. Реконструкция палеорельефа и современного эрозионного среза позволяет определить абсолютное значение эрозионного среза геологических структур [35].

Информацию об уровне эрозионного среза рудных тел можно получить также при изучении типоморфных особенностей самородного золота в россыпях. Степень обработанности золота в россыпи находится в прямой зависимости от времени нахождения его в экзогенных условиях [65], а стало быть, и от уровня эрозионного среза рудных тел. Таким образом, золото из одного горизонта должно иметь одинаковую степень окатанности независимо от размера его зерен, а золото с разных уровней одного и того же коренного источника должно иметь разную степень окатанности. Когда же в россыпи нет необработанного золота, связь его с коренным источником считается утраченной за

## Типоморфные особенности золота

Формация	Морфология рудных тел	Пробность в руде	Примеси, %						Другие примеси, %
			Ag	Cu	Fe	Pb	Te	Bi	
Вулкано-генная золото-серебряная	Штокверки ветвящихся жил, системы жил	516-769	21,9-33,2	Нет-0,02	Сл.-0,1	Сл.-0,04	Нет-0,13	Нет-0,06	0,1 Sb 0,09 As Сл.-0,1 Mg
Плутоно-генные золото-кварцевая и золото-сульфидно-силикатная средних глубин	Зоны безрезитизации, окварцевания, кварцевые жилы	708-944	6,2-28,3	0,02-0,2	0,04-2,0	Сл.-0,02	0,003	0,01-Сл.	0,008 Se 0,04-0,003 As
Золото-кварцевая относительно больших глубин	Зоны ветвящихся жило-образных линзо-видных тел, реже штокверки и зоны вкрапленной минерализации	849-946	4,2-13,8	Сл.-0,93	0,001-0,34	Сл.-0,34	Нет-0,0008	Нет-0,37	0,01 Mn 0,0003 Se 0,17 Zn 0,04-0,003 As
Золото-сульфидная	Колчеданные залежи и др.	647-920	2,13-27,9	0,03-20,39	0,2-0,6	0,2	?	Сл.	0,9-10,4 Pt Сл. Jr Сл.-0,3 Pd 0,2-1,5 Rh

Крупность золота, мм	Морфология кристаллов золота			Скульптура роста	Внутреннее строение	Газовые включения
	идиоморфные	уплощенные	прожилковые			
До 0,1 (70%) 0,1-0,9 (25%) 1-2 (5%) (не характерно)	Преобладают хорошо ограниченные кристаллы сложной формы. Характерны удлиненные индивиды, уплощенные и скелетные формы	Друзовидные, волосовидные сростки, части дендриты (характерны для рудных столбов)	Трещинные выделения в виде тонких кружевных пленок, тонкоячеистые сростки, интерстиционные сростки	Тонкая линейная ступенчатость (до 0,3-0,4 мкм), тригональные пирамиды на гранях	Мелкое и тонкое зернистое. Характерны монокристаллы, реже двойники, зональные структуры	Характерны округлые и полигональные пустоты в виде правильных отрицательных кристаллов
До 0,1 (30%) 0,1-0,9 (60%) 1-2 (10%)	Крупные хорошо ограниченные кристаллы изометричной формы. Удлиненные формы (2-5%) ограниченных выделений, иногда слабо уплощенные	Волосовидные дендриты редки	Трещинные выделения и их сближенные серии. Комковидные выделения (30-70%)	Характерны про-стые двойники. В полисинтетических тонкие полосы чередуются с широкими. Редко зональные	Нет сведений	
До 0,1 (5%) 0,1-0,9 (25%) 1-8 (50%)	Плохо об-разованные изометричные кристаллы. Удлиненных форм нет. Уплощенные не характерны	Дендри-ты от-сутст-вуют	Характерны трещинные и комковидные выделения (до 70%)	Грубая линейная ступенчатость 0,05-0,2 мм	Крупно-зернистое 0,01-0,3 мкм. Характерны про-стые двойники	Нет све-дений
Преобла-дает дисперс-ное	-	-	-	-	-	Нет све-дений

счет переноса на большое расстояние мелких фракций, или коренной источник уже полностью эродирован [34].

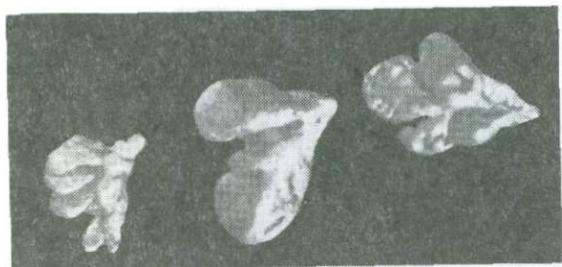
В процессе вреза долины происходит некоторое смещение золота по траектории, крутизна которой обусловлена крупностью золота, гидродинамикой потока и другими факторами. Одновременно с этим изменяется характер распределения металла в россыпи.

Рассматривая россыпь как проекцию эродированной части рудного тела на тальвег долины, Ю.Н.Трушков [68] считает, что наиболее окатанное золото каждой фракции крупности будет соответствовать самой верхней части рудного тела. По углу наклона траектории смещения золота фракции крупности, тангенс которого определяется как отношение скорости водного потока и скорости падения зерен золота в водной среде, определить абсолютную величину эрозионного среза рудного тела [69]. Для крупного золота (размер зерен 2-6 мм), на дальность сноса которого не влияет ни скорость водного потока, ни уплощенность его зерен [74], формула для определения глубины эрозионного среза рудных тел  $H$  имеет наиболее простой вид  $S = H/\sqrt{\Theta}$ , где  $S$  - дальность переноса;  $\Theta$  - диаметр зерен золота. Работоспособность этой формулы проверена авторами на многих россыпях.

Зная возможный вертикальный размах данного типа минерализации (см. табл. 3), можно рассчитать и масштабы оруденения на глубину.

Нами предлагается оценивать глубину эрозионного среза рудных тел, исходя из типоморфных особенностей золота. Для этого пригодны данные об изменении пробности золота в пределах каждого генетического типа минерализации, о частой приуроченности рудных столбов к верхним горизонтам, которые характеризуются наиболее крупными золотинами и богатым содержанием. Для близповерхностных месторождений, кроме того, наиболее характерным признаком начального уровня эрозионного среза является обилие дендритов и других сложных морфологических разновидностей (рис.25). Дендриты для золоторудных месторождений плутоногенных формаций (золото-кварцевой, золото-сульфидно-силикатной и золото-сульфидной) для глубин более 300 м не характерны, а глубже 1000 м и совсем не встречаются [54]. Сопоставив все имеющиеся факты о глубине эрозионного среза рудных тел с учетом возможных ошибок, мы допускаем в практической работе использование приближенной величины эрозионного среза (начальный, средний и нижний уровень среза, соответствующие 1/3, 1/2 и 2/3 вертикального размаха оруденения, определяемого по табл.3).

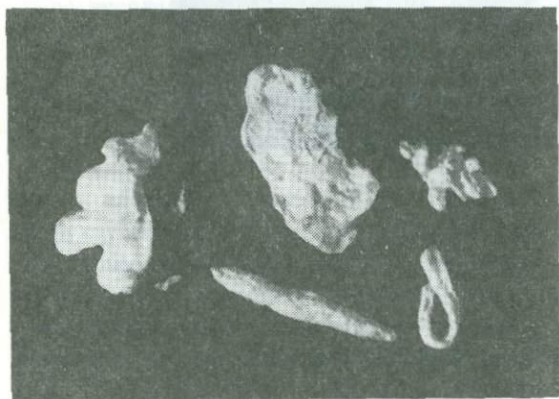
Предлагаемый нами способ определения местоположения коренных источников, их генетических типов, глубины эрозионного среза рудных тел и прогнозных запасов по типоморфным особенностям самородного золота базируется на простых приемах и анализах, вполне доступных для геологов-практиков, и может быть внедрен для изучения золотоносных объектов.



а



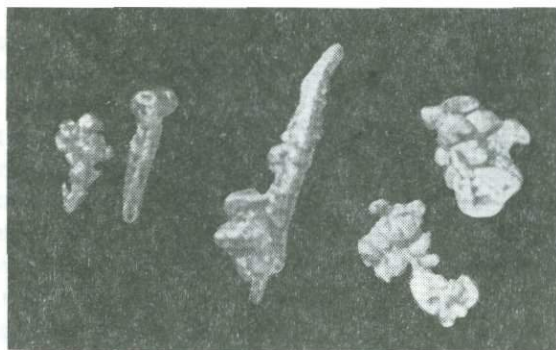
б



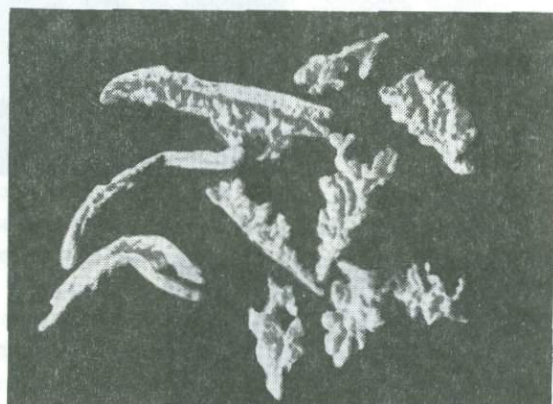
в

Рис. 25.  
Морфология самородного золота

Из россыпей мезозойского вулканогена: а - друзо-  
видные зерна, б - сросшийся дендрит, в - полуокатан-  
ные друзовидные и нитевидные зерна, г - друзовидные  
и дендритовидные зерна, д - дендриты; увел. 25.  
Фото И.П.Каверина



2



3

Р и с.25.. (продолжение)

## Г л а в а 6

### ТЕРМОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА САМОРОДНОГО ЗОЛОТА

При исследовании месторождений золота, помимо выявления новых промышленных типов оруденения, значительные усилия направлены на поиски коренных источников россыпей. При этом с известными успехами в совершенствовании традиционных поисковых методов – геологических, геохимических [26], геофизических – все большее значение приобретают разработка и внедрение в практику геологических исследований физико-минералогических методов прогнозирования, поисков и оценки рудных месторождений на основе использования типоморфизма минералов. Применение предлагаемого критерия стало возможным благодаря разработке методики экспрессного анализа термоэлектрических свойств самородно-

го золота, позволяющей производить массовые исследования его типоморфных особенностей, используемых затем в качестве индикаторных признаков при прогнозных, поисковых и геолого-разведочных работах. Целью исследований было установление новых дополнительных критериев прогноза коренных источников россыпей на основе изучения термоэлектрических свойств самородного золота. При решении поставленной задачи разработана аппаратура и методика экспрессного анализа самородного золота. По термоэлектрическим свойствам россыпного золота получены физико-минералогические данные, уточняющие локализацию площадей поисков коренных месторождений золота россыпей.

Апробация методики произведена на золотоносных объектах востока Азии с известными формационными типами коренных источников.

Для термоэлектрического анализа использована новая конструкция зондов, позволяющая фиксировать температуру на их контакте с исследуемым образцом, а также сконструирована специальная установка для определения пробности компенсационным способом (рис. 26-28), с помощью которой удалось в значительной степени снизить требования к стабильности температуры, что обеспечивает повышение достоверности и экспрессности анализа.

Исследования эталонных сплавов и самородного золота позволили определить возможность применения термоэлектрических свойств для анализа пробности, величины ее дисперсии и выявления сложнוליгатурного высокопримесного природного золота. Эти данные использованы для выяснения особенностей золота в коренных месторождениях различных минералого-генетических типов и в практике поисков источников россыпей по характерным свойствам золота в последних.

Разработанная методика повышает достоверность и надежность локального прогнозирования коренных месторождений золота при изучении площадей с россыпной золотоносностью в различной геологоструктурной обстановке, а также позволяет определять пробность золота термоэлектрическим методом. Последний, в отличие от многих существующих методов (химических, спектральных, пробирного) дает возможность определять пробность малых золотин ( $< 0,2$  мм), заключенных в штуфах и шлихах, с полной сохранностью изучаемого материала. Производительность метода до тысячи измерений в рабочую смену.

Термоэлектрические свойства самородного золота коренных и россыпных месторождений, как и многие типоморфные особенности, определяются количеством серебра в составе самородного золота и характером металлохимических связей между золотом и серебром, оказывающих решающее влияние на элементарный состав и уровень концентрации других примесей.

Особенности химического состава самородного золота в общем определяются возможностями и формой взаимодействия и связи тех или иных элементов, образующих с золотом непрерывные или ограниченные

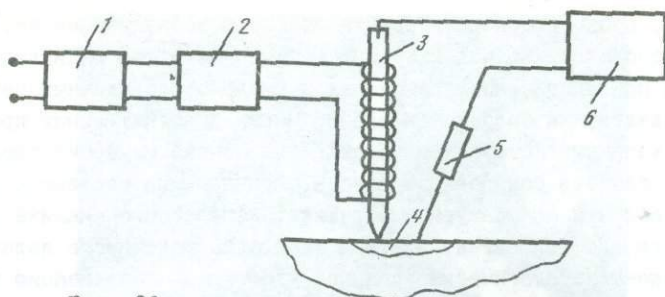


Рис. 26.

Блок-схема измерительной установки термоэлектрических потенциалов зондовым способом

1 - стабилизатор; 2 - трансформатор;  
3 - горячий электрод сравнения; 4 - исследуемый образец; 5 - холодный электрод сравнения; 6 - милливольтметр

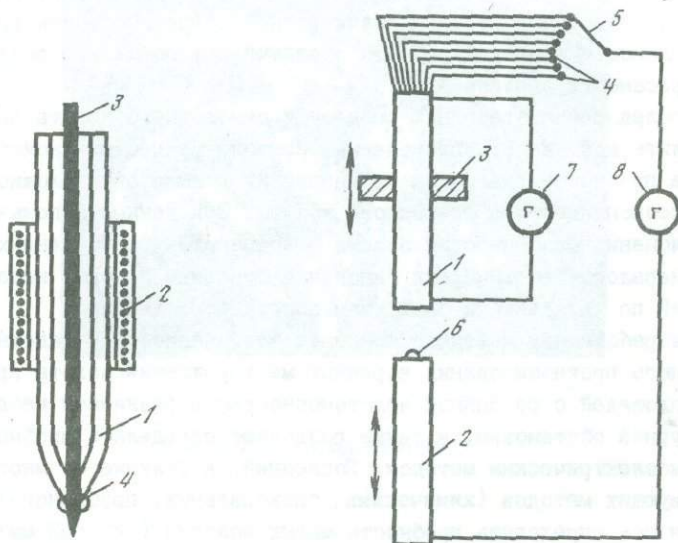


Рис. 27.

Горячий зонд с соосным расположением термоэлектродов

1 - внешний электрод; 2 - нагреватель; 3 - основной электрод сравнения; 4 - контакт внешнего и внутреннего электродов

Рис. 28.

Блок-схема измерительной установки определения пробы золота компенсационным способом

1, 2 - электроды сравнения (горячий, холодный); 3 - нагреватель;  
4 - эталонные золотые электроды сравнения различной пробы; 5 - переключатель; 6-8 - нуль-гальванометры

твердые растворы, соединения (бертоллиды, дальтониды) и эвтектические смеси. Известно, что круг обнаруживаемых в самородном золоте элементов-примесей ограничен по причинам, выявляющимся при сравнении физико-химических свойств ряда элементов, характерных для самородного золота, с остальными элементами периодической системы.

В качестве таких свойств и параметров сопоставлены постоянные решетки, атомные и ионные радиусы, валентность, потенциалы ионизации, электроотрицательность, температура плавления, энергия кристаллической решетки, эмиссионные свойства. Учитывался тип решетки и местоположение элемента в периодической системе.

Известно, что образованию твердых растворов способствует близость всех параметров элемента к соответствующим параметрам золота. Увеличение же разницы в параметрах последовательно уменьшает возможность образования ограниченных твердых растворов, соединений и эвтектических смесей.

Особую группу образуют элементы-примеси, характерные для самородного золота. Для всех видов связей с золотом среди прочих элементов их параметры наиболее близки к параметрам золота. Замечнее всего это проявлено для энергических свойств. Так, температуры плавления элементов, образующих с золотом твердые растворы, ограничиваются интервалом 1234–1823 К (искусственные сплавы) и более узким интервалом 1234–1356 К для элементов-примесей самородного золота при  $T_{пл}^{Au} = 1336$  К. Энергия кристаллической решетки характеризуется соответственно 230–426 (сплавы) до  $290-342 \cdot 10^{-6}$  Дж/(кг·моль) (элементы самородного золота) при  $E_x$  золота  $345 \cdot 10^{-6}$  Дж/(кг·моль). Аналогичное распределение энергических свойств в рассматриваемых группах элементов выявляется и для других форм связей их с золотом, и ограниченность круга элементов примесей, фиксируемых в самородном золоте, связана, вероятно, прежде всего с соответствующими энергическими условиями формирования золоторудных месторождений и энергическими свойствами парагенных с золотом рудообразующих элементов.

Среди прочих элементов-примесей выявляется совершенно особая роль серебра, постоянное содержание которого в самородном золоте обычно составляет 10–30, иногда до 50%, и в основном определяет пробность золота. Достигая сопоставимого с золотом атомарного содержания, серебро может оказать особое влияние на избирательность примесей в зависимости от собственного взаимодействия с теми или иными элементами.

С позиции металлохимии золото и серебро одинаково взаимодействуют с палладием (непрерывные твердые растворы), с сурьмой, оловом, мышьяком, цинком, висмутом (ограниченные твердые растворы). При этом содержание последних элементов в самородном золоте увеличивается с возрастанием доли серебра, что можно объяснить их растворимостью в серебре и допустимо при наличии серебра, свободного от

изоморфных связей с золотом. Растворяясь в серебре при температурах рудообразования 200–400°C, эти элементы должны образовывать относительно слабые в энергетическом смысле связи в самородном золоте. Последнее предположение подтверждается изменением химического состава золота с переходом его из коренных месторождений в россыпи. По полученным данным (400 анализов), с поступлением в россыпь золото освобождается от ряда примесей, и в первую очередь убывает содержание цинка, мышьяка, висмута и особенно сурьмы и свинца. Сходные результаты были получены при действии метаморфизма на состав золота и касаются как экспериментальных данных, так и наблюдений за изменением состава золота в месторождениях под влиянием контактового метаморфизма [44].

Иные закономерности выявляются для элементов, образующих с золотом непрерывные твердые растворы, но при этом ограничено или совсем не взаимодействующих с серебром. Так, для никеля и меди содержание их в самородном золоте убывает с ростом содержания серебра.

Таким образом, соотношения золота и серебра оказывают влияние на избирательность захвата характерных примесей и степень их концентрации в самородном золоте коренных и россыпных месторождений. Результаты исследований свидетельствуют также о том, что обнаружение в локальных участках россыпей золота, характеризуемого высокими содержаниями свинца, сурьмы, висмута, мышьяка, цинка, является критерием близости коренного, основного или дополнительного источника его питания.

Для определения возможностей термоэлектрического анализа изучались бинарные золото-серебряные и составленные на их основе сложнолигатурные сплавы. Для бинарных сплавов с постепенным переходом от состава с преобладанием золота к составам с преобладанием серебра получена кривая зависимости термоэдс, по форме близкая к параболе. Характерный перегиб этой кривой получен в точке 65 мас.% золота, что примерно соответствует его 50 ат.%.

Существенные изменения термоэлектрических параметров происходят с внедрением комплекса элементов-примесей. Так, в эталонах с пробностью, близкой 850, термоэлектрические параметры претерпевают заметные изменения с ростом концентрации примесей выше 0,01%, с дальнейшим их увеличением термоэдс резко падает, меняется даже направление термотока. Внедрение примесей до 0,003% не вносит заметных изменений в термоэдс сплава 850 и не влияет на определение пробности. Прямая корреляция независимо от пробности между величиной ЭДС и содержанием элементов-примесей отмечается при содержании их более 0,1%. Таким образом, в изученных условиях величина термоэдс в бинарах золото-серебряных сплавов менялась от +0,36 до 1,05 мВ, а с внедрением микропримесей в сложнолигатурных сплавах она меняется от -0,32 до +1,05 мВ; при этом в пределах от -0,32 до +0,36 мВ она

характеризует факт значительного наличия примесей. Такое золото нами условно названо высокопримесным.

При изучении самородного золота установлены еще более широкие пределы изменчивости термоэдс (от  $-0,6$  до  $+1,05$  мВ) со значительными колебаниями. Золото с величинами ЭДС, в пределах которых достоверно определяется пробность, нами также условно названо "пробным".

Изучение термоэлектрических свойств самородного золота россыпей, образовавшихся за счет коренных источников золото-сульфидно-силикатной формации, показало, что основную роль в них играет пробное золото: до 77% в россыпях, значительно удаленных от месторождения; 93% в россыпи, приближенной к месторождению, и 100% в россыпи, непосредственно берущей начало от коренного месторождения. Весьма примечательно отсутствие высокопримесного золота в пределах россыпи, образовавшейся из существенно сульфидного типа коренного месторождения. Здесь даже неокатанное золото из зон окисления и первичное из жил имеют значение ЭДС более  $+0,36$  мВ и являются пробными.

По-видимому, золото в существенно сульфидном типе месторождений характеризуется малым количеством изоморфных примесей. Аналогичные значения термоэдс характерны для целого ряда изученных нами россыпей, где коренные источники золота существенно сульфидные. Измерения термоэдс по россыпному золоту в сростаниях с другими минералами и в образцах рудного золота позволяют полагать, что первичное золото, обладающее отрицательными и низкими значениями ЭДС, относится к золотосодержащим турмалин-магнетитовому и кварц-турмалиновому минералого-генетическим типам и является высокопримесным. Отсюда по характеру термоэдс самородного золота (наряду с другими признаками, такими, как морфологические особенности, наличие сростков с характерными минералами-спутниками и др.) можно судить о минералого-генетическом типе источника.

В обоснование принципов прогноза минералого-генетического типа коренных источников по термоэлектрическим параметрам золота россыпей положены данные наших исследований ряда коренных объектов, а также россыпей с известными источниками. Так, по месторождениям вулканогенной золото-серебряной формации, в которых золото находится в кварцевых слабо сульфидных жилах, более 10%, а в некоторых случаях до 40% золота по измерениям термоэдс является высокопримесным. В россыпях, где известными источниками являются слабо сульфидные кварцевые жилы месторождений плутоногенной золото-кварцевой формации, высокопримесное золото также составляет в локальных участках до 40%, характеризуя площади, близкие к коренному источнику.

Вместе с тем в россыпях, где присутствует высокопримесное золото, при сопоставлении степени окатанности и термоэлектрических свойств, дополнительно выяснилась интересная закономерность. Ока-

залось, что совершенно неокатанные золотины на 90% относятся к высокопримесному золоту, а наиболее окатанные – более чем на 90% – к "пробному". С постепенным переходом от неокатанного к окатанному золоту меняются и его термоэлектрические характеристики, что, по-видимому, связано с очищением золотин в первую очередь от малых элементов-примесей. Это подтверждается также сравнительными результатами химических анализов россыпного и рудного золота.

Таким образом, судя по степени распространения высокопримесного золота в россыпях, можно ориентировать поиски коренного источника в отношении определенного минералого-генетического типа, а по характеру концентрации высокопримесного золота в плане и объеме россыпей – локализовать участки поисков, что является наиболее существенным физико-минералогическим критерием прогноза. Иными словами, термоэлектрические свойства самородного золота в качестве поддающегося количественной характеристике и картированию в пространстве месторождений, геологически объяснимого типоморфного признака служат новым физико-минералогическим критерием локального прогноза и поисков рудных объектов, питающих шлиховые ореолы и золотоносные россыпи.

Локализация источников питания россыпей может быть произведена на основе изменений свойств золота в пространстве россыпей по проявлению их аномальных характеристик. Такими индикаторными признаками являются характер изменения пробности и концентрации примесей в шлиховом золоте; последнее подразделяется по степени окатанности, наличию сростков и сопоставляется с металлом рудных объектов. Показателем близости коренных залежей может быть высокая дисперсия пробности в отдельных участках россыпей на фоне общего его повышения, концентрация высокопримесного золота, дающая дополнительную характеристику о минералого-генетическом типе ожидаемого источника. Пространственное положение аномальных участков с особыми, типоморфными свойствами золота позволяет судить о местоположении коренных залежей.

В качестве примера прогнозирования источников питания россыпей (для которых один из источников и его минеральный тип установлены) приведем данные по россыпи, приуроченной к коренному источнику вулканогенной золото-серебряной формации.

Его известные убого сульфидные кварцевые жилы расположены в одном из бортов долины. По россыпи изучено 750 проб, для которых произведено более 8000 измерений термоэдс самородного золота. Величина термопотенциала имеет широкие пределы изменчивости от  $-0,5$  до  $+1$  мВ, что характеризует присутствие высокопримесного золота. Изучались характеристики золота в вертикальном разрезе россыпи (по шурфам), вкрест и по простираанию долины. Изменение свойств золота отражается на плане, продольном разрезе и блок-диаграмме (рис. 29),



на которых выделены понижения пробности менее 800 единиц и участки с концентрацией высокопримесного золота выше 20%. Определение термоэлектрических свойств золота сопровождалось его морфологическим изучением, минералогическим анализом шлихов, спектрозолотометрическим опробованием рыхлых отложений и геофизическими электроразведочными работами.

Изменение пробности золота по простиранию россыпи (см. рис. 29) отмечается в пределах от 830 до 880 единиц. Уменьшения пробности наблюдаются ниже известных кварцевых жил, а также на участке россыпи между 4-й и нулевой разведочными линиями. Здесь же отмечены возрастные скопления высокопримесного золота до 18% (в среднем по линии). На этих же отрезках с 28-й и 4-й разведочных линий возрастает дисперсия пробности золота в пробах до 200 единиц. Все это указывает на то, что россыпь имеет не один источник питания. При рассмотрении термоэлектрических свойств золота в плане, продольном разрезе и блок-диаграмме это предположение становится несомненным. На плане видно, что поступление в россыпь низкопробного и высокопримесного золота интенсивно происходит также и с другого борта, о чем говорит картина, полученная на плане и блок-диаграмме. Более того, на продольном разрезе и блок-диаграмме (см. рис. 29) видно, что накопление высокопримесного золота происходит с поверхности и является современным процессом. По термоэлектрическим свойствам золота россыпь разделяется на две части. На этом же продольном разрезе видно, что верхняя часть россыпи отделена от нижней локальным участком распространения высокопробного золота. Затем в районе четвертой-нулевой линий отмечается возрастание дисперсии свойств, что связано с интенсивным внедрением низкопробного и высокопримесного золота.

Таким образом, результаты измерения термоэлектрических свойств золота изученной россыпи свидетельствуют о наличии нескольких источников питания, характеризующихся слабосульфидной минерализацией. В ее питании принимали участие известные кварцевые жилы месторождения, а также не выявленные еще рудные тела как в гранитоидах, так и в вулканогенных образованиях. Выделенные участки, перспективные для поисков коренных источников, располагаются между разведочными линиями шурфов 36-28 (с правого борта), 28-16 (левый борт на границе гранитоидов и вулканогенных пород) и 4-0 (в вулканогенных образованиях).

Эти прогнозы подтверждаются также и другими данными. На участках предполагаемых источников увеличивается количество неокатанного и полукатанного золота (II, 5-10, I-9, 0%), возрастает количество золота в сростании с другими минералами (от 2,2 до 5,14%).

Минеральный состав шлихов рыхлых отложений (см. рис. 29) показывает, что близ прогнозируемых участков отмечается увеличение

количества рудных минералов - пирита, арсенопирита, появляются буланжерит, бисмутин, киноварь. Кроме того, на левом борту выявлены шлиховые ореолы золота.

Электроразведочными работами методом вызванной поляризации в пределах рекомендованных участков выявлены аномальные зоны с интенсивностью до 3 на фоне 0,3-0,5%. В нижней части россыпи, в вулканогенных породах, они выражены слабее 0,8-1,2 на фоне 0,3-0,5%. По данным ВЭЗ ВП, поляризуемость с глубиной увеличивается до 2,7%, что может говорить о более интенсивной сульфидизации. Вторичные ореолы рассеяния золота совпадают с широкими площадными аномалиями ВП и распространены по левому борту долины. В пределах аномалий им сопутствуют ореолы элементов-спутников: серебра, мышьяка, висмута.

Таким образом, объемное картирование распределения россыпного золота, отличающегося по термоэлектрическим свойствам, на примере изученной россыпи показало достаточную эффективность разрабатываемых критериев локального прогноза коренных источников вулканогенной золото-серебряной формации.

## Г л а в а 7

### УСТОЙЧИВОСТЬ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНО-СИЛИКАТНОЙ ФОРМАЦИИ

Важнейшая проблема современной генетической минералогии и учения о рудных месторождениях - расшифровка физико-химических условий образования руд. Сульфиды - основные рудные минералы гидротермальных месторождений непрозрачны (например, сфалерит), поэтому метод гомогенизации газовой-жидких включений оказался непригодным для определения температуры, давления и концентрации компонентов, при которых происходило отложение этих минералов. Данные о газовой-жидких включениях жильных минералов, ассоциирующих с рудными минералами, часто ошибочны, так как не всегда возможно правильно установить возрастные отношения между этими минералами. Серьезной критике был подвергнут метод декрипитации сульфидов.

Исследования свойств газов и солей в газовой-жидких включениях в самородном золоте, полученные на их основе сведения о P - T условиях отложения золота впервые приводятся и обсуждаются в следующей главе. По мнению автора немаловажное значение в оценке условий минералообразования играют результаты экспериментальных исследований устойчивости рудных минералов и минеральных ассоциаций. Для этой цели привлекаются температуры распада твердых растворов, точки полиморфных фазовых превращений, температуры устойчивости сульфидов (геотермометры и небарометры с фиксированной шкалой).

Химические анализы показывают, что для сульфидов характерны присутствие элементов-примесей и существенные отклонения от стехиометрического состава. В последнее время и этой особенностью состава минералов объясняются условия их отложения.

Использование существующих сульфидов в качестве геотермометров, геобарометров, а также индикаторов летучести серы основывается на следующих основных допущениях: 1) сосуществующие минералы являются равновесными образованиями; 2) состав минералов не изменялся во времени его отложения; 3) малые концентрации элементов-примесей не оказывали заметного влияния на равновесные соотношения [6].

Накопленный опыт показывает перспективность этого направления: целый ряд минеральных ассоциаций достаточно хорошо апробирован и дает надежные результаты. Расхождения наблюдаемых в природе и экспериментальных фазовых равновесий могут указывать на неравномерность фаз, или на некорректность экспериментов, или неточность в определении химического состава минерала (последнее при использовании рентгеноспектральных методов почти исключается).

Для подобных минералогических исследований наиболее информативны месторождения золото-сульфидно-силикатной формации, характеризующиеся многоэтапностью формирования и обилием сосуществующих сульфидов. Выбранный для исследования характерный объект этой формации, расположенный в области завершенной складчатости востока Азии, детально изучался Л.П.Гуровым. По его данным, руды месторождения сложены последовательно кристаллизующимися, близкими по времени образования сульфидами, часто зонального строения. Это вносит сложность в интерпретацию условий их образования, поэтому требует привлечения не только минералогических критериев выделения парагенезисов и стадийности, но и экспериментальных исследований сосуществующих сульфидов. Необходимо также проводить сопоставление температур, устанавливаемых при изучении сосуществующих сульфидов с температурами гомогенизации газовой-жидких включений в жильных минералах, находящихся в парагенезисе с сульфидами.

Л.П.Гуров установил, что золото присутствует в шести минеральных ассоциациях, различных по времени образования и часто пространственно разобщенных: 1) турмалин-магнетитовой; 2) существенно кварцевой; 3) висмут-калькопиритовой с теллуридами; 4) пирит-арсенипиритовой; 5) полиметаллической; 6) антимонитовой с халцедоновидным кварцем, баритом и киноварью.

Турмалин-магнетитовая минеральная ассоциация развита на северо-западе от месторождения, она характеризуется сравнительно простым минеральным составом. Основные минералы - кварц, турмалин, магнетит, в редких случаях можно встретить пластинчатые кристаллы мушкетовита (разновидность магнетита), часто соседствующего с гематитом.

Набор таких минералов, как турмалин, магнетит и гематит, свидетельствует о высокотемпературных, резко окислительных свойствах гидротермальных растворов, из которых они отложились. Эволюционный переход из окислительных свойств растворов к восстановительным, когда в турмалин-магнетитовых рудах начинают осаждаться пирротин и пирит, невозможно представить. Согласно экспериментальным и термодинамическим данным, для образования сульфидов железа необходимо поступление в зону минералообразования флюидов с резко восстановительными свойствами. Такой, вероятно, явилась новая порция растворов, насыщенных сульфидной серой. В результате их поступления и образовалась ассоциация пирит + пирротин.

Таким образом, процесс образования окисно-борной и сульфидной минерализации нужно считать разорванным во времени. Очевидно, процесс турмалинизации связан скорее с дифференциацией гранитоидных массивов, чем с глубинными гидротермальными флюидами, из которых отлагались продуктивные минеральные ассоциации месторождения.

Аналогичное происхождение имеет и кварц-молибденитовая ассоциация, формирующаяся позднее кварц-турмалиновой в результате дегазации остывающего магматического тела.

Наиболее высокотемпературной гидротермальной необходимо считать ассоциацию халькопирит-сфалерит-пирротин ( $T=540-550^{\circ}\text{C}$ ). Сфалерит образует в халькопирите структуры распада твердого раствора в виде мельчайших крестовидных выделений иногда до более крупных скелетных форм. Распад твердых растворов представляет собой форму разложения, поскольку первоначальный высокотемпературный состав не существует более в виде одной гомогенной фазы. Подобные температуры для этой ассоциации установлены в рудах забайкальских объектов этой же формации [49]. В рудах исследуемого месторождения изредка халькопирит в сфалерите встречается в виде беспорядочно рассеянных округлых вclusions или жгутиков. Выделения халькопирита такой формы Л.П.Гуровым объясняются распадом твердых растворов, охлаждением руд после их отложения. Однако экспериментальные исследования [77] показали, что халькопирит не растворяется в значительных количествах в сфалерите, если температура ниже  $500^{\circ}\text{C}$ .

При детальном рассмотрении особенностей этих руд П.Бартон и П.Бетке пришли к выводу: халькопирит возникает либо путем эпитактического роста во время образования сфалерита, либо путем замещения в результате реакции богатых медью флюидов со сфалеритом после его образования.

Следующей по температурам начала образования является пирит-арсенопиритовая ассоциация. Следствие этой стадии – березитизация вмещающих пород, сопровождающаяся формированием кварцевого ядра жил и выносом железа из пород к зальбандам жил, что характерно для многих месторождений [19, 27]. Минералы этой стадии – пирротин,

пирит, арсенопирит, халькопирит, анкерит образуют оторочки жил. Пирит-арсенопиритовые прожилки находятся в зальбандах или по трещинам в краевых частях кварцевых жил, тогда как центральные части их имеют обычно висмутин-халькопиритовую минерализацию. В жилах субширотного простирания арсенопиритовые руды пересекаются прожилками сфалерита и другими сопутствующими ему минералами полиметаллической ассоциации.

Возможность использования состава арсенопирита, сосуществующего с сульфидами железа и минералами мышьяка и железа, для оценки температуры была показана Л.Кларком [30].

Для оценки температур и активности сульфидной серы можно воспользоваться диаграммой  $\lg a_{S_2} - T$  построенной У.Кречмаром и С.Скоттом [78], на которой в виде изоплет показано изменение состава арсенопирита в разных ассоциациях.

На месторождении известна ассоциация висмут+висмутин+сфалерит+арсенопирит. Следовательно, пересечение линий равновесия висмут+висмутин с изоплетной отвечает составу ассоциированного с ними арсенопирита и дает величины активности серы и температуры.

Оценка температур образования арсенопиритов приведена в табл. 4 (состав арсенопиритов, по Л.П.Гурову).

Т а б л и ц а 4

Температуры образования минеральных парагенезисов, определенные по составу равновесного с ними арсенопирита

Парагенезис	Номер анализа	Состав арсенопирита, мас. %			As, %	T, °C	$\lg a_{S_2}$
		Fe	As	S			
Арсенопирит+	1	34,37	40,09	21,59	30,33	250	-15,8
сфалерит+	2	33,74	44,52	21,13	32,39	380	-9,5
висмут+	3	34,01	44,25	21,05	32,27	370	-9,8
висмутин							
Арсенопирит+	4	33,30	43,74	18,58	33,13	490	-4,5
пирит+	5	33,42	44,30	20,18	32,78	475	-4,6
пирротин							
Арсенопирит+	6	34,85	39,40	22,75	29,42	265	-12,5
пирит+	7	34,31	42,75	21,92	31,25	400	-7,2
пирротин							
Теоретический состав		34,30	46,01	19,69	33,33	505	-4,5

Таким образом, температуры пирит-арсенопиритовой стадии составляют 490–400°C. Отложение этих минералов началось перед висмутин-халькопиритовой стадией, которая характеризуется температурами 380–250°C.

Халькопирит – распространенный на месторождении минерал. Он встречается в ассоциации с висмутином, но иногда и самостоятельно. Отдельные рудные тела имеют существенно халькопиритовый состав. Часто халькопирит образует мелкую вкрапленность в кварцевых рудах, но встречается и в виде прожилков и линз мощностью до десятков сантиметров. Он срастается с пирротинном, пиритом, проникает по трещинам в зерна шеелита и пирита. Халькопиритом заканчивается высоко-температурная стадия формирования руд месторождения.

Следующий этап – внедрение в трещинные зоны гидротермального среднетемпературного раствора, насыщенного висмутом. В халькопиритовых участках, куда проник раствор, образуются сложные висмутовые сульфосоли меди – виттихенит  $Cu_3BiS_3$  и эмплектит  $CuBiS_2$ . Из остывающего раствора осаждался висмутин на халькопирите без образования реакционных минералов.

В начале висмутин-халькопиритовой стадии осаждаются и висмутовые сульфосоли свинца – галеновисмутин  $PbBi_2S_4$ . По гидротермальным экспериментам известно [8], что при  $T < 350^\circ C$  галеновисмутин распадается на козалин и висмутин. Такая ассоциация часто отмечается в рудах многих месторождений золото-сульфидно-силикатной формации [53, 73].

По температурам образования завершение висмутин-халькопиритовой стадии перекрывается с началом полиметаллической стадии. Однако их разделение может быть и неправомерно, поскольку с поступлением в зону рудоотложения висмутовых растворов состав гидротерм значительно обогатился и при снижении температуры происходила разгрузка полиметаллических флюидов с образованием простых и сложных сульфидов.

Вместе с висмутовыми сульфосолями осаждается блеклая руда – железистый тетраэдрит. По данным Л.П.Гурова, тетраэдрит имеет необычно высокое содержание железа и низкое – мышьяка. Отношение  $Sb/(Sb + As) = 0,99$  вместо обычных 0–0,16. Тем не менее по составу ферротетраэдрит близок к блеклым рудам, образовавшимся на подобных месторождениях (табл.5).

Е.А.Радкевич и Е.К.Лазаренко считают, что ферротетраэдрит чаще встречается в полиметаллических, свинцово-серебряных, а также в сурьмяных и ртутных месторождениях. Тетраэдрит вполне устойчив при температурах 300–200°C.

Интересна закономерность распределения сурьмы и мышьяка в тетраэдрите. Для золоторудных месторождений установлено, что обогащенные сурьмой блеклые руды характерны для центральных частей рудных зон.

Т а б л и ц а 5

Состав (в мас.%) ферротетраэдрита из разных месторождений золото-сульфидно-силикатной формации, по [43]

Ав	Сб	Св	С	Fe	Zn	Pb	Bi	Сумма
0,12	20,19	32,57	23,24	10,83	1,26	1,90	1,36	91,37
3,90	18,30	43,40	25,70	5,80	0,70	-	-	97,80
-	29,6	38,6	25,0	6,9	-	-	-	100,1
-	31,0	36,2	25,2	7,0	0,8	-	-	100,2
0,1	27,5	37,1	25,6	4,8	2,4	-	-	97,4
1,1	24,5	43,1	26,3	3,7	-	-	-	98,7
4,39	24,91	39,75	25,63	4,66	2,46	-	-	101,8
4,40	21,9	39,3	25,2	4,4	-	-	-	99,4

Анализ минерализации (пирит+арсенопирит+ Bi-сульфосоли) показал, что чем больше железа в тетраэдрите, тем выше температура его образования. Описанные тетраэдриты обычно характерны для месторождений средних глубин, с повышением глубины в них растет количество мышьяка.

Золото находится в тесной связи со всеми минералами перечисленных ассоциаций, а также в самородном состоянии. Восстановительный характер условий минералообразования не исключает наличия такого минерала, как мельдонит ( $Au_2Bi$ ).

На завершающей стадии минералообразования кристаллизовался калаверит. Н.Маркгам [79], занимавшийся синтезом соединений в системе Au-Ag-Te и осуществивший серию опытов по нагреванию как искусственных, так и природных образцов, считает, что калаверит является стабильной формой соединения  $AuTe_2$  и приурочен преимущественно к месторождениям областей древней складчатости (месторождения Калгурли, Поркьюпайн и др.) более высокотемпературного и более глубинного типа [58]. Обычные спутники калаверита - колорадоит, алтаит, иногда теллуриды висмута, золото самородное. Переход синтетического калаверита в креннерит происходит при температурах 150-190°C, природного - при 250-300°C.

Таким образом, основная часть минералов исследуемого месторождения золото-сульфидно-силикатной формации отложилась при  $T = 540-250^\circ C$ , что соответствует высокотемпературным среднеглубинным месторождениям.

Антимонитовая минерализация проявлена на удалении от основного рудного поля к востоку от него. По полученным нами данным [49] физико-химических условий образования золото-сурьмяных месторождений температуры формирования руд 350-160°C. Поэтому установление

генетической связи висмутин-халькопиритовой (как основной) минерализации с антимонитовой требует специальных исследований.

В целом по месторождению золото-сульфидно-силикатной формации из анализа экспериментальных данных по золото-сурьмяным системам наиболее отчетливо выделяются четыре стадии: 1) халькопирит-сфалеритовая; 2) кварц-пирит-арсенопиритовая; 3) висмутин-халькопиритовая; 4) теллуридно-полиметаллическая.

Наиболее богата золотом висмутин-халькопиритовая стадия. Состав блеклой руды указывает на то, что к поверхности обнажена средняя часть рудных тел. На глубину намечается тенденция увеличения мышьяковитости руд. В связи с этим основная часть глубинного золота может быть связана с пирит-арсенопиритовыми рудами.

## Глава 8

### ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА

Включения флюидов в минералах – это остатки, реликты минералообразующей среды. Они сохраняют информацию об истории изменения химизма и термодинамических параметров среды, послужившей первопричиной возникновения минералов и их преобразования. В этом состоит главная особенность включений как индикаторов генезиса минералов. В эндогенных условиях включения в момент изоляции (консервации) соответствовали по составу и физико-химическим параметрам флюидной среде в точке отделения.

Пространственно и генетически включения непосредственно связаны с минералами. Но если минералы и их комплексы, исследуемые методами генетической минералогии, могут служить основой для восстановления последовательности изменений, эволюции продуктов химических процессов, то включения по своей природе призваны вскрывать динамику условий существования среды минералообразования [28]. Рациональное сочетание генетического исследования минеральных индивидов (онтогении) и реликтов минералообразующей среды в состоянии вскрыть детали минералообразования в целом, т.е. изучить изменение продуктов и процессов во времени в разных природных областях земной коры [5].

Изучение газово-жидких включений в минералах предполагает определение физико-химических параметров минералообразования: состава флюида, температуры и давления. Сложность этой задачи заключается в том, что приходится иметь дело с совокупностью закрытых включений, составляющих малую (по массе) долю изучаемого объекта (минерала) и различающихся как по своему генезису, так и по положению в зерне минерала. Например, для девяти месторождений золота количество флюида (газы+соли+вода), законсервированного во включениях в

самородном золоте, составило в среднем всего 0,028% по массе минерала. Очевидно, что для определения состава столь незначительных количеств флюида необходимо использование не только высокочувствительных методов, но и надежных методик, исключающих систематические ошибки и сводящих к минимуму случайные погрешности. Принципиальные трудности представляет также задача определения температуры и давления минералообразования на основании изучения газовой флюидной включений. Между тем, знание этих параметров (и в особенности температуры) необходимо как для расчета  $pH$  и  $Eh$  среды минералообразования, так и для расчетов минеральных равновесий.

В настоящей главе излагаются методические вопросы изучения газовой флюидной включений в минералах, разработанные в Амурском комплексном НИИ ДО АН СССР, и рассматриваются проблемы формирования месторождений благородных металлов.

Методы изучения газовой составляющей во включениях в минералах. Количественное определение газовой составляющей минералообразующей среды, законсервированной в минерале, предполагает последовательное проведение двух операций: вскрытия включений и собственно измерения количества выделившихся газообразных компонентов и воды.

Вскрытие включений проводят либо механическим способом (с использованием вакуумной ступки или мельницы), либо термическим. На наш взгляд, из этих двух способов предпочтение следует отдать термическому, так как механическое вскрытие обладает серьезными недостатками, главными из которых являются адсорбция газов поверхностью тонкоизмельченного минерала [25, 29] и появление в системе избыточного водорода [9]. Кроме того, процессы минералообразования протекают при температурах, отличных от комнатной. Поэтому состав флюида будет ближе к истинному, если вскрытие включений производить при температуре, близкой к температуре минералообразования.

Для количественного определения газообразных компонентов флюида (и воды), законсервированного во включениях в минералах, широко применяется метод газовой хроматографии в сочетании с термическим способом вскрытия включений, но это сопряжено с определенными трудностями - необходимостью обеспечения высокой герметичности устройства для нагревания минерала и подачи газов в хроматограф. Современные хроматографы позволяют достичь достаточно низкого предела обнаружения по основным компонентам газовой составляющей во включениях: по азоту, монооксиду углерода, метану - порядку  $10^{-7}$  г [44], по диоксиду углерода и воде - порядка  $10^{-6}$  г [41]. Это означает, что попадание в систему даже сравнительно небольшого количества воздуха из атмосферы может привести к потере одних и появлению дополнительных количеств других компонентов в газовой смеси, выделяющейся из включений. Таким образом, результаты анализа могут быть искажены. Так, попадание в систему во время анализа всего лишь 0,01 мл воздуха может привести к исчезновению  $1 \cdot 10^{-6}$  г  $CH_4$  и соот-

ветственно к появлению  $\sim 1 \cdot 10^{-5} \text{г } N_2$ , а также дополнительных количеств диоксида углерода и воды.

В литературе [12, 13, 41, 44] описаны несколько вариантов термического способа вскрытия включений и ввода газов в хроматограф. Заметим, что методика, используемая в работах О.Ф.Мироновой и др. [41], весьма сложна, трудоемка и не позволяет проводить дифференцированное по температурным интервалам определение состава газовой смеси, выделяющейся из включений (из одной навески).

В других вариантах вскрытие включений проводят в нагреваемой кварцевой трубке, соединенной системой трехходовых стеклянных кранов со входом хроматографа. По существу эти варианты отличаются друг от друга лишь конструкцией соединительных элементов. Общим недостатком данных конструкций являются их малая прочность, значительный объем, а также наличие большого числа мест, по которым возможны проникновение воздуха в систему и утечка газов в атмосферу (стеклянные трехходовые краны, шлифы, шаровые и другие сочленения). Проведенные нами эксперименты показали, что уплотнение стеклянных трехходовых кранов даже с помощью пружины не обеспечивает их необходимой герметичности, подтверждая тем самым литературные данные [12], а применение резиновых соединений отдельных узлов совершенно недопустимо. Увеличение объема системы также является нежелательным, так как вызывает размывание хроматографических пиков.

Нам представляется, что конструкция устройства для термического вскрытия включений в минералах и ввода газов (и воды) в хроматограф должна отвечать следующим основным требованиям: 1) обеспечение герметичности системы в пределах чувствительности потенциометра хроматографа; 2) проведение дифференцированного по температурным интервалам определения газов, выделяющихся из включений, из одной навески; 3) смена анализируемых образцов без нарушения режима работы хроматографа; 4) простота и надежность в эксплуатации.

На рис. 30 изображена разработанная нами и используемая конструкция устройства для вскрытия включений в минералах и ввода газов в хроматограф, отвечающая указанным требованиям. Устройство состоит из плоскоповоротного четырехходового металлического крана и кварцевой U-образной ампулы. В свою очередь, кран состоит из двух тщательно притертых друг к другу стальных пластин. В одной из них высверлены четыре отверстия для соединения крана при помощи фторопластовых уплотнений с капиллярами из нержавеющей стали, идущими к ампуле и хроматографу. В другой пластине выфрезерованы две канавки в виде дуг таким образом, чтобы при повороте на  $90^\circ$  они попарно перекрывали отверстия в первой пластине.

Герметичность крана достигается с помощью вакуумной смазки, нанесенной тонким слоем на трущиеся поверхности, и прижимной пружины.

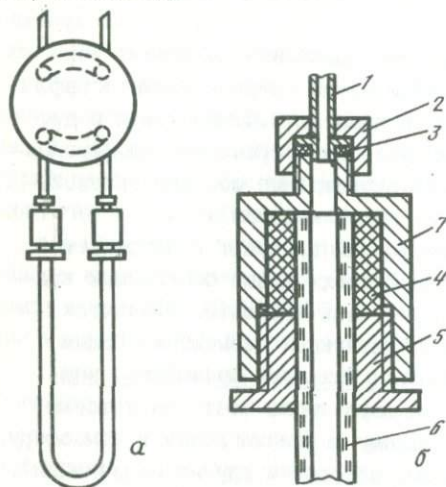


Рис. 30.

Общий вид устройства для термического вскрытия включений в минералах, ввода газов в хроматограф (а) и разрез узла уплотнения (б)

1 - капилляр; 2 - накидная гайка; 3 - уплотняющая прокладка; 4 - тефлоновая втулка; 5 - нажимной штуцер; 6 - кварцевая ампула; 7 - муфта

жины, работающей на сжатие. Кварцевая ампула (толщина стенки 1 мм, внутренний диаметр 4 мм, объем около 4 мл) присоединяется нажимными штуцерами через фторопластовые герметизирующие втулки к стальным муфтам, которые, в свою очередь, соединяются посредством накидных гаек и уплотняющих прокладок с капиллярами, идущими к крану. Подобный способ сочленения ампулы с краном обеспечивает высокую герметичность узла, позволяет легко отсоединить ампулу (вместе с муфтами) от системы и производить смену анализируемого образца без нарушения режима работы хроматографа. Устройство позволяет проводить дифференцированное по температурным интервалам определение газов и воды, выделяющихся из включений, вплоть до 1000°C. При этом температура муфт не поднимается выше 50°C, и герметичность соединения ампулы с муфтами не нарушается.

Определения флюидов авторами производились на хроматографе ЛХМ-8МД. Условия хроматографирования газов ( $H_2$ ,  $N_2$ ,  $CO$ ,  $CH_4$ ,  $CO_2$ ) следующие: колонка из нержавеющей стали длиной 2 м, внутренним диаметром 4 мм, температура колонки 70°C; сорбент - уголь марки СКТ зернистостью 0,25-0,5 мм; скорость газа-носителя (гелия) 40 мл/мин; температура испарителя 125°C; температура катарометра 120°C; ток катарометра 120 мА. Определение  $H_2O$  и  $H_2S$  осуществляли в тех же условиях, но на колонке, заполненной сорбентом полисорб-1.

Испытание системы на герметичность было проведено в опытах с пустой (без образца) ампулой. Для этого она присоединялась к крану, продувалась гелием до полного удаления воздуха, затем поворотом крана отсекалась от газовых коммуникаций (гелий поступает в хроматограф, минуя ампулу), нагревалась до 700°C и выдерживалась при этой температуре 1 ч. После чего поворотом крана газ-носитель вновь направлялся через ампулу, и определялось количество воздуха

(азот и кислород выходят одним пиком), поступившего в систему. Многочисленные опыты показали, что даже в этих жестких условиях высота пика воздуха при максимальной чувствительности катарометра не превышает  $1 \cdot 10^{-2}$  мВ, что значительно меньше уровня инструментальной поехи хроматографа ЛХМ-8МД. Количество кислорода, соответствующее такому количеству воздуха, составляет примерно  $1 \cdot 10^{-8}$  г и не может повлиять на результаты определения компонентов газовой смеси, выделяющейся из включений в минералах.

Для получения достоверных результатов при изучении газовой составляющей включений в минералах хроматографическим методом большее значение имеют способы калибровки хроматографа, вычисления площадей пиков, измерения температуры, подготовки образца минерала к анализу.

Правильность получаемых результатов была проверена в опытах по определению градуировочных характеристик. Для этой цели на вход рабочей ампулы подсоединили тройник из нержавеющей стали, который имел отверстие для вкалывания необходимых объемов чистых газов, герметизированное силиконовой резиной и накидной гайкой. Такой способ позволяет получить градуировочные характеристики в условиях, максимально приближенных к условиям проведения анализов. Зависимость аналитического сигнала (площади хроматографического пика) от количества определяемого компонента выражали в виде линейных уравнений. При этом оказалось, что для всех уравнений свободный член можно приравнять к нулю. Последнее означает [64], что используемая методика не содержит систематической ошибки. Пределы обнаружения, найденные по 2S-критерию, для  $H_2$ ,  $N_2$ ,  $CO$ ,  $CH_4$ ,  $CO_2$ ,  $H_2S$  и  $H_2O$  составили соответственно ( $n \cdot 10^{-4}$  мг) 2,2; 0,6; 0,9; 0,4; 1,9; 0,4; 39,1.

Для вычисления площадей хроматографических пиков нами используется цифровой автоматический интегратор И-02, что исключает элемент субъективности и повышает точность результатов определений.

Измерение температуры в опытах производится с помощью про-градуированной термопары хромель-алюмель, помещенной в кварцевый чехол такого же внутреннего диаметра и такой же толщины стенок, как и у рабочей ампулы. Причем горячий спай термопары, где это возможно, засыпался тем минералом, газовой выделение из которого изучалось. Термопара располагалась непосредственно у рабочей ампулы. Такой способ измерения температуры представляется наиболее правильным, так как есть уверенность в том, что измеряемой величиной является именно температура образца, а не печи.

Надежность данных, получаемых при использовании описанной методики, проверена в опытах по определению количества  $CO_2$ , содержащегося во включениях природного кварца Ф-3561. Вскрытие включений производили в интервале температур 150-500°C. Для проверки полноты вскрытия включений ампулу с образцом после выхода пика  $CO_2$

отсекали от тока газа-носителя, выдерживали дополнительно 10 мин при  $T = 500^{\circ}\text{C}$  и вновь соединяли с током гелия. Отсутствие пиков на хроматограмме свидетельствовало о полном вскрытии включений в указанном температурном интервале. Результаты определений представлены в табл.8.

Как следует из приведенных данных, использование этого устройства и методики позволяет проводить определение компонентов газовой составляющей включений в минералах с высокой степенью достоверности. Кроме того, малая величина стандартного отклонения свидетельствует об отсутствии взаимодействия между компонентами газовой смеси, выделяющейся при термическом вскрытии включений.

Т а б л и ц а 8  
Результаты определений  $\text{CO}_2$  ( $10^{-3}$  мг/г образца) во включениях кварца Ф-356I ( $P=0,95$ )

Навеска	$x_i$	$\bar{x}$	S	$S_{\bar{x}}$	$S_r$
I,6453	3,92	3,79	0,13	0,058	0,034
I,2200	3,59				
I,5520	3,75				
I,2193	3,90				
I,4700	3,80				

Газовыделение из включений в самородном золоте, серебре, электруме, платиноидах отличается (по сравнению, например, с кварцем) определенной специфичностью: оно происходит, особенно при повышенных температурах, в течение значительного промежутка времени. Поэтому для возможно полного извлечения газов и воды поступали следующим образом: от начальной температуры  $T_1$  данного интервала до конечной  $T_2$  нагревали образец в реакционной кварцевой ампуле со скоростью 30–40 град/мин, выдерживали при температуре  $T_2$  в течение 10 мин, затем понижали температуру на  $100^{\circ}$  и направляли выделившиеся газы в хроматограф; после продувки ампулы в течение 5 мин отсекали ее от тока гелия, вновь поднимали температуру до  $T_2$ , выдерживали 10 мин и направляли выделившиеся газы в хроматограф и т.д. с тем лишь отличием, что последующие определения проводили, не понижая температуру  $T_2$  (в первом опыте понижение температуры необходимо для уравнивания давления в системе, ибо в противном случае можно потерять водород). Опыты при температуре  $T_2$  продолжали до тех пор, пока количества выделяющихся компонентов газовой смеси не станут близки к их пределам обнаружения.

В табл. 9 приведены результаты поинтервального определения газов и воды в образцах золота Ф-4080 и З-М-268, иллюстрирующие

особенности выделения летучих компонентов из включений в самородном золоте. Как следует из данных табл. 9, лишь при  $T = 300^{\circ}\text{C}$  для выделения всего количества компонентов газовой составляющей достаточно нагрева в течение 10 мин. Выделение воды для обр. Ф-4080 при  $T = 300^{\circ}\text{C}$  требует значительно большего времени нагрева. При температурах же 500 и  $700^{\circ}\text{C}$  газы выделяются постепенно, что наиболее отчетливо видно для обр. Ф-4080. То же имеет место и для воды, однако ее небольшие количества на хроматограмме регистрируются в виде сильно размытых пиков, которые не поддаются интегрированию. Исключение, по-видимому, составляют водород и сероводород, для выделения которых при всех температурах достаточно нагрева в течение 10 мин. Метан во включениях присутствовал в незначительных количествах, поэтому о его поведении при нагревании образцов нельзя сказать ничего определенного.

Для выяснения механизма газовыделения из включений в самородных металлах нами изучена кинетика выделения  $\text{CO}_2$ , CO и  $\text{N}_2$  из золота месторождения золото-кварцевой формации (Ф-4080) при температурах 500 и  $700^{\circ}\text{C}$ ,  $\text{CO}_2$  и CO из золота месторождения золото-серебряной формации субаэрального вулканического пояса (Ф-4145), при температуре  $700^{\circ}\text{C}$  для сопоставления - CO из платиноида (Ф-4136 - осмистый иридий) при температуре  $700^{\circ}\text{C}$ . При этом чистота эксперимента достигалась проведением опытов извлечения образцов из реакционной ампулы на промежуточных стадиях на солевой анализ. Результаты приведены на рис. 31, 32, которые показывают, что газовыделение при каждой температуре (500 и  $700^{\circ}\text{C}$ ) протекает по экспоненциальному закону, характерному для процессов, описываемых кинетикой реакций первого порядка. Применяя квазикимический подход, процесс газовыделения из включений в самородных металлах можно представить в виде:



где  $[A]$  - газ во включениях;  $A_{\text{газ}}$  - газ, выделившийся из включений.

Тогда в соответствии со схемой (1) кинетическое уравнение запишется следующим образом:

$$dx/dt = K(a - x), \quad (2)$$

где  $x$  - число молей газа, выделившееся из включений к моменту времени  $t$ ;  $a$  - исходное число молей газа во включениях;  $K$  - константа скорости (является функцией только температуры),  $dx/dt$  - скорость процесса.

Интегрируя уравнение (2) в пределах от 0 до  $t$  и, соответственно, от  $x = 0$  до  $x$  и переходя к десятичным логарифмам, получим:

$$\lg(a - x) = \lg a - K/2,303 t. \quad (3)$$

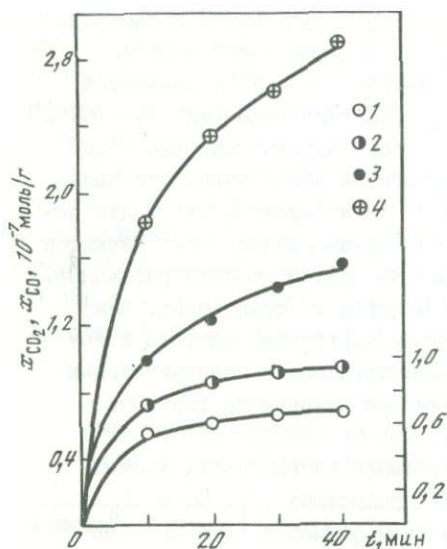


Рис. 31.

Кинетика газовыделения из включений в золоте и осмистом иридии при  $T=700^{\circ}\text{C}$

1 -  $\text{CO}_2$ ; 2 -  $\text{N}_2$ ; 3 -  $\text{CO}$ ; (Au - область завершённой складчатости); 4 -  $\text{CO}$  (осмистый иридий)

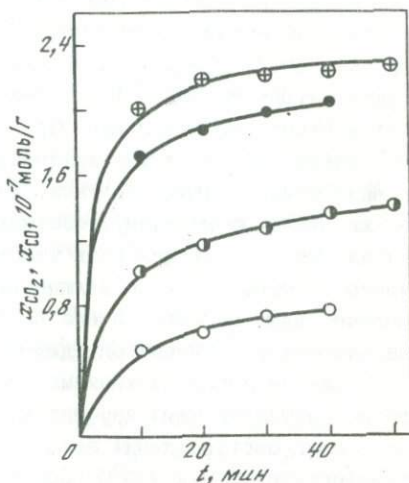


Рис. 32.

Кинетика газовыделения из включений в золоте

Условные обозначения см. рис. 31. 1 -  $\text{CO}$ ; 2 -  $\text{CO}_2$ ; 3 -  $\text{CO}_2$ ; 4 -  $\text{CO}_2$  (1, 3 - Au, 2 - область завершённой складчатости,  $T = 500^{\circ}\text{C}$ ; (2, 4 - Au, мезозойский субаэральный вулканический пояс,  $T=700^{\circ}\text{C}$ )

Уравнение (3) является линейным в координатах  $\lg(a - x) = \varphi(t)$ , причем по тангенсу угла наклона прямой к оси абсцисс можно найти величину константы скорости:

$$\operatorname{tg} \alpha = -K/2,303. \quad (4)$$

Для практического использования уравнения (2) в нашем случае необходимо найти величину  $a$ , которая априори не известна. Если в ходе эксперимента удавалось достичь предельного газовыделения данного компонента (т.е. количества компонента, равного его пределу обнаружения), то величина  $a$  вычислялась простым суммированием по временным интервалам. Если же этого достичь не удавалось (как правило, в случае  $\text{CO}$ ), то эту величину находили линейной экстраполяцией кривой газовыделения по временным интервалам на предел обнаружения с последующим суммированием по всем интервалам времени.

На рис. 33, 34 представлены опытные данные в линейных координатах уравнения (3). Экспериментальные точки хорошо укладываются на прямые линии, рассчитанные методом наименьших квадратов, что свидетельствует о подчинении процесса газовыделения из включений в самородных металлах кинетике первого порядка. В табл. 9 приведены данные, характеризующие кинетику газовыделения из включений в изученных образцах. Энергия активации для процессов выделения CO и CO<sub>2</sub> из включений в золоте Ф-4080 рассчитана по уравнению Аррениуса:

$$2,303 \lg \frac{K_2}{K_1} = \frac{E}{R} \left( \frac{1}{T_1} - \frac{1}{T_2} \right),$$

где K<sub>1</sub> и K<sub>2</sub> - соответственно константы скорости при T<sub>1</sub> и T<sub>2</sub> (K); E - энергия активации; R - газовая постоянная; 2,303 - коэффициент для перехода от натуральных логарифмов к десятичным.

Данные табл. 9 показывают, что константы скорости выделения CO<sub>2</sub> и N<sub>2</sub> при одинаковых температурах из разных образцов золота практически совпадают. Константы скорости выделения CO при одной и той же температуре как для золота из изученных месторождений,

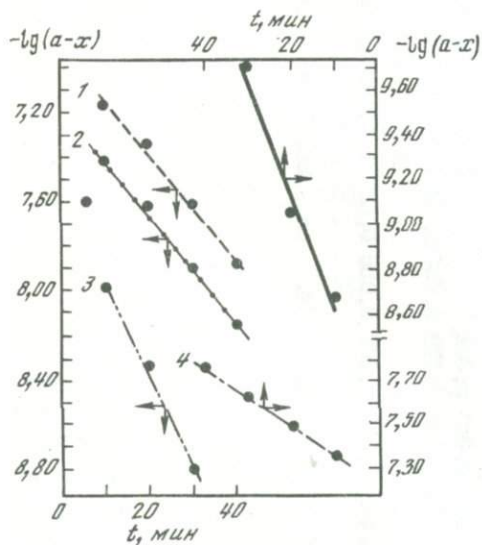


Рис. 33.

Зависимость логарифма текущей концентрации газов от времени для процесса газовыделения в золоте месторождения области завершенной складчатости

1 - CO; 2 - CO<sub>2</sub>;  
3 - CO<sub>2</sub>; 4 - CO;  
5 - N<sub>2</sub> (1, 3, 5 - 700°C;  
2, 4 - 500°C)

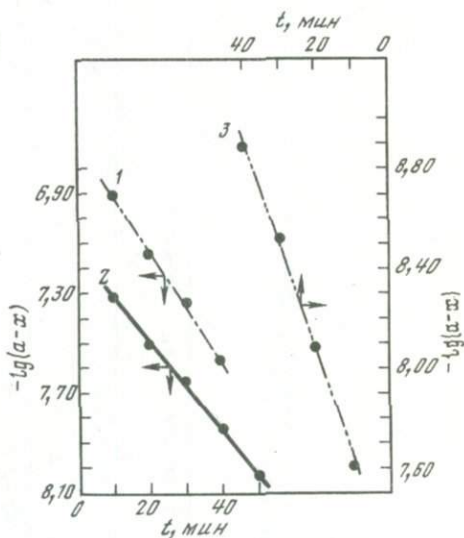


Рис. 34.

Зависимость логарифма текущей концентрации газов от времени для процесса газовыделения из включений в осмистом иридии и золоте мезозойского вулканогена месторождения

1 - CO (осмистый иридий, T=700°C);  
2 - CO<sub>2</sub>; 3 - CO<sub>2</sub>  
(Au, T=700°C)

Т а б л и ц а 9  
 Результаты поинтервального определения газовой составляющей и воды (в  $10^{-7}$  моль/г) во  
 включениях самородного золота

Ком- по- нент	Золото-кварцевая формация Au (Ф-4080)									Золото-серебряная формация из локального вулканогена (З-М-268)								
	100-300°C			300-500°C					500-700°C			100-300°C		300-500°C		500-700°C		
	I	2	3	I	2	3	4	5	I	2	3	I	2	I	2	I	2	3
H <sub>2</sub>	0,2I	-*	-	I,55	-	-	-	-	0,97	-	-	-	-	I,68	-	I,00	-	-
N <sub>2</sub>	0,042	-	-	0,06I	0,003	0,002	-	-	0,033	0,008	0,004	0,044	-	0,042	Сл.	0,037	0,004	-
CO	0,II5	-	-	0,7I6	0, I38	0, I29	0,030	0,023	I,96	0,20I	0, I03	0,084	-	0,302	Сл.	0,703	0,070	0,049
CH <sub>4</sub>	-	-	-	0,029	-	-	-	-	Сл.	-	-	-	-	0,030	-	-	-	-
CO <sub>2</sub>	I, II	-	-	3,64	0,270	0,207	0,058	0,027	I,44	0,023	Сл.	0,889	-	2,0I	Сл.	I,0I	Сл.	-
H <sub>2</sub> S	-	-	-	-	-	-	-	-	0, I38	-	-	0,4I6	-	0, II6	Сл.	I,04	-	-
H <sub>2</sub> O	33, I6	9,00	4,54	I3I,2	7,49	Сл.	Сл.	Сл.	26,0I	Сл.	Сл.	20,84	Сл.	55,34	Сл.	I7,24	Сл.	Сл.

\* Не обнаружено.

так и для осмистого иридия также совпадают. Вместе с тем константа скорости истечения CO из включений примерно вдвое меньше константы скорости истечения CO<sub>2</sub> (T = 700°C). Причина этого явления заключается, вероятно, в следующем. Как следует из табл. 10, процесс газовыделения из включений в самородных металлах при повышенных температурах носит активационный характер, причем энергия активации

Т а б л и ц а 10  
Кинетические параметры процессов газовыделения

Минерал	Газ	T, °C	a, 10 <sup>-7</sup> моль/г	a-x, 10 <sup>-7</sup> моль/г	-lg(a-x)	t, мин	K, мин <sup>-1</sup>	E, ккал/ моль
Золото (зона завер- шенной склад- чатости)	CO	500	0,937	0,433	7,364	10	0,030	
				0,316	7,500	20		
				0,242	7,616	30		
				0,174	7,760	40		
Ф-4080	CO	700	1,683	0,664	7,165	10	0,055	4,57
				0,455	7,342	20		
				0,243	7,614	30		
				0,133	7,876	40		
	CO <sub>2</sub>	500	2,101	0,381	7,419	10	0,057	
				0,238	7,623	20		
				0,127	7,896	30		
				0,071	8,149	40		
	CO <sub>2</sub>	700	0,665	0,104	7,983	10	0,094	3,75
				0,047	8,328	20		
				0,016	8,796	30		
				0,002	9,699	30		
N <sub>2</sub>	700	0,094	0,021	8,678	10	0,118		
			0,009	9,046	20			
			0,002	9,699	30			
			0,002	9,699	30			
Золото (мезозой- ский суб- аэральный вулканиче- ский пояс)	CO	700	1,497	0,491	7,309	10	0,041	
				0,319	7,496	20		
				0,223	7,652	30		
				0,143	7,845	40		
				0,093	8,032	50		
Ф-4145	CO <sub>2</sub>	700	2,247	0,243	7,614	10	0,098	
				0,084	8,076	20		
				0,030	8,523	30		
				0,013	8,886	40		
Осмистый иридий Ф-4136	CO	700	3,070	1,250	6,903	10	0,051	
				0,730	7,137	20		
				0,460	7,337	30		
				0,270	7,569	40		

процесса выделения CO заметно больше энергии активации выделения CO<sub>2</sub>. По своей величине энергии активации невелики и характерны для диффузионных процессов (об этом свидетельствует и подчинение газовой выделению кинетике первого порядка). На основании этого можно предположить следующий механизм газовой выделения из включений самородных металлов. При повышенных температурах происходит вскрытие очень мелких включений, причем внутреннее давление в них в момент вскрытия невелико (здесь определенную роль играет и пластичность таких минералов, как золото, серебро и др.). В результате не происходит выброса законсервированного во включениях флюида, а совершается его медленное истечение, вероятно, через образующиеся микротрещины по диффузионному механизму. Истечение CO сопряжено, по-видимому, с определенными кинетическими затруднениями по сравнению с CO<sub>2</sub> и N<sub>2</sub>, что и обуславливает более высокую энергию активации процесса и как следствие более низкую скорость.

Таким образом, приведенные результаты поинтервального (по температуре) изучения газовой выделения из самородного золота, а также кинетические характеристики показывают, что при определении состава минералообразующей среды, участвовавшей в процессах отложения золота, серебра, платиноидов и других, необходимо проведение экспериментов вплоть до высокотемпературных с обязательным учетом временного фактора.

О температурных границах флюидовыделения из гидротермальных минералов. Термический способ вскрытия газовой-жидких включений в минералах является, вероятно, единственным, который позволяет определить концентрационный состав законсервированной во включениях среды минералообразования. Однако использование этого способа осложняется возможным разложением примесей и содержимого включений, а также взаимодействием выделившихся из включений компонентов флюида между собой и с твердой фазой. При этом особую опасность представляют рассеянное органическое вещество [3], водосодержащие примеси и наличие восстановителей в минерале, которые практически невозможно полностью удалить химической обработкой из образца.

Так, например, содержание CO<sub>2</sub> в газовой-жидких включениях одного из образцов галенита (интервал вскрытия 100–300°C) составило 30,9 моль/кг H<sub>2</sub>O, в то время как для сфалерита и касситерита из той же парагенетической ассоциации концентрация CO<sub>2</sub> находится в разумных пределах (соответственно 4,95 и 1,67 моль/кг H<sub>2</sub>O). Нет сомнений, что основное количество CO<sub>2</sub>, выделяющееся при нагревании указанного образца галенита, образуется за счет разложения примесей.

Поскольку концентрационный состав гидротермы, законсервированный в газовой-жидких включениях, обычно выражается в единицах молярности, то количество воды не только должно быть определено

с надлежащей точностью, но и с обоснованной уверенностью, что ее выделение связано только со вскрытием газовой-жидких включений. Присутствие же в минерале даже сравнительно небольшого количества примесей, разлагающихся при нагревании с выделением  $H_2O$ , может привести к существенным ошибкам в определении концентрационного состава среды минералообразования. Так, количество  $H_2O$ , выделившееся при нагревании касситерита (обр. Ф-244I), содержащего 0,5% серицита, в интервале 200–420°C, составило  $36,16 \cdot 10^{-7}$  моль/г, а в интервале 420–600°C –  $74,34 \cdot 10^{-7}$  моль/г. Совершенно очевидно, что увеличение количества выделяющейся воды в интервале 420–600°C по сравнению с 200–420°C вдвое больше не связано со вскрытием дополнительного числа включений, ибо первый интервал (200–420°C) достаточно полно перекрывает возможные температуры образования касситерита [4], а обусловлено разложением серицита. Заметим, что для данного образца касситерита описанным ранее способом [2I] нами найдена температура образования 351°C. Таким образом, если расчет концентрационного состава гидротермы, законсервированного в газовой-жидких включениях в касситерите (обр. Ф-244I), проводить на основании количества  $H_2O$ , выделяющегося в интервале 200–600°C, то ошибка может составить порядка 300%.

Наличие в минерале восстановителей, как правило, приводит к появлению в анализируемой газовой смеси, выделяющейся из включений при их термическом вскрытии, водорода в результате протекающей реакции восстановления вида:  $Red + H_2O = Red O + H_2$ .

В этом отношении показательны полученные нами результаты хроматографического анализа газовой составляющей включений в железистом турмалине (обр. Ф-3I67). По рекомендации В.Б.Наумова и П.Л.Ходаковского [47] вскрытие включений осуществлялось в интервале температур 250–450°C. При этом было установлено, что концентрация (в моль/кг  $H_2O$ ) водорода во включениях составляла 4,48, в то время как концентрация  $CO_2$  равнялась всего 1,53. Подобные соотношения и столь высокая концентрация  $H_2$  для гидротермальной минералообразующей среды весьма сомнительны. Действительно, проведение анализа в том же температурном интервале, но после двухчасовой выдержки образца в реакционной ампуле в присутствии газов и воды, выделившихся в интервале 100–250°C, показало, что концентрация (в моль/кг  $H_2O$ ) водорода составляет 0,4 (концентрация  $CO_2$  осталась практически без изменения – 1,72). Следовательно, обнаруженный в первом опыте водород – результат восстановления  $H_2O$  присутствующим в образце железом. Таким образом, задача установления температурных границ флюидовыделения из газовой-жидких включений в минералах приобретает принципиально важное значение, так как только в этом случае становится возможным определение истинного состава законсервированной во включениях минералообразующей среды.

Используемые в настоящее время для этой цели способы [52] не в состоянии решить поставленную задачу, ибо они не позволяют отделить полезное газовыделение (из газовой-жидких включений) от паразитного (за счет разложения примесей и вторичных реакций) при нагревании минерала, в результате чего последующий хроматографический анализ дает искаженную картину состава среды минералообразования.

Предлагаемый нами способ определения температурных границ флюидовыделения из газовой-жидких включений в гидротермальных минералах основывается на результатах экспериментального изучения термокинетики газо- и водовыделения при нагревании образцов в узких температурных интервалах. Ранее [21, 22] на примере синтетических кварцев было показано, что кривая выделения  $\text{CO}_2$  из включений имеет сигмоидный вид и, следовательно, термокинетика выделения любого компонента флюида, законсервированного в газовой-жидких включениях, должна описываться кривой такого же вида.

Поскольку при изучении термокинетики для достижения необходимой точности хроматографического анализа используются значительные навески мономинеральной фракции образца (порядка 3-5 г с размером зерен 0,25-0,5 мм), флюидовыделение в каждом температурном интервале происходит из огромного числа включений, которое может достигать  $10^{15}$  на  $1 \text{ см}^3$  минерала [18], законсервированных в очень большом количестве зерен (для кварца порядка 30 тыс.). Естественно, что при таком количестве зерен становится равновероятным (по положению относительно поверхности зерен, заполнению и т.д.) вскрытие в данном температурном интервале всех возможных включений, в результате чего состав выделяющегося флюида будет с достаточной точностью соответствовать среднему составу всех законсервированных в образце газовой-жидких включений. Другими словами, состав флюида, выделяющегося в каждом последовательном температурном интервале при указанных условиях, должен быть постоянен. Справедливость этого положения подтверждена нашими многочисленными экспериментами.

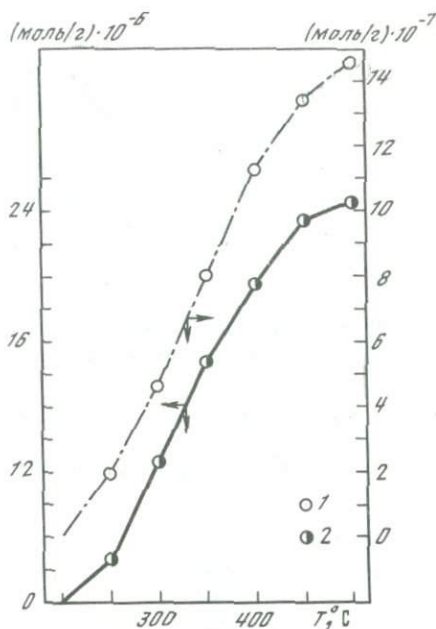
На рис. 35 показаны результаты проведенного нами изучения термокинетики флюидовыделения из газовой-жидких включений межлабораторной пробы кварца-74 [32]. Соотношение между количествами выделившихся при соответствующей температуре  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  сохраняется постоянным и составляет  $0,060 \pm 0,006$ . Для наглядности экспериментальные точки соединены отрезками прямых. Заметим, что полученная воспроизводимость среднего результата является достаточно высокой, если учесть, что при определении количеств выделяющихся  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  в узких температурных интервалах приходится интегрировать хроматографические пики малой площади.

Убедительным подтверждением сформулированного положения являются результаты определения газовой составляющей во включениях оловорудного кварца (обр. Ф-3287), представленные в табл. II.

Рис. 35.

Кинетика выделения  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  из газовой-жидких включений в кварце №74

1 -  $\text{CO}_2$ ; 2 -  $\text{H}_2\text{O}$



Т а б л и ц а II

Результаты определения газовой составляющей (в моль/кг  $\text{H}_2\text{O}$ ) во включениях в кварце Ф-3287

$T, ^\circ\text{C}$	$\text{H}_2$	$\text{N}_2$	$\text{CO}$	$\text{CH}_4$	$\text{CO}_2$	$\text{H}_2\text{O}$ , мг/г обр.
200-400	не обн.	0,023	0,007	0,13	0,58	0,393
400-500	не обн.	0,019	0,007	0,15	0,48	0,156

К сожалению, проведение анализа из одной навески в еще более узких температурных интервалах на все определяемые компоненты газовой составляющей включений практически невозможно, ибо это приведет к потере отдельных компонентов газовой смеси. Так, например, если бы анализ газовой составляющей включений в кварце Ф-3287 проводился последовательно через каждые  $50^\circ\text{C}$ , то  $\text{N}_2$  и  $\text{CO}$  были бы потеряны.

Как известно, основными летучими компонентами законсервированного в газовой-жидких включениях флюида являются  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ , и именно они могут быть количественно определены с наибольшей точностью.

В связи с этим предлагаемый способ установления температурных границ собственно флюидовыделения из газовой-жидких включений в

гидротермальных минералах состоит в нахождении области температур, в которой постоянны отношения  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  независимо от температуры, с использованием дифференцированного по узким температурным интервалам метода термического вскрытия включений и ввода газов в хроматограф [23].

В табл. 12 представлены данные, полученные по описанной ранее методике [21] изучения термокинетики выделения  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  из касситерита (Ф-2615) и флюорита (Б-2-г), на основании которых можно заключить следующее.

Т а б л и ц а 12  
Термокинетика выделения  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  из природных образцов касситерита и флюорита

T, °C	$\text{CO}_2$ , (моль/г) · 10 <sup>-7</sup>	$\text{H}_2\text{O}$ , (моль/г) · 10 <sup>-7</sup>	$\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$
Касситерит Ф-2615			
180-220	0,0142	0,490	0,029
220-260	0,0284	1,031	0,028
260-300	0,0345	1,138	0,030
300-340	0,0599	2,234	0,027
340-380	0,0674	2,407	0,028
380-420	0,0478	3,665	0,013
420-460	0,0402	5,279	0,0076
460-500	0,0211	9,881	0,0021
Флюорит Б-2-г			
150-200	0,00672	0,578	0,012
200-250	0,0186	2,073	0,009
250-300	0,0510	4,289	0,012
300-350	0,0633	4,843	0,013
350-400	0,0573	4,418	0,013
400-450	0,0669	1,961	0,034
450-500	0,0729	0,404	0,180

Для касситерита отношение  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  сохраняет постоянное значение в интервале 180-380°C, а затем систематически уменьшается, что связано с выделением дополнительного количества  $\text{H}_2\text{O}$  при  $T > 380^\circ\text{C}$  за счет разложения примесей. Подтверждением этому служит появление на хроматограмме при  $T > 400^\circ\text{C}$  большого пика водорода (а также плотного налета смолообразного вещества на стенках ампулы), который не обнаруживается при предварительном прогревом образца в токе кислорода при  $T = 380-400^\circ\text{C}$  в течение 3 ч. Вероятно, в данном случае при  $T > 400^\circ$  происходит разложение примесного органического вещества, сопровождающееся выделением  $\text{H}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ . Таким образом, анализ флюида, законсервированного во включениях обр. Ф-2615, следует проводить, нагревая его до  $T \leq 400^\circ\text{C}$ .

Картина, аналогичная предыдущей, наблюдается и в случае флюорита. Приведенные в табл. 12 данные показывают, что отношение  $CO_2/H_2O$  сохраняет свое постоянное значение в интервале 150–400°C, а затем систематически увеличивается, что свидетельствует о поступлении в анализируемую систему  $CO_2$  за счет разложения примесей. В данном случае аномальное увеличение количества  $CO_2$  сопровождается также выделением значительного количества  $CH_4$  и изменением цвета флюорита. Следовательно, предельной температурой при анализе флюида, законсервированного во включениях данного образца флюорита, является  $T = 400^\circ C$ . Для рассмотренных выше образцов золота постоянство соотношения  $CO_2/H_2O$  и  $N_2/H_2O$  хорошо сохраняется в интервале 100–700°C, что говорит о газовой выделении именно из газово-жидких включений (табл. 13).

Т а б л и ц а 13

Соотношение компонентов в газово-водной смеси, выделяющейся при нагревании самородного золота

$T, ^\circ C$	$CO_2/H_2O$	$N_2/H_2O$	$T, ^\circ C$	$CO_2/H_2O$	$N_2/H_2O$
Золото Ф-4080			Золото З-М-268		
100–300	0,024	0,00090	100–300	0,043	0,0021
300–500	0,030	0,00048	300–500	0,036	0,00076
500–700	0,056	0,0017	500–700	0,059	0,0024
Среднее	$0,037 \pm 0,013$	$0,0010 \pm 0,0004$	Среднее	$0,046 \pm 0,009$	$0,0018 \pm 0,0006$

Таким образом, предложенный способ установления температурных границ флюидовыделения из газово-жидких включений в гидротермальных минералах позволяет не только повысить надежность количественного определения состава минералообразующей среды, но и избежать ошибок качественного характера.

В заключение отметим, что появление в анализируемой системе при использовании дифференцированного по узким температурным интервалам способа вскрытия включений и ввода газов в хроматограф нового компонента требует в каждом конкретном случае специального рассмотрения, чтобы исключить ошибки в определении генезиса минералов. Особенно это относится к водороду, наличие которого во флюиде обычно свидетельствует о глубинном и ранневременном (по сравнению с другими в минеральной ассоциации) происхождении данного минерала.

Способы определения солевой составляющей во включениях в минералах. Теория рудообразования призвана освещать такие вопросы, как возможные источники рудного вещества, закономерности его выделения из этих источников, условия, формы переноса рудных компонен-

тов, причины их отложения с формированием промышленных концентраций и др. Совершенно очевидно, что полное освещение этих вопросов невозможно без знания состава среды, в которой протекают геологические процессы, и его эволюции в пространстве и времени.

Особое значение данных о составе минералообразующих растворов заключается в возможности количественного описания геологических процессов, что способствует переводу геологии из науки описательной в разряд точных наук.

В понятие "состав минералообразующих растворов" мы вкладываем значение величин концентраций газовых и солевых компонентов раствора. Очевидно, что и те и другие должны относиться к одному и тому же количеству включений в пересчете на соответствующее количество воды, содержащейся в этих включениях.

Если при определении газовой составляющей включений в минералах осложняющие моменты и пути их устранения ясны, то изучение солевого состава ставит перед исследователем столь сложные задачи, что их однозначного решения пока не существует. Прежде всего это относится к способу перевода солевых компонентов из газожидких включений в водную вытяжку (обычно при определении валового солевого состава используется метод тройной водной вытяжки [73]). Кроме того, в настоящее время в основном работают с небольшими количествами монофракций минералов (5-10 г), а это уже предъявляет особые требования к используемым аналитическим методикам.

Существует два способа получения водных вытяжек солей, содержащихся в газожидких включениях в минералах: 1) растирание образца минерала до пудры под слоем воды (или с последующей обработкой водой); 2) вымывание солевых компонентов из включений, вскрытых термическим способом; причем во втором случае иногда используют ультразвук.

Как растирание образца, так и применение ультразвука сопровождаются явлениями, которые могут привести к ошибочным результатам. Ошибки, возникающие при растирании, неоднократно обсуждались в литературе. Сошлемся на одну из последних работ Г.Б. Наумова [61], где убедительно показано, что растирание образца приводит к завышению результатов на сотни процентов по сравнению с арбитражным криометрическим методом. Причина этого заключается в растворении микропримесей, содержащихся в минерале-хозяине. Аналогичное явление наблюдается и при воздействии ультразвука, который диспергирует вещество и тем самым способствует переходу в раствор микропримесей. Об этом, в частности, свидетельствуют полученные нами данные ( $\gamma$ -экв/кг  $H_2O$ ) при воздействии ультразвука на процесс вымывания солевых компонентов из вскрытых термическим способом включений в касситерите Ф-2623 (масса 6,00 г, размер зерен 0,25-0,5 мм, каждая вытяжка подвергалась 15-минутному воздействию ультразвука).

Ион	Вытяжка			I + II - 2(III)
	I	II	III	
Na <sup>+</sup>	0,72	1,01	1,23	-0,73
K <sup>+</sup>	0,20	0,96	0,26	0,64
F <sup>-</sup>	0,55	0,11	0,50	-0,34
Cl <sup>-</sup>	0,30	0,24	0,28	-0,02

Кроме того, при растирании (а также при воздействии ультразвуком) невозможно установить концентрации ионов, так как становится неопределенным количество воды во включениях, к которому следует отнести найденные количества ионов.

Общим отрицательным явлением, сопровождающим как растирание минерала, так и воздействие ультразвуком, является образование коллоидов. Мы наблюдали образование коллоидов в случае с кварцами, касситеритами, сульфидами; вероятно, это будет иметь место и для других минералов.

Образование коллоидов, во-первых, затрудняет (и даже делает невозможным) использование при анализе таких методов, как атомная абсорбция, пламенная и молекулярная фотометрия, и во-вторых, может приводить к ионному обмену между определяемыми ионами и ионами диффузионного слоя мицеллы, что в результате даст занижение в количестве отдельных ионов. Освободиться от коллоидных частиц не удается даже центрифугированием со скоростью порядка 15000 об/мин. Существенным отрицательным моментом при использовании ультразвука является также возникающее в водной вытяжке явление кавитации. При схлопывании газовых пузырьков давление и температура столь высоки, что процесс сопровождается целым рядом химических реакций. В частности, происходит разложение воды до водорода с последующим его взаимодействием с растворенным в воде азотом с образованием аммиака. В результате раствор будет обогащаться ионом аммония.

Наиболее надежным способом перевода солей из включений в минералах, по нашему мнению, в настоящее время является предложенный ранее Г.Б.Наумовым и О.Ф.Мироновой [48] и модифицированный нами декрепитационный метод с использованием режима нагревания-охлаждения и механического перемешивания. Сущность этого метода заключается в следующем.

Навеска минерала со вскрытыми термическим способом при определении газовой составляющей и воды (!) включениями помещается в кварцевый стакан и нагревается до  $T=70^{\circ}\text{C}$ . Затем приливается необходимое количество дистиллированной воды комнатной температуры и производится растворение солей из включений при  $T=70^{\circ}\text{C}$  и постоянном перемешивании с помощью механической мешалки в течение 45 мин. Отметим два момента: I) предварительный нагрев навески минерала необходим для создания вакуума во включениях, сообщающихся с внеш-

ней средой посредством пор и микротрещин; при последующем прилипании воды последняя заходит в эти вакуоли из-за наличия там вакуума; 2) механическое перемешивание, не вызывая дробления материала, ускоряет переход солей в раствор, ибо растворение протекает в диффузионном режиме; в этом же направлении действует и проведение водной вытяжки при повышенной температуре. После проведения первой вытяжки водный раствор декантируют, образец минерала споласкивают 3-4 раза дистиллированной водой для удаления остатков первой вытяжки, и все операции повторяют еще два раза для получения второй и третьей вытяжек.

Достоинством используемого нами способа проведения водных вытяжек является то, что после второй вытяжки кривая содержания анализируемых ионов практически выходит на плато (табл. I4).

Т а б л и ц а I4  
Содержание  $n$  некоторых ионов ( $10^{-6}$  моль/100 г) во включениях межлабораторной пробы кварца-74

Вытяжка	$NH_4^+$		$K^+$		$F^-$	
	$n$	%	$n$	%	$n$	%
1	7,36	88,04	181,55	99,14	4,66	89,96
2	0,29	3,47	0,56	0,30	0,47	9,07
3	0,20	2,39	0,35	0,19	0,05	0,96
4	0,17	2,03	0,19	0,10	-	-
5	0,17	2,03	0,28	0,15	-	-
6	0,17	2,03	0,19	0,10	-	-

Эти данные свидетельствуют о том, что метод тройной вытяжки в данном варианте является правомочным для определения концентрационного состава флюида во включениях в минералах.

Как уже говорилось, в настоящее время для определения ионно-солевого состава включений используют небольшие навески монофракций минералов (5-10 г). Это связано с тем, что такое количество монофракции можно получить достаточно чистой, а кроме того, многие минералы выделить даже в таких количествах весьма затруднительно. Поэтому содержание ионов в водных вытяжках весьма незначительно (порядка  $n \cdot 10^{-5}$  -  $n \cdot 10^{-7}$  г-ион/л), и особую важность для получения надежных результатов приобретает правильность используемых аналитических методик. Прежде всего заметим, что большинство применяемых для определения содержания ионов в водных вытяжках методов являются относительными (атомная абсорбция, пламенная фотометрия, потенциометрия и др.). Поэтому с учетом очень низких концентраций ионов большое значение приобретает метод калибровки. В наших исследованиях используется способ узких граничных концентраций (с ин-

тервалом  $5 \cdot 10^{-2}$  ) при каждом измерении конкретной концентрации ионов. Такой способ калибровки позволяет исключить влияние переменных факторов (состав и температура пламени, комнатная температура, изменение электродной функции и др.) на результаты измерений и добиться приемлемой воспроизводимости в параллельных опытах.

Важным моментом при определении анионов и некоторых катионов (например, аммония) потенциометрическим методом с применением ионно-селективных электродов является зависимость времени установления электродного равновесия от концентрации потенциалопределяющих ионов. На рис. 36 показаны результаты изучения этой зависимости для фтор-иона. Как следует из данных рис. 35, если для концентрации  $1 \cdot 10^{-5}$  г-ион/л время установления электродного равновесия составляет 3 мин, то для концентрации  $1 \cdot 10^{-6}$  г-ион/л - 15 мин, а для концентрации  $5 \cdot 10^{-7}$  г-ион/л - 23,5 мин. Естественно, если производить измерения и калибровку для каждого иона в отдельности, то, учитывая указанное обстоятельство, это займет для каждой водной вытяжки невообразимо много времени. Неучет же зависимости времени установления электродного равновесия от концентрации ионов приведет к огромным погрешностям и, как следствие, к совершенно невозможным результатам.

Для решения этой задачи нами разработана методика, которая позволяет проводить одновременное потенциометрическое определение концентраций интересующих ионов в водной вытяжке, и сконструировано соответствующее измерительное устройство (рис. 37). Измери-

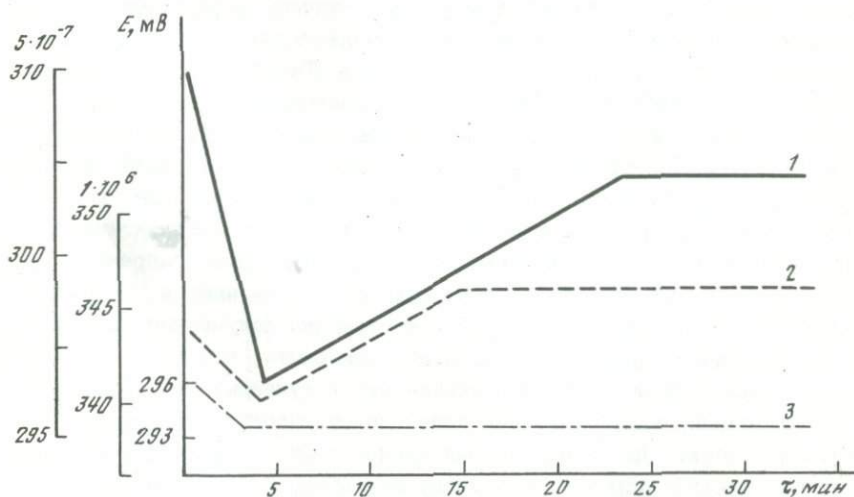


Рис. 36.

Зависимость времени установления электродного равновесия на фтор-селективном электроде от концентрации фтор-ионов в растворе (в г-ион/л)

1 -  $5 \cdot 10^{-7}$ ; 2 -  $1 \cdot 10^{-6}$ ; 3 -  $1 \cdot 10^{-5}$

К потенциометру

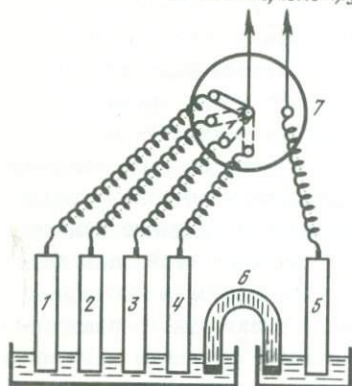


Рис. 37.

Схема устройства для одновременного определения концентрации ионов в водной вытяжке

1-4 - ион-селективные электроды; 5 - хлор-серебряный электрод сравнения; 6 - электролитический ключ; 7 - переключатель

тельное устройство состоит из двух ячеек, изготовленных из фторопласта, и рычажного переключателя. В одну ячейку помещаются ион-селективные электроды и заливается раствор водной вытяжки, а во вторую - хлор-серебряный электрод сравнения и заливается раствор сульфата калия. Контакт между растворами осуществляется с помощью электролитического ключа, представляющего собой стеклянную трубку, заполненную гелем на основе агар-агара и сульфата калия. Использование сульфата калия объясняется тем, что сульфат- и калий-ион определяются другими методами, а их эквивалентные подвижности практически одинаковы, что сводит к минимуму величину диффузионного потенциала. С помощью переключателя ион-селективные электроды могут попеременно включаться в цепь потенциометра. Такой способ позволяет многократно сократить время измерений по сравнению с раздельным способом и обеспечить необходимую точность результатов. Калибровка проводится при этом таким же образом, причем в качестве калибровочных используются растворы, содержащие все определяемые ионы в нужных концентрациях (с интервалом  $5 \cdot 10^{-2}$ ). Последнее практически нацело устраняет взаимное влияние ионов на результаты измерений. Правильность получаемых результатов была проверена нами в специальных контрольных опытах. В табл. 15 представлены полученные данные.

На основании данных табл. 15 можно заключить, что даже для столь низких концентраций правильность получаемых результатов при использовании нашей методики потенциометрических измерений достаточно высока. Для иона аммония концентрация порядка  $10^{-7}$  г-ион/л, вероятно, является фоновой, и поэтому она обнаруживается в тех опытах, где ион аммония не вводился в контрольный раствор.

В заключение отметим, что, кроме ионов, представленных в табл. 15 и определяемых потенциометрически, в настоящее время в АмурНИИ проводится определение концентрации следующих ионов в газовой-жидких включениях в минералах:  $Li^+$ ,  $Na^+$ ,  $K^+$  (пламенная

Т а б л и ц а 15

Результаты проверки правильности потенциметрического определения концентрации ионов (в г-ион/л)

Ион	1	2	3	4	5	Σ, %
Cl <sup>-1</sup>	$\frac{3 \cdot 10^{-6}}{2,88 \cdot 10^{-6}}$	$\frac{3 \cdot 10^{-5}}{1,74 \cdot 10^{-5}}$	$\frac{1,5 \cdot 10^{-4}}{1,38 \cdot 10^{-4}}$	$\frac{1,5 \cdot 10^{-5}}{1,38 \cdot 10^{-5}}$	$\frac{3 \cdot 10^{-6}}{3 \cdot 10^{-6}}$	12,4
	$\frac{1 \cdot 10^{-6}}{1,1 \cdot 10^{-6}}$	$\frac{5 \cdot 10^{-6}}{4,37 \cdot 10^{-6}}$	$\frac{5 \cdot 10^{-5}}{4,57 \cdot 10^{-5}}$	$\frac{5 \cdot 10^{-6}}{4,37 \cdot 10^{-6}}$	$\frac{5 \cdot 10^{-5}}{5,25 \cdot 10^{-5}}$	
F <sup>-</sup>	$\frac{1 \cdot 10^{-6}}{1 \cdot 10^{-6}}$	$\frac{2,5 \cdot 10^{-6}}{2,5 \cdot 10^{-6}}$	$\frac{5 \cdot 10^{-5}}{5 \cdot 10^{-5}}$	$\frac{5 \cdot 10^{-6}}{5 \cdot 10^{-6}}$	$\frac{1 \cdot 10^{-6}}{1 \cdot 10^{-6}}$	13,4
	$\frac{1 \cdot 10^{-6}}{8,32 \cdot 10^{-7}}$	$\frac{1 \cdot 10^{-6}}{1 \cdot 10^{-6}}$	$\frac{5 \cdot 10^{-5}}{5 \cdot 10^{-5}}$	$\frac{5 \cdot 10^{-6}}{2,76 \cdot 10^{-6}}$	$\frac{5 \cdot 10^{-6}}{2,76 \cdot 10^{-6}}$	
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	$\frac{1 \cdot 10^{-6}}{1,15 \cdot 10^{-6}}$	$\frac{0,00}{2,51 \cdot 10^{-7}}$	$\frac{5 \cdot 10^{-5}}{4,79 \cdot 10^{-5}}$	$\frac{5 \cdot 10^{-6}}{2 \cdot 10^{-6}}$	$\frac{0,00}{5,5 \cdot 10^{-7}}$	26,4

П р и м е ч а н и е. В числителе - взято, в знаменателе - найдено.

фотометрия, атомная абсорбция),  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$  (атомная абсорбция),  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{SO}_4^{2-}$  (объемное титрование), В (потенциометрия).

Особенности физико-химических условий отложения самородного золота. Многообразие генетических групп месторождений золота характерно прежде всего для тех из них, которые формировались в различных геологических условиях от архея до кайнозоя и локализовались в самых разнообразных по составу и происхождению горных породах. При таком генетическом разнообразии очень трудно определить типичные черты и индивидуальные особенности физико-химических условий образования месторождений каждой группы и тем более выявить термобарогеохимические критерии для крупномасштабного прогнозирования золоторудной минерализации.

Для выполнения поставленной сложной задачи мы сконцентрировали свое внимание на изучении состава включений в самородном золоте, так как этот минерал является сквозным в месторождениях различных генетических групп, и подавляющее количество добываемого в мире золота получено за счет извлечения из руд и россыпей самородных золотин. В то же время самородное золотое и включения флюидов в нем несут в себе информацию не только о генетическом типе месторождений благородных металлов, но и о геохимическом профиле рудных районов.

Изучение состава включений материнской среды, закапсулированной в рудных минералах, несет важную информацию о физико-химических условиях отложения последних с образованием месторождений. Эта точка зрения в настоящее время является общепринятой и не вызывает сомнений. Однако во многих случаях имеет место автоматический перенос результатов исследования газовой-жидких включений в сопутствующих (или вмещающих) минералах, например, в кварцах, на собственно рудное вещество [36]. Другими словами, на основании наблюдаемой тесной ассоциации интересующих рудных минералов с нерудными часто делается вывод об идентичности их физико-химических условий образования. Такой подход в общем случае является неоправданным и может привести к ошибочным представлениям о генезисе месторождений. По нашему мнению, обоснованный ответ на вопрос об условиях отложения данного минерала может дать в рамках методов термобарогеохимии только изучение газовой-жидких включений в этом минерале.

Достоверность такого вывода особенно четко подтверждается при изучении включений в самородном золоте широко развитых месторождений, связанных с магматическими образованиями областей наземного вулканизма, и малоглубинных плутогенных месторождений золото-кварцевой формации [51], ассоциирующих с малыми интрузиями и дайками в областях завершенной складчатости, испытавших последующую активизацию.

По вышеописанной методике определения состава газов и солей во включениях в минералах этих месторождений выполнили И.Д. Зай-

кин, С.А.Шахрай, Ю.П.Гайденко. Пробы самородного золота сульфидно-кварцевой формации из области завершенной складчатости анализировались В.Г.Моисеенко, Н.С.Остапенко и Ю.И.Грянко, пробы кварца золото-серебряной формации из мезозойского локального вулканогена отобраны А.Ф.Мироноком.

До определения газовой фазы включений в минералах хроматографическим методом и выбора температуры поэтапного вскрытия проводилась гомогенизация включений в прозрачных минералах и декрепитация всех минералов. Температура вскрытия обычно превышала температуру гомогенизации включений, что определялось в каждом случае особенностями морфологии включений, их размерами, давлением, необходимым для их разрыва, растрескивания [44]. Более высокие расхождения между температурой минералообразования и температурой декрепитации для самородного золота, обусловленные физическими свойствами этого минерала, отмечались ранее В.Г.Моисеенко и И.И.Фатьяновым. Термовакuumную декрепитацию самородного золота проводили Г.И.Неронский и Ю.Т.Левицкий [51]. В данной работе приводятся результаты анализов декрепитации минералов, выполненные Ю.Т.Левицким (табл. 16). Так, самородное золото жилы I месторождения золото-кварцевой формации отложилось во времени близко с продуктивным кварцем этой стадии, температура декрепитации которого 190°C. В общем виде приведенные определения подтверждают опубликованные ранее данные об отложении основного количества самородного золота в интервале температур 180-250°C [44, 45].

Флюиды, породившие самородное золото, отличаются от безрудных флюидов не столько температурой образования, сколько соотношением воды, солей и газов. Как видно из рис. 38 и табл. 17, кварцы, особенно безрудные и слабозолотоносные, образовались из обычных гидротермальных сильно разбавленных растворов с невысоким содержанием газов. В то же время флюиды, отлагавшие самородное золото, характеризовались концентрированным и сильно концентрированным солевым и существенно газовым составом. Существенно газовые флюиды наблюдаются во включениях в самородном золоте и электруме ряда месторождений, но прежде всего на близповерхностных, связанных с магматическими образованиями областей наземного вулканизма и малоглубинными месторождениями, ассоциирующими с малыми интрузиями и дайками. Так, на месторождении золото-серебряной формации, расположенном в пределах мезозойского субаэрального вулканического пояса от общего количества флюида, закапсулированного в самородном золоте, доля воды (в мол.%) составляет только 22,3, на аналогичном месторождении в пределах мезозойского локального вулканогена - 25,04, а в золоте месторождения золото-кварцевой формации соответственно 16-17 (табл. 18).

Высокое содержание газов во флюиде свойственно не только для самородного золота, но и для продуктивного кварца с высоким

содержанием этого металла. Так, в кварце из богатой руды с содержанием золота 143 г/т жилы месторождения золото-кварцевой формации доля газа от общего количества флюида составляет 46 мол.% (см. рис. 38, табл. 17). Обилие газовых включений в минералах, отлагавшихся вместе или близко по времени с самородным золотом, является характерной чертой, что видно при изучении шлифов под микроскопом.

Т а б л и ц а 16

Результаты определения температуры декрепитации минералов

Месторождение, рудное тело	Номер пробы	Минерал	Интервал газовой выделения (Т, °С)	Температура декрепитации, °С			
Месторождение золото-серебряной формации из субазрального вулканогенного пояса, рудное тело Центральное	З-М-990	Самородное золото	I(260-340)	305			
			П(520-790)				
Месторождение золото-кварцевой формации, гор. 750 м, жила I	Н-703-I	То же	I(100-380)	290			
			Н-703-I		Кварц	I(220-400)	320
			Н-714-I6		"	I(100-290)	190
			П(320-355)	335			
То же, жила 3, гор. 735 м	№ 2, мелкое Au	Самородное золото	I(220-360)	280			
			T-63-2	Кварц с содержанием Au 143 г/т	I(220-350)	290	
			П(480-520)	500			
Месторождение золото-серебряной формации из локального вулканогена, участок I	М-П-3	Кварц	I(120-280)	230			
			П(370-448)	400			
			М-П-6	"	I(160-280)	215	
			П(330-520)	375			
	М-П-10	"	I(130-280)	205			
			П(370-580)	480			

Большое количество газов принято объяснять вскипанием гидротермальных растворов и одновременным отложением из них золота. Однако аргументировать столь высокий процент газов во включениях вскипанием гидротермального раствора и прилипанием пузырьков газа к поверхности растущего кристалла вряд ли возможно. Для этого существует несколько причин.

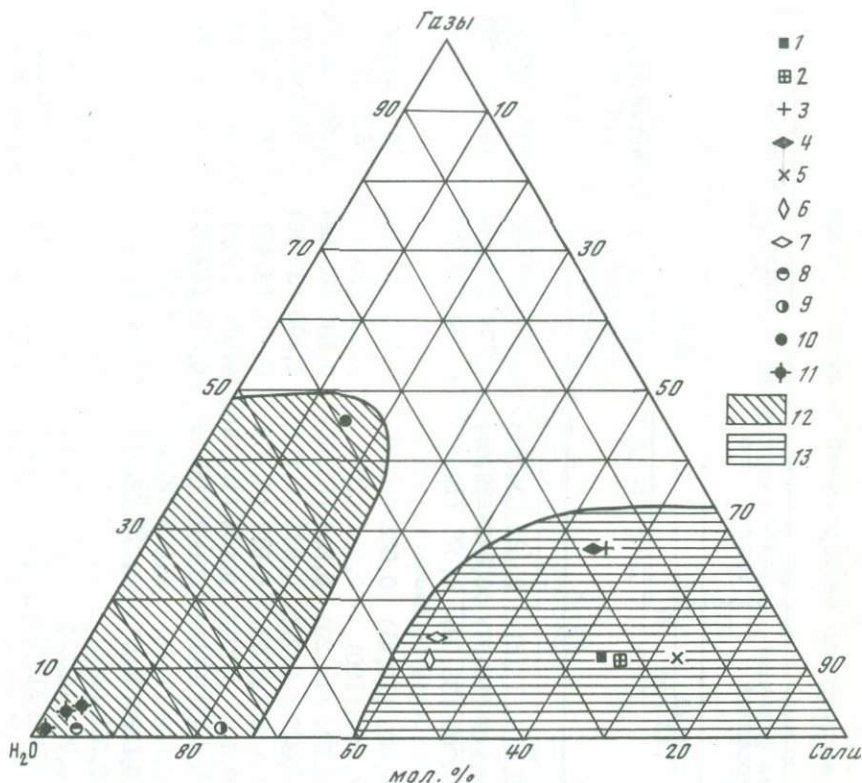


Рис. 38.

Различия содержания газов, солей и воды в потенциально рудоносных и безрудных флюидах

1-7 - самородное золото месторождений: 1,2 - золото-серебряной формации (1 - в мезозойском локальном вулканогенном поясе), 2 - в мезозойском субэвральном вулканогенном поясе), 3-7 - золото-кварцевой формации (3 - жила I, гор. 700 м, 4 - жила I, гор. 750 м, 5 - жила 2, гор. 750 м, 6 - жила 3, гор. 735 м, 7 - то же, мелкое золото); 8-11 - кварц месторождений золото-кварцевой формации: 8 - дорудный (жила), 9 - безрудный (мезозойский локальный вулканоген), 10 - рудный (жила 3, гор. 735 м), 11 - рудный (локальный вулканоген); 12 - поле кварца; 13 - поле самородного золота

Состав включений в кварцах золоторудных месторождений (в ммоль/кг кварца)

Кварц	Золото-кварцевая формация из области завершенной складчатости		Золото-серебряная формация из мезозойского локального вулканогена			
	порудный	рудный (143 г/т)	рудный			безрудный (0,3 г/т Au)
			с 10 г/т Au	белый тонко-зернистый (> 5 г/т Au)	пластинчатый (5 г/т Au)	
Li	-	-	-	-	-	-
Na	0,015 (3,19)*	0,003 (1,12)	0,125 (34,63)	0,149 (27,39)	0,045 (8,79)	0,077 (4,3)
K	0,184 (39,15)	0,149 (55,39)	0,143 (39,61)	0,174 (31,99)	0,152 (29,69)	0,252 (14,29)
Mg	0,219 (46,60)	0,089 (33,08)	0,071 (19,67)	0,163 (29,96)	0,172 (33,59)	1,22 (69,16)
Ca	-	-	-	-	-	0,02 (1,13)
NH <sub>4</sub>	0,052 (11,06)	0,028 (10,41)	0,022 (6,09)	0,058 (10,66)	0,143 (27,93)	0,195 (11,05)
Σct	0,470 (100)	0,269 (100)	0,361 (100)	0,544 (100)	0,512 (100)	1,764 (100)
F	0,657 (20,54)	0,074 (14,20)	0,208 (52,66)	0,185 (23,69)	0,395 (24,76)	0,81 (13,82)
Cl	2,098 (65,58)	0,327 (62,77)	0,036 (9,12)	0,296 (37,90)	0,745 (46,71)	3,202 (54,63)
Br	2,084 (2,62)	0,051 (9,79)	0,017 (4,30)	0,035 (4,48)	0,087 (5,45)	0,202 (3,45)
J	0,021 (0,66)	0,004 (0,77)	0,004 (10,13)	0,012 (1,54)	0,054 (3,39)	0,015 (0,25)
HCO <sub>3</sub>	0,143 (4,47)	0,031 (5,95)	0,067 (16,96)	0,218 (27,91)	0,154 (9,66)	0,954 (16,28)
SO <sub>4</sub>	0,016 (0,50)	0,006 (1,15)	0,008 (2,02)	0,005 (0,64)	0,005 (0,31)	0,146 (2,49)
NO <sub>3</sub>	0,180 (5,63)	0,028 (5,37)	0,019 (4,81)	0,03 (3,84)	0,155 (9,72)	0,532 (9,08)
Σan	3,199 (100)	0,521 (100)	0,395 (100)	0,781 (100)	1,595 (100)	5,861 (100)
Σct+Σan	3,667 (4,68)	0,79 (14,22)	0,758 (1,33)	1,325 (4,50)	2,107 (3,04)	7,625 (22,41)
H <sub>2</sub>	-	0,426 (16,88)	0,049 (9,11)	0,166 (23,09)	0,313 (25,26)	-
N <sub>2</sub>	0,041 (9,23)	0,191 (7,48)	0,029 (5,39)	0,052 (7,23)	0,005 (0,40)	0,041 (13,18)
CO	0,007 (1,58)	0,155 (6,07)	0,102 (18,96)	0,102 (14,19)	0,29 (23,41)	0,067 (21,54)
CH <sub>4</sub>	0,038 (8,56)	0,133 (5,21)	0,069 (12,82)	0,042 (5,84)	0,061 (4,92)	0,024 (7,72)
CO <sub>2</sub>	0,358 (80,63)	1,267 (49,61)	0,289 (53,72)	0,357 (49,65)	0,57 (46,01)	0,179 (57,56)
H <sub>2</sub> S	-	0,382 (14,95)	-	-	-	-
Σгазов	0,444 (100 0,57)	2,554 (45,97)	0,538 (100 0,94)	0,719 (100 2,44)	1,239 (100 1,79)	0,311 (100 0,91)
H <sub>2</sub> O	74,237 (94,75)	2,212 (39,81)	55,73 (97,73)	27,399 (93,06)	65,946 (95,17)	26,088 (76,67)
Σфлюида	78,348	5,556	57,024	29,443	69,292	34,024

\* В скобках - содержание (в мол.%).

Т а б л и ц а 18

Состав включений в самородном золоте (в ммоль/кг золота)

Компонент	Золото-серебряная формация из мезозойского локального вулканогена	Золото-кварцевая формация из области завершенной складчатости				Золото-серебряная формация из мезозойского суб-аэриального вулканогенного пояса	
		жила I		жила 2, горизонт 750 м	жила 3, горизонт 735 м		
		горизонт 770 м	горизонт 750 м		крупное золото		мелкое золото
I	2	3	4	5	6	7	8
Li	-	-	-	-	-	-	-
Na	0,07(4,14)*	0,32(20,50)	0,152(11,91)	0,02(1,3)	0,123(14,09)	0,064(7,41)	0,122(5,17)
K	0,636(37,66)	0,36(23,06)	0,514(40,25)	0,243(15,83)	0,330(37,80)	0,141(16,32)	0,434(18,41)
Mg	0,401(23,74)	0,675(43,24)	0,554(43,38)	0,832(54,20)	0,235(26,92)	0,623(72,11)	0,749(31,77)
Ca	-	0,106(6,79)	0,017(1,33)	-	0,021(2,41)	0,003(0,34)	0,122(5,17)
NH <sub>4</sub>	0,582(34,46)	0,100(6,41)	0,04(3,13)	0,44(28,67)	0,164(18,78)	0,033(3,82)	0,931(39,48)

Таблица 18 (окончание)

Компонент	Золото-серебряная формация из мезозойского локального вулканогена	Золото-кварцевая формация из области завершённой складчатости					Золото-серебряная формация из мезозойского субаэриального вулканогенного пояса
		жила I		жила 2, горизонт 750 м	жила 3, горизонт 735 м		
		горизонт 770 м	горизонт 750 м		крупное золото	мелкое золото	
I	2	23	4	5	6	7	8
Σct	1,689(100)	1,561(100)	1,277(100)	1,535(100)	0,873(100)	0,864(100)	2,358(100)
F	0,384(4,24)	0,648(21,92)	0,407(13,90)	0,617(6,68)	0,367(8,48)	0,558(18,63)	0,467(5,57)
Cl	6,096(67,32)	1,826(61,77)	1,720(58,72)	6,746(72,98)	2,819(65,16)	1,627(54,32)	6,021(71,88)
Br	0,989(10,92)	0,145(4,91)	0,102(3,48)	0,586(6,34)	0,214(4,95)	0,327(10,92)	0,641(7,65)
J	0,055(0,61)	0,013(0,44)	0,114(3,89)	0,055(0,60)	0,017(0,39)	0,009(0,30)	0,005(0,06)
HCO <sub>3</sub>	0,82(9,06)	0,242(8,19)	0,487(16,63)	0,721(7,80)	0,711(16,44)	0,345(11,52)	0,98(11,70)
SO <sub>4</sub>	0,043(0,47)	0,038(1,28)	0,037(1,26)	0,074(0,80)	0,007(0,16)	0,039(1,30)	0,04(0,48)
NO <sub>3</sub>	0,668(7,38)	0,044(1,49)	0,062(2,12)	0,0444(4,80)	0,191(4,42)	0,090(3,01)	0,223(2,66)
Σan	9,055(100)	2,956(100)	2,929(100)	9,243(100)	4,326(100)	2,995(100)	8,377(100)
Σct+ an	10,744(63,37)	4,517(54,73)	4,206(54,54)	10,778(73,84)	5,199(43,02)	3,859(40,92)	10,735(67,08)
H <sub>2</sub>	0,552(28,08)	-	-	-	-	-	-
N <sub>2</sub>	0,008(0,41)	0,073(3,10)	0,024(1,10)	0,032(1,71)	0,013(1,04)	0,02(1,26)	0,121(7,13)
CO	0,219(11,14)	0,408(17,34)	0,568(25,34)	0,433(23,02)	0,167(13,41)	0,226(14,25)	0,607(35,75)
CH <sub>4</sub>	0,002(0,10)	0,001(0,04)	0,009(0,41)	0,002(0,15)	0,001(0,08)	0,006(0,38)	0,005(0,29)
CO <sub>2</sub>	0,687(34,94)	1,644(69,87)	0,547(24,98)	0,555(29,46)	0,399(32,05)	0,446(28,12)	0,44(25,91)
H <sub>2</sub> S	0,498(25,33)	0,227(9,65)	1,042(47,58)	0,860(45,66)	0,665(53,42)	0,888(55,99)	0,525(30,92)
Σгазов	1,966(100)	2,353(100)	2,190(100)	1,882(100)	1,245(100)	1,586(100)	1,698(100)
	11,59)	28,51)	28,4)	12,9)	10,3)	16,82)	10,59)
H <sub>2</sub> O	4,245(25,04)	1,383(16,75)	1,316(17,06)	1,937(13,27)	5,642(46,68)	3,986(42,26)	3,571(22,31)
Σфлюида	16,955	8,253	7,712	14,597	12,086	9,431	16,004

\* В скобках - содержание (в мол.%).

1. В рассматриваемых случаях речь идет не об отдельном включении, а о многих сотнях (или тысячах) включений. А коль это так, то следовало бы предположить, что кристаллизация золота и серебра происходила из постоянно и длительно кипящих растворов, т.е. при резко меняющемся давлении. Такой механизм представляется невероятным, тем более что гидростатическое давление, как известно, выравнивается очень быстро (если иметь в виду внезапное образование трещин во вмещающей среде).

2. На различных месторождениях гидротерма должна была бы "кипеть" разными газами одновременно.

3. Прилипание пузырьков разных газов происходит: зачастую в практически одинаковых количествах:  $\text{CO}_2$  и  $\text{CO}$ ,  $\text{H}_2$  и  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  и  $\text{N}_2$ .

4. Если придерживаться гипотезы о прилипании пузырьков газа для обоснования очень высокого содержания газов в летучей составляющей включений в золоте и электруме некоторых месторождений, то становится необъяснимым различие в поведении столь близких по свойствам и строению веществ, как сероводород и вода: сероводород прилипает к поверхности благородных металлов, а вода нет.

Все это, а также приведенные выше результаты поинтервального (по температуре) изучения включений в самородном золоте опровергает устоявшуюся точку зрения на природу минералообразующей среды, участвующую в формировании золотых и золото-серебряных месторождений. Следовательно, на изученных нами близповерхностных и малоглубинных месторождениях отложение самородного золота и электрума происходило не из гидротермальных растворов, а из флюидов с малым содержанием воды (паров воды), высоким содержанием летучих солей и газов. У этих флюидов в грубом приближении много общего с флюидами вулканических извержений с преобладанием газовой фазы.

Флюиды, образовавшие самородное золото и гидротермы, отложившие кварц, отличаются не только количеством (долей) газов, но и их качественной характеристикой. В газовой фазе включений в кварце преобладает углекислый газ, в таковой из включений в самородном золоте - сероводород и водород (рис.39; табл. 17, 18) и отмечается более высокое содержание окиси углерода. Эти данные подчеркивают резкие различия восстановленных флюидов, породивших золото, от гидротерм, отложивших кварц.

Вывод о том, что на месторождениях благородных металлов вулканогенной формации и малоглубинных плутоногенных месторождениях флюиды, породившие самородное золото, и гидротермы, отложившие кварц, генетически резко различаются, подтверждается и при сравнении содержаний газов и воды во включениях в этих минералах. На рис. 40 видно, что самородное золото и кварцы обособляются в разных полях. Сходная картина различий включений в этих двух минералах наблюдается при сравнении суммарного содержания солей и воды (рис. 41). Законо-

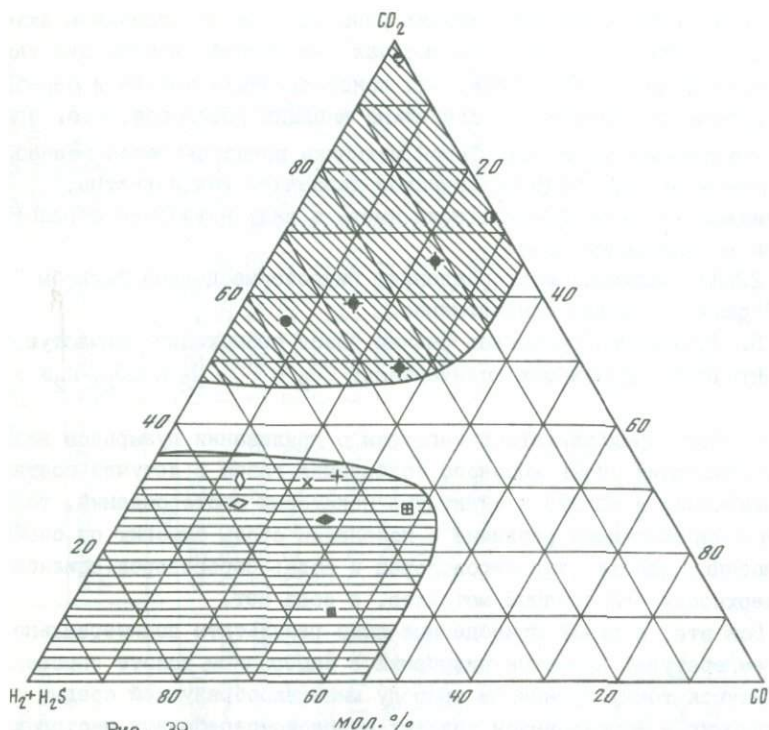


Рис. 39.

Различие состава газов в самородном золоте и кварцах золоторудных месторождений

Условные обозначения см. рис. 38

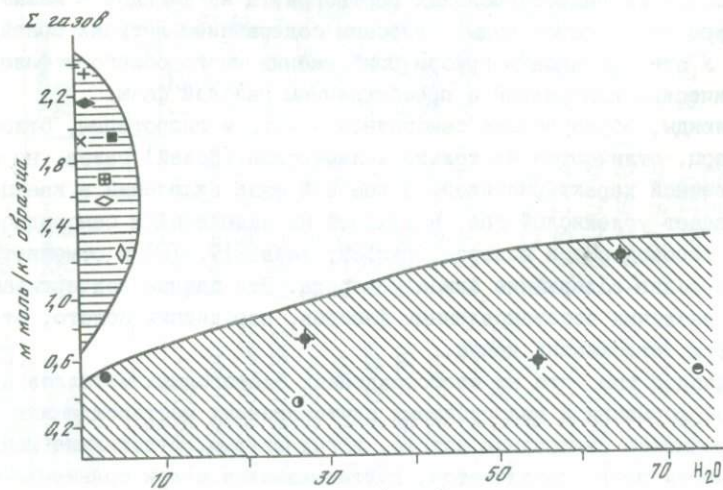


Рис. 40.

Различие содержания газов и воды в самородном золоте и кварцах золоторудных месторождений

Условные обозначения см. рис. 38

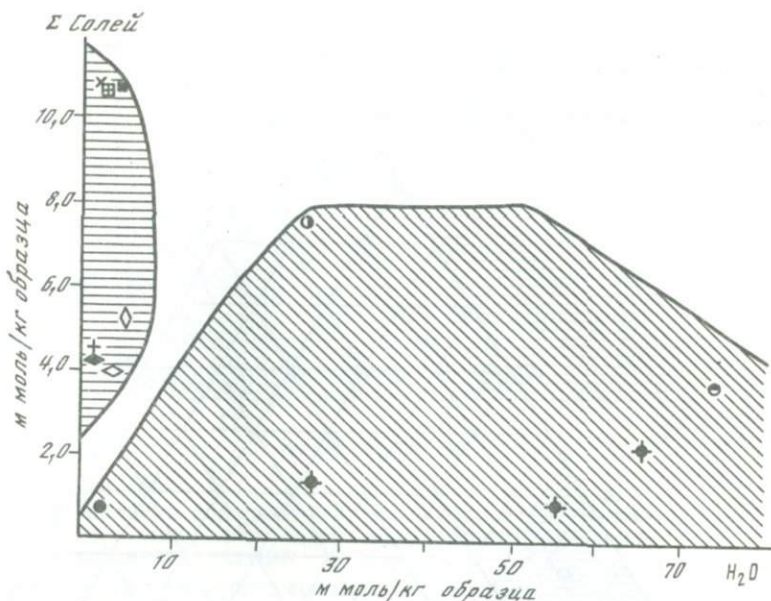


Рис. 41.

Соотношения воды и солей во включениях в самородном золоте и кварцах золоторудных месторождений

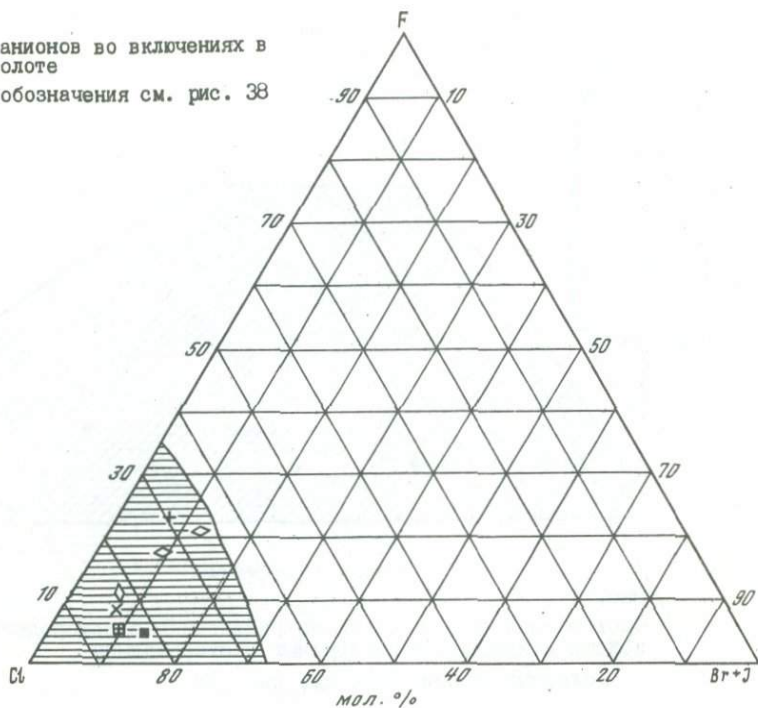
Условные обозначения см. рис. 38

мерность такого рода просматривается и при сравнении состава анионов во включениях кварца и золота. На большинстве месторождений мира во включениях в кварце в группе анионов ведущим компонентом является бикарбонат-ион. Иная картина наблюдается для анионов во включениях в самородном золоте. Здесь резко преобладают галогениды, которые в сумме обычно составляют более 80% от общего количества анионов (рис. 42). Среди галогенидов по количеству преобладает хлор, который от общей суммы галогенидов составляет 70–90% (рис. 43). Однако наряду с хлором на концентрацию золота значительно влияет бром. У этого элемента на изученных нами месторождениях выявлены тесные корреляционные связи с золотом, и на графике (рис. 44) поле развития самородного золота разных месторождений расположено в области высоких содержаний брома в рудообразующем флюиде.

Особо следует оговорить роль серы и ее соединений в переносе и отложении золота. Для изученных типов месторождений роль серы в переносе и концентрации золота невозможно переоценить. Этот вывод подтверждается при сравнении как состава компонентов в группе газов (см. рис. 38), так и содержаний серы и кислорода в кварцах и самородном золоте. При анализе данных элементного пересчета, вынесенных на график (рис. 45), видно, что поле самородного золота расположено в области высоких содержаний серы во флюиде. Этот вывод согласуется с минералографическими наблюдениями, показавшими, что

Р и с. 42.  
Соотношения анионов во включениях в самородном золоте

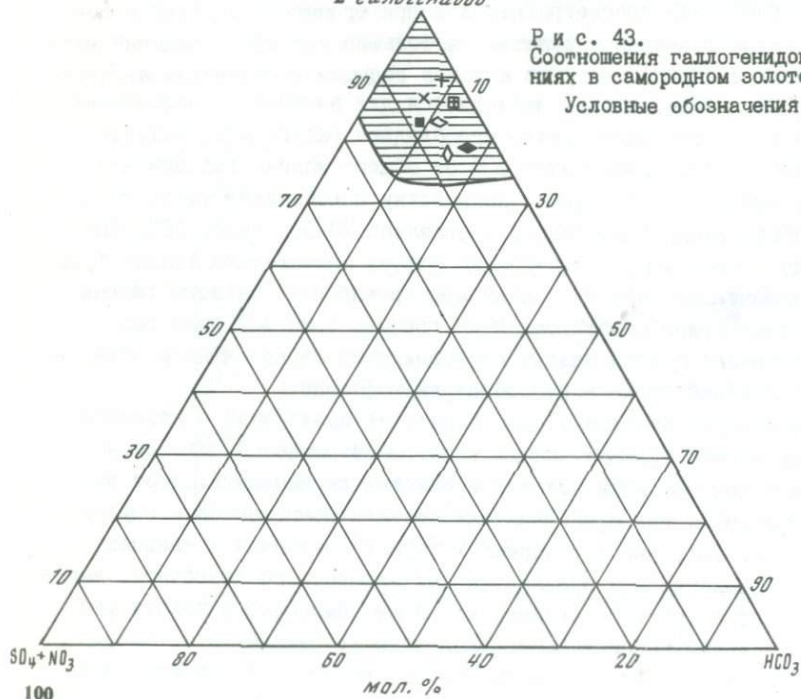
Условные обозначения см. рис. 38



Г галогенидов

Р и с. 43.  
Соотношения галогенидов во включениях в самородном золоте

Условные обозначения см. рис. 38



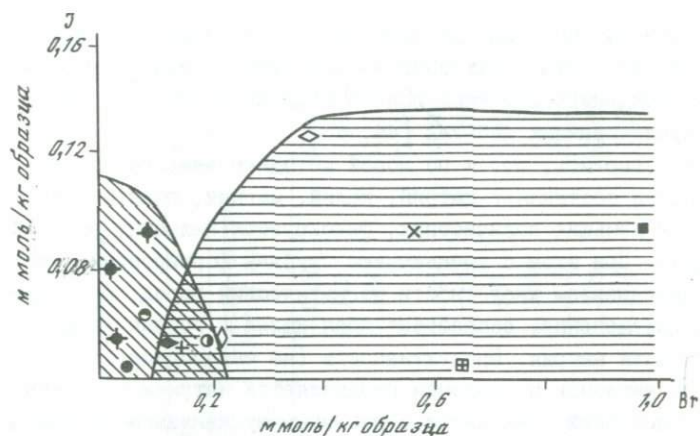


Рис. 44.

Различие содержаний брома и йода во включениях в самородном золоте и в кварцах золоторудных месторождений

Условные обозначения см. рис. 38

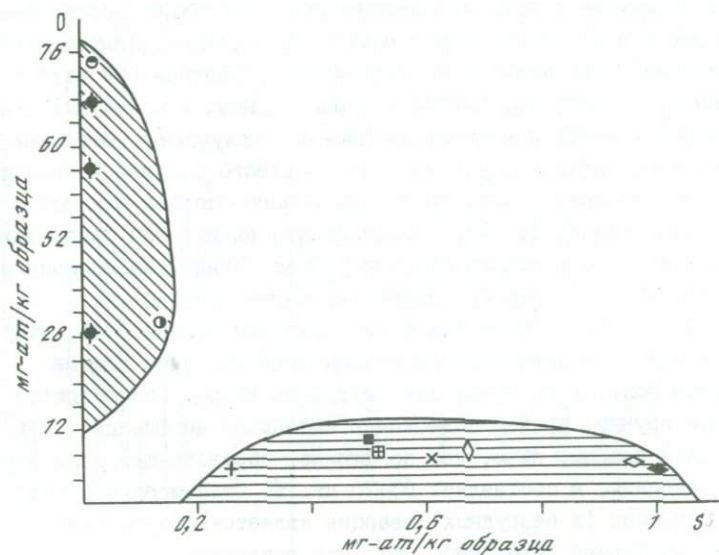


Рис. 45.

Различие содержаний серы и кислорода во включениях в кварце и самородном золоте

Условные обозначения см. рис. 38

самородное золото образуется близко во времени с сульфидами (галенитом, сфалеритом, блеклыми рудами, пиритом и арсенопиритом).

Особенности состава катионов во включениях минералов золоторудных месторождений подвижных поясов восточной окраины Азии изложены в опубликованных работах [44, 45].

Следует заметить, что и по новой методике анализа основу группы катионов составляют натрий, калий, магний, практически постоянно, но в меньших количествах, фиксируется кальций, аммоний и редко литий. При этом с уменьшением глубины формирования месторождений и повышением кислотности магматических пород, с которыми ассоциирует оруденение, возрастает доля калия в группе катионов и уменьшается доля натрия. Продуктивность (на самородное золото) флюида в группе катионов в основном определяется натрием и калием, но для месторождений, связанных с наземным вулканизмом, большее значение играет калий, а при образовании малоглубинных и глубокозалегающих месторождений золота приоритет остается за натрием.

При анализе физико-химических параметров эндогенного рудообразования следует учитывать то, что после завершения процесса и охлаждения минерала до температуры вмещающих руду пород в течение длительного периода закапсулированные во включениях компоненты флюида пришли в новое равновесие между собой и с минералом-хозяином. Хотя термическое вскрытие включений и приближает законсервированный флюид к его состоянию в момент консервации, тем не менее полного соответствия может и не быть из-за скоротечности вскрытия и неизбежности перегрева. Поэтому, помимо данных о молекулярно-ионном соотношении между компонентами флюида, получаемых методами газовой хроматографии и изучения ионно-солевого состава, ценность представляют результаты расчета поэлементного состава минералообразующей среды (табл. 19, 20). Заметим, что вычисление содержания Н и О проведено без учета количества  $H_2O$  во флюиде. На основании данных табл. 19, 20 построены диаграммы С-Н-О (рис.46) и  $s-(H+C)-O$  (рис.47). Общим для обеих диаграмм является то, что самородное золото и золоторудные кварцы образуют одно весьма ограниченное поле, в то время как безрудные кварцы обособляются в отдельную группу, причем содержание кислорода во флюиде, отлагавшем безрудные кварцы, выше, чем во флюиде, образовавшем золоторудные месторождения, и составляет 63-70 ат. %. Отличительной чертой слабозолотоносных (и безрудных) кварцев является отсутствие в формировавшем их флюиде серы (рис. 46), что позволяет в первом приближении оценить масштаб месторождения, используя подобную диаграмму. Это термобарогеохимический критерий первой категории, который позволяет сравнительно оценить потенциальную золотоносность известных и вновь обнаруженных месторождений по элементному составу рудообразующего флюида.

Т а б л и ц а 19

Элементный состав газово-жидких включений в кварцах золоторудных месторождений  
(в мг-ат/кг SiO<sub>2</sub>)

Кварц	Золото-кварцевая формация из области завершённой складчатости		Золото-серебряная формация из мезозойского локального вулканогена			
	дорудный	рудный (143 г/Аu)	рудный			безрудный (0,3 г/т Au)
			с 10 г/т Au	белый тонко-зернистый (> 5 г/т Au)	пластинчатый (5 г/т Au)	
Na	0,015	0,003	0,125	0,149	0,045	0,077
K	0,184	0,149	0,143	0,174	0,152	0,252
Mg	0,219	0,089	0,071	0,163	0,172	1,220
Ca	-	-	-	-	-	0,020
F	0,657	0,074	0,208	0,185	0,395	0,810
Cl	2,098	0,327	0,036	0,296	0,745	3,202
Br	2,084	0,051	0,017	0,035	0,087	0,202
J	0,021	0,004	0,040	0,012	0,054	0,015
S	0,016	0,388	0,008	0,005	0,005	0,146
N	0,314	0,438	0,098	0,192	0,308	0,809
H	0,503	2,291	0,529	0,950	1,596	1,830
O	1,756	2,890	0,970	1,580	2,377	5,467
C	0,546	1,586	0,527	0,719	1,075	1,224
Σ	8,413	8,290	2,773	4,460	7,011	15,274

Т а б л и ц а 20

Элементный состав газово-жидких включений в самородном золоте (в мг-ат/кг Au)

Элементы	Золото-серебряная формация из мезозойского локального вулканогена	Золото-кварцевая формация из области завершенной складчатости					Золото-серебряная формация, рудное тело Центральное
		жила I		жила 2, горизонт 750 м	жила 3, горизонт 735 м		
		горизонт 770 м	горизонт 750 м		крупное золото	мелкое золото	
Na	0,07	0,320	0,452	0,020	0,123	0,064	0,122
H	0,636	0,360	0,514	0,243	0,330	0,141	0,434
Mg	0,401	0,675	0,554	0,832	0,235	0,623	0,749
Ca	-	0,106	0,017	-	0,021	0,003	0,122
F	0,384	0,648	0,407	0,617	0,367	0,558	0,467
Cl	6,096	1,826	1,720	6,746	2,819	1,627	6,021
Br	0,989	0,013	0,102	0,586	0,214	0,327	0,641
J	0,055	0,145	0,114	0,055	0,017	0,009	0,005
S	0,541	0,265	1,079	0,604	0,672	0,927	0,565
N	1,266	0,290	0,150	0,948	0,381	0,163	1,396
H	13,746	3,866	5,399	7,423	13,985	10,249	12,916
O	10,474	6,089	4,773	7,271	9,341	6,565	8,827
C	1,728	2,295	1,611	1,711	1,278	1,023	2,032
Σ	36,386	16,898	16,592	27,056	29,783	22,279	34,297

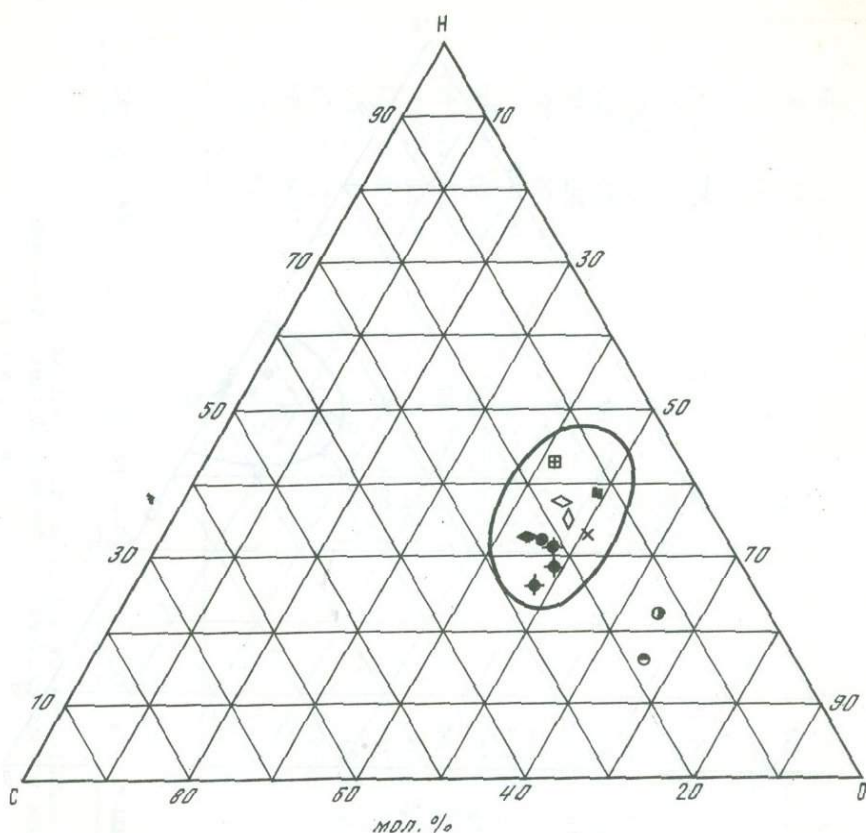


Рис. 46.  
 Диаграмма С-Н-О флюидов, отлагавших самородное  
 золото и кварцы золоторудных месторождений  
 Условные обозначения см. рис. 38

В качестве термобарогеохимического критерия второй категории предлагается в пределах месторождения разбраковка жил (тел) на рудные и безрудные по количественному соотношению во флюиде основных групп (газ : вода : соли), особенностям анионной составляющей (доля галогенидов в группе анионов и количество брома в группе галогенидов), составу газов и катионов.

Термобарогеохимический критерий третьей категории предлагается для оценки глубины эрозионного среза конкретного рудного тела. Оценка глубины проводится по соотношению восстановленных и окисленных газов, отношению брома к иоду в группе анионов и по соотношению катионов.

Надежность и сравнительная простота определения состава газов во включениях и минералах хроматографическим методом, сос-

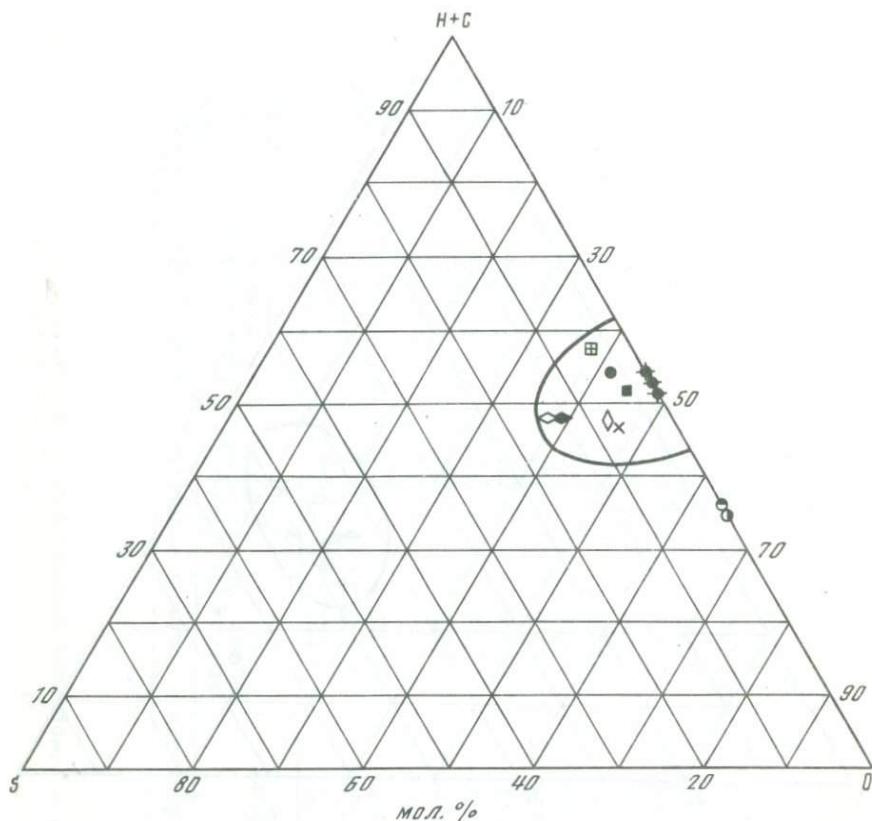


Рис. 47.

Диаграмма S - (H + C) - O флюидов, отлагавших самородное золото и кварцы золоторудных месторождений

Условные обозначения см. рис. 38

тава анионов с помощью ионно-селективных электродов и состава катионов атомно-абсорбционным анализом позволяет уже в ближайшие годы наряду с другими широко использовать термобарогеохимические критерии для крупномасштабного прогнозирования.

Решение подобных важных в практическом отношении задач методами термобарогеохимии становится возможным благодаря установленному резкому различию в фазовом и химическом составе флюида, из которого кристаллизовалось самородное золото, и флюида, из которого отложились нерудные минералы.

В региональном плане газонасыщенность золота закономерно возрастает в направлении от континента к океану (табл. 2I), достигая своего максимума в зоне стыка океана с континентом.

Т а б л и ц а 2I

Особенности состава включений в самородном золоте сходных по генезису рудных месторождений золото-кварцевой формации различных литосферных блоков (в ммоль/кг золота)

Блок	Западный (I)	Центральный (II)	Восточный (III)	Океанский (IV)
Li	-	0,050 (I,83)*	-	-
Na	0,162 (55,67)	0,676 (24,77)	1,115 (29,21)	0,749 (46,78)
K	0,073 (25,09)	0,754 (27,63)	0,832 (21,80)	0,534 (33,36)
Mg	0,001 (0,34)	0,723 (26,49)	0,719 (18,84)	0,033 (2,06)
Ca	0,032 (11,00)	0,272 (9,97)	0,185 (4,85)	0,151 (9,43)
NH <sub>4</sub>	0,023 (7,90)	0,254 (9,31)	0,966 (25,30)	0,134 (8,37)
Σот	0,291 (100)	2,729 (100)	3,817 (100)	1,601 (100)
F	0,128 (39,75)	1,321 (21,46)	11,653 (56,08)	0,255 (17,95)
Cl	0,045 (13,98)	3,132 (50,87)	7,080 (34,07)	0,669 (47,08)
Br	Не опр.	0,427 (6,94)	0,678 (3,26)	Не опр.
J	0,017 (5,28)	0,073 (1,19)	0,013 (0,07)	0,032 (2,25)
HCO <sub>3</sub>	0,113 (35,09)	0,944 (15,34)	1,033 (4,97)	0,367 (25,82)
SO <sub>4</sub>	-	0,039 (0,64)	0,040 (0,19)	0,028 (1,97)
NO <sub>3</sub>	0,019 (5,90)	0,219 (3,56)	0,283 (1,36)	0,070 (4,93)
Σан	0,322 (100)	6,157 (100)	20,78 (100)	1,421 (100)
Σ солевых составляющих	0,613 (11,34)	8,886 (61,31)	24,597 (51,66)	3,022 (17,50)
H <sub>2</sub>	0,062 (11,09)	0,057 (2,41)	0,146 (5,91)	0,073 (0,75)
N <sub>2</sub>	0,010 (1,79)	0,055 (2,32)	0,181 (7,33)	0,022 (0,23)
CO	0,042 (7,51)	0,502 (21,21)	0,752 (30,45)	0,679 (6,95)

Т а б л и ц а 2I (окончание)

Блок	Западный (I)	Центральный (II)	Восточный (III)	Океанский (IV)
CH <sub>4</sub>	0,068 (12,16)	0,013 (0,55)	0,008 (0,32)	0,024 (0,25)
CO <sub>2</sub>	0,338 (60,46)	0,890 (37,60)	0,648 (26,24)	1,911 (19,55)
H <sub>2</sub> S	0,039 (6,98)	0,850 (35,91)	0,735 (29,75)	7,067 (72,29)
Σ газов	0,559 (100/10,34)	2,367 (100/16,33)	2,47 (100/5,19)	9,776 (100/56,61)
H <sub>2</sub> O	4,233 (78,32)	3,241 (22,36)	20,542 (43,15)	4,472 (25,89)
Σ флюида	5,405	14,494	47,609	17,270
Газонасыщенность, ст <sup>3</sup> /кг	12,52	53,02	55,33	218,98

\*В скобках - содержание (в мол.%).

Аналитики И.Д.Зайкин, С.А.Шахрай, Ю.П.Гайденко.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На восточной окраине Евразии в условиях взаимодействия подвижных элементов тектоносферы сформирован целый ряд меридиональных литосферных блоков, разделенных региональными барьерами, с определенной рудной специализацией. Установлено, что для этих структур характерны наиболее устойчивые корреляционные связи ряда элементов, наряду с которыми существуют и группы сквозных металлов.

Анализ магматизма по одному из блоков указывает на специфику комплексов, связанных с формированием золоторудных месторождений. Она выражается в степени дифференцированности и режиме их становления.

Исследование золотоносных минеральных ассоциаций в субааральных вулcano-плутонических поясах обеспечивает надежность разбраковки геохимических аномалий. Набор минералов-индикаторов (аргентит, прустит, пираргирит, арсенопирит, галенит, антимонит, киноварь, дендриты золота и др.) характерен для надрудных и верхнерудных срезов золотоносных тел и проявлен в пределах контуров рудоносных структур. Возможности прогноза коренных золоторудных месторождений показаны по типоморфным особенностям самородного золота и его термодс.

С целью определения основных закономерностей изменения рудообразующих флюидов в направлении от континента к океану изучен состав включений в самородном золоте сходных по генезису рудных месторождений вулканогенной золото-серебряной и плутоногенной золото-кварцевой формаций, локализованных в различных литосферных блоках. Установлено, что газонасыщенность золота закономерно возрастает с запада на восток, достигая при прочих сходных условиях максимума в самородном золоте месторождений в зоне стыка океана с континентом. В самородном золоте содержание  $H_2O$  колеблется в широком диапазоне - 78,32-22,36 мол.% от общего количества флюида. При этом в западном блоке (I) на большей части месторождений золото отлагалось из разбавленных гидротермальных растворов с высоким содержанием  $CO_2$  в газовой фазе, фтора и бикарбоната в группе анионов и натрия в группе катионов.

На месторождениях центрального блока (II) самородное золото сформировано флюидами с малым содержанием  $H_2O$  (22,36 мол.%), ано-

мально высоким содержанием солевых составляющих (6I,3I мол.%), среди которых в группе анионов преобладает хлор, в группе катионов по сравнению с флюидами других блоков наиболее высокая концентрация отмечена у магния, а в газовой фазе - у сероводорода и окиси углерода.

Флюиды, образовавшие самородное золото на месторождениях восточного блока (Ш), отличались высоким содержанием окиси углерода в газовой фазе, фтора в группе анионов и аммония в группе катионов. Обладая индивидуальными особенностями, рудные флюиды этого блока имеют много общих черт с флюидами западного блока, чем и определяется сходство металлогении этих двух структур.

Включения в самородном золоте месторождений океанского блока (IV) четко отличаются своей высокой газонасыщенностью (56,6I мол.% от суммы флюида), малым содержанием воды (25,0 мол.%), необычно высокой концентрацией сероводорода (72,3 мол.% от суммы компонентов газовой фазы), хлора в группе анионов и натрия в группе катионов.

Применение изложенных методов исследования вещества и комплексный минералого-геохимический подход к изучению золоторудного процесса повысят эффективность оценки эндогенной минерализации и прогноза золоторудных месторождений.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамсон Г.Я., Григорян С.В., Григоров С.А. Результаты изучения эндогенных геохимических ореолов на одном из золоторудных месторождений // Литохимические методы при поисках эндогенных месторождений. М., 1980. Т.2. С.16-22.
2. Абрамсон Г.Я., Григорян С.В., Григоров С.А. Способ определения уровня среза ореолов золоторудных месторождений: А.с. № 881644 (СССР). 1981
3. Александрова Э.С., Банникова Л.А., Сущевская Т.И. О некоторых ошибках анализа газов при термическом вскрытии включений в минералах // Геохимия. 1980. № 11. С.1710-1760.
4. Барас З., Лаврик Н.И., Моисеенко В.Г., Сорокин А.П. Металлогеническая зональность систем завершённой складчатости (на примере Центрально-Охотского складчатого пояса) // Тез. докл. XXVI Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984. Т.4.
5. Вернадский В.И. Минералогия. 3-е изд. М., 1910. Вып.1. 344 с.
6. Воган Д., Крейг Дж. Химия сульфидных минералов. М.: Мир, 1983. 576 с.
7. Гинзбург А.И. Минералогические методы и критерии при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1978. Вып. 4. С.385-397.
8. Годовиков А.А. Висмутовые сульфосоли. М.: Наука, 1972. 304 с.
9. Голосов С.И., Долгов Ю.А., Молчанов В.И. и др. О выделении водорода при тонком извлечении минералов // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1966. Т.4. С.220-226.
10. Григорьев Д.П. Предисловие // Генезис минеральных индивидов и агрегатов. М.: Наука, 1966. 5 с.
11. Гуреев В.Ф., Гребенников А.М. Минералого-геохимический шлиховой метод поисков золоторудных месторождений // Методика и техника геохимических поисков рудных месторождений. Фрунзе: Илим, 1975. С.411-415.
12. Джеффри П., Киплинг А. Анализ газов методами газовой хроматографии. М.: Мир, 1976. 256 с.
13. Дубаски А. Аппаратура для хроматографического определения газов в минералах // Геохимия. 1972. № 4. С.494-496.
14. Ежов Б.В., Худяков Г.И. Морфотектоника геодинамических систем центрального типа. Владивосток, 1984. 129 с.
15. Евзикова Н.З. Кристалломорфологические основы учения о типоморфизме минералов // Региональная и генетическая минералогия. Киев: Наук. думка, 1979. Вып.3. С.3-11.

16. Евзикова Н.З. Оценка гидротермальных рудопроявлений олова и золота кристалломорфическим методом // Минералогические критерии оценки рудоносности. Л.: Наука, 1981. С.90-19.
17. Евзикова Н.З., Беленькая Н.С. К вопросу о поисково-оценочном значении формы кристаллов пирита. Хроника Федоровской сессии // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1977. Вып.6. С.749-780.
18. Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 271 с.
19. Жариков В.А., Омеляненко В.И. Классификация метасоматитов // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978. С.9-28.
20. Желнин С.Г., Шумилов Ю.В. Условия смыва и перемещения частиц золота (по экспериментальным данным) // Транспортировка полезных ископаемых в россыпях. Якутск: Якут, фил. СО АН СССР, 1975. С.46-48.
21. Зайкин И.Д., Моисеенко В.Г. Механизм процесса декрепитации газово-жидких включений в минералах // Докл. АН СССР. 1981. Т.259, № 2. С.456-459.
22. Зайкин И.Д., Моисеенко В.Г. Новый способ определения истинных температур кристаллизации минералов // Там же, 1982. Т.225, № 6. С.1486-1488.
23. Зайкин И.Д., Моисеенко В.Г. Способ определения температурных границ флюидовыделения из гидротермальных минералов: А.с. № 1073738 (СССР). 1983. Опубл. в Б.И. 1984. № 6.
24. Золотов М.Г. Ядерно-сводовые и кольцевые структуры Приамурья // Тектоника Востока советской Азии. Владивосток, 1976. С.3-33.
25. Икорский С.В., Евецкая Е.Л. О сорбции CO<sub>2</sub> при извлечении газов из горных пород и минералов в вакуумной мельнице // Геохимия. 1975. № II. С.1712-1719.
26. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М.: Недра, 1983. 191 с.
27. Казизин Ю.В. Метасоматизм гидротермальных месторождений Л.: Недра, 1972, 145 с.
28. Калюжный В.А. Основы учения о минералообразующих флюидах. Киев: Наук. думка, 1982. 240 с.
29. Калюжный В.А., Скворень И.М., Платонова Э.Л. Состав газа флюидных включений и вопросы обнаружения водорода в них (по данным масс-спектрометрического химического анализа) // Докл. АН СССР. 1974. Т.219, № 4. 973 с.
30. Кларк Д. Фазовые отношения в системе // Проблемы эндогенных месторождений. М.: Мир, 1966. Вып.3. С.160-250.
31. Комаров Ю.В., Беличенко В.Г., Мишарина Л.А., Петров П.А. Верхояно-Бирманская зона сочленения центрально- и восточно-азиатских структур. Иркутск, 1978. С.5-24.
32. Кормушин В.А. Результаты исследования межлабораторной пробы "кварц-74" в различных лабораториях СССР. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1976. 49 с.
33. Косыгин Ю.А., Аношкин В.И., Майборда А.А., Соловьев В.А. Ульбанский прогиб и тектоническая природа мезозойских прогибов Западного Приохотья // Докл. АН СССР. 1976. Т.227, № 4.С. 936-938.
34. Кузнецова Л.Т. Опыт разработки генетической классификации золотоносных россыпей на основе морфологического анализа россыпного золота // Проблемы регионального геоморфологического

анализа // Зап. Забайкал. фил. геогр. о-ва. Чита, 1974. Вып.100. С.99-103.

35. Кушнарев И.П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1982. 165 с.
36. Левицкий В.В., Демин Б.Г. Газовый состав включений - индикатор эрозийного среза гидротермальных месторождений // Сов. геология. 1981. № 3. С.104-112.
37. Ляхович В.В. Факторы рудогенерирующей способности гра- нитоидов. М.: Наука, 1973. 256 с.
38. Маракушев А.А. Геохимические особенности золота и условия его эндогенной концентрации // Геохимия золота. Влади- восток, 1978. С.3-13.
39. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979. 262 с.
40. Маракушев А.А., Яковлева Е.Б. Генезис кислых лав // Вестн. МГУ. Геология. 1975. № 1. С.3-25.
41. Миронова О.Ф., Наумов Г.Б., Фролов Е.В. Хроматографическое определение концентрации газов во включе- ниях минералообразующих сред // Геохимия. 1973. № 10. С.1514- 1521.
42. Миронова О.Ф., Наумов В.Б., Салазкин А.Н. Исследование газовой- жидких включений с сероводородом в кварце из Восточного Забайкалья // Там же. № 12. С.1838-1845.
43. Мозгова Н.Н., Цепин А.И. Блеклые руды. М.: Наука, 1983. 280 с.
44. Моисеенко В.Г., Малахов В.В. Физико-химические условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1979. 200 с.
45. Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Глубинные флюиды, вул- канизм и рудообразование Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1982. 190 с.
46. Моисеенко В.Г., Сорокин А.П., Кошков Ю.В. Металлогения Умлекано-Огоджинского вулкан-плутонического пояса // Палеовулканические карты и вопросы металлогении. Свердловск, 1983.
47. Наумов В.Б., Ходаковский И.Л. Гидротермальное минералообразование по термобарометрическим и термодинамическим данным // Термобарогеохимия в геологии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С.80-86.
48. Наумов Г.Б., Миронова О.Ф. Влияние режима угле- кислоты и кислотности раствора на формирование настуран-карбо- натных жил // Геохимия гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1971. С.61-69.
49. Некрасов И.Я., Сорокин В.И., Конюшок А.А. Физико-химический анализ парагенезисов сурьмяных и золото-сурь- мяных месторождений // Сов. геология. 1981. № 6. С.113-122.
50. Неронский Г.И. Роль пробности золота в металлогениче- ском анализе // Новости геологии Якутии. Якутск, 1972. Вып.2. С.126-128.
51. Неронский Г.И., Левицкий Ю.Т., Остапенко Н.С. и др. К вопросу о термовакuumной декрепитации золота // Термобарогеохимия в геологии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С.165-170.
52. Пашков Ю.В. Термометрия по включениям минералообразующих сред // Методы и аппаратура для исследования включений минера- лообразующих сред. М.: Недра, 1980. С.12-31.

53. Петров Ю.И. Особенности геохимической зональности первичных ореолов жильных золотоносных месторождений // Оценка глубокозалегающих рудных месторождений по их ореолам. М.: ИМГРЭ, 1980. С.161-170.
54. Петровская Н.В. Типоморфизм парагенетических минеральных ассоциаций некоторых рудных формаций // Типоморфизм минералов и его практическое значение. М.: Наука, 1972. С.227-246.
55. Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.
56. Плюшев Е.В., Ушаков О.П., Шатов В.В. и др. Методика изучения гидротермально-метасоматических образований. Л.: Недра, 1981. 262 с.
57. Прокпчук С.И., Туговик Г.И. Установление крупности золота с помощью СЭС-анализа // Разведка и охрана недр. 1984. № 2. С.24-27.
58. Робинсон Б.В. Происхождение минерализации на рудинке Туу (район Те-Ароха, Новая Зеландия) в свете исследования стабильных изотопов // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977. С.358-396.
59. Руденко С.А. Генетические основы минералогических методов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых // Минералогические критерии оценки рудоносности. Л.: Наука, 1981. С.5-26.
60. Рундквист Д.В., Павлова И.Г. Опыт выделения формаций гидротермально-измененных пород // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1974. Ч.103, вып.3. С.230-304.
61. Савельева Н.И., Наумов Г.Б. Особенности вскрытия флюидных включений для определения их состава методом водной вытяжки // Методы и аппаратура для исследования включений минералообразующих сред. М.: Недра, 1980. С.109-118.
62. Саттран В. Эволюционные треиды в месторождениях олова и золота // Докл. XXУП Междунар. геол. конгр. Металлогения и рудные месторождения. М., 1984. Т.12. С.10-19.
63. Соболев В.С. Введение в минералогию силикатов. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1949. 329 с.
64. Справочник по физико-химическим методам исследования объектов окружающей среды / Под ред. Г.И.Арановича и др. Л.: Судостроение, 1979. 648 с.
65. Тищенко Е.И. К вопросу о переносе золота русловыми потоками // Вестн. науч. информ. Забайкал. фил. геогр. о-ва. Чита, 1976. С.72-73.
66. Транспортировка полезных ископаемых в россыпях. Якутск: Якут. фил. СО АН СССР, 1975. 149 с.
67. Трошин Ю.Н., Гребенщикова В.И., Антонов А.Ю. Летучие компоненты в биотитах и металлогенетическая специализация интрузий // Минералогические критерии оценки рудоносности. Л.: Наука, 1981. С. 72-73.
68. Трушков Ю.И. Определение местоположения коренного источника и опыт его реконструкции // Поиски и опыт реконструкции коренных источников золота по разведанным россыпям. Якутск: Якутск. фил. СО АН СССР, 1975. С.50-63.
69. Трушков Ю.Н., Избеков Э.Д., Сергеевко А.И. Основные факторы перемещения золота в россыпях // Поиски и опыт реконструкции коренных источников золота по разведанным россыпям. Там же. С.29-49.

70. Фаворская М.А., Томсон И.Н., Иванов Р.Г. и др. Связь магматизма и эндогенной минералогии с блоковой тектоникой. М.: Наука, 1969. 264 с.
71. Федьянчик А.Ф. Микрохимический анализ самородного золота // Тр. ЦНИГРИ. 1967. Вып.77. С.187-198.
72. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979. 358 с.
73. Хитаров Д.В. Некоторые методические вопросы определения химического состава газово-жидких включений в минералах с помощью водных вытяжек // Минералогическая термометрия и барометрия. М.: 1968. Т.2. С.76.
74. Шило Н.А. Особенности образования россыпей в зоне развития вечной мерзлоты // Сов. геология. 1956. № 53. С.102-117.
75. Шнай Г.К. Минеральные критерии золотоносности щелочных пород // Минералогические критерии оценки рудоносности. Л.: Наука, 1981. С.157-166.
76. Яншин А.Л., Хаин В.Е., Гатынский Ю.Г. Основные проблемы тектоники Азии // Тектоника Азии. Коллоквиум К. О,Б. М., 1984. Т.5. С.3-10.
77. Hutchison M.N., Scott S.D. Sphalerite geobarometry in the Cu-Fe-Zn-S system // Econ. Geol. 1981. Vol. 76, N 1. P. 143-153.
78. Kretschmar U., Scott S.D. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application// Canad. Miner. 1976. Vol. 14, N 3. P. 364-386.
79. Markham N.L. Synthetic and natural phase in the system Au-Ag-Te // Econ. Geol. 1960. Vol. 10, N 6/7. P. 98-107.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Г л а в а 1. Структурно-металлогеническая зональность зоны сочленения Урало-Монгольского и Тихоокеанского подвижных поясов . .	5
Г л а в а 2. Минералого-петрологические аспекты золотоносности магматических комплексов . . . . .	II
Г л а в а 3. Минеральные ассоциации как критерий оценки золото-серебряного оруденения субаэральных вулканогенных поясов . . . .	20
Г л а в а 4. Типоморфизм пирита месторождений золото-кварцевой формации . . . . .	34
Г л а в а 5. Типоморфные особенности самородного золота . . . . .	39
Г л а в а 6. Термоэлектрические свойства самородного золота . . . .	52
Г л а в а 7. Устойчивость золоторудных парагенезисов на месторождениях золото-сульфидно-силикатной формации . . . . .	61
Г л а в а 8. Физико-химические условия формирования месторождений золота . . . . .	67
Заключение . . . . .	109
Литература . . . . .	III

Научное издание

МОИСЕЕНКО Валентин Григорьевич

БОТЯКОВ Геннадий Викторович

ЗАЙКИН Игорь Давыдович и др.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ РУДНОСТИ

ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ АЗИИ

Утверждено к печати Амурским отделением Всесоюзного  
минералогического общества

Художественный редактор В.В. Алексеев

Технический редактор Н.В. Вишнева

ИБ № 39885

Подписано к печати 25.05.90. Т-05751  
Формат 60х90/16. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная  
Усл.печ.л. 7,5. Усл.кр.-отт. 7,8. Уч.-изд.л.7,8  
Тираж 600 экз. Тип.зак. 300. Цена 1р.60к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"  
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени I-я типография издательства  
"Наука" 199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовится к печати книга "Основные проблемы рудообразования и металлогении"

В книгу включены новейшие и оригинальные материалы, отражающие современные представления по проблемам рудообразования и металлогении. Рассматриваются региональные и локальные закономерности размещения и формирования различных типов эндогенных рудных месторождений — медноколчеданных, полиметаллических, платиновых и многих других; показана совокупность взаимосвязанных геологических процессов и обстановок, определяющих условия их образования. Особый раздел книги посвящен эволюции процессов рудообразования в связи с общей историей развития земной коры, а также источникам рудообразующих веществ.

Книга посвящается 80-летию академика В.И. Смирнова — лидера советской металлогенической науки, и публикуемые в ней материалы отражают развитие его основных научных идей. Авторский коллектив представлен крупнейшими учеными нашей страны. Книга рассчитана на геологов, интересующихся проблемами теории рудообразования.

Адреса книготорговых предприятий "Академкнига"  
с указанием магазинов и отделов "Книга-почтой"

Магазины "Книга-почтой":

252107 Киев, ул. Татарская, 6; 197345 Ленинград, ул. Петрозаводская 7; 117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2.

Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга-почтой":

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 "Книга-почтой"; 370001 Баку, ул. Коммунистическая, 51 "Книга-почтой"; 232600 Вильнюс, ул. Университето, 4 "Книга-почтой"; 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 "Книга-почтой"; 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24 "Книга-почтой"; 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 "Книга-почтой"; 375002 Ереван, ул. Туманяна, 31; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 "Книга-почтой"; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53 "Книга-почтой"; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 252142 Киев, пр-т Вернадского, 79; 252025 Киев, ул. Осипенко, 17; 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 "Книга-почтой"; 343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1 "Книга-почтой"; 660049 Красноярск, пр-т Мира, 84; 443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2 "Книга-почтой"; 191104 Ленинград, Литейный пр-т, 57; 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2; 194064 Ленинград, Тихорецкий пр-т, 4; 220012 Минск; Ленинский пр-т, 72 "Книга-почтой"; 103009 Москва, ул. Горького, 19-а; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 "Книга-почтой"; 630076 Новосибирск, Красный пр-т., 51; 142284 Протвино Московской обл., ул. Победы, 8; 142292 Пушкино Московской обл., ул. МР "В", 1 "Книга-почтой"; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 "Книга-почтой"; 700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1; 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73; 700070 Ташкент, ул. Ш. Руставели, 43; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 "Книга-почтой"; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 "Книга-почтой"; 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 "Книга-почтой"; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 "Книга-почтой"

1 р. 60 к.

5241

