

В.И. ГОНЧАРОВ, А.А. СИДОРОВ

---

**ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЯ  
ВУЛКАНОГЕННОГО  
РУДООБРАЗОВАНИЯ**

Издательство ·Наука·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский  
институт

553.21/24  
549

В. И. ГОНЧАРОВ, А. А. СИДОРОВ

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЯ  
ВУЛКАНОГЕННОГО  
РУДООБРАЗОВАНИЯ

2962



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Москва 1979



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

Рассмотрены физико-химические условия образования вулканогенных и вулканогенно-плутоногенных месторождений по данным изучения реликтов минералообразующих растворов в минералах рудных тел. Выявлены закономерности формирования вулканогенного оруденения: вертикальная физико-химическая зональность рудоотложения, неоднотипность режимов развития (нормальный и аномальный), образование термостатированных блоков, благоприятных для локализации оруденения бананцевого типа. Проведен термодинамический анализ процессов жильного минералообразования. Разработана систематика вулканогенного оруденения на основе данных термобарогеохимии. Показаны пути использования результатов термобарогеохимического изучения месторождений при решении задач прикладного характера. Издание рассчитано на минералогов, геологов, геохимиков, гидрогеологов.

Табл. 29, ил. 27, библиогр. названий 149.

Ответственный редактор  
академик Н. А. Ш И Л О

## ВВЕДЕНИЕ

Вулканогенные месторождения обычно обнаруживают независимое положение относительно состава и характера интрузивного магматизма и соответствующей ему металлогенической специализации. Для вулканических провинций различного возраста типоморфен так называемый пропиловый ряд месторождений: медно-молибденовые, полиметаллические (в особенности для субмаринных условий), золото-серебряные, сурьмяно-ртутные. В эвгеосинклинальных складчатых областях этот ряд месторождений тесно связан со сложным вулканогенно-плутоногенным медным (медно-порфировым) и теллурическим (золото- и висмут-теллурическим) оруденением; в миогеосинклинальных складчатых областях — с оловянным (олово-серебряным) и сурьмяным оруденением.

Сопутствующие вулканогенному оруденению метасоматиты не могут быть отнесены к производным каких-то конкретных интрузий. По составу и строению они подобны гидротермально измененным породам районов современного вулканизма. Структурно-морфологические особенности оруденения отчетливо подчинены элементам вулканоструктур и связаны с процессами вулканизма; текстуры руд нередко обнаруживают убедительное сходство с текстурами выполнений миндалей в эффузивных и субвулканических породах. Вместе с тем выделение вулканогенных типов оруденения многие исследователи все еще считают дискуссионным, что связано прежде всего с отсутствием четких критериев различия между гидротермальными процессами вулканогенной и плутоногенной природы.

К настоящему времени в геологической литературе вулканогенные месторождения, несмотря на их разноречивые названия (субвулканические и вулканогенные, эпитермальные и ксенотермальные), достаточно определились. Примечательно, что исследователи, не признающие вулканогенную группу месторождений, в последние годы начали уделять много внимания ряду родственных рудных формаций, развитых в пределах вулканогенных провинций: медно-молибденовой, свинцово-цинковой, золото-серебряной, сурьмяно-ртутной. Однако с позиций линдгреновской школы, отрицающей необходимость выделения месторождений вулканогенных рудных формаций, названные ряды объединяют генетически различные классы месторождений. Это противоречие снимается, если принять положение о вулканогенных месторождениях, разработанное П. Ниггли, М.А. Усовым, Г. Шнейдерхеном, В.И. Смирновым, В.Н. Котляром. Полагая,

что геологический смысл вулканогенных рудных формаций в настоящее время очевиден, мы попытались выяснить термобарогеохимические особенности этих формаций. В ходе анализа оказалось целесообразным выделить вулканогенно-плутоногенную группу месторождений, которые, впрочем, также развиты только в пределах вулканогенных провинций.

При интерпретации термобарогеохимических данных и в особенности при сопоставлении их с геологическими и минералогическими сведениями проявилась некоторая неоднозначность в трактовке наблюдаемых фактов и развиваемых на их основе представлений о температурном режиме рудного процесса, зональности месторождений и условиях образования рудных столбов, о глубине формирования рудных тел. Так, с одной стороны, имеющиеся данные указывают на изотермические условия рудоотложения на вулканогенных месторождениях, с другой — есть основания утверждать, что максимальное оруденение приурочено к участкам резкой смены физико-химических условий минералообразования, что подчеркивается пространственной связью бананцевого оруденения с горизонтами, где наблюдается отчетливое изменение текстурно-структурных особенностей жильных тел. Это кажущееся несоответствие отражает сложность и многообразие условий вулканогенного рудообразования. В частности, изменение физико-химического режима связано не только с вариациями температур. В изотермических условиях характер минералообразования в значительной мере зависит от кислотности — щелочности растворов, окислительно-восстановительного потенциала среды, концентраций различных компонентов в гидротермах.

В настоящей работе приведены данные по физико-химическим условиям формирования главнейших типов вулканогенного и вулканогенно-плутоногенного оруденения: золото-медно-молибденового, золото-серебряного, сурьмяно-ртутного, золото-мышьяк-сурьмяного и золото-редкометалльного.

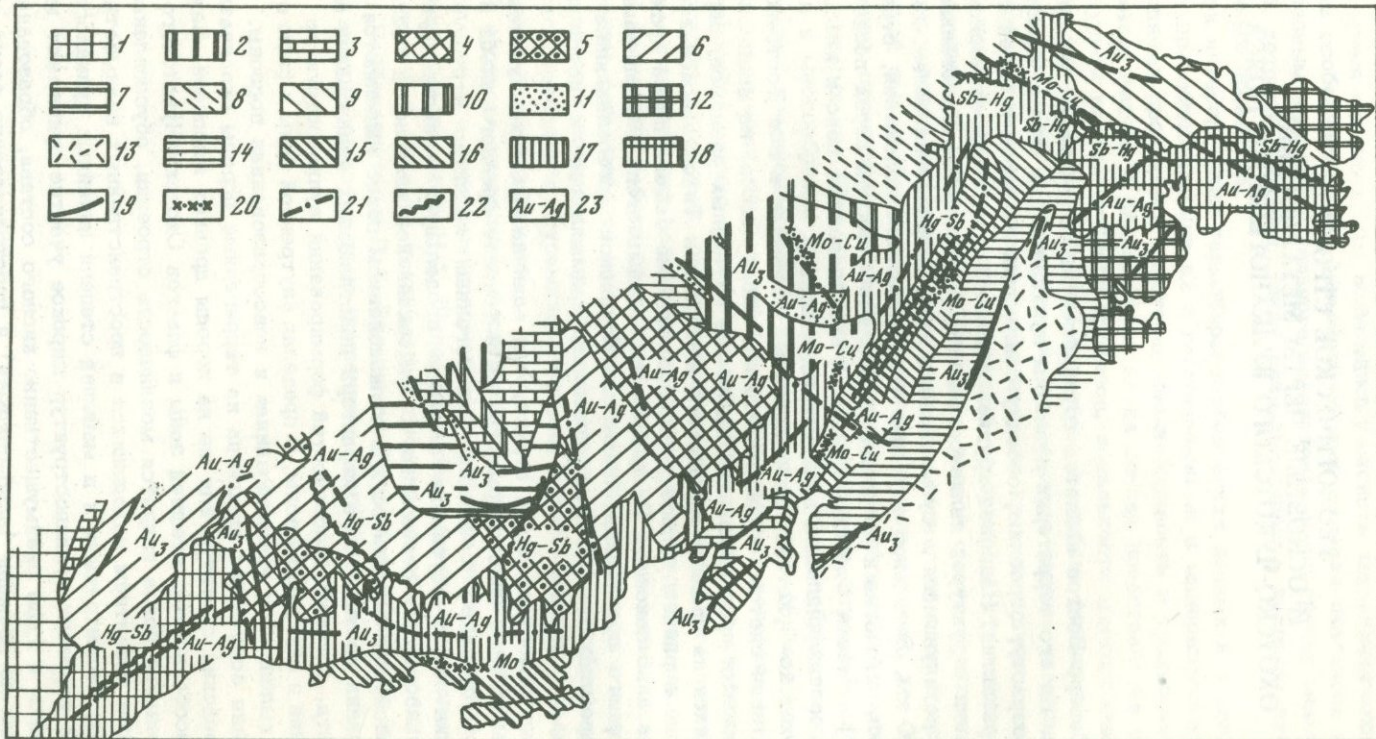
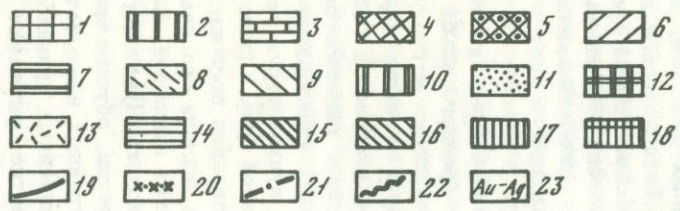
В процессе проведения исследований и при подготовке рукописи к изданию все основные положения монографии неоднократно обсуждались с академиком Н.А. Шило, доктором геолого-минералогических наук В.Ф. Белым, кандидатами геолого-минералогических наук В.И. Найбородным и Р.А. Ереминым. Всем перечисленным товарищам авторы приносят свою искреннюю благодарность.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

Северо-Восток является крупнейшей палеовулканической провинцией. На его территории известны вулканогенные пояса, различные по возрасту, строению, составу слагающих их пород и своей истории развития. Наиболее крупной и важной в металлогеническом отношении структурой является Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, протянувшийся в субмеридиональном направлении более чем на 3000 км. Детальное изучение тектонического положения, стратиграфии, литологии и петрохимических особенностей пород позволило [10] отнести Охотско-Чукотский вулканогенный пояс к классу перигеосинклинальных вулканогенных поясов.

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, как и вся Восточно-Азиатская система краевых вулканогенных поясов, на всем своем протяжении прослеживается вдоль зон глубинных разломов, образовавшихся на границе Азиатского материка и Тихоокеанской впадины еще в раннем палеозое. Становление же самого пояса приходится на альб-сеноман. Развитие его связывается с периодами повторного прогибания Анадырско-Корякской эвгеосинклинали и одновременного поднятия мезозойд, примыкающих к поясу с запада.

Как самостоятельная структурная единица Охотско-Чукотский вулканогенный пояс сформировался в течение среднего альба и первой половины сеномана. Гетерогенный характер структур основания пояса обусловил сложную продольную и поперечную его зональность. По отношению к Тихоокеанской впадине и области кайнозойской складчатости в вулканогенном поясе выделяются на основании прежде всего характера подстилающих образований фундамента, а также особенностей формирования вулканоструктур — внешняя и внутренняя зоны. В пределах внутренней зоны в свою очередь выделяются унаследованная и новообразованная подзоны. Внешняя зона пояса наложена на терригенные породы складчатых мезозойских структур или же на породы древних массивов. Важнейшей особенностью внешней зоны и флангов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса является мозаичность строения, обусловленная широким развитием находящихся в пространственных взаимоотношениях, изометричных и в меньшей степени линейных вулканоструктур. В строении вулканоструктур широкое участие принимают игнимбриты и туфы преимущественно кислого состава, образование которых по времени (альб-сеноман) и пространственно тесно свя-



зано со становлением эпизональных гранитоидных плутонов типа кварцевых монцититов, гранодиоритов и гранитов (рис. 1).

Внутренняя зона вулканогенного пояса в отличие от внешней представлена преимущественно андезито-базальтами и их туфами. На некоторых участках внутренней зоны пояса вулканическая деятельность завершилась извержениями игнибригов кислого состава и излияниями толеитовых и щелочных базальтов. Вулканисты прорваны многочисленными гранитоидными интрузиями натрового ряда, пространственно приуроченными к магматоге́нным поднятиям. В основании внутренней зоны выделяется своеобразная тектоническая структура, формирование которой происходило в течение верхнего палеозоя (?) – раннего мела. Она сложена продуктами существенно андезитового вулканизма. Связь оруденения с магматизмом представляется проблематичной, хотя имеются данные о том, что такие типичные рудные формации, как золото-серебряная и сурьмяно-ртутная, пространственно тяготеют к габбро-гранит-липарит-базальтовой ассоциации магматических пород. Месторождения этих формаций отмечаются в районах развития магматических серий как калиевого, так и натрового рядов. Однако гидротермальные образования рудных полей совмещены с комплексом магматических пород, отличающихся более высокой калиеносностью.

Размещение типоморфных вулканогенных месторождений (золото-серебряных, сурьмяно-ртутных, медно-молибденовых, полиметаллических) не зависит от региональной металлогенической специализации плутоногенного типа, что, вероятно, связано с глубинными (подкоровыми или нижнекоровыми) рудогенерирующими очага-

---

Рис. 1. Схема размещения вулканогенного оруденения на Северо-Востоке СССР [132]

1 – Сибирская платформа; 2-11 – Верхояно-Чукотская мезозойская складчатая область; 2 – Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система; 3-7 – Яно-Колымская и 8-9 – Чукотская миогеосинклинальные системы: 3 – краевые и внутренние поднятия, сложенные докембрием и палеозоем, 4-6 – Яно-Сугуйская зона глыбовой складчатости (4 – срединные массивы с обнаженным фундаментом, 5 – то же с погруженным фундаментом, 6 – складчатые структуры обрамления массивов), 7 – Иньяли-Дебинская зона линейной изоклинальной складчатости, 8 – Анюйская складчатая зона, 9 – Чаунская складчатая зона; 10-11 – орогенные структуры: 10 – регенерированные прогибы, 11 – вулканогенные пояса; 12 – Эскимосский массив; 13-14 – Корьякско-Камчатская складчатая система (13 – внутренняя, 14 – внешняя зоны); 15-18 – Охотско-Чукотский вулканический пояс: 15-16 – внутренняя зона (15 – унаследованная, 16 – новообразованная подзоны), 17 – внешняя зона, 18 – фланги; 19-22 – вулканогенное и вулканогенно-плутоногенное оруденения: 19 – золото-редкометалльное, 20 – медно-молибденовое, 21 – золото-серебряное, 22 – сурьмяно-ртутное; 23 – индекс оруденения

ми этих месторождений. Вместе с тем, состав и интенсивность развития плутогенных рудных формаций зависят от геохимических особенностей гранитоидных пород основания вулканогенных поясов [11].

Металлогения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса соответствует как сиалическому, так и фемическому профилям развития земной коры. Причем ранним этапам их развития свойственны плутогенные рудные формации, близкие по основным своим чертам рудным формациям проторогенных вулканогенных поясов (Курьинскому, Слойско-Березовскому, Уяндино-Ясачинскому). Период интенсивного накопления слабо дифференцированных вулканогенных образований существенно среднего состава характеризуется относительно слабой гидротермальной деятельностью. Мощное развитие гидротермальной деятельности отличает поздние этапы развития вулканогенного пояса. Она сопровождается богатой и разнообразной минерализацией.

Основные закономерности пространственного размещения золотого и других типов оруденения в Охотско-Чукотском поясе определяются наличием протяженных зон разломов глубокого заложения, которые возникли вдоль границ крупных структурных элементов основания пояса (участки торцового сочленения областей мезозойской и кайнозойской складчатости, жесткие массивы, районы пологих дислокаций и пр.). Особо следует отметить рудоконтролирующее значение неглубоких (приповерхностных), но протяженных разломов, которые в период гидротермальной деятельности вскрывали более глубинные рудоносные структуры и в результате сами становились рудоносными [4-6].

Вулканогенные рудные формации определяют металлогению континентальных краевых вулканогенных поясов. По положению и геохимической связи с породами фундамента вулканогенного пояса среди них можно выделить две группы. Рудные формации одной группы (олово-серебряная, риолитовая, золото-теллуровая), обнаруживая тесные пространственно-временные и минералого-геохимические связи с типоморфными вулканогенными месторождениями, в то же время обладают чертами, придающими им родство с плутогенными месторождениями района развития, т.е. эта группа рудных формаций носит гибридный вулканогенно-плутогенный характер. Вместе с тем наблюдается дальнейшая дифференциация этой группы рудных формаций по их связи со структурами пород фундамента. Так, в районах внешней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, основанием которого служат миогеосинклинальные образования мезозойского возраста, развитием пользуются месторождения олово-серебряной и риолитовой формаций, обнаруживающих пространственную и минералого-геохимическую связь с плутогенными месторождениями касситерит-кварцевой, касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций. В участках вулканогенного пояса, развитых в пределах эвгеосинклинальных складчатых областей, распространены вулканогенные золото-теллуровые месторождения, обнаруживающие тесные связи и

взаимные переходы с месторождениями золоторудных формаций. Известные в этих же районах так называемые медно-порфировые рудные формации в большинстве случаев объединяют сложноформационные месторождения, состоящие из вулканогенных и плутоногенных фаций. В качестве примера подобных месторождений в других регионах можно привести Бьют и Бингхем в США, Пиларес в Мексике, Андрес в Чили.

Другая группа вулканогенных рудных формаций (медно-молибденовая, полиметаллическая, золото-серебряная и сурьмяно-ртутная формации) является независимой от плутоногенных металлогенических особенностей того или иного района. Они обнаруживают тесные парагенетические связи с субвулканическими гидротермальными кварцитами и пропилитами. Рудные формации этой группы являются типоморфными для различных вулканогенных поясов, и именно они определяют известные элементы планетарной металлогенической однородности Тихоокеанского рудного пояса. Какая-либо зависимость в размещении этих месторождений от характера фундамента вулканогенных поясов отсутствует.

В локальном размещении вулканогенного оруденения важная роль принадлежит различным вулканоструктурам, в формировании которых нашел отражение сложный механизм тектоно-магматических и гидротермально-метасоматических процессов. В зависимости от глубины развития, состава магм и форм проявления вулканических процессов выделено несколько типов рудных полей, приуроченных к окраинным частям отрицательных вулканотектонических структур, к купольным структурам, к платоэффузивам, а также к очаговым кристовулканическим структурам в мезозоидах.

В пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса широким распространением пользуются не только вулканогенные, но и плутоногенные рудные формации. При этом плутоногенные формации сравнительно широко распространены во внешней зоне вулканогенного пояса, тогда как для внутренних зон они менее показательны. Это прежде всего относится к оловянной минерализации. Другие рудные формации одинаково развиты как во внешней, так и во внутренней зонах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Отличия вулканогенных и плутоногенных месторождений четко проявляются в характере сопутствующих рудообразованию метасоматических процессов, а также в минералогических особенностях рудных тел. В полях развития вулканогенных рудных формаций метасоматиты образуют обширные зоны, которые генетически невозможно увязать с конкретными гранитоидными интрузиями. Практически все изверженные породы, развитые в пределах вулканогенного пояса, в тех или иных масштабах подверглись разнообразным изменениям от контактового метаморфизма до сернокислого выщелачивания. Региональный гидротермальный метаморфизм вулканогенных образований проявился прежде всего в развитии минеральных парагенезисов, типичных для процесса пропилитизации. Продукты пропилитизации представлены низко- и среднетемпературными

ми фациями, отвечающими субвулканическим условиям глубинности. Эти изменения контролируются элементами тектоники и интрузивными образованиями и обладают хотя и сложной, но достаточно проявленной зональностью в распределении продуктов изменения в пространстве.

Основная масса пород вулканического происхождения охвачена низкотемпературными пропилитовыми изменениями преимущественно хлорит-карбонатной фации. В зонах развития вулканоструктур проявляется среднетемпературная пропилитизация, внешние контуры которой часто фиксируются по развитию эпидота. Интенсивность среднетемпературной пропилитизации возрастает в пределах купольных поднятий.

Для ряда метасоматических образований характерна отчетливая вертикальная зональность, выражающаяся по мере уменьшения глубины в смене пропилитов гидрослюдисто-кварцевыми и адуляр-кварцевыми, а затем кварц-каолиновыми и кварц-алуниновыми метасоматитами. Верхние горизонты метасоматитов, представляющие собой продукты кислотного выщелачивания, в пределах многих вулканогенных месторождений образуют надрудную зону аргиллизации, которая может находиться под экраном слабо проницаемых пород верхнего горизонта разреза вулкаников. Наряду с дифференциацией метасоматитов по глубине имеет место и случай пространственного совмещения различных фаций метасоматитов. Совмещение по глубине фаций кислотного выщелачивания с пропилитами свидетельствует [74] о совпадении эпицентров очагов разгрузки гидротермальных растворов и областей их глубинного формирования и нагрева.

В общем случае, рассматривая процессы гидротермального метаморфизма в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, можно отметить, что они в первую очередь проявились в образовании продуктов регионального (пропилиты), околорудного (кварц-гидрослюдистые и кварц-адулярные метасоматиты) и надрудного (аргиллиты) гидротермального метаморфизма субвулканической фации глубинности. Характер гидротермального изменения вмещающих толщ для всех вулканогенных месторождений в целом однотипен, хотя и зависит от состава первичных пород. На плутоногенных месторождениях гидротермальные метасоматиты чаще всего представляют собой околорудные (околорудные) образования.

Важным обстоятельством при отнесении определенных рудных формаций и метасоматитов к вулканогенному классу, кроме независимого положения по отношению к плутонам и пространственной связи с вулканиками, является их сходство с гидротермальными образованиями районов современного активного вулканизма, что далее будет обстоятельно рассмотрено.

## ВУЛКАНОГЕННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ: МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Вулканогенное оруденение в пределах вулканических поясов и зон носит преимущественно близповерхностный характер. Одна из важнейших особенностей вулканогенного гидротермального процесса — зональное распределение продуктов гидротермального метаморфизма — находит свое отражение и в зональном размещении различных минералого-геохимических типов вулканогенного оруденения, пространственно и парагенетически связанных с соответствующими фациями метасоматитов.

С зонами развития наиболее глубинных среднетемпературных карбонат-хлорит-эпидотовых пропилитов связаны полиметаллическое, сурьмяно-ртутное, сурьмяное и золото-серебряное (золото-сфалерит-галенитовый тип) оруденения.

Для пропилитовых зон, формирующихся на уровне развития гидротермально-эксплозивного брекчирования, характерны медно-молибденовое, золото-серебряное (золото-аргентитовый и серебро-аргентитовый типы) и золото-мышьяк-сурьмяное оруденения.

Выше расположенным зонам пропилитизации с интенсивной адуряризацией и гидрослюдизацией свойственно золото-серебряное (золото-сульфоантимонитовый тип) и иногда сурьмяно-ртутное оруденение.

Зона аргиллизации, представляющая для большинства месторождений надрудный горизонт, содержит спорадическую вкрапленность кинновари, антимонита, пирита, реже молибденита и халькопирита.

К основным особенностям вулканогенного рудообразования следует отнести: 1) смешение восходящих рудоносных растворов с вадозными водами; 2) вскипание гидротерм и интенсивное отделение от рудоносного раствора газопаровой фазы; 3) интенсивное образование гелей кремнезема; 4) высокие температуры растворов, нередко превышающие критические; 5) крайне изменчивый режим поступления гидротермальных растворов к месту разгрузки и непостоянное термодинамическое состояние гидротермальной системы; 6) сопряженность или перемежаемость гидротермального процесса с вулканизмом. Перечисленные особенности обусловлены, во-первых, близповерхностными условиями образования вулканогенных месторождений и, во-вторых, их парагенетической связью с вулканическими явлениями.

Одной из основных особенностей минералогического состава близповерхностных вулканогенных месторождений является то, что

их руды, значительно отличаясь по вещественному составу, включают в себя в том или ином объеме почти все основные минеральные ассоциации, свойственные вулканогенным рудным формациям данного региона. Если отдельные ассоциации и не имеют места (например, молибденит-халькопиритовая в золото-серебряных месторождениях), то отчетливо фиксируются геохимические ореолы рудных элементов, определяющие эти ассоциации.

В распределении рудных и жильных минеральных ассоциаций на вулканогенных месторождениях существует достаточно отчетливая вертикальная зональность. Наиболее хорошо это видно на примере месторождений золото-серебряной формации. Для этой формации ранняя сульфидная минеральная ассоциация в то же время является и наиболее глубинной. Следующая по времени выделения сфалерит-галенитовая, пространственно полностью перекрывая первую, встречается уже на более высоких горизонтах. Продуктивные золото-серебросодержащие ассоциации на месторождениях разных минеральных типов встречаются на различных горизонтах. Наиболее глубоко расположенной является золото-сфалерит-галенитовая, выше идет золото-аргентитовая и на самых высоких горизонтах, практически под аргиллитовой "шапкой", формируется золото-сульфоантимонитовая ассоциация. Две первые продуктивные ассоциации по вертикали практически совпадают с продуктивной сфалерит-галенитовой. На ряде месторождений золото-аргентитовая и золото-сульфидная ассоциации перекрываются поздней сульфидной, чаще всего антимонитовой, иногда полисульфидной.

Поздняя сульфидная ассоциация, по крайней мере с уровня развития золото-сульфоантимонитовой ассоциации, перекрывается завершающими минералообразование нерудными кварцевыми или кварц-карбонатными ассоциациями.

Определенная вертикальная зональность может быть продемонстрирована и на примере распределения некоторых жильных (нерудных) минералов. Так, для нижних горизонтов месторождений характерно значительное развитие карбонатов. На горизонтах, соответствующих максимальному проявлению золото-аргентитовой и золото-сульфоантимонитовой ассоциаций, широким распространением пользуется адуляр. Для верхних горизонтов месторождений свойствен каолинит.

Минеральный состав вулканогенных месторождений в целом более сложен, чем состав плутогенных месторождений. Некоторые минералы являются если не специфичными, то весьма характерными для руд вулканогенных месторождений. К таким минералам следует отнести халцедон, пластинчатый кварц, адуляр, разнообразные минералы серебра, селена, теллура. Одной из особенностей вулканогенных месторождений является появление в составе руд минералов, образованных в среде с пониженной кислотностью, таких, как дикцит, каолинит, алунит, гипс, барит. Количество рудных минералов на большинстве вулканогенных месторождений, как правило, не превышает 3-5%.

При этом вещественный состав рудных тел вулканогенных месторождений как по простиранию, так и по глубине подвержен значительным изменениям. Крайне не выдержаны и концентрации промышленно важных компонентов и прежде всего золота и серебра.

Рудные тела вулканогенных месторождений отличаются большим разнообразием структур и текстур, что обусловлено рядом причин и прежде всего сложностью минерального состава одновременных ассоциаций и резкой изменчивостью физико-химических условий минералообразования.

Анализ текстур и структур руд указывает на то, что преобладающим способом образования руд явилось их отложение в трещинных полостях заполнения. Метасоматический способ образования их имел резко подчиненное значение. В ряде случаев весьма существенное влияние на текстурную и особенно структурную характеристику минеральных агрегатов оказали процессы перекристаллизации.

Все разнообразие текстур руд субвулканических месторождений можно разделить на несколько групп [16, 165]: стесненной кристаллизации (ритмично-полосчатые, сферолитовые, каркасно-пластинчатые), полосчатые (симметрично-полосчатые, крустификационные), деформационные (брекчиевые, кокардовые, прожилковые), друзовые, вкрапленные и массивные.

Текстуры стесненной кристаллизации характерны для наиболее ранних стадий формирования рудных тел. Наиболее полно эти текстуры проявлены в рудах месторождений золото-серебряной формации. С ритмично-полосчатыми кварцевыми, адуляр-кварцевыми агрегатами связано образование основной массы золота и минералов серебра. Каркасно-пластинчатые текстуры являются типоморфными только для золото-серебряных месторождений. Полосчатые и друзовые текстуры свойственны более поздним периодам формирования рудных тел. Они характеризуют относительно длительное и стабильное состояние кристаллизующей системы. Вместе с тем друзовые текстуры свойственны и наиболее ранним периодам формирования месторождения, где они отмечены для агрегатов, завершающих образование отдельных ритмов. Однако наиболее широко распространены друзовые текстуры для заключительных этапов образования больших объемов кварца, реже кальцита, существенно понижающих концентрацию компонентов в рудах месторождений. Текстуры деформаций, проявляющиеся на различных этапах формирования месторождений, связаны с гидротермальными эксплозиями. Вкрапленные и массивные текстуры, пожалуй, наиболее характерны для вулканогенных месторождений золото-медно-молибденовой и полиметаллической формаций. На золото-серебряных месторождениях только отдельные участки мощных кварцевых жил обладают массивной текстурой.

В распределении минеральных агрегатов с различным текстурным узором отмечается вертикальная зональность. Участки развития симметрично-друзовых массивных и вкрапленных текстур ха-

рактены для наиболее глубоких горизонтов месторождений и пространственно нередко совмещены с зоной гипабиссальной пропилизации. Выше по разрезу в области резкого перепада давлений широко развиты разнообразные текстуры деформаций – брекчиевые, кокардовые, концентрически-зональные, возникающие в результате периодических гидротермальных эксплозий. Интервал сложных структур метакolloидных агрегатов (ритмично-полосчатые, сферолитовые, каркасно-пластинчатые) совпадает с наиболее продуктивной частью рудных тел, располагаясь над зоной брекчирования и прослеживаясь до аргиллитов, в которых оруденение затухает.

Связь текстурной зональности с рудоотложением особенно четко проявляется в повышении интенсивности оруденения на границе текстурных зон, являющейся показателем резкого изменения физико-химических условий минералообразования.

Формирование вулканогенных месторождений в целом и отдельных рудных тел представляет собой многоактный стадийный процесс. "Стадия – это процессы минерализации, разделенные по времени относительно короткими интервалами, но протекающие в течение одного какого-либо этапа минерализации" [15, с. 334]. Основными критериями для выделения стадий минералообразования явились брекчирование ранних ассоциаций и цементирование обломков поздними продуктами гидротермального процесса, пересечение одних жил и прожилков другими, более поздними, а также различие в минеральном составе последовательно образующихся агрегатов.

В пределах отдельных стадий фиксируются пульсационные условия минералоотложения. При этом можно выделить пульсации первого и второго порядков. Пульсации первого порядка выделяются по повторяемости минеральных ассоциаций, близких по строению и составу; второго порядка – представляют собой более краткие периоды минералообразования в пределах пульсаций первого порядка с образованием преимущественно мономинеральных скоплений (например, ритмы кварца – адуляра – рудных минералов), образующих тонкую ритмичную полосчатость.

Обычно на вулканогенных месторождениях сравнительно легко выделяются ранние допродуктивные, продуктивные и послепродуктивные стадии. Причины стадийности на разных месторождениях могут быть различны, а продолжительность перерывов между стадиями совершенно несопоставима. Однако наряду с этим на месторождениях отчетливо проявляются и общие закономерности рудного процесса, что может служить указанием на однотипное эволюционное развитие вулканогенных гидротермальных систем и рудогенерирующих очагов. Так, на золото-серебряных месторождениях обнаруживается парагенетическая связь между стадиями ранних сульфидов и продуктивными. Высокий кислотный потенциал гидротермальных ранних стадий обуславливает особенно мощное развитие монокварцевых, аргиллитовых и пропилизитовых зон.

Период формирования продуктивных минеральных ассоциаций характеризуется существенным изменением условий концентрации

минерального вещества в растворах и разгрузки гидротерм в связи с резкими перепадами температур и давлений, значительными изменениями кислотности – щелочности среды и окислительно-восстановительного потенциала и другими причинами. Именно для продуктивных стадий месторождений золото-серебряной и золото-полиметаллической формаций особенно характерна ритмичность минералообразования, проявляющаяся в формировании весьма характерных симметрично-полосчатых текстур золото-серебряных руд. Принимая во внимание, что на золото-серебряных, сурьмяно-ртутных и золото-редкометалльных месторождениях широко развиты предрудные, внутрирудные и пострудные дайки андезито-базальтов и долеритов, свидетельствующие о периодической активизации очагов глубинного магматизма, есть основания связывать качественные изменения в рудном процессе главным образом с развитием и становлением периферических магматических очагов.

Послепродуктивные стадии рудоотложения носят различный характер. Для ряда месторождений золото-аргентитового и золото-сульфоантимонитового типов золото-серебряной формации в послепродуктивные стадии характерен интенсивный привнос в верхние зоны минералообразования огромных масс кремнезема, существенно понижающего концентрацию полезных компонентов в ранее отложенных рудах. Температуры гидротермальных растворов этого периода минералообразования зачастую не ниже, а выше температур, характерных для более ранних стадий. Нередко жильные образования послепродуктивных стадий по времени развития настолько отстают от продуктивных, что могут, очевидно, рассматриваться в качестве образований иной рудной формации. Это прежде всего относится к низко-температурным антимонит-кварцевым и флюоритовым жилам, часто находящимся в ассоциации с золото-серебряным оруденением.

Золото-медно-молибденовое оруденение обнаруживает тесные парагенетические связи со среднетемпературными кварцитами и пропилитами. Золото-медно-молибденовые месторождения расположены в пределах крупных зон разрывов, контролирующих размещение различных субвулканических интрузивных тел преимущественно гранитоидного состава. Со становлением этих образований связывается золото-медно-молибденовая минерализация. Магматические комплексы, как правило центрального типа, полифациальные и представлены поверхностно-вулканическими, субвулканическими интрузивными и гипабиссальными интрузивными фациями.

Для месторождений характерно интенсивное развитие процессов метасоматического преобразования пород; широкое проявление калишпатизации, альбитизации, окварцевания и серицитизации. Эти процессы характерны не только для месторождений Северо-Востока СССР, но и для месторождений Кузнецкого Алатау [105]. Восточного Забайкалья [48] некоторых районов Америки (район Сан-Мануэль, Каламазо).

Метасоматические процессы в вулканических районах, так же как и процессы рудообразования, развиваются в условиях значитель-

ных градиентов давлений и температур. В отдельные периоды давление растворов возрастало настолько, что превышало прочность вмещающих пород. Вероятно, это и явилось основной причиной образования широко развитых на медно-молибденовых месторождениях эксплозивных "эруптивных" брекчий. Как будет показано ниже, этот процесс достаточно характерен и для высокотемпературных месторождений других вулканогенных рудных формаций.

Несмотря на общую структурно-геологическую и минералогическую близость медно-молибденовых месторождений, количество стадий и последовательность образования однотипных минеральных ассоциаций в них различны, однако содержания основных минеральных ассоциаций сохраняются.

Северо-Восток СССР: кварцевая, кварц-молибденитовая, кварц-халькопиритовая, кварц-тетраэдритовая, кварц-карбонат-галенит-сфалеритовая, кварц-магнетитовая.

Закавказье: кварц-магнетитовая, полевошпат-кварц-халькопиритовая, молибденит-халькопиритовая, кварц-молибденит-халькопиритовая, кварц-пиритовая, кварц-сфалерит-галенитовая, алабандиновая, карбонатная.

Кузнецкий Алатау: калишпатизированные и альбитизированные граниты, кварц-калишпатовые метасоматиты, кварцевые жилы, серицитизированные граниты, кварц-молибденовые жилы, кварц-флюоритовые образования, метасоматические зерна в порфирах, кварц-молибденитовые прожилки, кварц-пирит-флюоритовые прожилки.

В пределах большинства золото-медно-молибденовых месторождений наиболее ранняя минерализация представлена, как правило, кварцевыми, кварц-хлоритовыми и кварц-турмалиновыми прожилками. Последующее золото-медно-молибденовое оруденение локализовано в молибден-кварцевых и халькопирит-кварцевых жилах, формирование которых происходило, по-видимому, одновременно с интенсивным проявлением эксплозивного брекчирования вулканического и гидротермального характера и внедрением многочисленных и разнообразных по составу даек и штоков диоритовых порфиров, гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров. Более поздняя полиметаллическая ассоциация преимущественно галенит-сфалеритового состава является типоморфной для всех вулканогенных золото-медно-молибденовых месторождений.

Среди вулканогенных золото-медно-молибденовых месторождений Северо-Востока СССР уже в первом приближении можно выделить существенно молибденитовый, существенно халькопиритовый и смешанный молибденит-халькопиритовый минеральные типы. Но в связи с невыясненными масштабами развития, в целом слабой изученностью и отсутствием информации по взаимоотношению этих минеральных типов более целесообразно ограничиться их общей формационной характеристикой.

Месторождения золото-медно-молибденовой формации обнаруживают достаточно определенные связи, с одной стороны, с типично вулканогенными золото-полиметаллическими и золото-серебряными,

с другой — с вулканогенно-плутоногенными золото-редкометалльными месторождениями.

Золото-серебряное оруденение. Среди вулканогенных рудных формаций золото-серебряная изучена наиболее полно. Исключительно богатая минералогия, большое разнообразие минеральных ассоциаций рудных тел, а также выявленные закономерности проявления позволили установить среди месторождений золото-серебряной формации ряд минеральных типов (табл. 1).

Еще сравнительно недавно, до середины 50-х годов нынешнего столетия, золото-серебряная формация не считалась характерной для позднемезозойских структур. Металлогения золота и серебра в докайнозойских металлогенических провинциях Тихоокеанского рудного пояса строилась на ортодоксальных представлениях о различной металлоносности гранитоидов калиевого и натриевого рядов. При этом оловоносные провинции противопоставлялись золотоносным. Однако изучение генетических взаимоотношений в ряду изверженные породы — руды заставляет признать более высокую автономность гидротермального процесса, чем представлялось ранее [93].

Размещение золото-серебряного оруденения в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса контролируется протяженными глубинными разломами или зонами разломов. Положение этих разломов зависит от строения основания Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Выделяются нарушения, разграничивающие жесткие массивы и эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные зоны; разломы внутри эв- и миогеосинклинальных зон; нарушения в пределах жестких массивов, а также продольные и поперечные по отношению к вулканогенному поясу.

Золото-сереброносные рудные узлы и рудные поля чаще всего располагаются на участках пересечения разломов, наследующих структуру основания вулканогенного пояса и поперечных к ним, скрытых. Роль скрытых разломов в локализации золото-серебряного оруденения впервые была показана на примере месторождений золото-сульфоантимонитового типа [99], затем подобные нарушения были выявлены и изучены во многих районах Охотско-Чукотского пояса. Эти разломы вскрывают глубинные рудномагматические системы и определяют тем самым положение участков, благоприятных для разгрузки рудоносных гидротерм.

В результате формационного анализа магматических образований в различных районах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса выявлено, что магматические особенности рудоконтролирующих структур в общем отражают схему магматической эволюции соответствующих районов. В большинстве случаев эти структуры характеризуются проявлением наиболее полных и законченных магматических циклов. При этом оруденение ассоциирует с интрузивами и субвулканическими образованиями поздних и заключительных вулканоплутонических ассоциаций.

Для рудоносных районов характерны проявления андезито-базальтового и контрастного (игнимбрит-липаритового и андезитового)

Таблица 1

Минеральные типы месторождений золото-серебряной формации

Характеристика	Золото-пиритовый	Золото-сфалерит-галенитовый	Золото-аргентитовый	Золото-сульфоантимонитовый	Серебро-аргентитовый
Вмещающие породы и сопутствующие субвулканические тела	Дациты, андезиты, вулканические тела трахидацитов и андезитов	Андезиты и андезито-базальты, терригенные породы, субвулканические тела андезитов	Дациты, липариты, субвулканические тела липаритов и пострудные дайки базальтов	Липариты, игнимбриты, экструзии кислого состава, дайки андезитов	Дациты, липариты, субвулканические тела липаритов и дайки базальтов
Околорудные метасоматиты	Низко- и средне-температурные пропилиты, гидротермальные кварциты	Низкотемпературные околожильные пропилиты с эпидотом	Гидротермальные кварциты с гидрослюдой и адуляром, низкотемпературные пропилиты	Гидротермальные аргиллиты в надрудной зоне, гидротермальные кварциты с адуляром	Низкотемпературные гидротермальные кварциты, адуляризация, хлоритизация
Состав жил и прожилков	Кварцевые, карбонат-кварцевые, адуляр-гидрослюдисто-кварцевые. Рудных минералов 1-2%	Карбонат-кварцевые, кварц-кальцитовые, сульфидно-карбонатно-кварцевые. Рудных минералов 5-10%	Адуляр-кварцевые, родохрозит-родонит-кварцевые. Рудных минералов до 1-2%	Кварцевые, адуляр-кварцевые, каолинит-кварцевые. Рудных минералов до 1-2%	Сульфидно-кварцевые, адуляр-кварцевые, адуляр-родонит-кварцевые. Рудных минералов до 15%
Характерные рудные минералы	Пирит, марказит, блеклая руда, электрум (пробность 585-605)	Галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, блеклая руда, электрум (пробность 530-550)	Аргентит, агвиларит, халькопирит, галенит, электрум (пробность 530-550)	Пираргирит, миаргирит, стефанит, антимонит, электрум (пробность 600-650)	Самородное серебро, аргентит, галенит, сфалерит, пирит
Отношение Au/Ag	1-1,5	0,2-0,5	0,05-0,07	0,04-0,07	0,0001-0,001

магматизма. Установлено, что в районах контрастного вулканизма золото-серебряное оруденение сопряжено со сложными субвулканическими комплексами, в составе которых установлены андезито-дациты, дациты и существенно калиевые липариты.

В районах андезито-базальтового вулканизма оруденение тесно связано с формированием субвулканических интрузий монцитонидных диоритов, монцитонитов и гранодиорит-порфиров.

Детальное изучение геологического строения широкого круга золото-серебряных месторождений позволило выявить основные закономерности локализации оруденения в пределах рудных полей. Они определяются характером и интенсивностью проявления дизъюнктивных и инъективных дислокаций, которые в свою очередь зависят от особенностей развития региональных магмо- и рудоконтролирующих структур и частных вулканоструктур.

По характеру связи со структурами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса выделены четыре основные группы рудных полей, приуроченных: 1) к окраинным частям отрицательных вулканоструктур, сформировавшихся в процессе эволюции кислого вулканизма; 2) к купольным структурам, образовавшимся в процессе контрастного вулканизма; 3) к платоэффузивам; 4) к трещинным структурам, расположенным в мезозоидах за пределами современных границ вулканических полей.

Анализ минерального состава руд золото-серебряных месторождений Северо-Востока СССР свидетельствует об их сложном и непостоянном характере. По составу главнейших минеральных ассоциаций они варьируют от золото-серебряных до существенно серебряных и характеризуются определенным набором четких парагенетических ассоциаций, определяющих минеральный тип месторождений. Продуктивным минеральным ассоциациям золото-серебряных месторождений свойственны пять важнейших парагенезисов, определяющих минеральные типы оруденения [100]: золото-пиритовый, золото-сфалерит-галенитовый, золото-аргентитовый (акантит), золото-сульфоантимонитовый (пираргирит, стефанит, полибазит, миаргирит) и серебро-аргентитовый. Отношение золота и серебра в каждой из рассматриваемых ассоциаций (а следовательно, и в соответствующем типе месторождений) варьирует в широких пределах, хотя и существуют преимущественно золотые (золото-пиритовый) и серебряные (серебро-аргентитовый) типы оруденения.

Золото-пиритовая ассоциация имеет незначительное распространение; обычно образуется в раннюю стадию и часто подвергается переотложению. Наибольшим разнообразием минерального состава отличается золото-сульфоантимонитовый парагенезис, включающий почти все известные сульфосоли серебра. Предпочтительное развитие месторождений того или иного типа зависит как от геологических факторов (особенностей рудоконтролирующих структур, характера околорудных метасоматитов), так и от физико-химического режима гидротерм, температурной обстановки, окислительно-восстановительного потенциала системы, кислотности - щелочности растворов).

Золото-пиритовый тип. Месторождения этого типа распространены на участках вулканогенных поясов, имеющих эвгеосинклинальное (или переходное к нему) складчатое основание.

Вмещающие вулканы (среднетемпературные пропилиты) интенсивно сульфидизированы. Месторождения представлены зонами дробления и штокверкообразными залежами и локализованы среди разнообразных по составу как эффузивных, так и субвулканических интрузивных пород. Рудные тела сложены кварцем, адуляром, гидрослюдами, родохрозитом, эпидотом, хлоритом, гранатом; рудные минералы составляют не более 3%. Среди них преобладает пирит, который обычно золотоносен. Для руд характерны также сфалерит, галенит, халькопирит, иногда арсенопирит, пирротин, касситерит и киноварь. Судя по данным спектральных анализов, вероятно, при-

сутствуют в виде примесей минералы молибдена и вольфрама. Пробность золота в среднем 640—660. На некоторых месторождениях Приморья пробность золота варьирует в более широком интервале от 490 до 890 [13].

Одно из наиболее изученных месторождений этого типа расположено в центральной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Рудоносные жилы месторождения залегают в андезито-дацитовых вулканитах. Своеобразие геологического строения этого месторождения выражается в том, что вмещающие вулканиты образуют останец в кровле гипабиссального гранитоидного интрузива. Это в значительной мере предопределило многоэтапный характер и сложный физико-химический режим формирования рудных тел. По эффузивам широко развита пропилитизация эпидот-хлоритовой и карбонат-хлоритовой фаций. Поля пропилитов образуют линейные зоны. Околорудный метасоматоз, кроме того, выразился в интенсивном окварцевании, гидрослюдизации, адуляризации и каолинитизации. Основная масса гидротермальных жильных образований приурочена к околорудным метасоматитам. Преобладающими являются адуляр-кварцевые жилы и прожилки с хлоритом, эпидотом и карбонатами. Рудная минерализация представлена пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, минералами серебра и золотом. Для некоторых жил установлена вертикальная зональность в изменении минерального состава и текстур. При этом нижние горизонты жил, как правило, представлены монокварцевыми и адуляр-кварцевыми образованиями с гребенчатой текстурой; выше по разрезу они сменяются адуляр-хлорит-кварцевыми и хлорит-кварцевыми жилами колломорфного состава.

Наиболее тесно и, по-видимому, фашиально золото-пиритовый тип увязывается с золото-сфалерит-галенитовым. Они нередко связаны взаимными переходами и часто пространственно совмещены. Однако четких временных взаимоотношений между ними нет. Золото-пиритовая минерализация может быть и более ранней и более поздней по сравнению с золото-сфалерит-галенитовой.

Золото-сфалерит-галенитовый тип. Минерализация этого типа широко развита во внешней и внутренней зонах вулканогенных поясов. Рудопроявления Охотского побережья приурочены к андезитам и андезито-базальтам, слагающим отрицательную вулканоструктуру. Вмещающие породы подвержены низкотемпературной карбонат-хлоритовой пропилитизации. Основными жильными минералами рудных тел являются кварц, кальцит, доломит, родохрозит и сидерит. Среди рудных минералов преобладают галенит и сфалерит; реже встречаются халькопирит, пирит и марказит. В незначительном количестве установлены некоторые серебряные минералы. Проведенные минералого-геохимические исследования руд позволили выделить следующие минеральные ассоциации [99]: колломорфного кварца, ранняя галенит-сфалерит-кварцевая, поздняя золото-галенит-сфалерит-кварцевая, золото-пирит-марказит-карбонатная, сульфидно-карбонатная, марганцево-кальцитовая, халцедон-баритовая. Минера-

лообразование происходило в несколько стадий, которые отчетливо выделяются по взаимоотношению отдельных парагенетических ассоциаций, текстур брекчирования и пересечения. Резко выраженная стадийность является характерным признаком этого типа оруденения.

Рудопроявления золото-полиметаллического типа известны и на территории Чукотки, где они локализованы в верхнетриасовых песчано-сланцевых толщах, слагающих складчатое основание пояса.

Подобные же месторождения и рудопроявления распространены также в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. Они обычно представлены штокверками и зонами дробления в вулканитах среднего и основного состава. Жилы и прожилки имеют кварцевый и сульфидно-кварцевый состав. В продуктивных ассоциациях ведущая роль принадлежит галениту и халькопириту; сфалерит имеет подчиненное значение.

Золото-аргентитовый тип. Известные к настоящему времени месторождения и рудопроявления этого типа связаны с вулканитами кислого состава, развившимися на срединных массивах докембрийской консолидации. В пределах рудных полей месторождений широко развиваются субвулканические интрузивные образования в виде даек, штоков, межпластовых залежей и других тел кислого состава. Так, одно из месторождений приурочено к трещинной экструзии липаритов позднемелового возраста. Рудное тело представлено мощной пологопадающей прожилково-метасоматической залежью и сопровождается обширным полем гидротермальных кварцитов каолинит-гидрослюдисто-кварцевого состава.

В рудах отмечены следующие минеральные ассоциации (в порядке образования): кварц-гематитовая, хлорит-кальцитовая, тонкозернистого кварца, адуляр-кварцевая, кварц-родонит-родохрозитовая, кварц-сульфидная с золотом и минералами серебра и гребенчатого кварца. Рудопроявления, расположенные на севере вулканогенного пояса, залегают в андезито-дацитовых покровах верхнемелового возраста [12]. Для них характерны кварц-гематитовая, адуляр-кварцевая, халькопирит-кварцевая (с золотом и минералами серебра) и флюорит-карбонатная минеральные ассоциации. Среди рудных минералов преобладают аргентит, ассоциирующийся с самородным серебром и золотом (пробность 530-550), а также агвиларит, галенит; халькопирит и пирит имеют подчиненное значение.

Золото-сульфоантимонитовый тип. В большинстве случаев золото-сульфоантимонитовая минерализация пространственно связана с кислыми вулканитами эффузивного и субвулканического характера (Чукотка, Охотско-Колымский водораздел). Кроме того, месторождения и рудопроявления этого типа отмечены в песчано-сланцевых толщах Верхоянского комплекса, слагающих складчатое основание внешней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В размещении рудопроявлений золото-сульфоантимонитового типа важную роль играют районы оруденения, унаследованные от золоторудных зон мезозойского складчатого основания. Это может быть связано как с

металлогенической специализацией структур, так и с регенерацией месторождений золото-кварцевой формации в связи с мезокайнозойским вулканизмом.

Важной особенностью месторождений этого типа является ярко выраженная вертикальная зональность вмещающих рудные тела метасоматитов.

Месторождения и рудопроявления золото-сульфоантимонитового типа характеризуются довольно протяженными и мощными жилами и рудоносными прожилково-метасоматическими зонами.

На месторождениях Центральной Чукотки в рудных телах выделяется обычно три минеральные ассоциации: арсенопирит-марказит-халцедон-кварцевая; золото-пираргирит-адуляр-кварцевая и пирит-марказит-антимонитовая. Образования первой и третьей ассоциации часто обособлены и, по-видимому, значительно оторваны от продуктивной ассоциации.

Иного характера минеральные ассоциации золото-сульфоантимонитовых месторождений Охотско-Колымского водораздела. Здесь выявлены кварц-сульфидная, золото-пиритовая, золото-сульфоантимонитовая, селенидно-серебряная, гребенчатого кварца с адуляром, кальцит-адуляровая и кальцит-гипсовая. Первая из перечисленных ассоциаций образована в допродуктивную стадию; четыре последующих представляют собой ассоциации продуктивной стадии минералообразования.

Золото-сульфоантимонитовым рудам свойственны колломорфные и метаколлоидные текстуры: ритмично-полосчатые, различные каркасно-пластинчатые, концентрически-зональные и другие. Некоторые рудопроявления (Чукотка) обладают чертами, характеризующими их как переходные к золото-аргентитовому типу. Взаимоотношения пираргирита с аргентитом на этих рудопроявлениях указывают на возможность фациальных переходов между этими типами минерализации.

В рудных полях с золото-сульфоантимонитовой минерализацией почти постоянно отмечается сурьмяное или сурьмяно-ртутное оруденение, которое обычно образует самостоятельные жилы и прожилки, нередко располагающиеся в надрудной зоне гидротермальных аргиллитов. Киноварь и антимонит присутствуют также в рудных телах. В пределах рудных полей этих месторождений широко развиты эндогенные ореолы ртути и сурьмы. Взаимоотношения этих типов оруденения показывают, что сурьмяная и сурьмяно-ртутная минерализации характеризуют более поздний этап рудоотложения, замыкая единый рудоформационный ряд вулканогенных месторождений.

**Серебро-аргентитовый тип.** Месторождения и рудопроявления этого типа приурочены к внешней зоне Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, наложенной на мезозойды. Оруденение пространственно связано с субвулканическими интрузивными телами, слагающими центральную часть куполовидной вулканоструктуры. Субвулканические тела имеют сложный состав — от андезитов до крупнопор-

фировых липаритов. Основная часть рудных жил приурочена к флюидальным фельзитам.

Рудные тела месторождения представлены жилами сложного строения. В составе жил главную роль играют кварц, адуляр, хлорит и родохрозит. Оруденение представлено галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом, аргентитом, самородным серебром, редко сульфосолями серебра. Золото отмечается лишь в качестве примесей.

По характеру распределения минералов в рудных телах и выявленных взаимоотношениям между ними установлен ряд минеральных ассоциаций: кварц-хлоритовая, сульфидно-полиметаллическая, серебро-аргентитовая, родонит-родохрозитовая, гельвин-гранатовая и крупнокристаллического кварца. Ассоциации перечислены в порядке их выделения.

Широкое развитие в характеризуемых рудах галенит-сфалеритовой и золото-сульфоантимонитовой минерализации свидетельствует о стадийно-фациальных связях между важнейшими типами золото-серебряного оруденения. А закономерное изменение соотношений золота и серебра в различных минеральных типах показывает, что серебро-аргентитовый тип представляет собой крайний серебряный член ряда минеральных типов в золото-серебряной формации.

Золото-мышьяк-сурьмяное оруденение. Месторождения и рудопроявления этой формации развиты по периферии Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в мезозойских многоосинклинальных толщах его основания. Вмещающие породы представлены осадочными отложениями триасового возраста, прерванными дайками и субвулканическими интрузиями кислого состава.

Рудные тела представлены кварцевыми брекчиями, зонами прожилкования, жилами и жилообразными метасоматическими залежами. Минералогия месторождений сложна и разнообразна. Среди жильных минералов наибольшим распространением пользуется кварц, в меньшей степени полевые шпаты, гранат и хлорит, карбонаты и каолинит. Широкое разнообразие рудных минералов свидетельствует о сложной природе месторождения. В составе рудных тел установлены арсенопирит, висмутин, шеелит, вольфрамит, молибденит, станнин, галенит, сфалерит, сульфоантимониты свинца, меди, висмута, серебра, самородный мышьяк. Золото присутствует в виде нескольких генераций с пробностью от 600 до 920.

Анализ данных по строению рудных тел и характер взаимоотношения минеральных фаз позволил выявить двухэтапное многостадийное формирование месторождения. Каждая из стадий характеризуется образованием ряда минеральных ассоциаций.

С первым этапом рудообразования связано формирование редкометальной минерализации. В этом этапе отдельные стадии не выделяются и минерализация рассматривается в качестве единой парагенетической ассоциации - касситерит-вольфрамит-шеелит-висмутин-арсенопирит-кварцевая. Золото этого этапа связано с висмутином.

Второй этап - золото-мышьяк-сурьмяный является основным продуктивным этапом. В этом этапе выделено несколько стадий

минералообразования. Наиболее ранней является арсенопирит-кварцевая. Следующая, полисульфидно-карбонатно-кварцевая стадия, характеризуется образованием ряда минеральных ассоциаций со сложными взаимоотношениями: станнин-кварцевой; галенит-сфалерит-кварцевой; золото-сульфоантимонит-кварцевой; золото-антимонитовой; карбонатно-гипсовой. Третья - золото-мышьяк-каолинит-кварцевая стадия. Мышьяковая минерализация распространена довольно широко и пространственно совмещена с высокими концентрациями золота. Процессы рудообразования завершаются существенно антимонитовыми ассоциациями обычно обособленными от всех более ранних образований и часто проявленными в форме самостоятельных жил.

Анализ выявленных геологических факторов рудообразования, особенностей минерального состава руд, околорудных изменений показывает, что характеризуемые месторождения и рудопроявления, будучи тесно связанными с вулканогенным золото-серебряным оруденением, обладают собственными формационными чертами. Это выражается прежде всего в развитии существенно золотой минерализации, при резко подчиненной роли серебра и серебряных минералов; в присутствии в составе продуктивных ассоциаций сложных сурьмяных и висмутовых сульфосолей и в особенности самородного мышьяка, сопутствующего золоту. Учитывая "гипабиссальный" характер минеральных ассоциаций первого этапа рудообразования, золото-мышьяк-сурьмяное оруденение может быть отнесено к вулканогенно-плутоногенному типу.

Сурьмяно-ртутное оруденение. Месторождения и рудопроявления контролируются крупными тектоническими краевыми швами и долгоживущими глубинными разломами. Вмещающие толщи представлены различными по составу осадочными породами, а также эффузивами преимущественно кислого состава.

Подавляющая часть (около 90%) ртутных месторождений Северо-Востока СССР приурочена к триасовым и меловым песчано-сланцевым отложениям, значительно меньше (8-10%) выявлено в меловых и палеогеновых эффузивах кислого и среднего состава. Единичные месторождения известны в карбонатных и других породах.

Рудные тела месторождений представлены крупными штокверкоподобными залежами; линейно-вытянутыми зонами дробления и жилами; пластовыми, иногда седловидными, метасоматическими залежами; цепочками гнездовых и линзовидных тел; неправильной формы залежами [3].

Минералогия ртутных месторождений и вещественный состав отдельных рудных тел довольно просты. Главными жильными минералами являются кварц, кальцит, второстепенными - флюорит, доломит, каолинит и дикиит. Эндогенная рудная минерализация представлена в основном киноварью, пиритом и антимонитом. Остальные минералы редки. Анализ геолого-минералогических особенностей ртутных месторождений дает возможность выявить определенную последовательность образования комплекса минералов, являющуюся результатом эволюции кислотности - щелочности гидротер-

мальных растворов в различные стадии процесса рудообразования и вариаций температуры. Вмещающие породы обычно окварцованы, пиритизированы, карбонатизированы, серицитизированы и каолинизированы. Наиболее распространены следующие минеральные ассоциации (в порядке их образования): кварцево-марказитовая, кварцево-антимонитовая, киноварная и гидромусковит-каолининовая [3] (табл. 2).

Месторождения и рудопроявления обнаруживают достаточно определенные связи с вулканогенной золото-серебряной формацией, в месторождениях которой пользуется распространением антимонит-кварцевая ассоциация, особенно в зонах аргиллизации.

**Золото-редкометальное оруденение.** В полях развития вулканитов проявления золото-редкометального оруденения нередко ассоциируют с золото-серебряной минерализацией и являются совместно с последней крайними членами единого вулканогенно-плутоногенного ряда рудных формаций.

Одной из важнейших особенностей месторождений золото-редкометальной формации является их тесная пространственная и генетическая связь с дифференцированными интрузиями гранитоидов умеренно кислого состава, нередко отличающихся повышенной щелочностью.

Золото-редкометальное оруденение обычно сопровождается интенсивными пневматолитовыми и гидротермальными изменениями типа грейзенизации, скарнирования, окварцевания, сульфидизации и турмалинизации. Рудные тела месторождений обычно существенно кварцевые с вкрапленностью сульфидов, золота, минералов висмута, олова, вольфрама. Можно выделить следующие типы золото-редкометального оруденения: золото-висмутовый, золото-теллур-висмутовый и золото-кобальтовый.

**Золото-висмутовый тип.** Рудопроявления этого типа отличаются сравнительно высокими содержаниями сульфидов. Одно из них локализовано в триасовых и нижнеюрских песчано-сланцевых толщах, прорванных дайками и штоками гранит-порфиров, дацитов и липаритов. Формирование рудопроявления протекало в два этапа. В первый этап произошло образование метасоматических залежей и жил, сложенных преимущественно кварцем и слюдой. Рудная минерализация представлена в основном арсенопиритом, леллингитом, пирротином, пиритом, шеелитом. Редкими минералами являются золото, самородный висмут, сульфиды свинца, цинка, меди и некоторые окислы. Метасоматические залежи являются основными рудоносными телами месторождения.

Во второй этап произошло формирование золотоносных арсенопирит-кварцевых жил. Для них типоморфными минералами являются кварц, мусковит, альбит, анортоклаз, хлорит, арсенопирит, леллингит, пирротин, пирит, шеелит. Реже встречаются галенит, сфалерит, блеклая руда, магнетит, вольфрамит и другие. Основными носителями золота на месторождении являются арсенопирит и леллингит.

Таблица 2

Характеристика сурьмяно-ртутного оруденения Северо-Востока СССР

Место-рождение	Вмещающие породы	Характер гидротермального изменения	Морфология рудных тел	Минеральный состав	Стадии рудообразования
Центральная Чукотка	Липариты	Окварцевание, серицитизация, каолинитизация	Пластовая залежь	Кварц, халцедон, серицит, гидромусковит, каолинит, киноварь, антимонит, пирит, марказит	Кварцево-марказитовая; кварцево-антимонитовая; киноварная; гидромусковит-каолинитовая
	Песчаники, сланцы	Слабое окварцевание, аргиллизация	Штокверк, зона дробления с многорудным оруденением	Кварц, доломит, сидерит, диксит, киноварь, пирит, марказит, халькопирит, миллерит	Доломитовая, кварцево-киноварная, диксит-киноварная
Корякия	Туфы андезитов, туфопесчаники, алевролиты, глинистые сланцы	Пропилитизация, окварцевание, аргиллизация	Жилы, линзы	Кварц, кальцит, доломит, диксит, киноварь, антимонит, пирит	Кварцево-карбонатная; кварцевая; дикситовая

Некоторые рудопроявления приурочены к дайкам и зонам пиритизации и окварцевания в песчано-сланцевых породах. Золото-редкометаллическая минерализация отмечена также в кварцевых и антимонит-кварцевых жилах. Для рудопроявлений характерны следующие минеральные ассоциации: допродуктивная стадия — кварц-полевошпатовая; продуктивная — кварц-арсенопиритовая, сульфидная и золото-висмутовая; послепродуктивная — кварц-антимонитовая.

**Золото-теллур-висмутовый тип.** Рудопроявления этого типа приурочены к краевой зоне вулканических покровов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Оруденение здесь связано с кварцевыми жилами, приуроченными к экзоконтактовой зоне гранитоидного интрузива, прорывающего осадочные породы нижнего триаса и мела. Рудоносные жилы помимо кварца содержат вкрапленность пирита, арсенопирита, самородного висмута, висмутина, тетрадимита и золота (пробность 750-800). Выделение рудных минералов происходило в следующей последовательности: пирит, арсенопирит, самородное золото, висмутин, тетрадимит, самородный висмут. Кварцевые жилы, расположенные в гранодиоритах эндоконтактовой зоны, содержат касситерит, молибденит, пирит, арсенопирит и халькопирит.

**Золото-кобальтовый тип.** Оруденение генетически связывается с интрузивным массивом, преимущественно состоящим из лейкократо-

вых биотитовых гранитов. Месторождение расположено в экзокон-  
тактовой зоне массива и представлено метасоматическими и плас-  
товыми залежами и линзами, залегающими в роговиках. В пределах  
залежей распространением пользуются отдельные жилы и прожилки,  
состоящие из кварца, турмалина, хлорита, флюорита, арсенопирита,  
леллингита, кобальтовых минералов, молибденита, халькопирита,  
блеклых руд, золота. Процесс формирования месторождений носил  
стадийный характер. В дорудную стадию происходило образование  
преимущественно крупнокристаллического кварца с хлоритовыми  
корочками, а также прожилков турмалина.

Рудная минерализация этой стадии представлена преимущественно  
арсенопиритом и леллингитом. Для продуктивной стадии характер-  
но образование мелкозернистого кварца, содержащего основную  
массу установленных на месторождении сульфидов, кобальтовых  
минералов и золота. Формирование рудных тел на месторождении в  
послепродуктивную стадию завершается образованием маломощных  
флюоритовых жил и прожилков.

Таким образом, вулканогенное и вулканогенно-плутоногенное  
оруденение отличается исключительным разнообразием и формацион-  
ной самостоятельностью. Для типичных вулканогенных месторожде-  
ний характерны четкая приуроченность к определенным вулкано-  
тектоническим структурам, пространственная и временная связь  
метасоматитов и оруденения, большое разнообразие морфоструктур-  
ных типов рудных тел и слагающих их минеральных ассоциаций.  
Для вулканогенно-плутоногенного оруденения, кроме того, характер-  
на ярко выраженная пространственная связь с гранитоидными инт-  
рузиями, широкое развитие типичных редкометалльных ассоциаций с  
теллуrom, висмутом, кобальтом.

**ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ПОЯСА**

В геологии известны несколько способов получения генетической информации, среди которых наибольшей популярностью пользуются прямое геологическое наблюдение, исследование включений минералообразующих растворов в минералах и экспериментальное воспроизведение природных процессов на основе искусственно созданных физико-химических систем.

Прямое геологическое наблюдение дает обильную информацию об особенностях структурного размещения, условиях локализации, минералогии и строении изучаемых объектов. Включения минералообразующих растворов в минералах позволяют получить данные об основных физико-химических параметрах процессов, приводящих к формированию рудных тел или других геологических объектов, — температуре, давлении, составе и концентрациях растворов, характере газовой фазы. Следующая, более глубокая, ступень познания геологических процессов связана с их экспериментальным воспроизведением. В качестве основы для моделирования природных процессов используются данные прямого геологического наблюдения и результаты изучения включений в минералах. Получаемые при этом результаты дают ключ к пониманию химической природы изучаемых процессов.

Таким образом, данные по включениям в минералах являются необходимым связующим звеном между информацией, полученной прямым визуальным наблюдением и косвенным инструментальным, аналитическим путем. Для получения этих данных служат уже достаточно известные и сравнительно широко используемые методы термобарогеохимии.

**§1. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ**

Термобарогеохимическое изучение вулканогенного оруденения проводилось на основе материалов, полученных в результате полевых исследований. При этом основное внимание уделялось минералого-геохимическим особенностям изучаемых месторождений, но, естественно, в неразрывной связи с геологической ситуацией территории того или иного рудного поля. Для объективной интерпретации минералого-геохимических и термобарогеохимических данных

привлекались материалы по структурам рудных полей, положению жильных тел в выделенных структурах, особенностям магматизма и гидротермального метаморфизма вмещающих пород.

Собственно термобарогеохимическое исследование оруденения предполагает визуально-оптическое изучение реликтов первичных минералообразующих сред в виде газовой-водных и других включений в минералах; термометрию процессов минералообразования по стадиям и минеральным ассоциациям; определение давлений в гидротермальной системе; выявление химического состава минералообразующих растворов по данным анализа водных вытяжек; исследование газового состава гидротерм по включениям в минералах; расчет концентраций солей в растворах по данным общей минерализации растворов, криометрии и оптическим плотностям растворов включений. Большинство из перечисленных методов достаточно сложны в исполнении и требуют дополнительного описания.

Термометрия включений. Определение температур гомогенизации газовой-водных включений проводилось в термокамере [33], предназначенной для изучения включений минералообразующих растворов и расплавов при высоких температурах.

Декрепитационные исследования проводились на декрепитометре САИГИМС [17] и на серийно выпущенном декрепитографе Д-1.

Все значения температур приведены без поправок на давление. Температуры гомогенизации включений в минералах близповерхностных месторождений принимаются за температуры минералообразования, поскольку в этом случае поправкой на давление можно пренебречь.

Определение давлений. Расчет давлений проводился по включениям водного раствора и углекислоты гомогенного происхождения и по данным гомогенизации и криометрии газовой-водных включений.

Основными данными для определения давления в водных системах, содержащих в больших количествах углекислоту, являются температура гомогенизации включения существенно водного раствора и плотность углекислоты сингенетичного ему существенного углекислотного включения в момент его консервации. Для расчета численного значения давления используется  $P-t$ -диаграмма  $\text{CO}_2$  с изолиниями удельных объемов (0,08 - 1,06) (рис. 2), а также таблица, отражающая кривую насыщения жидкость-газ для  $\text{CO}_2$  (табл. 3).

Основные ошибки этого метода измерения давления обычно возникают из-за неточности измерения температуры гомогенизации включений водного раствора и частичной гомогенизации включений углекислоты.

Второй способ определения давления [35] основан на совместном применении результатов гомогенизации и криометрии включений. При расчете используются диаграммы фазовых равновесий системы  $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$  (рис. 3) [107]. По данным криометрии устанавливается концентрация растворов, а затем по диаграмме фазовых

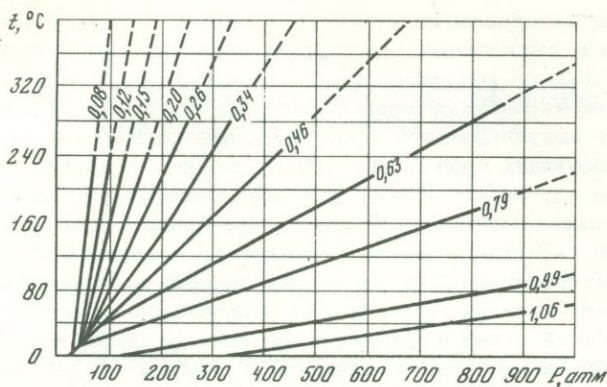


Рис. 2. P-t-диаграмма  $\text{CO}_2$  с изолиниями удельных объемов (I-XI) (по данным Е.Амага)

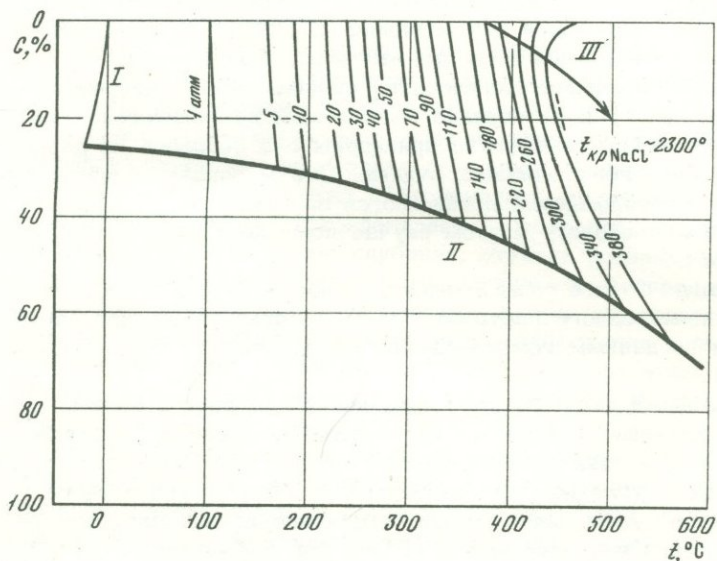


Рис. 3. Диаграмма фазового равновесия системы  $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$  [107]  
 I - линия замерзания раствора; II - линия насыщенных растворов жидкой фазы; III - критическая линия

равновесий  $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$  при различных температурах определяется давление.

Полученные этим методом величины давлений, конечно, носят приближенный характер, поскольку расчет ведется для системы, состав которой отвечает растворам  $\text{NaCl}$ . Природные же гидротермальные растворы более сложны, о чем свидетельствуют химичес-

Таблица 3

Плотность жидкой  $\text{CO}_2$  при различных температурах по Е.Амага

$t, ^\circ\text{C}$	Плотность жидкой $\text{CO}_2$ , г/см <sup>3</sup>	$t, ^\circ\text{C}$	Плотность жидкой $\text{CO}_2$ , г/см <sup>3</sup>
15	0,814	25	0,703
16	0,804	26	0,688
17	0,796	27	0,671
18	0,786	28	0,653
19	0,776	29	0,630
20	0,766	30	0,596
21	0,755	30,5	0,574
22	0,743	31	0,536
23	0,731	31,25	0,492
24	0,717	31,35	0,464

кий анализ водных вытяжек включений и относительно низкие в ряде случаев криогидратные точки растворов (до  $-26$ – $29^\circ\text{C}$ ).

Анализ водных вытяжек. Для получения водных вытяжек использовалось 100 г мономинеральной пробы. Предварительно минеральные навески всех проб подвергались декрепитационному анализу. Результаты декрепитации показали, что во всех пробах, как правило, 85% включений приходится на долю первичных и мнимовторичных. Таким образом, результаты химического анализа водных вытяжек характеризуют состав растворов в основном первичных включений в используемых минералах. Искажение результатов за счет растворов вторичных включений будет минимальным ввиду их небольшого количества. Отобранная навеска кварца подверглась воздействию соляной кислоты в течение 20–30 мин при температуре  $60$ – $80^\circ\text{C}$ . После этого следовала тщательная промывка ее бидистиллятом. Прочие минералы, из которых получались водные вытяжки, промывались только бидистиллятом. Очищенные пробы просушивались и истирались в агатовой ступке. При получении водных вытяжек был использован метод тройной промывки каждой пробы [119]. Полученные вытяжки представляли собой три самостоятельных раствора, в каждом из которых определены  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{--}$ , общая минерализация, а также pH. При расчете содержаний ионов, находящихся в жидкой фазе включений, результаты последней вытяжки вычитались из первых двух, что устраняло избыточное количество ионов, обязанных своим появлением растворимости твердых минералов. После этого результаты анализа первой и второй вытяжек складывались и полученная сумма содержа-

ний каждого из ионов в двух вытяжках принималась за искомую. Анионный и катионный состав растворов определялся следующим образом:  $\text{Na}^+$  и  $\text{K}^+$  на пламенном фотометре;  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$  — трилонометрическим методом;  $\text{HCO}_3^{--}$  — титрованием соляной кислотой;  $\text{Cl}^-$  и  $\text{F}^-$  — колориметрическим;  $\text{SO}_4^{--}$  — весовым методом. Поскольку тонкоизмельченный кварцевый материал в растворах дает устойчивые коллоидные соединения, при анализе водных вытяжек из кварца кремнекислота не определялась. Погрешности анализов вычислялись по формуле [91].

$$x = \frac{\Sigma_{\text{ан}} - \Sigma_{\text{кат}}}{\Sigma_{\text{ан}} + \Sigma_{\text{кат}}} 100\%.$$

Анализ газовой фазы включений. Определение состава газов проводилось методом анализа индивидуальных включений [34] на следующие компоненты: сумму кислых газов ( $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{NH}_3$ ),  $\text{CO}_2$  тяжелые углеводороды,  $\text{NO}$ ,  $\text{O}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{H}_2$ , а также в смеси азот и редкие газы. Анализ осуществлялся под микроскопом. Газовая фаза извлекалась путем разрушения препарата в специальном приспособлении в индифферентной среде (обезвоженном глицерине). Освобожденная газовая фаза подвергалась воздействию различных поглотителей и рассчитывалась объемная доля каждого поглощенного компонента. В качестве поглотителя группы кислых газов использовался раствор уксуснокислого кадмия, углекислоты — раствор  $\text{KOH}$ , тяжелых углеводородов — насыщенный раствор брома, окиси азота — насыщенный раствор сульфата железа, кислорода — щелочной раствор пирогаллола, окиси углерода — раствор однохлористой меди, водорода — коллоидный раствор металлического палладия. Непоглощенная часть газов принималась за счет азота и редких газов.

Концентрация растворов. Концентрация исходных минералообразующих растворов рассчитывалась по результатам изучения водных вытяжек из минералов, по данным криометрии включений и по показателям преломления растворов включений.

Первый способ основан на определении содержания воды в 100 г образца и общей минерализации включенных растворов на эту же навеску. Количество воды определялось прокаливанием образцов по методу Пенфильда до  $1000^\circ\text{C}$  с предварительным их просушиванием. Установленная общая минерализация растворов относится к выявленному количеству включений воды и таким образом рассчитывается исходная концентрация гидротерм.

Второй способ определения концентрации солей в растворах связан с замораживанием растворов включений в специальных камерах [35]. При этом растворы с эвтектической точкой кристаллизации до  $-21,1^\circ\text{C}$  относились к хлоридно-натрий-калиевому типу. В растворах с более низкой температурой образования эвтектики, вероятно, присутствуют хлориды щелочноземельных компонентов, которые существенно понижают точку замерзания растворов.

Поскольку при невысоких концентрациях растворы хлоридов калия и натрия по точкам замерзания отличаются незначительно, то концентрацию их можно рассчитать, относя растворы к известной двухкомпонентной системе  $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$  [106].

Третий способ определения концентраций растворов по показателям преломления основан на известной графической зависимости светопреломления водных растворов от их концентрации и температуры [47].

Для определения показателей преломления растворов используется столик Федорова. Принцип измерения показателей преломления растворов на универсальном столике Федорова такой же, как и на обыкновенном кристалл-рефрактометре [47].

## **§2. ВКЛЮЧЕНИЯ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ В МИНЕРАЛАХ ВУЛКАНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ: АГРЕГАТНОЕ СОСТОЯНИЕ И ХАРАКТЕР РАСПРЕДЕЛЕНИЯ**

Под включениями вообще принято понимать любое тело, которое в процессе кристаллизации герметически изолировано в массе минерала и имеет с ним фазовую границу [40]. Для изучения условий формирования гидротермальных рудных месторождений имеют большое значение не включения вообще, а только включения минералообразующих сред. При этом включенные растворы хотя и не полностью отвечают составу исходных гидротерм, тем не менее сохраняют главнейшую информацию о физико-химических особенностях образования тех или иных вулканогенных рудных формаций входящих в их состав месторождений, минеральных ассоциаций и отдельных минералов. В качестве основы для подобных интерпретаций служат данные об агрегатном состоянии минералообразующих растворов, температурах гомогенизации и декрепитации включений, результаты химического исследования состава включенных растворов и их газовой фазы.

Основные минералы, в которых были проведены исследования включений минералообразующих растворов, — кварц и кальцит. В меньшей степени были изучены полевой шпат (адуляр), флюорит, барит, доломит и рудные минералы — пирит, галенит, сфалерит, сульфосоли и сульфиды серебра.

Агрегатное состояние минералообразующих растворов. Визуально-оптическое изучение большого количества образцов, характеризующих различные минеральные ассоциации и стадии минералообразования всех изученных рудных формаций в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, указывает на их чрезвычайно разнообразную сложную и длительную историю формирования. На это указывает прежде всего агрегатное состояние минералообразующих растворов во включениях в минералах, слагающих рудные тела.

Таблица 4

Агрегатные состояния минералообразующих сред месторождений рудных формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса по включениям в минералах

Рудные формации	Агрегатные состояния минералообразующих сред по стадиям минералообразования		
	допродуктив-ная	продуктивная	послепродук-тивная
Золото-медно-молибденовая	Г, ВГ, ГВ, ГВТ <sub>1</sub> Т <sub>2</sub> , ГВУ, У	ВГ, ГВ, ГВТ, ГВУ, У	ГВ, ГВУ, У
Золото-полиметаллическая	ГВГ, ГВ	ВГ, ГВ	ГВ, В
Золото-серебряная	Г, ВГ, ГВ	ВГ, ГВ	Г, ВГ, ГВ, В
Золото-мышьяк-сурьмяная	Г, ВГ, ГВ, ГВТ, ГВУ, У	ГВ, ВГ, ГВТ, ГВУ, У	ГВ, ГВУ, В, У
Сурьмяно-ртутная	ГВ	ГВ, В	ГВ, В
Золото-редкометальная	Г, ВГ, ГВ, ГВТ <sub>1</sub> Т <sub>2</sub> , ГВУ	Г, ВГ, ГВ, ГВТ <sub>1</sub> Т <sub>2</sub> , ГВУ	ВГ, ГВ, ГВТ, ГВУ, В, У

Для всех изученных рудных формаций по включением в минералах зафиксированы следующие агрегатные состояния минералообразующих сред.

1. Однофазовое - водное или газовое (В, Г).
2. Двухфазовое - газовой-водное (ГВ - газовой фазы менее 50%); водно-газовое (ВГ - газовой фазы более 50%).
3. Трехфазовое - газовой-водно-углекислотное (ГВУ).
4. Многофазовое - газовой-водно-политвердофазовое (ГВТ<sub>1</sub>Т<sub>2</sub>); газовой-водно-углекислотно-твердофазовое (ГВУТ).

Двухфазовое состояние растворов характерно не только для газовой-водной системы, но и для существенно углекислотной, что фиксируется по широкому развитию для минералов ряда рудных формаций типичных двухфазовых углекислотных включений.

Выявленные агрегатные состояния минералообразующих сред в различной степени характерны для изученных рудных формаций вулканогенного пояса (табл. 4).

Из таблицы видно, что наиболее разнообразное и сложное состояние минералообразующих сред характерно для ранних стадий фор-

мирования месторождений большинства изученных рудных формаций. В продуктивные стадии минералообразования и в особенности в послепродуктивные состояние минералообразующей среды упрощается, становится более стабильным, преимущественно газовой-водным, реже газовой-водно-углекислотным или же существенно углекислотным. Из этого правила выпадают только некоторые месторождения золото-серебряной формации, для которых характерно, что минералообразование поздних стадий формирования протекает в такой же термодинамически напряженной обстановке, как и ранние. Положение этих месторождений пространственно совпадает с зоной гидротермально-эксплозивного брекчирования.

При изучении включений в минералах установлено, что образование минеральных ассоциаций протекало как из гомогенных, так и из гетерогенных растворов. При этом гетерогенные растворы могут состоять из водного раствора и нескольких кристаллических фаз, занимающих до 60-70% объема полости включений, или же из водного раствора и углекислоты. Включения гетерогенных растворов первого типа скорее отвечают растворам-расплавам и их температуры гомогенизации обычно много выше истинных температур гидротермального минералообразования. Включения же растворов второго типа встречаются в виде обособленных, но сингенетических образований в одном зерне минерала. О расслоенности растворов в данном случае свидетельствует обособление углекислотной фазы от водной. Причины, приводящие к расслоению растворов, могут быть различны, но определяющей, по-видимому, является резкое изменение температур и давлений в гидротермальной системе, приводящее к снижению растворимости солей щелочных металлов и углекислоты и, следовательно, к обособлению их в качестве самостоятельной фазы.

Для месторождений некоторых рудных формаций и прежде всего золото-медно-молибденовой и золото-редкометальной состояние расслоенности растворов четко фиксируется по включениям в минералах. Так, если произошло расслоение на высококонцентрированный раствор и газовую фазу, то каждая из двух равновесных фаз может обособляться в виде собственных включений в одном и том же минерале при данных температуре и давлении. По агрегатному состоянию эти включения совершенно различны. Одни из них представляют собой растворы высокой плотности и солёности, часто с кристалликами-узниками галита и сильвина и незначительной по объёму газовой составляющей. Такие включения по составу отвечают исходной жидкой фазе. Другие содержат незначительные количества раствора, без твердой фазы, но с большим количеством газовой составляющей. Оба типа подобных включений обычно гомогенизируются при одной и той же или близких температурах, отвечающих температуре захвата.

Разница в температурах гомогенизации включений с высокой и низкой плотностью, находящихся в одном минерале, по-видимому, связана с тем, что рост минерала и захват включений происходил

в обстановке достаточно быстро меняющихся условий – температур, давлений и, следовательно, состава растворов. На возможность подобных явлений при минералообразовании указывает фазовая изотермическая диаграмма системы  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$  (рис. 4). Из этой диаграммы видно, что при заданных температуре и давлении могут сосуществовать фазы низкой (газ) и высокой (раствор) плотности.

Многочисленные наблюдения над характером гомогенизации газовой-водных включений, содержащих одну или несколько твердых фаз, позволили выявить одну интересную особенность. В одних включениях при приближении к температуре гомогенного состояния первыми исчезают (растворяются) твердые фазы и только затем газовый пузырек; в других включениях процесс гомогенизации носит обратный характер. Причины такого поведения систем включений будут достаточно понятны, если рассмотреть характер изменения различных типов жидкостей в системе  $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$  в координатах давление – температура (рис. 5).

При комнатной температуре оба типа рассматриваемых включений по агрегатному состоянию аналогичны и состоят из жидкости, одной или нескольких твердых фаз и газового пузырька. При нагревании растворов включений объем твердых фаз и газового пузырька начинает уменьшаться. Если процесс продолжает развиваться по изохоре 1, то при отходе от трехфазового равновесия жидкость + твердая фаза + газ в область устойчивого существования жидкости и твердой фазы исчезает газовый пузырек и только затем, после пересечения изохорой 1 линии равновесия жидкость – твердые фазы, происходит растворение минералов-узников и наступает полная гомогенизация системы.

Другой случай будет иметь место, если процесс гомогенизации станет развиваться по изохоре 2. Система будет оставаться многофазовой вплоть до пересечения изохорой 2 линии двухфазового равновесия жидкость – твердые фазы. При переходе в область устойчивости системы жидкость – газ твердые фазы исчезают. При дальнейшем нагревании система будет оставаться двухфазовой вплоть до пересечения изохорой 2 линии, ограничивающей двухфазную область жидкость – газ для растворов заданной концентрации. После этого система приходит в гомогенное состояние.

Из этой же диаграммы видно, что система, процесс гомогенизации в которой развивается по изохоре 2, всегда придет в гомогенное состояние при более высокой температуре, чем система, характеризующаяся изохорой 1.

Эта диаграмма может быть привлечена и для рассмотрения процесса гомогенизации относительно малосоленых растворов высокой и низкой плотностей, характерных для большинства месторождений золото-серебряной и сурьмяно-ртутной формаций. При этом если при нагревании включений изменения наблюдаются по изохоре 1, соответствующей растворам высокой плотности, то в точке  $B_1$  раствор переходит границу двухфазной области жидкость – газ и система становится гомогенной жидкостью. В случае же если растворы

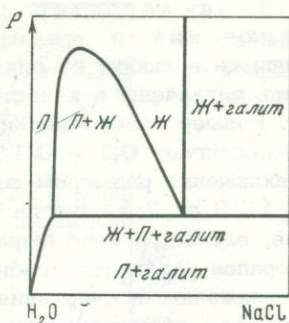


Рис. 4. Фазовая изотермическая диаграмма  $H_2O - NaCl$  [148]  
Ж - жидкость; П - пар

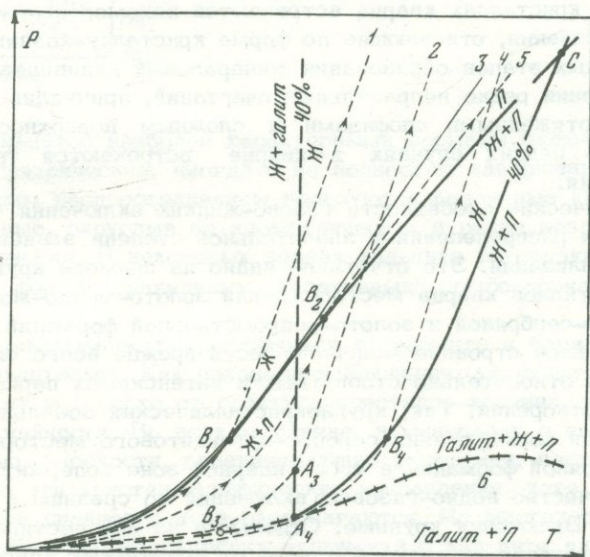


Рис. 5. Характер изменения агрегатного состояния раствора  $NaCl$  в воде в зависимости от температуры и давления

раствор 5%  $NaCl$ : 1 - высокой, 5 - низкой плотности; раствор 40%  $NaCl$ : 2 - высокой, 4 - низкой плотности; 3 - линия вскипания воды; 6 - инвариантная кривая ассоциация жидкость + газ + галит; жирные линии - пределы двухфазной области (жидкость + газ) для флюидов при 5 и 40%  $NaCl$ ;  $B_1 - B_3$  - точки гомогенизации;  $A_3, A_4$  - точки насыщения флюида  $NaCl$ .  $C$  - точка, где жидкость с 40%  $NaCl$  находится в равновесии с паром 5%  $NaCl$ . (Рисунок сильно растянут по оси  $P$ ) [148]

характеризуются низкой плотностью и их изменение происходило по изохоре 2, то с увеличением температуры газовая составляющая увеличивается за счет интенсивного испарения воды и при пересечении изохорой границы двухфазной области система гомогенизируется в газ (точка  $B_2$ ).

Морфологические особенности и характер распределения газово-жидких включений в минералах. Минералообразующие растворы, находящиеся в любом из описанных выше агрегатных состояний, могут быть захвачены в качестве включений в кристаллизующихся минералах. Размер газово-жидких включений обычно 0,00 п мм, очень редко достигает 0,1 – 0,15 мм. В некоторых кристаллах встречаются включения размером до 0,2 мм. Соотношение жидкой и газовой фаз от 1:20 до 2:3, иногда – 1:1. Формы включений самые разнообразные, однако, с ярко выраженными чертами индивидуальности для минералов различного габитуса. Для кварца характерны включения со сглаженными очертаниями, удлиненные, овальные, иногда правильных изометрических очертаний. В отдельных кристаллах кварца встречаются идиоморфные призматические включения, отвечающие по форме кристаллу-хозяину. Для заключительных этапов образования минеральных индивидов характерны включения резко неправильных очертаний, причудливо изогнутые с протяженными апофизами и сложным поверхностным рельефом. В редких случаях в кварце встречаются трубчатые включения.

Морфологические особенности газово-жидких включений в кварце и характер их распределения в значительной степени зависят от условий кристаллизации. Это отчетливо видно на примере крупных зональных кристаллов кварца месторождений золото-медно-молибденовой, золото-серебряной и золото-редкометальной формаций. Как известно, зональное строение минералов есть прежде всего следствие чередующихся относительно стабильных и интенсивных периодов их роста или растворения. Так, крупнокристаллический зональный кварц поздних стадий формирования серебро-аргентитового месторождения золото-серебряной формации в своей ядерной зоне содержит очень большое количество водно-газовых включений со средним и низким наполнением. Включения крупные. Отдельные из них достигают 0,1–0,2 мм. Морфология их разнообразна – от правильных идиоморфных до сложных с многочисленными апофизами и своеобразным скульптурным орнаментом поверхностей полостей. Включения ядерной зоны обычно располагаются без какой-либо закономерности, однако встречаются кристаллы, в которых эти включения ориентированы параллельно какой-нибудь растущей грани. Ядерная часть кристаллов окаймляется полосой чистого, практически не содержащего включений кварцевого материала, представляющего собой зону относительно стабильного роста. Эти зоны роста отделяются друг от друга участками интенсивного насыщения включениями. Причем в таких участках включения располагаются длинной осью перпендикулярно растущей грани. Массивы чистого кварца, разделяющие зоны насыщения, иногда содержат призматические трубчатые включения, однако здесь они уже ориентированы длинной осью параллельно растущей грани. По изменению наполнения включений в каждой из зон отчетливо устанавливается неравномерное изменение температурных условий кристаллизации (рис. 6).

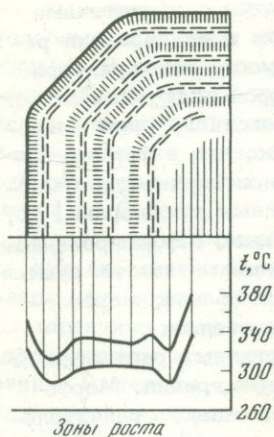


Рис. 6. Распределение температур гомогенизации включений в зональном кристалле кварца из месторождения серебро-аргентитового типа

Для кальцитов наиболее характерными формами включений являются ромбоэдрические, иногда с не полностью завершенными гранями. Большим распространением пользуются различные каплевидные, булавовидные, округлые до изометрических и резко неправильных форм включения. В некоторых зернах кальцита встречаются включения в форме правильных негативных ромбоэдрических кристаллов.

Форма включений, встречающихся в доломите и барите, аналогична кальцитовым. Как показали наблюдения, морфология включений зависит не только от габитуса кристалла-хозяина, но и от характера спайности. Во всяком случае, в минералах с совершенной спайностью, плоскости, ограничивающие включения, часто повторяют именно эти кристаллографические направления, хотя включения в плоскости спайности и не располагаются. Из многих десятков взятых на выбор ромбоэдрических включений в кальците для 75% включений углы между их ограничивающими поверхностями были равны или близки углам между плоскостями спайности минерала-хозяина ( $56-58^\circ$ ); для 15% включений углы между смежными плоскостями оказались прямыми или же близкими с ними. Наиболее распространенным морфологическим типом газово-водных включений для кальцитов является ромбоэдрический. Вероятно, свойство кристаллических сред к приобретению форм с минимальной удельной поверхностью и меньшей поверхностной энергией сказывается как для самих кристаллов, так и для включений в них.

Включения во флюоритах в основной своей массе округлых изометрических очертаний. Иногда встречаются линейно-вытянутые и изогнутые трубчатые. Нередки включения плоские с резко изломанными ограничениями и сложным микроскульптурным строением ограничивающих плоскостей.

Все включения минералообразующей среды по времени образования их относительно вмещающего минерала разделяются на три группы: первичные, мнимовторичные и вторичные [40].

Первичные включения. К первичным относятся сингенетические включения, образующиеся в результате захвата и консервации реликтов среды минералообразования. В зависимости от характера минералообразующих сред жидкая фаза растворов включений может быть гомогенной (истинные растворы) и высокодисперсной микрогетерогенной (коллоидные растворы). Известно, что в формировании многих вулканогенных и прежде всего близповерхностных месторождений большая роль принадлежит коллоидным растворам [61, 85]. Изучение первичных включений в кварце, сформированном из истинных и коллоидных растворов, позволило выявить их существенные различия. Они заключаются во внешнем облике, морфологии, размерах и характере распределения в кристаллах.

Включения в кварце, сформированном из истинных растворов, отличаются прежде всего наличием резких фазовых границ. Морфология включений может быть самая различная, однако отличительной чертой их является, как правило, наличие сглаженных криволинейных поверхностей ограничения. Включения идиоморфных призматических очертаний встречаются редко. Для кальцита и вообще карбонатов, обладающих совершенной спайностью, характерным морфологическим типом полостей включений является ромбоэдрический (уплощенный или объемный), обычно с резко выраженными углами между ограничивающими плоскостями. Однако не меньшим распространением пользуются включения и других, часто сложных очертаний.

Большое значение для внешнего облика включений имеет соотношение его трех измерений. В случае сравнительно одинаковой степени развития полости включения по всем направлениям образуются объемные включения, часто с пониженным светопропусканием и вследствие этого обычно непригодные для определения температур их гомогенизации.

О включениях первоначально коллоидных растворов известно немного [32]. Они представляют собой под микроскопом слабо просвечивающиеся губчатого облика тела, достигающие 0,2 мм. Слабое светопропускание объясняется отложением на стенках полости включений аморфного изотропного кремнезема, который в результате дегидратации приобрел типичную для обезвоженных гелей сетчатость, обязанную своим происхождением появлению трещин усыхания. Выделявшаяся синергетическая жидкость, заполняя образовавшуюся полость (трещинки усыхания), в дальнейшем давала газоземное включение. Из-за слабого светопропускания аморфного кремнезема газовый пузырек в таком включении плохо виден и контуры его нечеткие. В крупных объемных включениях газовая фаза совершенно не различима, и все включения имеют облик твердых губчатых тел, заключенных в кристаллических индивидах. Форма относительно крупных метаколлоидных включений изометричная, округлая, эллипсовидная, иногда с пережимами. Широко распространением пользуются также мельчайшие червеобразные, трубчатые, каплеобразные, глобулярные включения, полости которых так-

же выложены аморфным кремнеземом. По агрегатному состоянию подобные включения очень высокого наполнения или же существенно жидкие. В некоторых относительно крупных включениях заметен мельчайший газовый пузырек. Средний размер глобулярных включений менее 0,001 мм. Характерной чертой подобного рода включений является их локализация вблизи трещин дегидратации, где они образуют пересыщенные полосы мощностью от долей миллиметра до 0,5 см.

Детальное изучение первичных включений в различных типах кварца вулканогенных месторождений позволило установить некоторые закономерности в распределении их в отдельных зернах. Большинство первичных включений, как показали наблюдения, приурочены к определенным кристаллографическим направлениям в минерале-хозяине. Выделены следующие восемь типов распределения первичных включений в кварце: 1) равномерное, 2) корневое, 3) облачное, 4) зональное, 5) краевое, 6) струйчатое, 7) привершинное, 8) секущее. Первые три типа характерны для кварцев, формирующихся из истинных растворов. Три последних — для коллоидных. Зональный и краевой типы характерны для обеих групп кварца.

Равномерное распределение включений характерно для молочно-белого равнотермического, иногда шестовато-гребенчатого кварца, преимущественно продуктивных стадий формирования рудных тел месторождений золото-медно-молибденовой, золото-редкометалльной и иногда золото-серебряной формаций. Причины появления включений могут быть самыми различными: гетерогенизация растворов в процессе вскипания; присутствие твердых нерастворимых частиц, в контакте с которыми образуются полости включений и происходит захват гомогенного в исходных условиях жидкого раствора, и т.д. Во всяком случае, устойчивый режим кристаллизации в растворах является определяющим фактором при захвате и равномерном распределении реликтов среды минералообразования. По А.М. Аншелесу [40], полость включения образуется в результате застоя минералообразующего раствора у нарастающей грани, за счет чего происходит торможение ее роста в этой части и образование каверны. В дальнейшем при возобновлении роста грани каверна превращается в герметически закупоренное жидкое включение.

Для кварца, длительное время находящегося в устойчивых температурных условиях, характерны в основном включения изометричные, удлиненные, со сглаженными углами и идиоморфные с четко выраженными гранями призмы. В относительно быстро меняющихся физико-химических условиях в кристаллизующемся кварце образуются полости сложных, часто ветвящихся форм с меняющимся наполнением от оснований зерен к вершинам. Включения неправильных форм часто оказываются расшнурованными и непригодными для целей термометрии.

Корневое распределение первичных включений является наиболее широко распространенным способом их локализации и характерно для кварцев всех изученных месторождений. Приуроченность существ-

венного количества включений к прикорневой части кристаллов является свойством ранних стадий роста минералов. Это связано с возникновением бесчисленного количества новых центров кристаллизации в начальные моменты каждой новой стадии процесса минералообразования на стенках вмещающей полости или же на головках ранее образованных минералов. В процессе геометрического отбора происходит ассимиляция одним интенсивно растущим кристаллом других, несколько задержавшихся в своем росте. Вследствие этого происходит герметизация заполненных гидротермальным раствором межзерновых пространств и возникновение так называемых включений многоглавого роста, которые, таким образом, оказываются в основании одного растущего кристалла. В дальнейшем при стабилизации условий в теле растущего кристалла появляются газОВО-ВОДНЫЕ включения, которые по способу образования относятся уже к включениям скелетного роста.

Облачное распределение включений в основном характерно для крупно- и равномернозернистых кварцевых агрегатов месторождений золото-медно-молибденовой, золото-редкометалльной, а также некоторых минеральных типов золото-серебряной формации. К этому приводит, вероятно, локальное скопление твердых частичек на поверхности растущих граней, вызывающих селективное голодание участков кристаллообразующего зерна; застой гидротермальных растворов у отдельных участков граней и связанное с этим их отставание в росте и другие причины. Подобные зерна кварца слабо прозрачны, что связано со сгустковым скоплением газОВО-ЖИДКИХ включений. В некоторых зернах наблюдается резкое отличие участков, насыщенных газОВО-ЖИДКИМИ включениями, собственно обуславливающими облачный тип распределения, от участков, совершенно не содержащих их. В других случаях облачность подчеркивается лишь большей насыщенностью включениями отдельных блоков на фоне относительно равномерного распределения их по всему зерну.

Зональный тип распределения включений характерен в основном для шестовато-гребенчатых агрегатов кварца, достаточно часто встречающегося на месторождениях всех изученных рудных формаций. По способу своего образования это прежде всего включения скелетного роста. Как отмечается большинством исследователей, процесс заполнения трещинной полости минеральным веществом осуществляется, как правило, в сложной термодинамической обстановке, что выражается прежде всего в резко выраженном пульсационном режиме поступления минерализующих растворов к месту разгрузки. В системе происходит изменение давления, температуры состава и других параметров раствора. Растущие минеральные индивиды являются достоверными индикаторами такого рода пульсаций.

Широкое развитие зональных минералов является итогом кристаллизации растворов в условиях интенсивно меняющихся параметров минералообразующей среды. Во всех случаях в изученных кварцах зональность подчеркивается закономерным распределением включений. В некоторых зернах кварца установлено до 6-7 зон его

роста. Каждая зона характеризуется газово-жидкими включениями вполне определенного наполнения и соответственно температурами гомогенизации. Зачастую наблюдается отчетливый спад температур от основания кристаллов к их вершинам.

Зональный тип распределения включений характерен и для кварцев, обязанных своим происхождением коллоидным растворам. Это происходит вследствие того, что отложившийся из раствора гель кремнезема в результате дегидратации выделяет раствор, содержащий еще какое-то количество коллоидных частиц. Некоторое количество этой коллоидной фазы (частичек геля) захватывается внешней (на данный момент) частью растущего кристалла. Дальнейшая раскристаллизация захваченной частички геля приводит к формированию изолированного в массе кристалла специфического метаколлоидного газово-жидкого включения, приуроченного к зоне роста минерала. Вновь поступающие коллоидные растворы отлагают новую порцию кремнезема, который образует очередную зону в кристалле.

Характерной особенностью метаколлоидных включений, располагающихся по различным зонам, является близость их температур гомогенизации. Вероятно, раскристаллизация гелей в каждом из ритмов поступления коллоидных растворов происходит в сходных условиях.

Краевое распределение включений является характерной особенностью включений минералов многоглавого и скелетного роста, характерных для месторождений золото-серебряной и сурьмяно-ртутной формаций. Наиболее вероятный и простой способ их образования следующий [40]. На поверхности заканчивающего рост кристалла в силу каких-либо причин возникают новые многочисленные центры массовой кристаллизации. Застревающие между отдельными кристаллами остатки гидротермальной среды в процессе дальнейшего отложения из растворов минерального вещества закупориваются и образуют включения, насыщающие краевую часть кристалла. Этот же способ образования газово-жидких включений может быть использован и для объяснения зонального типа распределения включений. Проявление его возможно и в результате вскипания гидротермальных растворов, отделения газо-паровой фазы и захвате некоторой ее части приповерхностной зоной растущего кристалла.

Краевое распределение включений может иметь место и в результате частичного растворения граней кристалла вследствие временно изменившихся условий кристаллизации и прежде всего кислотности-щелочности среды. Возникающие полости растворения при очередном изменении pH растворов закупориваются, образуя краевую зону включений, напоминающих собой включения многоглавого роста. Для кварца, образующегося из коллоидных растворов, подобное распределение есть следствие отгонки остаточных растворов, содержащих коллоидную фазу в виде частичек геля, к краевым частям кристаллизующегося минерала. В дальнейшем в процессе старения из

этих коллоидных частичек образуются специфические газовой-жидкие включения губчатого облика.

Струйчатое или веерообразное распределение включений в основном характерно для метакolloидных кварцев месторождений золото-серебряной и сурьмяно-ртутной формаций. Рост и увеличение кристаллических индивидов из коллоидных растворов происходят по тем же законам, что и из истинных растворов. В случае неравномерного роста минерального индивида, при замедлении или остановке роста граней, по трассе перемещения вершин кристаллов и вершин углов между различными гранями происходит захват включений маточных растворов. Подобные включения образуют цепочки, струи, веерообразно расходящиеся от основания зерен в направлении их вершин. Они очень мелкие. При увеличении до 1200-1500 имеют облик мельчайших, большей частью изометричных или каплеобразных, существенно жидких включений. Иногда среди них встречаются и типичные губчатые образования.

Секущее распределение характерно не для отдельных минералов, а для минеральных агрегатов метакolloидного происхождения. Возникновение этих включений связано, вероятно, с ранними стадиями обезвоживания гелеподобных масс кремнезема. Появление линейных трещин усыхания приводило к подтоку в них синергетической жидкости и образованию вдоль этих трещин скоплений мельчайших метакolloидных газовой-жидких включений. Продолжающаяся раскristаллизация гелей и образование метакolloидных зерен минералов сопровождалась захватом новых порций синергетических растворов. Образующиеся в отдельных минералах включения по своей природе и положению носят также несомненно первичный характер. Но они сингенетичны лишь минералам, кристаллизующимся из уже частично обезвоженных гелей, в то время как включения, отнесенные к секущему типу распределения, характеризуют более раннее состояние системы - начальные стадии дегидратации пептизированного коллоида.

Первичные включения в кальците по своей морфологии и характеру распределения в кристаллах отличаются меньшим разнообразием. Типичными для них формами являются правильные ромбоэдры, часто плоских, но иногда объемных форм. В плоских включениях поверхности их ограничения иногда содержат ясно выраженные формы микроструктур роста. Как правило, они аналогичны формам микроструктур роста на гранях кристалла-хозяина. Однако, чем более идиоморфными формами обладает включение, тем более чистыми, без скульптурного орнамента, поверхностями они ограничены.

Мнимовторичные включения. Эти включения располагаются, как правило, по залеченным, не выходящим на поверхность, трещинам внутри минералов. Форма их обычно неправильная, но нередко встречаются и идиоморфные включения.

Выделение и изучение мнимовторичных включений удобно проводить в кристаллах с четко выраженной зональностью. В поперечном или продольном срезе подобных кристаллов, как правило, хорошо видно распределение мнимовторичных включений в связи с залечен-

ными трещинами. Включения сгруппированы в протяженные цепочки, вытянутые по различным направлениям, но обычно от центра к периферии. Подобные цепочки секут одну или несколько зон роста минерала, но никогда не выходят к внешним ограничивающим плоскостям. В отличие от включений зон роста в залеченных трещинах включения располагаются длинной осью параллельно направлению трещин.

В некоторых случаях достаточно уверенные критерии отличия первичных и мнимовторичных включений найти чрезвычайно трудно, в особенности, если они находятся в минералах, распределение включений в которых по кристаллографическим направлениям неясно выражено. Морфология и степень идиоморфизма включений такими критериями явиться не могут. Сложная, с большой удельной поверхностью, форма включений при одном и том же объеме стремится приобрести равновесную форму многогранника, обладающую меньшей поверхностной энергией [50]. А значит степень идиоморфизма первичных, мнимовторичных и вторичных включений может быть одинаковой, хотя наши наблюдения показывают, что наиболее правильными очертаниями обладают все-таки первичные включения. Вообще форма включений (не только вторичных) является функцией скорее температуры, чем времени; чем выше температура среды, в которой шло образование кристаллов, тем более идиоморфными очертаниями будут обладать включения.

Разделение мнимовторичных и вторичных включений, особенно в ослабленных участках, покрытых сетью более поздних трещин, задача также непростая. Установить, сообщалась или нет ранняя трещина, содержащая мнимовторичные включения, с поверхностью, часто бывает невозможно. Вероятно, количество трещин с мнимовторичными включениями зависит от скорости кристаллизации минеральных индивидов. Отчетливо зональные кристаллы, насыщенные газово-жидкими включениями, содержат таких трещин значительно больше, чем кристаллы сравнительно чистые, сформировавшиеся в относительно спокойной, термодинамически устойчивой обстановке. По свидетельству Н.П. Ермакова [40] подобные наблюдения были сделаны А.А. Штернбергом при экспериментах по выращиванию кристаллов.

В процессе совместного роста кристаллических индивидов часто происходит захват и закупорка минералообразующей среды в полостях, возникающих между поверхностями растущих граней различных кристаллов. Такие включения Д.П. Григорьевым [31] названы индукционными и отнесены к группе первичных, а Н.П. Ермаковым [40] к мнимовторичным. В изученных нами образцах также встречаются аналогичные включения, однако бесспорные выводы о принадлежности их к какой-либо конкретной группе включений сделать трудно. Условно они отнесены к мнимовторичным.

Вторичные включения, возникшие в процессе залечивания трещин, обязаны своим проявлением воздействию на сформировавшийся кристалл внешних сил. Как правило, вторичные включения вытянуты

вдоль трещин и образуют прерывистые цепочки, часто прослеживающиеся через весь кристалл или даже агрегат из нескольких зерен. Критерием вторичности включений является распределение их в минерале в связи с залеченными трещинами, пересекающими как формы роста, так и друг друга [31]. Вопросы происхождения вторичных газовой-жидких включений неоднократно обсуждались в геологической литературе [56-59, 62]. Возникновение трещин в минералах связано с воздействием различных причин. Основное значение здесь, по-видимому, играют хрупкие деформации разрыва и скалывания, являющиеся результатом тектонического воздействия на минерал. В качестве одной из вероятных причин возникновения эпигенетических трещин можно назвать резкую смену температурных условий внутри системы. Однако процесс залечивания трещин и возникновение вторичных включений может происходить и в изотермических условиях [59].

Морфология вторичных включений отличается чрезвычайным многообразием, причем часто встречаются формы, не свойственные данному классу минералов. Например, в кальцитах можно встретить вторичные включения призматических или близких к ним очертаний, а в кварцах в основании кристаллов иногда встречаются отрицательные ромбоэдры. Громадное же большинство вторичных включений имеет резко неправильную форму с неровными зубчатыми пережимами и сложными ответвлениями. Они обычно сопровождаются скоплением аномальных отшнурованных включений, как правило, существенно жидкого или газового состава. В минералах с совершенной спайностью, в частности в кальците, вторичные включения нередко располагаются по плоскостям спайности. Подобные включения легко отличаются от трещинных благодаря строгой ориентировке вдоль кристаллографических направлений.

Таким образом, визуально-оптическое изучение газовой-жидких включений в жильных минеральных рудных телах золото-серебряных месторождений позволяет в первом приближении достаточно уверенно судить о характере термодинамической обстановки в гидротермальной системе. Морфология и особенности распределения включений дают некоторые представления о скорости кристаллизации в растворах, характере их поступления к месту разгрузки и степени насыщенности первичных минералообразующих сред коллоидной фазой.

### §3. ЗОЛОТО-МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

На Северо-Востоке СССР физико-химические условия формирования месторождений золото-медно-молибденовой формации наиболее полно изучены на примере одного из рудных узлов Чукотки. Своеобразное положение месторождений этого рудного узла на сочленении разновозрастных геоструктурных элементов, контролирующихся гетерогенным полифазальным интрузивным комплексом,

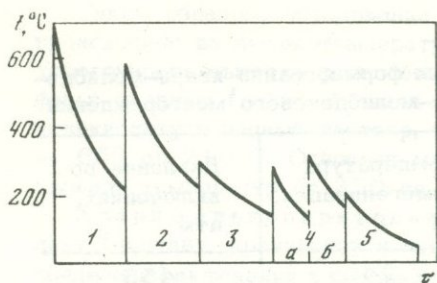


Рис. 7. Температурный режим формирования золото-медно-молибденового месторождения

Ассоциации: 1 — кварц-молибденитовая; 2 — кварц-халькопиритовая; 3 — кварц-тетраэдритовая; 4 — кварц-карбонат-галенит-сфалеритовая: а — дозолотая, б — послезолотая генерация кварца; 5 — кварц-гематитовая

предопределило как специфику его рудной минерализации (молибден, медь, золото, серебро), так и сложный физико-химический режим формирования.

Физико-химические условия минералообразования на золото-медно-молибденовом месторождении выявлены по данным термобарогеохимического изучения кварц-молибденитовой, кварц-халькопиритовой, кварц-блеклорудной, кварц-карбонат-галенит-сфалеритовой и кварц-гематитовой ассоциаций (рис. 7). Главнейшие параметры процесса минералообразования изучены по включениям в кварце и кальците.

Кварц-молибденитовая ассоциация. Кварц этой ассоциации насыщен включениями реликтов минералообразующих растворов. По морфологическим особенностям можно достаточно четко выделить две группы включений. Первая группа представлена обычно изоморфными, иногда идиоморфными призматическими включениями; вторая группа охватывает включения резко ксеноморфных очертаний. Изоморфные включения, как правило, отличаются высокой объемностью с отношениями значений трех их измерений, близких единице. Размер включений от 0,0п до 0,п мм, причем, чем меньше включение, тем более оно идиоморфно. Для кварца этой ассоциации характерны многофазовые включения. По фазовому составу можно выделить включения, содержащие жидкость (до 50%), газ (25-30%), одну или несколько твердых фаз (20-55%). В ряде случаев вместо твердой фазы во включении присутствует жидкая углекислота. Содержание ее для различных включений крайне непостоянно. В одних включениях она образует тонкую, едва заметную кайму вокруг газового пузырька; в других она доминирует, оставляя на долю водного раствора и газа не более 15-20% объема всего включения. Встречаются и существенно углекислотные включения. Основная масса включений двухфазовая газово-водная с соотношением газа и жидкости 1:2. Замеры температур образования кварца этой ассоциации проводились по всем выявленным типам включений. При этом установлено, что в большинстве включений растворение твердых фаз происходит до исчезновения газового пузырька в интервале температур от 210 до 290°C. В ряде случаев встречаются включения и с более низкой температурой гомогенизации (до 150-160°C), однако резко ксеноморфные очертания,

Таблица 5

Давления минералообразования при формировании кварц-молибденитовой ассоциации золото-медно-молибденового месторождения

Плотность CO <sub>2</sub> , г/см <sup>3</sup>	Температура гомогенизации CO <sub>2</sub> , °C	Температура гомогенизации, °C	Давление во включениях, атм
0,50	31,23	240	455
0,59	30,1	265	640
0,59	30,1	300	730
0,60	29,9	320	800

большие размеры (до 0,1 мм) и приуроченность к участкам нарушений в зерне позволяют отнести их к группе эпигенетических.

По сингенетичным существенно углекислотным и газовой-водным включениям рассчитано давление минералообразования.

Принимая во внимание, что в кварце этой ассоциации присутствуют многофазовые включения с более высокой температурой гомогенизации до 650-700°C, верхний предел давлений минералообразования этого периода можно оценить в 1000 атм и выше (табл. 5).

О составе минералообразующих растворов периода формирования кварц-молибденитовой ассоциации можно судить по результатам анализа водных вытяжек (табл. 6). Из таблицы видно, что кварц-молибденитовая минеральная ассоциация формировалась в растворах сульфатно-хлоридно-кальций-калиевого состава. Доминирующее положение сульфатной составляющей, вероятно, связано с наличием в кварце тонких вростков сульфидов, оказавших свое влияние на результаты анализа.

Обращает на себя внимание очень высокая общая минерализация растворов. Концентрации исходных растворов при установленном содержании включенной воды в этом кварце достигают неправдоподобно высоких значений, почти три килограмма на литр раствора (табл. 7).

Невероятность такой солености растворов наводит на мысль о гетерогенности исходных гидротерм. По-видимому, образование кварц-молибденитовой минерализации происходило из растворов, содержащих тонкую взвесь легкорастворимых хлоридных соединений (галенита, сильвина, карналита).

Преобладающей составной частью газовой фазы растворов несомненно является углекислота, концентрация которой часто настолько велика, что она образует самостоятельную жидкую фазу. Исходя из общих закономерностей поведения газовых компонентов в высокотемпературных растворах следует ожидать повышенные концентрации кислых газов (H<sub>2</sub>S, HCl, HF).

Таким образом, образование кварц-молибденитовой ассоциации происходило из высокотемпературных гетерогенных растворов. Гетерогенность вызвана расслоением растворов на несмешивающиеся фазы: твердую (галит, сильвин и др.) и водный раствор или жидкую углекислоту и водный раствор. Температурный диапазон растворов от 650 до 210°C. Основное минералообразование протекало в интервале температур от 350 до 210°C.

Кварц-халькопиритовая ассоциация. По внешнему облику (составу, количеству и отношению фаз) и особенностям распределения включения в кварце этой ассоциации подобны включениям минералообразующих растворов в кварце описанной выше кварц-молибденитовой ассоциации. Пожалуй, наиболее значительным отличием этих ассоциаций по включениям в кварце является сравнительно невысокая насыщенность углекислотой растворов стадии кварц-халькопиритовой ассоциации.

Многофазовые включения содержат один или несколько кристалликов хлоридов калия и натрия. При их перекристаллизации обычно обособляются не более двух. Во включениях в кварце этой ассоциации установлен нерастворимый слюдоподобный красный минерал [124]. Многофазовые включения преимущественно идиоморфных очертаний. Среди основной массы включений размером 0,00 п мм иногда встречаются достаточно крупные — до 0,02 мм. Объем твердой фазы до 30–35% (значительно меньше, чем в кварце кварц-молибденитовой ассоциации).

Существенно углекислотные включения встречаются редко, причем они образуют обособленные зоны в зернах кварца. Во включениях с повышенным содержанием углекислоты твердая фаза отсутствует. Среди двухфазовых газовой-водных включений резко преобладают такие, в которых на долю газовой фазы приходится до 50% объема полости включения.

Общий температурный интервал гомогенизации включений для кварца составляет 600–220°C. Максимальные температуры характерны для многофазовых включений — 600–450°C. Следует отметить интересную особенность кварца этой ассоциации: твердая фаза в большинстве включений растворяется в относительно узком температурном интервале 350–300°C. Полная гомогенизация включений наступает как в жидкую, так и в газовую фазу.

Кварц, содержащий двухфазовые газовой-водные включения, характеризует завершающий период формирования кварц-халькопиритовой минеральной ассоциации, замеренные температуры гомогенизации включений составляют интервал 375–220°C.

По методике, описанной ранее, рассчитаны давления минералообразования. Два замера температур гомогенизации включений с углекислотой дали значения 29,6 и 30,1°C. Плотность углекислоты во включениях, по данным таблиц Е. Амага, 0,61 и 0,59, температуры гомогенизации сингенетичных им газовой-водных включений равны соответственно 310 и 280°C. Соответствующие рассчитанным плотностям и замеренным температурам давления соответ-

Таблица 6

Анализ водных вытяжек из кварца различных ассоциаций золото-

Минеральная ассоциация	pH	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>+2</sup>	Mg <sup>+2</sup>	Σ <sub>кат</sub>
Кварц-молибденитовая	7,6	0,122 2,21	0,063 12,21	4,46 80,72	0,880 4,86	5,525 100
Кварц-халькопиритовая	7,5	0,351 32,47	0,161 14,89	0,42 45,40	0,149 7,24	1,081 100
Кварц-блеклорудная	7,2	0,057 2,16	0,119 14,95	0,29 36,43	0,33 41,46	0,796 100
Кварц-карбонат-галенит-сфалеритовая	7,5	0,023 8,13	0,060 2,18	0,167 59,01	0,087 30,74	0,283 100
Кварц-геоматитовая	8,0	0,015 4,95	0,018 5,94	0,19 62,70	0,08 26,40	0,303 100

Примечание. 1-я строка мг·экв, 2-я - мг·экв %. Подчеркнута продуктивная ассоциация.

ственно 810 и 680 атм. Так же как и для ранней ассоциации, эти давления не предельны.

Состав гидротермальных растворов этого этапа минералообразования хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный. Среди катионов резко преобладают кальций и натрий. Концентрация исходных растворов с учетом общей минерализации водных вытяжек из 100 г образца и количества включенной воды в нем равна 186,32 г/л.

В составе газов, как и во включениях в кварце предыдущей ассоциации, преобладают углекислота и группа кислых газов.

Таким образом, кварц-халькопиритовая ассоциация сформирована из умеренно соленых растворов при температурах 600-220°C и давлениях не менее 810 атм. Судя по характеру фазовых взаимоотношений, гидротермы большую часть этой стадии формирования месторождения были в гомогенном состоянии. Лишь иногда, по-видимому в силу высоких давлений и интенсивного притока газов в насыщенную ими флюидальную систему, происходило расслоение растворов и обособление углекислоты в виде жидкой фазы.

Блеклорудная ассоциация. К периоду формирования этой минеральной ассоциации физико-химические условия минералообразования значительно изменились. Включения в кварце этой ассоциа-

медно-молибденового месторождения

$\text{HCO}_3^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{Cl}^-$	$\text{F}^-$	$\Sigma_{\text{ан}}$	Общая минерализация	Ошибка анализа, %
0,018 0,36	4,88 96,69	0,139 2,75	0,001 0,20	5,047 100	10,571	4,5
0,174 16,28	0,31 29,0	0,852 54,44	0,003 0,28	1,069 100	2,15	0,6
0,306 41,92	0,312 42,74	0,089 12,19	0,014 3,15	0,72 100	1,526	4,3
0,118 6,64	0,00 0,00	0,242 89,30	0,011 4,06	0,270 100	0,553	0,31
0,083 30,07	0,155 56,16	0,013 4,71	0,025 9,06	0,276 100	0,579	4,66

ции преимущественно газовой-водные с непостоянным соотношением жидкой и газовой фаз (от 1:3 до 3:1). Непостоянство этих отношений отражает изменение плотности растворов, являющейся в свою очередь функцией температуры и давления. Идиоморфные включения встречаются сравнительно редко и только среди высокотемпературных.

Общий температурный интервал гомогенизации включений в этом кварце от 300 до 140°C. Гомогенизация включений, как правило, происходит в жидкую фазу.

Кальцит и доломит, входящие в состав этой ассоциации, более низкотемпературны. Включения в кальците гомогенизируются в диапазоне температур 180-130°C. В кальците есть и более низкотемпературные включения, но, судя по их облику и положению, они носят наложенный характер. Доломит характеризуется включениями 110-95°C [123].

Минералообразующие растворы стадии формирования кварц-блеклорудной ассоциации характеризуются сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридным составом. Среди катионов резко увеличена доля щелочно-земельных элементов. Следует отметить повышенные содержания в растворах фтор-иона. Не исключено, что в составе жильных ми-

Таблица 7

Концентрации гидротермальных растворов, сформировавших минеральные ассоциации золото-медно-молибденового месторождения

Минеральная ассоциация	Общая минерализация, мг/л	Содержание воды, %	Концентрация исходных гидротерм, г/л
Кварц-молибденитовая	818,70	0,28	2933
Кварц-халькопиритовая	141,60	0,76	186
Кварц-блеклорудная	105,84	0,51	208
Кварц-карбонат-галенит-сфалеритовая	29,44	0,40	74
Кварц-гематитовая	37,85	0,57	66

Примечание. Подчеркнута продуктивная ассоциация.

нералов этой ассоциации может присутствовать флюорит, минералогически пока что не отмеченный на месторождении. Концентрации минералообразующих растворов, сформировавших кварц-блеклорудную ассоциацию, достигали 207,53 г/л.

Таким образом, гидротермальные растворы стадии образования кварц-блеклорудной ассоциации по сравнению с ранними этапами формирования месторождения характеризуются существенно более низкими температурами минералообразования (300–95°C), растворами средней солености и их постоянным гомогенным состоянием.

Кварц-карбонат-галенит-сфалеритовая ассоциация. Это продуктивная золотоносная ассоциация сложного состава, для которой характерен непостоянный физико-химический режим минералообразования. В ассоциации в первом приближении можно выделить кварц двух генераций: образование первой мелкозернистой генерации завершает собственно рудоотложение; вторая генерация крупнозернистая, часто гребенчатая является явно послезолотой.

В кварце первой генерации газово-водные включения очень мелкие и встречаются редко. Температуры консервации этих включений, установленные по соотношению фаз, по-видимому, не менее 300°C. В кальците, находящемся в ассоциации с этим кварцем, по ромбическим газово-водным включениям замерены температуры от 260 до 140°C [124].

Кварц второй послезолотой ассоциации содержит большое количество разнообразных по форме и размерам включений. Часто встречаются зерна кварца с зональным распределением включений. Замеры температур гомогенизации включений по таким зернам кварца показывают спад температур от 320–285°C до 180–160°C. Между тем в отдельных образцах кварца этой ассоциации на общем

фоне снижения имеют место всплески температур гомогенизации в период формирования промежуточных зон роста: 320–220 – 280–190°C. Такое изменение температуры может быть вызвано различными причинами, например адиабатическим расширением растворов в результате тектонической активизации в пределах рудного поля.

Состав растворов, установленный по кварцу послезолотой ассоциации, может быть охарактеризован как хлоридно–кальциево–магниевоый. Концентрации гидротермальных растворов, выявленные по данным общей минерализации водных вытяжек из 100 г образца и количества воды в нем, составляют 73,60 г/л.

Кварц–гематитовая ассоциация. Кварц этой ассоциации содержит большое количество газовой–водных и существенно водных включений. Интервал гомогенизации газовой–водных включений достаточно широк – 210–50°C. При этом отчетливо обособляются относительно высокотемпературная группа включений 210–150°C и низкотемпературная – 140–50°C.

Данные анализа водных вытяжек позволяют отнести минералообразующие растворы к типу сульфатно–гидрокарбонатно–кальций–магниевоых. Обращает на себя внимание высокое содержание фтор–иона в растворах (табл. 6). Не исключено, что в составе этой ассоциации находятся фторсодержащие минералы, например флюорит.

Концентрации исходных минералообразующих растворов, рассчитанные тем же методом, что и ранее, невысоки и составляют 66,4 г/л.

Таким образом, месторождения золото–медно–молибденовой формации характеризуются чрезвычайно сложной, многостадийной историей формирования. Жильные тела месторождения образованы в очень широком температурном диапазоне от 650 до 50°C при давлениях до 1000 атм. Нижний предел давлений не установлен, однако можно уверенно говорить о величине 10–15 атм для кварц–гематитовой стадии минералообразования. Минерализация растворов также непостоянна. Наиболее высокие солевые концентрации свойственны растворам ранней кварц–молибденитовой ассоциации. Многофазовый характер включений и температуры растворения минералов–узников указывают на их периодическое расслоение. Растворы продуктивной и завершающей стадий формирования менее концентрированы, что видно по изменению фазового состава включений, по сравнению с составом включений в раннем кварце, по результатам анализа водных вытяжек и по данным расчета концентраций исходных растворов.

Для рудных тел месторождения характерно широкое развитие деформационных текстур: брекчиевых, кокардово–друзовых, крустификационных. Это связано с пространственной приуроченностью оруденения к зоне проявления гидротермальных эксплозий, естественных для близповерхностных условий минералообразования. Обычная для этих месторождений телескопированность оруденения также связана с этим обстоятельством.

#### §4. ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Среди всех рудных формаций Северо-Востока СССР условия формирования золото-серебряной изучены, пожалуй, наиболее полно. Как уже указывалось, эта формация представлена несколькими минеральными типами, которые отличаются не только составом слагающих их минеральных ассоциаций, но и условиями формирования. Методы термобарогеохимического исследования позволили выявить и проследить характер изменения основных параметров рудообразования на месторождениях золото-пиритового, золото-сфалерит-галенитового, золото-аргентитового, золото-сульфоантимонитового и серебро-аргентитового минеральных типов.

Золото-пиритовый тип. Важнейшей особенностью оруденения этого типа является его парагенетическая связь с гипабиссальными гранитоидными интрузиями. Внедрение интрузивных тел в структуры формирующихся месторождений обусловило сложный режим гидротермальных процессов и привело к появлению у оруденения этого типа многих особенностей, сближающих его с месторождениями плутоногенного ряда.

Формирование жильных тел одного из месторождений этого типа представляет собой длительный многостадийный процесс, который можно разделить на два этапа: доинтрузивный золото-серебряный и послепитовый сульфидный [77]. По данным В.И. Найбородина, доинтрузивный этап минерализации характеризуется образованием следующих минеральных ассоциаций (от ранних к поздним): адуляр-кварцевой, гидрослюдисто-эпидотовой с золотом и серебром, кварц-адулярной крупнокристаллической, кальцитовой. В послепитовый этап сформированы кварц-турмалиновая, эпидот-гранат-пренитовая, сульфидно-кварцевая ассоциации.

Температурные условия формирования месторождения установлены на основании изучения газово-жидких включений в минералах всех выявленных ассоциаций (рис. 8).

Ранняя адуляр-кварцевая ассоциация локализована в жилах и прожилках колломорфного строения. Газово-водные включения в мелкозернистом кварце, находящемся в тесном сростании с адуляром, гомогенизируются в широком интервале температур от 420 до 135°C.

Общий температурный интервал кристаллизации следующей продуктивной гидрослюдисто-хлоритовой ассоциации значительно уже. В серовато-белом тонкозернистом полупрозрачном кварце изучены включения с газовой фазой, составляющей не более 10-15% объема всего включения. По этим включениям установлена температура 220-130°C. Следует отметить, что изучены включения в основном в мелкопризматическом кварце, завершающем образование данной ассоциации. Вероятно, температуры растворов в начальные моменты образования были несколько выше. Однако, поскольку отложение золота сопутствует по крайней мере началу кристаллизации этого кварца, то установленный температурный интервал является для него

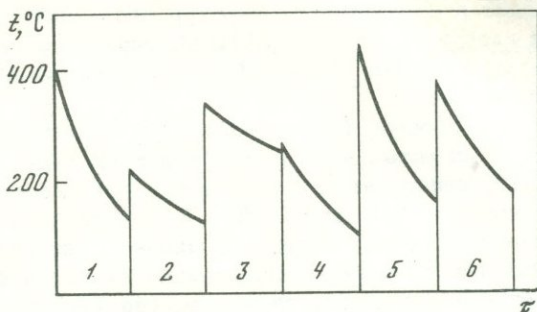


Рис. 8. Температурный режим формирования месторождения золото-пиритового типа

Ассоциации доинтрузивного этапа: 1 — адуляр-кварцевая, 2 — гидрослюдисто-хлоритовая с золотом, 3 — кварц-адулярная, 4 — кальцитовая; послейнтрузивного этапа: 5 — кварц-турмалиновая, 6 — сульфидно-кварцевая

характеристическим. В этом интервале температур отложению золота отвечает его начало  $220-200^{\circ}\text{C}$ .

Вторая кварц-адулярная ассоциация представлена крупнокристаллическими агрегатами, слагающими жилы и прожилки, секущие более ранние образования. Кварц содержит включения, гомогенизация которых происходит при  $340-250^{\circ}\text{C}$ .

Кальцитовая ассоциация развита локально обычно в виде маломощных кальцитовых и кварц-кальцитовых прожилков в андезитах и липаритах. По включениям в кальците установлено два температурных интервала кристаллизации этой ассоциации:  $265-200^{\circ}\text{C}$  и  $160-100^{\circ}\text{C}$ .

Начало послейнтрузивного этапа минералообразования характеризуется образованием кварц-турмалиновой ассоциации. В кварце установлено два типа включений: многофазовые с твердой кристаллической фазой и двухфазовые газовой-жидкие. Гомогенизация включений первой группы происходит при  $445-430^{\circ}\text{C}$ , причем растворение твердой фазы и гомогенизация происходят почти одновременно. По второй группе включений установлены температуры  $390-245^{\circ}\text{C}$ .

Эпидот-гранат-пренитовая ассоциация развита повсеместно. По характеру взаимоотношений с описанными более ранними парагенезисами она является отчетливо наложенной. Ассоциация образована в очень широком интервале температур. Диапазон температур, установленный по включениям в кварце, составляет  $405-160^{\circ}\text{C}$ , по эпидоту —  $320-230^{\circ}\text{C}$ .

Сульфидно-кварцевая ассоциация, являющаяся наиболее поздней в пределах рудного поля, преимущественным развитием пользуется в гранитоидных телах и их экзоконтактах. В кварце этой ассоциации установлено две группы включений: спорадически встречающаяся группа трехфазовых включений, в которых растворение минерала-

узника происходит в диапазоне температур 300–210°C, а полная гомогенизация наступает при 300–240°C; группа двухфазовых включений с температурами 375–170°C, являющаяся наиболее широко распространенной.

Таким образом, процесс формирования оруденения золото–пиритового типа носит сложный многостадийный характер. Минералообразование доинтрузивного этапа характеризуется широким температурным диапазоном от 445 до 100°C. Послеинтрузивный этап, при высоких начальных температурах и широком интервале кристаллизации минеральных парагенезисов, отличается еще и более высокими концентрациями первичных гидротерм (до 250 г/л).

О составе минералообразующих растворов, сформировавших золото–пиритовый тип оруденения, к сожалению, известно немного. Судя по общему увеличению доли хлоридов натрия и калия в период образования высокотемпературных послеинтрузивных минеральных ассоциаций можно уверенно говорить об общем возрастании доли щелочных металлов и галогена при отложении кварц–сульфидного парагенезиса. Газовая фаза растворов этого этапа минералообразования носила преимущественно азотно–углекислотный состав (табл. 8). В период же отложения золото–сереброносной гидрослюдисто–хлоритовой ассоциации содержание углекислоты было значительно меньше, но зато гидротермы в значительных количествах (до 10 и 12% соответственно) содержали кислые газы и окись углерода. Интересно отметить, что высокие температуры (до 330°C) способствуют накоплению кислых летучих компонентов, но в то же время восстановительная обстановка стадии рудообразования обеспечивает присутствие окиси углерода. Вероятно, причиной сосуществования этих газов являются высокие температуры растворов и связанное с этим отсутствие кислорода, необходимого для окисления CO в CO<sub>2</sub>.

Золото–сфалерит–галенитовый тип. Как и для большинства типов вулканогенного оруденения, для золото–сфалерит–галенитового также характерна парагенетическая (пространственная и временная) связь с субвулканическими интрузивными телами, дайками и штоками различного состава. Уже одно это обстоятельство может явиться указанием на возможность проявления экстремальных параметров при гидротермальном минералообразовании. Однако в отличие от золото–серебряного оруденения других типов золото–сфалерит–галенитовое главным образом представлено жилами выполнения [96]. Другой отличительной особенностью руд этого типа является их грубозернистое строение. При этом сохраняется один из обязательных признаков вулканогенного близповерхностного минералообразования – это большое разнообразие метаколлоидных и колломорфных текстур и развитие мелкозернистых структур руд. Широкое развитие симметрично–полосчатых, курстификационных, а также различных деформационных текстур позволило [75] сравнительно легко проследить последовательность минералообразования и выделить разновременные парагенетические ассоциации различных

Таблица 8

Состав газовой фазы включений в минералах золото-серебряных месторождений Северо-Востока СССР

Минеральный тип	Минерал	Температура гомогенизации, °С	H <sub>2</sub> S, SO <sub>2</sub> , HCl, HF	CO <sub>2</sub>	O <sub>2</sub>	CO	N <sub>2</sub> + р.г.	O <sub>2</sub> /N <sub>2</sub> + р.г.
Золото-нитратный	Кварц 2	330	10	26	0	12	52	-
	Кварц 3	280	0	41	0	0	59	-
Золото-сфалерит-галенитовый	Кварц 1	325	3-6	68	6	0	26	0,23
	Кварц 2	260	0	27-86	2-11	0	13-42	0,15-0,26
	Кварц 3	240	0	63-67	7	0	26-29	0,26-0,24
	Кальцит 1	290	0	68	6	0	25	0,24
Золото-аргентитовый	Кальцит 2	275	0	57	9	0	34	0,26
	Кварц 5	315	0	69	6	0	25	0,24
	Кварц 6	360	2-45	21-46	8-13	0-10	8-24	2,25-1,63
Золото-сульфоантимонитовый	Кварц 1	230	0-2	36-52	0-11	0-6	35-58	0,00-0,19
	Кальцит 1	240	4-7	48-63	3-7	0	23-44	0,13-0,16
	Кварц 2	290	3-7	51-66	2-5	0-11	11-43	0,18-0,12
Серебро-аргентитовый	Кварц 1	350	2-3	31-50	0-13	0-10	34-58	0,00-0,53
	Кварц 2	375	0-6	24-46	7-13	0	58-63	0,12-0,21
	Кварц 4	360	0	25	4-11	0	64-69	0,06-0,16
	Кварц 5	380	0	36-58	0-16	0	41-54	0,00-0,30

Примечание. В единичных пробах из месторождений золото-аргентитового и золото-сульфоантимонитового типов установлена окись азота. Тяжелые углеводороды отсутствуют. Подчеркнуты минералы продуктивных ассоциаций. В раннем кварце месторождений золото-сульфоантимонитового типа иногда присутствует водород (до 14%). Во включениях с окисью углерода и водородом кислород отсутствует, р.г. - редкие газы.

стадий гидротермальной деятельности (в порядке образования): метакolloидного и колломорфного кварца, золото-сфалерит-галенит-кварцевой, золото-марказит-кальцитовой, сульфидно-карбонатной, барит-опал-халцедоновой.

Методами термобарогеохимии изучены все выявленные минеральные ассоциации. Минералообразование происходило из сравнительно малоconцентрированных растворов. Во всех изученных минералах реликты минералообразующей среды представлены газовой-водными или же существенно водными включениями.

Морфология газовой-водных включений типичная для близповерхностных месторождений. Это в большинстве своем неправильной формы со сложным скульптурным орнаментом включения. Изометричные и вообще относительно идиоморфные включения характерны лишь для ядерных зон кристаллов кварца. В кальците включения, как правило, ромбоэдрические, уплощенные. Размер включений для кварца разного происхождения также неодинаков. Наиболее крупные включения до 0,0 п мм - в тонкокристаллическом кварце, сформированном из гомогенных (истинных) растворов, очень мелкие - в колломорфном кварце (менее 0,001 мм), формирование которого свя-

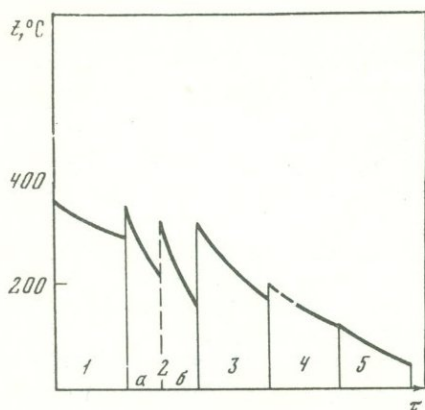


Рис. 9. Температурный режим формирования месторождения золото-сфалерит-галенитового типа по стадиям

1 - метаколлоидного и колломорфного кварца; 2 - золото-сфалерит-галенит-кварцевая: а - галенит-сфалерит-кварцевая ассоциация; б - золото-сфалерит-галенит-кварцевая; 3 - золото-марказит-кальцитовая; 4 - сульфидно-карбонатная; 5 - барит-опал-халцедоновая

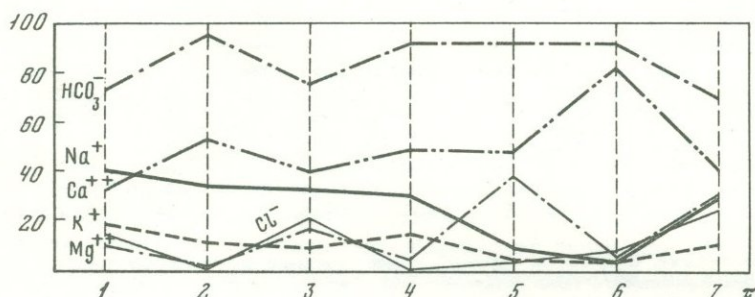


Рис. 10. Изменение содержаний основных компонентов в водных вытяжках из минералов золото-сфалерит-галенитового типа

1 - кварц ассоциации метаколлоидного и колломорфного кварца; 2 - кварц ранней, 3 - поздней золото-сфалерит-галенитовой ассоциации; 4 - доломит, 5 - кальцит золото-марказит-кальцитовой ассоциации; 6 - кальцит сульфидно-карбонатной ассоциации; 7 - барит из ассоциации с опалом и халцедоном

зано с деятельностью тонкодисперсных микрогетерогенных (коллоидных) сред. Включения в кальците также невелики, не более 0,01 мм.

Для кварца месторождений с золото-сфалерит-галенитовой минерализацией наиболее распространенными типами распределения газовой-водных включений являются зональный, корневой, краевой, струйчатый.

Температуры минералообразования в раннюю стадию метаколлоидного и колломорфного кварца установлены по тонкополосчатым агрегатам, отдельные ритмы которых завершаются кристаллизацией мелкогребенчатого кварца. Так, гомогенизация газовой-водных включений в кварце одного из ритмов происходит в интервале от 365 до 290°C. Принимая во внимание, что изученный ритм не является наиболее ранним образованием этой стадии, верхний предел температуры минералообразования может быть и выше (рис. 9).

Таблица 9

Расчет концентрации растворов и давлений во включениях, по данным гомогенизации и криометрии (золото-серебряное оруденение, золото-сфалерит-галенитовый тип)

Стадия	Минерал	Температура гомогенизации, °С	Температура эвтектической кристаллизации, °С	Температура замораживания, °С	Концентрация растворов, %	Давление во включениях, атм
Метаколлоидного и коллоидного морфного кварца	Кварц 1	365	-16	-3,5	6,3	190
		360	-16	-3,7	7,0	180
		340	-18	-4,0	7,3	160
		310	-18	-4,0	7,2	100
Золото-сфалерит-галенит-кварцевая	Кварц 2	362	-19	-4,0	7,2	180
		330	-21	-4,7	8,3	120
		315	-20	-4,1	7,3	100
	Кварц 3	310	-21	-4,1	7,3	100
		310	-22	-5,0	8,6	95
		275	-22	-5,1	8,8	60
		300	-20	-4,0	7,2	85
Золото-марказит-кальцитовая	Кальцит 1	315	-22	-5,0	8,6	100
		290	-20	-4,1	7,3	65
		270	-24	-5,5	9,3	53
Сульфидно-карбонатная	Кальцит 2	230	-20	-4,1	7,3	25

Давления минералообразования, так же как и температуры, непостоянны. Определение давлений проводилось с помощью совместного применения методов гомогенизации и криометрии. Для расчета использовались диаграммы фазовых равновесий системы NaCl-H<sub>2</sub>O [107]. Для включений с температурой гомогенизации 365-310°C и концентрациями растворов от 63 до 72 г/л давления изменяются от 190 до 100 атм (табл. 9). Анализ водных вытяжек из кварца ранней стадии образования золото-серебряных месторождений золото-сфалерит-галенитового типа показывает, что минералообразование этого периода происходило из растворов гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатного состава. Катионная часть растворов представлена преимущественно натрием и кальцием (рис. 10).

Концентрации исходных минералообразующих растворов в ранней и последующей стадиях, определялись несколькими методами: по данным общей минерализации водных вытяжек из 100 г навески минерала, отнесенной к количеству воды во включениях в этой же навеске (табл. 10); по данным криометрии включений, полагая, что их растворы отвечают двухкомпонентной системе  $H_2O-NaCl$  (см. табл. 10); по показателям преломления растворов во включениях (табл. 11). Рассчитанные концентрации растворов в ранние стадии минералообразования находятся в пределах 51–72 г/л.

Газовая фаза растворов преимущественно углекислотная с небольшими содержаниями кислорода и кислых газов. Содержания газовых компонентов во включениях даже одного зерна минерала непостоянны. Отношение кислорода к азоту составляет 0,23, т.е. близко к воздушному.

Определение кислотности–щелочности исходных гидротермальных растворов проводилось на основе использования зависимости активности гидрокарбонат-ионов от pH раствора и концентрации растворенной углекислоты (рис. 11). Содержание углекислоты в растворах определено с помощью диаграммы растворимости ее в воде в зависимости от суммарного давления и температуры в системе [63] (рис. 12). Исходя из этого установлено, что гидротермальные растворы ранней стадии минерализации были слабощелочными — pH = 7,4 (табл. 12).

Минеральные ассоциации золото–сфалерит–галенит–кварцевой стадии включают в свой состав два парагенетических сообщества, формирование которых было разделено периодом тектонических деформаций и дробления. Мелкозернистые агрегаты первой слабозолотоносной ассоциации образуют маломощные приальбандовые оторочки или же цементируют обломки метаколлоидного кварца ранней стадии: Рудные минералы завершают кристаллизацию кварца этой стадии. Газово–водные включения в них гомогенизируются в диапазоне температур от 360 до 210°. Оптимальные условия его образования, судя по модальным значениям температур гомогенизации, 280–270°C.

Давления в рудообразующей системе для периода формирования этого кварца составляют 100–180 атм (см. табл. 9). Минералообразующие растворы имели существенно гидрокарбонатно–кальций–натриевый состав (табл. 13). По кислотности – щелочности растворы могут быть отнесены к нейтральным (см. табл. 12). Концентрации солей в них достигали 72–83 г/л (см. табл. 9–11).

Поздняя золото–сфалерит–галенитовая ассоциация распространена более широко. Предшествующее ей локальное дробление агрегатов ранней ассоциации этой стадии объясняет кокардовую текстуру этих агрегатов, обломочный субстрат которых окружен кольцами сульфидных минералов. Гребенчатый кварц 3 завершает минералообразование этой стадии. Многочисленные замеры температур гомогенизации включений основания кристаллов кварца 3, представляющего собой зону геометрического отбора, показывают, что

Таблица 10

Концентрация гидротермальных растворов по данным анализа водных вытяжек (золото-серебряное оруденение, золото-сфалерит-галенитовый тип)

Стадия минералообразования	Минерал	Общая минерализация водных вытяжек, мг/л из 100 г образца	Содержание воды, %	Концентрация растворов, г/л
Метаколлоидного и колломорфного кварца	Кварц 1	24,06	0,47	51,19
Золото-сфалерит-галенит-кварцевая	Кварц 3	33,26	0,43	77,35
Золото-марказит-кальцитовая	Кальцит 1	58,35	0,27	216,11

Таблица 11

Концентрация растворов включений по показателям преломления (золото-серебряное оруденение, золото-сфалерит-галенитовый тип)

Стадия минералообразования	Минерал	n, мм.	θ, град	N	Концентрация, %	
					NaCl	KCl
Золото-сфалерит-галенит-кварцевая	Кварц 3	0,472	61,3	1,348	8,80	10,20
		0,880	60,6	1,346	7,86	9,20
Золото-марказит-кальцитовая	Кальцит 1	0,440	62,1	1,346	7,20	9,20
		0,400	62,7	1,352	11,10	13,30
		0,340	62,7	1,350	10,00	12,50

Примечание. n — расстояние от включения до поверхности пластинки с учетом показателя преломления минерала; θ — угол наклона столика Федорова относительно оси I; N — показатель преломления раствора. Для кальцита  $\cos \varphi$  принят равным 1,05.

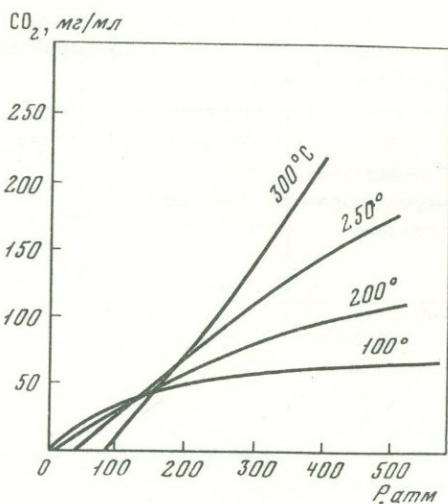
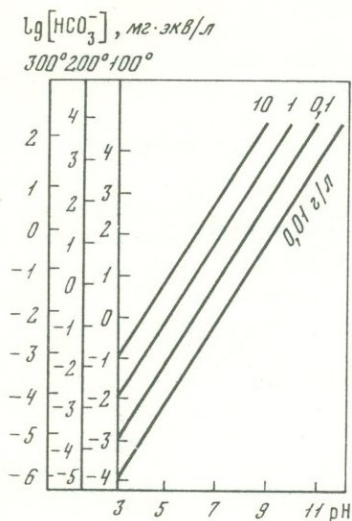


Рис. 11. Зависимость активности ионов  $\text{HCO}_3^-$  от pH раствора и концентрации растворенной углекислоты [ 93 ]

Рис. 12. Растворимость углекислоты в зависимости от суммарного давления в системе [ 63 ]

отложение его началось при температурах  $320^\circ\text{C}$ . Завершается его кристаллизация при  $160^\circ\text{C}$ . Большой температурный интервал кристаллизации, по-видимому, связан с длительным процессом образования кварца третьей генерации.

Отложение сульфидов, представляющих собой продукты наиболее раннего минералообразования этой стадии, происходило в интервале температур  $310\text{--}250^\circ\text{C}$ . Совместно с мелкозернистой разновидностью кварца 3 отлагалось самородное золото-электрум 1. Термометрическое изучение золотоносного кварца показывает, что его отложение происходило при температурах  $250\text{--}230^\circ\text{C}$ . Ассоциация кварца 3 с электрумом 1 сформирована при давлениях  $60\text{--}100$  атм (см. табл. 9). Данные химического анализа водных вытяжек из этого кварца показывают, что минералообразование происходило из гидрокарбонатно-хлоридно-калиево-натриевых растворов (см. табл. 13). Расчет кислотности - щелочности гидротерм этого периода дает величину  $\text{pH} = 7,4$ , свидетельствующую о достаточно щелочной среде. Концентрации солей в растворах, установленные различными методами, изменяются от 72 до 88 г/л в эквиваленте NaCl (см. табл. 9-11).

Образование минеральных ассоциаций золото-марказит-кальцитовой стадии гидротермального процесса начинается с отложения доломита, который вместе с кварцем образует характерные каркасно-пластинчатые и параллельно-пластинчатые агрегаты. Немногочис-

Таблица 12

Расчет кислотности – щелочности гидротермальных растворов (золото–серебряное оруденение; золото–сфалерит–галенитовый тип)

Стадия минералообразования	Минерал	t, °C	P, атм	Содержание $\text{HCO}_3^-$ , мг.экв/л	$\lg[\text{HCO}_3^-] \text{pH}$
Метаколлоидного и колломорфного кварца	Кварц 1	325	115	0,50	1,6990 7,4
Золото–сфалерит–галенит–кварцевая	Кварц 2	260	50	0,98	$\bar{1},9912$ 6,5
	Кварц 3	240	40	0,88	$\bar{1},9445$ 6,4
Золото–марказит–кальцитовая	Кальцит 1	290	75	2,00	0,3020 8,9
Сульфидно–карбонатная	Кальцит 2	245	42	1,50	0,1761 8,6

Примечание. t – температура гомогенизации включения, P – давление во включениях.

ленные замеры температур гомогенизации газово–жидких включений в доломите определяют интервал 275–250°C. На многих участках жильных тел вместо доломита отлагался кальцит, гомогенизация включений в котором происходит в интервале 310–220°C. Более точно верхний температурный порог растворов этой стадии определяют вторичные включения в вершинах кристаллов кварца 3, соприкасающихся с кальцитом 1 золото–марказит–кальцитовой стадии. Гомогенизация этих включений происходит при 320–330°C. Эти данные позволяют считать, что начальные температуры растворов золото–марказит–кальцитовой стадии минералообразования достигли 320–310°C. К трещинам в кальците 1 приурочены пластинчатые и прожилковидные выделения электрума 2. Стадия завершается образованием незолотоносных ромбоэдрических кристаллов кальцита 2, включения в котором гомогенизируются при температуре 230–170°C. Это дает основание предположить, что кристаллизация электрума 2 происходила между образованием первой и второй генераций кальцита, т.е. при температуре 250–230°C, как и электрума 1.

Таблица 13

Результаты химического анализа водных вытяжек из минералов

Стадия минералообразования Минерал	pH	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>+2</sup>	Mg <sup>+2</sup>	Σ <sub>кат</sub>
Метаколлоидного и колломорфного кварца		0,16	0,07	0,13	0,04	0,40
Кварц 1	7,6	40,00	17,50	32,50	10,00	100
Золото-сфалерит-галенит-кварцевая						
Кварц 2	7,6	0,21	0,07	0,33	0,01	0,62
		33,87	11,29	53,23	1,61	100
Кварц 3	7,7	0,23	0,07	0,28	0,12	0,70
		32,85	10,00	40,00	17,15	100
Золото-марказит-кальцитовая; доломит	8,0	0,25	0,12	0,40	0,04	0,81
		30,86	14,81	49,38	4,95	100
Кальцит 1	7,9	0,10	0,06	0,56	0,46	1,18
		8,8	5,08	47,45	38,98	100
Сульфидно-карбонатная						
Кальцит 2	7,8	0,05	0,05	0,92	0,08	1,10
		4,55	4,55	83,63	7,27	100
Барит-опал-халцедоновая						
Барит	7,2	0,05	0,02	0,07	0,02	0,16
		31,25	12,50	43,75	12,50	100

Примечание. Первая строка - мг.экв/100 г, вторая строка -

$$\frac{\text{мг.экв}}{100\text{г}} \%$$

золото-серебряных месторождений (золото-сфалерит-галенитовый тип)

HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>-2</sup>	F <sup>-</sup>	Σ <sub>ан</sub>	Общая минерализация	Ошибка анализа, %
0,28	0,05	0,04	0,00	0,37	0,77	3,9
75,5	13,50	11,00	0,00	100		
0,49	0,00	0,02	0,00	0,51	1,13	8,0
96,00	0,00	4,00	0,00	100		
0,44	0,13	0,01	0,00	0,58	1,28	9,38
75,86	22,41	1,73	0,00	100		
0,88	0,00	0,06	0,00	0,95	1,76	7,95
92,65	0,00	6,30	0,00	100		
1,00	0,05	0,09	0,01	1,15	2,23	1,29
82,82	4,36	7,85	0,61	100		
0,75	0,09	0,002	0,01	0,90	2,00	10,00
83,51	9,47	0,22	0,91	100		
0,13	0,05	0,005	0,00	0,19	0,35	8,57
71,06	26,31	2,63	0,00	100		

Давление в гидротермальной системе в период образования продуктов золото-марказит-кальцитовой стадии минералообразования изменялось от 53 до 100 атм (см. табл. 9). Минералообразующие растворы по составу водных вытяжек можно отнести к типу гидрокарбонатно-кальций-натриевых; доломитообразующие растворы отличаются достаточно высокой щелочностью —  $\text{pH} = 8,9$  (см. табл. 12). Концентрации солей в растворах крайне непостоянны, но в целом высоки — от 72 до 216 г/л (см. табл. 9–11). Газовая фаза растворов углекислотно-азотная, с заметным содержанием кислорода. Отношение кислорода к азоту близко воздушному 0,24 (см. табл. 8).

Тонкозернистое, часто коллоидное строение агрегатов железо-марганцевых карбонатов сульфидно-карбонатной стадии минералообразования не позволило провести детальное изучение термометрических условий их образования. Изучен лишь кальцит 3, завершающий формирование этой ассоциации. Отложение его происходило при 160–120°C.

Давление в период минералообразования в сульфидно-карбонатную стадию рассчитано только по включениям в кальците 2 и равно 25 атм (см. табл. 9). Состав растворов по водным вытяжкам из этого же кальцита гидрокарбонатно-хлоридно-кальциевый (см. табл. 13). Концентрация солей в растворах 73 г/л (см. табл. 9).  $\text{pH}$  растворов этого периода достигает 8,6 (см. табл. 12).

Формирование жильных тел на месторождениях этого типа завершается образованием минеральных ассоциаций барит-опал-халцедоновой стадии гидротермального процесса. В жильных минералах этой стадии включения газово-водные или же существенно водные. Встречаются они сравнительно редко. Размеры их не превышают 0,01 мм. В наиболее высокотемпературных включениях в барите около 15–20% газовой фазы. Температура гомогенизации включений в барите 120°C. Гомогенизация в кальците происходит при 80–50°C.

Минералообразующие растворы, отлагавшие барит-опал-халцедоновый парагенезис минералов, по сравнению с растворами предшествующих стадий гидротермальной деятельности резко обеднены основными макрокомпонентами. По составу анионов растворы преимущественно гидрокарбонатно-хлоридные. Среди катионов ведущая роль принадлежит кальцию, подчиненная — щелочным элементам (см. табл. 13).

Таким образом, оруденение золото-сфалерит-галенитового типа сформировано в сложном физико-химическом режиме. Минералообразование протекало в широком диапазоне температур от 365 до 50°C. Отложение рудных парагенетических ассоциаций осуществлялось преимущественно при 300–200°C. Кристаллизация золота происходила в узком температурном интервале 250–230°C. Минералообразование сопровождалось межстадийными инверсиями температур до 100–150°C. Давления в гидротермальной системе на всех этапах формирования оруденения не превышали 190 атм, несмотря на достаточно высокие температуры растворов. В составе гидротерм для всех стадий минералообразования следует отметить ус-

тойчиво высокую роль гидрокарбоната; менее заметна, но достаточно выражена роль хлорида. Среди катионов доминирующее положение занимают кальций и натрий. Концентрации солей в растворах непостоянны. Максимум приходится на период образования золотоносных ассоциаций 72–216 г/л. Газовый состав гидротерм углекислотно-азотный, в значительных количествах присутствует кислород. В раннюю стадию формирования газовая фаза растворов была заметно обогащена кислыми летучими компонентами.

Золото-аргентитовый тип. Рудопроявления и месторождения этого типа пространственно и, по-видимому, парагенетически связаны с развитием субвулканического интрузивного магматизма. Причем магматическая деятельность без какого-либо существенного перерыва во времени сменяется гидротермальным этапом развития рудоносных структур. Отсюда понятно, что незатухающая активность магматического очага и на гидротермальном этапе может явиться причиной экстремального состояния температур и других физико-химических параметров минералообразующих растворов.

Физико-химические условия формирования оруденения золото-аргентитового типа изучены на примере одного из месторождений Прихотской ветви вулканогенного пояса. Исследованию подверглись минеральные ассоциации рудных (кварц-родонит-родохрозитовая и кварц-сульфидная с золотом и минералами серебра) и послерудной (гребенчатого кварца) стадий развития месторождения [29] (рис. 13).

Условия отложения продуктов ранней стадии рудного этапа (кварц-родонит-родохрозитовая ассоциация) изучены по включениям в призматическом кварце. Выделено два зарождения кристаллов этого кварца. Кварц раннего зарождения содержит большое количество газовой-водных включений изометричных и идиоморфных очертаний. Размеры включений небольшие (до 0,0 п мм), но они отличаются высокой объемностью. Гомогенизация включений ядерной части кристаллов происходит обычно в жидкую и лишь иногда в газовую фазы при температурах 410–390°C. К головкам кристаллов температуры гомогенизации включений постепенно снижаются до 335–320°C. Началом второго зарождения является мелкозернистый агрегат, отложившийся на головках кристаллов ранней генерации. Кварц второй генерации сильно замутнен большим количеством газовой-водных включений, гомогенизация которых происходит при температурах 370–360°C. В вершинах крупных кристаллов, развивающихся из агрегата мелкозернистого кварца, по зонам роста часто встречаются крупные (0,02–0,06 мм) двухфазовые включения призматического облика. Многочисленные замеры температур, сделанные в различных частях кристаллов, указывают на постепенное снижение температуры минералообразования в очень широком интервале – от 370 до 220°C. В других изученных образцах кварца этой генерации температуры гомогенизации включений укладываются в такой же интервал (рис. 14).

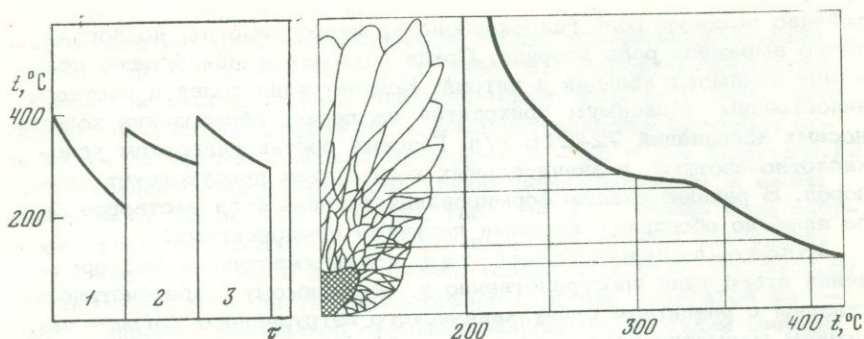


Рис. 13. Температурный режим формирования месторождения золото-аргентитового типа

Ассоциации: 1 - кварц-родонит-родохрозитовая; 2 - кварц-сульфидная с золотом и минералами серебра; 3 - гребенчатого кварца

Рис. 14. Характер изменения температуры образования кварца на месторождении золото-аргентитового типа

В аметистовидном кварце этой стадии минералообразования включения редки и попадают в интервал  $305-250^{\circ}\text{C}$ .

Помимо кварца, минералотермометрическому исследованию подвергся кальцит, также относящийся к этой стадии рудного процесса. Выявленные в нем включения гомогенизируются в жидкую фазу при температурах от  $400$  до  $335^{\circ}\text{C}$ . Кристаллизация кальцита, вероятно, происходила раньше кварца этой стадии, поскольку мелкозернистый кварц, замещающий кальцит, содержит включения, гомогенизация которых происходит в интервале  $350-275^{\circ}\text{C}$ . Эта область температур кристаллизации второй генерации кварца ранней стадии рудного этапа.

На месторождении встречается кальцит (в ассоциации с доломитом), кристаллизация которого происходила и после кварца второй генерации. Выявленные в нем включения гомогенизируются при температурах  $290-240^{\circ}\text{C}$ .

Давления в гидротермальной системе в период образования минеральных ассоциаций ранней стадии, рассчитанные по данным криометрии и гомогенизации включений в кальците, составляют интервал  $170-280$  атм (табл. 14).

Изучение химического состава гидротермальных растворов проводилось по данным анализа водных вытяжек из кварца и кальцита различных стадий минералообразования (табл. 15). Результаты проведенных исследований показывают, что если в предрудную стадию тонкозернистого кварца минералообразующие растворы носили гидрокарбонатно-хлоридно-натриевый состав, то в рудный этап характер растворов существенно меняется. Так, кальцит кварц-родонит-родохрозитовой ассоциации образован уже из гидрокарбон-

Таблица 14

Расчет концентраций растворов и давлений во включениях по данным гомогенизации и криометрии (золото-серебряное оруденение, золото-аргентитовый тип)

Стадия минера-лообразова-ния	Минерал	Темпе-ратура гомо-гени-зации, °С	Темпе-ратура эвтек-тической крис-таллиза-ции, °С	Темпе-ратура замер-зания, °С	Кон-цент-рация рас-твора, %	Дав-ление во вклю-чени-ях, атм
Кварц-родонит-родохро-зитовая	Кварц	390	-26	-5,8	9,7	
		283	-23	-5,2	8,8	
		375	-26	-5,8	9,7	
	Кальцит	225	-23	-5,2	8,8	
		400	-31	-6,5	10,5	280
		360	-31	-6,5	10,5	180
Кварц-суль-фидная	Кварц	355	-29	-6,2	10,2	170
		352	-30	-6,3	10,3	167
		350	-18	-5,4	9,2	
Гребен-чатого кварца	"-	325	-23	-5,2	8,8	115
		319	-25	-5,7	9,5	112
		308	-20	-4,0	7,2	

натно-фторидных растворов, с высоким содержанием кальция, калия, иногда магния (рис. 15).

Концентрация солей в растворах этой стадии, установленная по данным криометрии растворов включений в кварце, изменяется в пределах 88-97 г/л (см. табл. 14).

Кислотность - щелочность растворов, рассчитанная по включениям в кальците, достигает 9,2.

Газовая фаза растворов, судя по данным анализа включений в кальците второй генерации, углекислотно-азотного состава с достаточно высоким содержанием кислорода. Отношение кислорода к азоту близко к воздушному.

Включения в кварце кварц-сульфидной ассоциации с золотом и серебром изучены слабо. Кварц, содержащий газовой-водные включения, обычно представлен мелкими призматическими кристалликами, находящимися в многочисленных кавернах метаколлоидных агрегатов. Замеренные температуры гомогенизации включений, приуроченные к вершинам кристалликов, дают температурный интервал

Таблица 15

Результаты химического анализа водных вытяжек из минералов

Стадия минералообразования	Минерал	pH	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>+2</sup>	Mg <sup>+2</sup>
Тонкозернистого кварца	Кварц	7,5	0,14	0,35	0,00	0,00
			29,57	71,43	0,00	0,00
Кварц-родонит-родохрозитовая	Кварц 4	7,3	0,25	0,13	0,32	0,04
			33,78	17,57	43,24	5,41
Кварц-сульфидная	Кальцит	7,6	0,04	0,05	0,34	0,02
			8,89	11,11	75,56	4,44
Гребенчатого кварца	Кварц	7,3	0,31	0,14	0,21	0,05
			43,66	19,72	29,58	7,04
	"	7,7	0,12	0,08	0,15	0,05
			30,00	20,00	37,50	12,50

Примечание. Первая строка - мг·экв/100 г, вторая -  $\frac{\text{мг} \cdot \text{экв}}{100 \text{ г}} \%$

от 340 до 300°C. Не исключено, что начало кристаллизации этого кварца приходится на температуры 360-370°C.

Минералообразующие растворы этой стадии формирования месторождения носили гидрокарбонатно-калиево-натриевый состав с высоким содержанием хлор- и сульфат-иона (см. табл. 15). Минералообразование протекало в умеренно щелочной обстановке при pH = 7,5 (табл. 16). Концентрации солей минералообразующих растворов, установленные по данным анализа водных вытяжек, а также криометрии включений достигали 92-96 г/л (табл. 14-17). Состав газовой фазы гидротерм продуктивной стадии минералообразования азотно-углекислотный. Отношение кислорода к азоту близко воздушному и составляет 0,24.

Условия минералообразования в позднюю стадию гребенчатого кварца характеризуются некоторым напряжением термодинамической обстановки. Несколько увеличивается температура гидротермальных растворов, возрастает давление минералообразования. Гомогенизация основной массы включений в этом кварце происходит при 355 - 295°C, хотя нередки включения с температурой до 400°C. В аметистовидных разностях этого кварца включения встречаются гораздо реже, и температуры гомогенизации их несколько ниже: 307-250°C.

Отличительной особенностью минералообразующего процесса этой стадии является относительно высокое содержание в растворах фтор-

золото-серебряных месторождений (золото-аргентитовый тип)

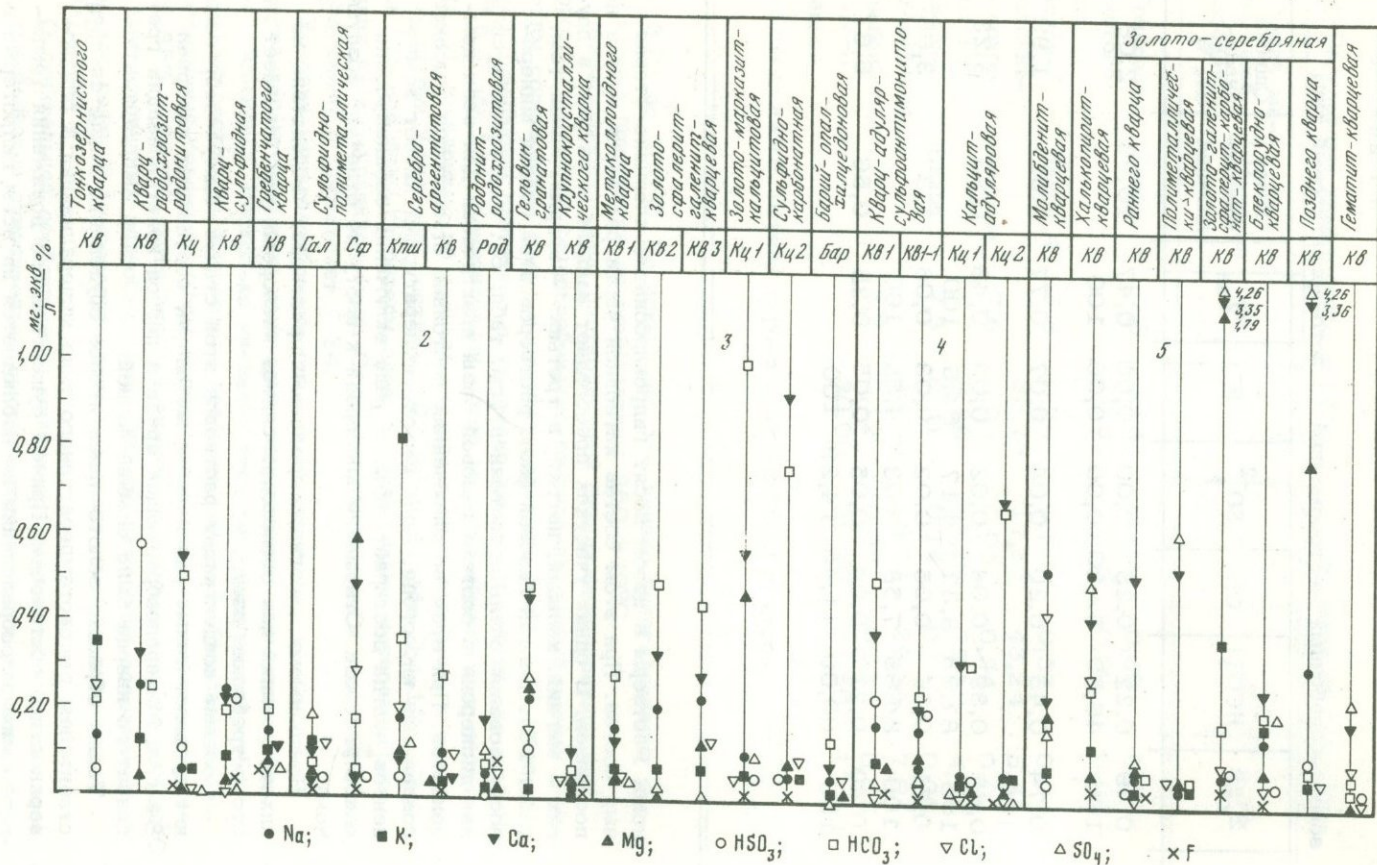
$\Sigma_{\text{кат}}$	$\text{HCO}_3^-$	$\text{Cl}^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{F}^-$	$\Sigma_{\text{ан}}$	Общая минерализация	Ошибка анализа, %
0,49 100	0,22 46,80	0,25 53,20	0,00 0,00	0,00 0,00	0,47 100	10,96	2,08
0,74 100	0,45	0,20	0,05	0,07	0,77	0,51	1,99
0,45 100	0,39 81,25	0,04 8,33	0,02 4,17	0,03 6,25	0,48 100	0,93	3,23
0,71 100	0,56 84,85	0,05 7,58	0,02 3,03	0,03 4,55	0,06 100	1,37	3,65
0,40 100	0,21 60,00	0,04 11,43	0,05 14,29	0,05 100	0,35	0,56	6,67

иона. Растворы в целом носят гидрокарбонатно-хлоридно-фторидный состав. При этом состав катионной части растворов крайне непостоянен. В одних участках преобладает кальций и натрий, в других — магний, кальций, натрий; в третьих — натрий, калий (см. табл. 15). Состав газовой фазы растворов этой стадии минералообразования очень непостоянен (см. табл. 8). Установлена сильная дисперсия в составе газовой фазы практически для всех компонентов. При этом во включениях постоянно отмечаются высокие содержания кислорода. Доля высокотемпературных кислот компонентов иногда достигает 45%. В ряде включений зафиксирована окись углерода. Отношение кислорода к азоту не отвечает воздушному.

По-видимому, в гидротермальных рудорах вследствие каких-то реакций или происходит синтез кислорода, или же имеет место потребление азота.

Солевые концентрации растворов этой стадии минералообразования, установленные различными методами, составляют интервал 72–84 г/л. Минералообразующая среда в период кристаллизации гребчатого кварца была слабощелочной.

Таким образом, золото-аргентитовое оруденение является представителем высокотемпературного типа минерализации в близповерхностной обстановке. Причем существенного понижения температур минералообразования не наблюдается на всем гидротермаль-



ном этапе. Низкотемпературное минералообразование в период формирования месторождения практически не проявилось.

Золото-сульфоантимонитовый тип. Этот тип оруденения будет рассмотрен на примере одного из наиболее изученных месторождений Приохотского отрезка вулканогенного пояса. Важнейшей особенностью этого месторождения является его приуроченность к кольцевому магматическому комплексу, который характеризует резкую смену эффузивного магматизма интрузивным. В строении кольцевого комплекса принимают участие субвулканические интрузии андезитового, андезито-дацитового и липаритового составов, сопровождающиеся широким развитием эксплозивных брекчий. Проявление взрывных эффектов при внедрении заключительных порций магматического расплава оказало определяющее влияние на всю гидротермальную деятельность, тем более что вулканическая деятельность и гидротермальные процессы протекали без какого-либо перерыва.

Условия формирования месторождения золото-сульфоантимонитового типа изучались по газово-водным включениям в минералах допродуктивной (кварц-каолинитовой и кварц-сульфидной), продуктивной (золото-пиритовой, золото-сульфоантимонитовой и селенидно-серебряной) и послепродуктивной (кальцит-адуляровой, мелкогребенчатого кварца и кальцит-гипсовой) стадий.

В образованиях допродуктивной стадии изучен кварц из цемента гидротермальных брекчий и из кварц-каолинитовых метасоматитов. Кварц гидротермальных брекчий представляет собой чрезвычайно тонкозернистый агрегат, а потому встречающиеся в нем включения отличаются крайне незначительными размерами (0,001 мм), и даже при значительных увеличениях (до  $\times 1000$ ) не всегда удается выявить соотношения жидкой и газовой фаз. Формы таких включений самые разнообразные; преобладают резко неправильных очертаний червеобразные, амебовидные. Идиоморфные включения округлых форм встречаются относительно редко. В благоприятных для наблюдений участках пластин во включениях иногда можно достаточно четко увидеть соотношения фаз, которые варьируют в широких пределах. Встречаются даже существенно газовые включения. Это обстоятельство может явиться еще одним свидетельством эксплозивного происхождения гидротермальных брекчий, поскольку разнонаполненные включения характеризуют моменты гетерогенизации гидротермальных растворов.

Включения в кварц-каолинитовых метасоматитах представляют результат воздействия на вмещающие вулканические породы ранних

---

Рис. 15. Химический состав водных вытяжек из минералов золото-серебряных месторождений

1 - золото-аргентитового; 2 - серебро-аргентитового; 3 - золото-сфалерит-галенитового и 4 - золото-сульфоантимонитового типов и 5 - золото-медно-молибденового месторождения

Таблица 16

Расчет кислотности – щелочности гидротермальных растворов  
(золото–серебряное оруденение, золото–аргентитовый тип)

Стадия минералообразования	Минерал	Температура гомогенизации включений, °С	Давление, атм	Содержание $\text{HCO}_3^-$ , мг·экв/л		pH
Кварц–родонит–родохрозитовая	Кварц	275	50	1,02	0,0086	9,2
Кварц–сульфидная	Кварц	315	100	0,44	1,6435	7,5
Гребенчатого кварца	"	230	25	0,44	1,6435	6,5

Примечание. Расчет проведен для растворов с концентрацией  $\text{CO}_2$  0,01 г/л.

Таблица 17

Концентрации растворов по результатам анализа водных вытяжек (золото–серебряное оруденение, золото–аргентитовый тип)

Стадия минералообразования	Минерал	Общая минерализация водных вытяжек, мг/л	Содержание воды, %	Концентрация растворов, г/л
Кварц–сульфидная	Кварц	22,10	0,23	96,09
Гребенчатого кварца	"	18,46	0,22	83,91

постмагматических метаморфизирующих растворов. В реликтовых порфировых выделениях магматического кварца включения располагаются по трещинкам, образуя протяженные цепочки. По типу расположения эти включения подобны поздним вторичным включениям; однако в данном случае их следует рассматривать как первичные, характеризующие дорудный период развития гидротермальной системы.

Включения идиоморфных очертаний отличаются четкими физо-

выми границами с устойчивыми соотношениями фаз. Размер их значителен и достигает 0,05–0,08 мм.

В метасоматическом новообразованном кварце включения исключительно мелкие, неправильных лапчатых очертаний. Несмотря на некоторые вариации в соотношении фаз, эти включения вполне сопоставимы с теми, которые установлены в реликтах магматических вкрапленников. Некоторые различия в их морфологии объясняются спецификой условий их образования. Включения в каолинитах и алунитах не установлены, поскольку даже весьма тонкие полировки этих минералов слабо прозрачны.

Температурные условия образования допродуктивной кварц–сульфидной ассоциации, локализованной в гидротермальных брекчиях, изучались в основном по кварцу, цементирующему обломочный материал вмещающих пород. Кварц гидротермальных брекчий содержит большое количество существенно жидких или газовой–жидких включений с соотношением жидкой и газовой фаз 10:1. Следует отметить, что включений, пригодных для замера температур их гомогенизации, очень немного. По трем образцам удалось сделать лишь пять замеров. Температура гомогенизации этих включений равна 120–130°C.

Иногда встречается кварц, который содержит очень мелкие включения с недостаточно различимыми газовыми пузырьками с весьма широкими вариациями в соотношении фаз; встречаются даже существенно газовые включения. Температуры гомогенизации включений с относительно близкими объемами газовой составляющей не выходят за пределы 130–160°C.

Включения в кварц–каолинитовых метасоматитах были в основном изучены по образцам, отобраным из поверхностных горных выработок. В реликтовых зернах порфировых выделений кварца в липаритах, дацитах и игнимбритах газовой–жидкие включения располагаются по трещинам. Объем газовой фазы во включениях изменяется в небольших пределах и в среднем составляет 12–15%. Температуры их гомогенизации находятся в интервале 130–180°C.

В метасоматических новообразованиях кварца изученные включения, помимо отличий в морфологии, характеризуются и более широкими вариациями в соотношениях жидкой и газовой фаз. Большое распространение имеют существенно жидкие включения, но наряду с ними встречаются и такие, в которых газовая фаза составляет не менее 15%. Газовой–жидкие включения гомогенизируются в достаточно широком температурном интервале от 120 до 180°C. При наличии большого количества жидких включений позволяет говорить о том, что постмагматические растворы в отдельные моменты имели температуру ниже 100°C.

Условия образования золото–пиритовой, золото–сульфоантимонитовой и селенидно–серебряной ассоциаций изучены по газовой–водным включениям в кварце ритмично–полосчатых и гребенчатых с адуляром агрегатов из различных пересечений основных жил по 6 горизонтам, включая поверхность и горизонт, вскрытый лишь буровыми работами.

В кварце, принимающем широкое участие в образовании продуктивных тонкозернистых кварц-адуляровых полос верхних горизонтов месторождения, газово-жидкие включения визуально-оптическим способом практически не обнаружены. На частичное либо даже полное отсутствие включений в подобном кварце указывает также декрепитационный анализ. На всем интервале нагрева до 700°C ритмично-полосчатый кварц остается "немым". Газово-жидкие включения установлены лишь в призматическом кварце, завершающем формирование отдельных ритмов. Однако их очень мало, они не отличаются значительными размерами и почти во всех изученных ритмах характеризуются близкими соотношениями фаз. Некоторые из этих включений носят следы явно коллоидного происхождения. Метаколлоидные включения относительно темные с резкой шагреновой поверхностью полостей и сутурными ограничениями. Форма этих включений, несмотря на сложность их очертаний, обычно достаточно правильная, округлая и булавовидная. Газовый пузырек просматривается с большим трудом. Некоторые из этих включений сопровождаются дочерними червеобразными и округлыми включениями типа глобулей, едва различимыми даже при увеличении до  $\times 1200$ .

Отсутствие включений в ритмично-полосчатом кварце, по-видимому, связано со спецификой его образования. Формирование рудных тел в зоне перепада температур и давлений ведет к очень быстрому пересыщению растворов и выпадению избыточных компонентов в виде минеральных фаз. Поскольку этот процесс протекает быстро, то образующиеся центры кристаллизации не успевают сформироваться в достаточно крупный кристаллический индивид, в процессе роста которого были бы захвачены микропорции маточных растворов в виде газово-жидких включений. И только в заключительные моменты формирования ритма, когда наступает несколько более стабильная обстановка, на имеющихся затравках начинают расти мелкие кристаллики, которые уже содержат включения. Образование гелей, интенсивно протекающее в этот период, также не способствует образованию включений. В дальнейшем в процессе старения гелей из остаточных синергетических растворов, еще содержащих в достаточных количествах растворенный кремнезем, могут образовываться кристаллики кварца, завершающие формирование ритма. Эти кристаллы захватывают и частички гелей, из которых впоследствии образуются метаколлоидные включения. Понятно, что эти включения не могут характеризовать начальные моменты образований гелей.

В адуляре, так же как и в ритмично-полосчатом кварце, включения не установлены. Весьма ограниченное их количество выявляется и данными декрепитации.

В каркасно-пластинчатых агрегатах сложного ажурного рисунка характер и распределение включений отличаются своими особенностями. Непрозрачные халцедоновидные пластины чрезвычайно сильно насыщены мельчайшими глобулярными существенно жидкими и газово-жидкими включениями. Распределение этих включений и создает каркасную структуру породы. Кварц, находящийся между плас-

тин, более раскристаллизован и содержит достаточно крупные, часто идиоморфные с четкими фазовыми границами газовой-жидкие включения. В некоторых образцах, даже в таком полнораскристаллизованном кварце, включения чрезвычайно мелки. Располагаются они по зонам роста, образуя в поперечном сечении минерала замкнутые шестиугольники. В продольном срезе кристаллов зональность их также подчеркивается включениями. Причем установлено два типа распределения включений: контролирующего рост граней или же представляющих собой следы перемещения углов между растущими гранями. Последний тип представляет собой струйчатое распределение.

На более глубоких горизонтах месторождения, где проявлена ассоциация гребенчатого кварца с адуляром, изменяется и характер микровключений. В адуляре включения визуальнo-оптическим методом также не установлены. В кварце же, который часто образует средне- и даже крупнозернистые агрегаты зерен, включения встречаются довольно часто и прежде всего в связи с формами роста отдельных зерен. Интересно, что, несмотря на изменение текстурно-структурных особенностей минеральных агрегатов продуктивной ассоциации, по соотношению фаз эти включения в сущности аналогичны описанным для кварца, завершающего образование отдельных ритмов продуктивной ассоциации верхних горизонтов месторождения.

Встречаются участки с крупными до 1-2 см по главной оси кристалликами кварца аметистовидного облика с явными следами коллоидного происхождения. В основании таких кристаллов отчетливо видны колломорфные почковидные зародыши зонального строения. Отдельные зоны имеют волокнистое строение, причем волокна располагаются поперек зон. Присутствие таких волокнистых агрегатов характерно для слабо раскристаллизованных метагелевых образований. По этим колломорфным агрегатам в дальнейшем развиваются кристаллы кварца с типичным струйчатым распределением включений, подчеркивающим направление перемещения вершин углов между гранями растущего кристалла.

В головках подобных кристаллов спорадически разбросаны типичные метагелевые включения сферического и булавовидного облика. Поскольку полости подобных включений выложены аморфным слабо просвечивающимся кремнеземом, то они имеют облик сгустков, рельефно выделяющихся на светлом фоне минерала. Газовая фаза в подобных включениях часто не видна. При нагревании эти включения несколько светлеют, в них становится заметным газовый пузырек. Вероятно, это связано с частичным растворением аморфного кремнезема на стенках полости включения.

Давая характеристику условиям образования этих продуктивных минеральных ассоциаций, необходимо отметить, что в ритмично-полосчатом кварце в приповерхностной части главного рудного тела достаточно отчетливо выделяются участки, обогащенные включениями и практически не имеющие их. Кварц, содержащий газовой-жидкие включения, обычно отличается большей степенью раскристаллизации и не содержит рудных минералов или содержит их в очень

незначительном количестве. Участки же, обогащенные рудной минерализацией, как правило, под микроскопом не обнаруживают присутствия газовой-жидких включений. Не устанавливаются они и термовзвучиванием. Это обстоятельство характерно для всех пересечений основного рудного тела по различным горизонтам, где в значительных масштабах проявлена рудная минерализация. Кварцадуляровый материал весьма слабо раскристаллизован и, естественно, содержит минимальное количество-жидких включений. В относительно раскристаллизованных участках кварца установлены газовой-жидкие включения с температурой гомогенизации 140–175°C.

Основная масса включений в кварце существенно жидкого состояния и, вероятно, характеризует собой отщепленные избыточные воды, возникшие в процессе синерезиса первично гелевых масс. Газовой-жидких включений-термометров очень мало, и они в подобном кварце отражают скорее не условия выпадения из растворов кремнезема, а всего лишь период старения гелей. Газовой-жидкие включения, изученные в прозрачных мелких кристалликах, завершающих формирование отдельных ритмов этой ассоциации, дают температуры гомогенизации 180–195°C.

С увеличением глубины температурный режим образования кварца этих ассоциаций практически остается неизменным на протяжении 200–250 м по вертикали. Лишь на отдельных участках рудных тел, где степень раскристаллизации кварца выше при сохранении ритмичности и полосчатости руд, температура их образования несколько повышается до 230–240°C. По отдельным включениям в кристаллах кварца из жеод колломорфных агрегатов зафиксированы температуры 290–300°C.

На глубине 120–150 м от современной поверхности в ритмично-полосчатом кварце этих ассоциаций присутствуют отдельные кристаллики и обломки кристаллов кварца, не свойственные продуктивному парагенезису. Реликты кварца резко отличаются как по типу включений, так и по их температурной характеристике от ритмично-полосчатого кварца. Температуры гомогенизации включений в нем 290–345°C. Не исключено, что этот кварц представляет собой корневые части жил месторождения, обломки которых были вынесены восходящими коллоидными растворами.

На глубоких горизонтах продуктивная ассоциация с кварцем и адуляром существенно меняет свой внешний облик. Если на верхних горизонтах при четкой ритмичности агрегаты сохраняли чрезвычайно тонкокристаллическую, почти аморфную структуру, то с глубиной ритмичность становится нечеткой, расплывчатой, напоминает скорее поясовость, а величина зерен значительно возрастает. Встречаются кристаллы кварца отчетливо зонального строения. Однако развитые в них включения сохраняют свой метаколлоидный облик и не дают возможности судить о температурах минералообразования.

Заканчивая рассмотрение температурных условий образования продуктивной ассоциации в пределах главного рудного тела, следу-

Таблица 18

Расчет давлений по включениям в кварце золото-сульфоантимонитового месторождения

Температура гомогенизации, °С	Концентрация растворов, %	Давление, атм	Температура гомогенизации, °С	Концентрация растворов, %	Давление, атм
300	7,3	85	260	7,2	75
290	9,3	75	220	9,2	35
245	9,7	40	160	9,0	5

ет отметить, что, по-видимому, весь вертикальный интервал образования кварца продуктивных ассоциаций по всем профилям не выходит за пределы распространения зоны пересыщенных растворов. Именно с этим связана его тонкозернистая структура и, как следствие, невысокие содержания газовой-жидких включений. Определенная роль в этом принадлежит несомненно явлениям гелеобразования. Между характером раскристаллизации и степенью насыщенности кварцевого материала включениями, с одной стороны, и его продуктивностью, с другой - существует обратная зависимость.

Основное рудоотложение протекало в узком температурном интервале 180-200°С.

Расчет давлений для стадии продуктивного минералообразования проведен с использованием данных гомогенизации и криометрии включений. Он показывает, что отложение золото-серебряного парагенезиса происходило в обстановке низких давлений 5-85 атм, что характерно для условий близповерхностного рудоотложения (табл. 18).

Изучение химизма минералообразующих растворов, формирующих продуктивные ассоциации рудных тел, проводилось по водным вытяжкам, полученным из колломорфных ритмично-полосчатых агрегатов кварца и массового скрытокристаллического кварца. Как показывают полученные данные (см. табл. 15), среди катионов основная роль принадлежит  $\text{Ca}^{+2}$ ,  $\text{Na}^{+}$  и  $\text{K}^{+}$ ; магний имеет подчиненное значение. Среди анионов превалирующее положение занимает гидрокарбонат. Явно подчиненное положение имеют сульфат и фтор-ионы. В небольших количествах установлен  $\text{Cl}^{-}$ . Отношение  $\text{Cl}^{-}/\text{F}^{-}$  в среднем 0,5.

Растворы по составу могут быть отнесены к гидрокарбонатно-кальциевым. Концентрации растворов, установленные по данным анализа водных вытяжек, составляют интервал 105-195 г/л.

Газовый состав растворов продуктивного этапа минералообразования непостоянен. В целом газовая фаза может иметь азотно-углекислотный состав. При этом в составе газовой фазы, хотя и

в небольших количествах, часто присутствуют кислород, окись углерода, водород, редко высокотемпературные кислые газы. Содержание кислорода в газовой фазе включений четко коррелируется с температурой: чем выше температура, тем ниже в составе газов доля кислорода. Во включениях в кварце в ассоциации с пренитом и хлоритом, представляющим собой аналог продуктивного кварца верхних горизонтов месторождения, в больших количествах присутствует водород, что согласуется с представлениями о глубине формирования кварц-пренит-хлоритовой ассоциации.

Включения в послепродуктивной кальцит-адуляровой ассоциации изучались прежде всего по кальциту. Кальцит в этом отношении является одним из наиболее благоприятных минералов. И тем не менее индивидуальные особенности включений зависят от условий кристаллизации кальцита, от его структурных особенностей. В массивном средне- и крупнокристаллическом кальците газовой-жидкие включения достаточно крупны и отличаются исключительно высоким идиоморфизмом, образуя ромбоэдрические полости. Включения обычно уплощенные, но нередко встречаются и изометричные.

По соотношению фаз, а также по пространственному положению включения в кальците можно уверенно разделить на несколько групп, характеризующих процесс образования кристаллов в различные периоды времени. В пластинчатом кальците морфогенетические особенности газовой-жидких включений резко отличаются от описанных для крупнокристаллического кальцита. Это, как правило, очень мелкие и чрезвычайно сложные по форме образования, располагающиеся вдоль отдельных пластин. Подобные включения слабо просвечивают. Фазовые границы в полости включения просматриваются с трудом или даже вообще незаметны. Часто о присутствии газовой фазы можно судить лишь после длительного наблюдения за группой включений, в полости которых иногда происходит перемещение газового пузырька в результате броуновского движения молекул.

Послепродуктивная кальцит-адуляровая ассоциация с переотложенными рудными минералами пользуется на месторождении широким распространением. Существенно кальцитовый состав ассоциации имеет место не только на верхних горизонтах рудных тел, но и на флангах. Кальцит-адуляровая ассоциация тяготеет к центральным частям рудных тел и содержит небольшое количество сульфидов, завершающих ее образование.

Обычно эта ассоциация представлена каркасно-пластинчатыми образованиями адуляр-кварц-кальцитового состава. В пластинчатых агрегатах отчетливо видно бесчисленное множество существенно жидких и газовой-жидких включений самых разнообразных по форме, в распределении которых внутри контура пластины отсутствует какая-либо закономерность. Температура гомогенизации некоторых относительно крупных с заметной газовой фазой включений, судя по соотношению фаз 1:10, должна быть 130-140°C.

Межкаркасные пространства выполнены полупрозрачным среднезернистым кварцем с газовой-жидкими включениями в десятки, а то и сотни раз более крупными, чем в пределах пластин. Все вклю-

чения с четко выраженными газовыми фазами, однако по соотношению фаз они крайне разнообразны. Температура гомогенизации их изменяется в очень широких пределах от 120 до 290°C. Вероятно, формирование адуляр-кварц-кальцитовых каркасно-пластинчатых агрегатов происходило, во-первых, в весьма узкий промежуток времени, во-вторых, из гетерогенных (кипящих) растворов. Кварц, кальцит и адуляр теоретически могут образовываться и из одной порции растворов при одинаковых значениях pH, Eh и температур, но, как показывают термодинамические расчеты, поле их устойчивости в координатах  $\lg [K^+] - pH$  в изотермических условиях (при 250°C) весьма незначительно. Вряд ли такие условия могут сохраняться длительное время, давая возможность в большом объеме формироваться специфическим каркасно-пластинчатым агрегатам. При внешней однообразии каркасно-пластинчатых агрегатов состав их, вернее количественные соотношения кальцита, кварца и адуляра, сильно меняется даже на протяжении 1 - 1,5 м по простиранию рудного тела.

На других участках существенная роль принадлежит кальциту; кварц и адуляр развиты в меньших масштабах. Текстуры агрегатов зональные, полосчатые и лишь участками развиты каркасно-пластинчатые образования. Температура гомогенизации газовой-жидких включений в кальците находится в интервале 160-230°C. Отсутствие широкого развития специфических каркасно-пластинчатых образований свидетельствует об относительной стабильности физико-химических условий на данном участке. Давления, рассчитанные по включениям в кальците этой ассоциации, изменяются от 5 до 75 атм.

Химизм растворов слепопродуктивной кальцит-адулярной ассоциации изучен по водным вытяжкам из доломита и кальцита. По составу они могут быть отнесены к гидрокарбонат-кальций-натрий-калиевым. В растворах в довольно больших количествах присутствует хлор, отмечаются сульфат- и фтор-ионы. В водной вытяжке, полученной из раннего кальцита, обнаружено золото в количестве 0,01% от массы сухого остатка; содержание серебра - от 0,001 до 0,03%.

Концентрации солей в растворах, установленные методом криометрии включений в кальците, достигают 90-93 г/л.

Состав газовой фазы растворов в большинстве своем азотно-углекислотный. В отдельных, относительно высокотемпературных включениях зафиксированы высокие содержания окиси углерода - более 11%.

В послерудном кварце, кальците и гипсе включения встречаются относительно редко. Наряду с достаточно высокотемпературными газовой-жидкими включениями встречаются и существенно жидкие включения, которые являются реликтами сравнительно низкотемпературных гидротермальных растворов. Формы включений в кварце чаще всего призматические или просто округлые; встречаются скопления включений морфологически сложных очертаний. В кальците включения обычно ромбоздрические или же трубчатые. Иногда

Таблица 19

Температуры гомогенизации, °С, включений в мелкогребенчатом кварце

Горизонт	Профиль				
	2	6	9	14	19
1		130-180		160-200	
2		130-160		180-200	
3			200-230	180-220	
4	130-140	140-225	200-210	220	160-180
5	130-140	130-250	200-220		

Примечание. Порядковые номера горизонтов увеличиваются с глубиной. Расстояния между горизонтами 50 м; между соседними профилями также 50 м.

встречаются включения сложных, но всегда угловатых форм; при этом углы между стенками полости равны или близки углам между направлениями спайности в кальците (56-58%).

В гипсе включения обычно трубчатые, существенно жидкие.

Ассоциация мелкогребенчатого кварца развита в незначительных масштабах, но встречается повсеместно. Она локализована в центральных частях жил, образуя достаточно заметные полосы мелкозернистого кварца, образовавшегося после продуктивных ассоциаций, но в тесной связи с ним. Нередко кварц этой ассоциации образует жеодово-друзовые скопления в пустотках различных частей рудных жил и прожилков. Часто мелкозернистый кварц этой ассоциации можно встретить в виде тончайших прожилков, секущих рудные тела от одного зальбаида до другого. Изучение газово-жидких включений в кварце этой ассоциации по различным профилям и горизонтам показывает достаточно широкий температурный интервал его образования (табл. 19).

На основе данных термометрии можно достаточно отчетливо проследить изменения температур как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях по простиранию и падению жил. Видно, что растворы, сформировавшие ассоциацию мелкозернистого кварца, на флангах жил более холодные, чем растворы центральных частей системы. В ряде случаев заметно некоторое увеличение температур минералообразующих растворов с глубиной. На других участках такого изменения температур не устанавливается, зато кварц там характеризуется наиболее устойчивым режимом формирования в узком температурном диапазоне.

Кальцит-гипсовая ассоциация пользуется широким распространением, завершая процесс минералообразования в пределах главного

рудного тела. На флангах участка эта ассоциация часто образует самостоятельные достаточно мощные существенно кальцитовые жилы и прожилки; гипс также встречается в виде самостоятельных прожилков.

Наиболее полно изучен кальцит этой ассоциации.

Температуры гомогенизации включений в нем не отличаются большим разнообразием и составляют интервал 165–100°C, в пределах отдельных рудных тел заметно некоторое увеличение температур с глубиной от 90–140 до 125–165°C.

Водные вытяжки из кальцита поздней генерации, характеризующего заключительный период минералообразования на месторождении, отличаются крайне низкими содержаниями  $\text{Na}^+$  и  $\text{K}^+$  при общем увеличении в растворах кальция и гидрокарбоната. Растворы относятся к гидрокарбонатно-кальциевым, содержащим в небольших количествах хлор, фтор, натрий и калий. Рассчитанные pH растворов показывают, что минералообразующая среда носила нейтральный характер ( $\text{pH} = 6$ ).

Таким образом, температуры минералообразования на месторождении золото-сульфоантимонитового типа в целом охватывают интервал от 300 до 80°C. Температуры кристаллизации продуктивной ассоциации приблизительно можно оценить в 180–200°C. Давления минералообразования в разведанном интервале глубин непостоянны, изменяются в достаточно широких пределах от 5 до 85 атм. и характеризуют условия, типичные для близповерхностных систем. Основные минеральные ассоциации месторождений сформировались из растворов, в составе которых установлены  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{+2}$  и  $\text{Mg}^{+2}$ .

Температурный градиент, рассчитанный для месторождения золото-сульфоантимонитового типа по газовой-жидким включениям в послепродуктивном гребенчатом кварце, может быть условно распространен и на продуктивную ассоциацию, что позволяет ориентировочно рассчитать глубину формирования бонанцев второго и третьего горизонтов. Рудные столбы приурочены к интервалам жил, характеризующимся минимальным температурным градиентом. На участках столбового обогащения в жильном материале отмечается незначительное количество газовой-жидких включений в минералах.

Серебро-аргентитовый тип. Условия формирования оруденения этого типа целесообразнее рассмотреть на примере одного из месторождений вулканогенного пояса, приуроченного к вулканокупольной структуре. Главнейшей особенностью геологического строения месторождения является внедрение в пределы купольной структуры интрузивного тела. Это оказало определяющее влияние на гидротермальный режим процессов минералообразования.

Термобарогеохимическому изучению подверглись все выявленные минеральные ассоциации месторождения (рис. 16).

В кварце ранней кварц-хлоритовой ассоциации включения двух-, реже трехфазовые, гомогенизирующиеся как в газ, так и в жидкость. Фазы во включениях представлены раствором, смесью газов,

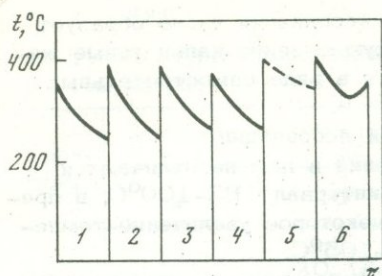


Рис. 16. Температурный режим формирования месторождения серебро-аргентитового типа

Ассоциации: 1 - кварц-хлоритовая; 2 - сульфидно-полиметаллическая; 3 - серебро-аргентитовая; 4 - родонит-родохрозитовая; 5 - гельвин-гранатовая; 6 - призматического кварца

иногда минералом-узником, оптические и морфологические признаки которого позволяют отнести его к галиту-гидрогалиту. Нередко встречаются включения сухих газов или существенно газовые. По результатам термометрического изучения включений в этом кварце температура образования кварц-хлоритовой ассоциации составляет интервал  $350-240^\circ\text{C}$ . Оптимальные температуры минералообразования в эту стадию составляют  $320-290^\circ\text{C}$ .

На различных участках рудного поля кристаллизация этого кварца проходила в неодинаковых условиях: на северо-западном фланге  $350-310^\circ\text{C}$ ; на восточном -  $310-240^\circ\text{C}$ . Близкий температурный диапазон получен также и по данным декрепитационного исследования кварца -  $420-240^\circ\text{C}$ . Декрепитация кварца обычно начинается при невысоких температурах:  $240-250^\circ\text{C}$ , но иногда - при  $340-320^\circ\text{C}$ . Характерно, что сдвиг температуры начала декрепитации ведет соответственно к сдвигу температуры максимума декрепитации. Температуры конца декрепитации для всех образцов приблизительно одинаковы:  $420-400^\circ\text{C}$ . Обращает на себя внимание различие в декрепитационной активности кварца из метасоматитов и жил выполнения. Активность метасоматического кварца в целом невысока: от 100 до 15 импульсов в интервале нагрева до  $600^\circ\text{C}$ . В некоторых кварцах, образовавшихся, вероятно, в зоне влияния свободно циркулировавших растворов, вблизи крупных трещин, насыщенность включениями повышается до нескольких сот импульсов. Во всех образцах четко выделяется группа включений, декрепитация которых происходит в среднем в интервале температур  $300-280^\circ\text{C}$ . В некоторых образцах выявлены декрепитационные пики при температурах  $350-340^\circ\text{C}$  и  $410-420^\circ\text{C}$ . Декрепитационный анализ жильного кварца предрудной стадии показывает, что он отлагался в сравнительно узком температурном интервале с более высокими значениями температур максимумов декрепитации. В отличие от метасоматического жильный кварц интенсивней насыщен включениями. В свою очередь активность кварца, образованного из истинных растворов, на порядок, иногда на два выше активности кварца, сформированного из коллоидных растворов. В зависимости от генетических особенностей кварца находится также и интенсивность взрывания включений в нем: в метаколлоидных разностях она составляет  $2-4$  имп/ $20^\circ\text{C}$ , в остальных повышается до  $50-120$  имп/ $20^\circ\text{C}$ .

О химическом составе минералообразующих растворов этой стадии судить приходится с большой осторожностью и только на основании данных об агрегатном состоянии включений. Судя по присутствию в ряде включений легкорастворимых минералов-узников, в растворах этой стадии существенна роль хлоридов натрия и калия.

Состав газовой фазы гидротерм азотно-углекислотный (см. табл. 8). Практически во всех включениях в небольших, но достаточно устойчивых содержаниях встречаются высокотемпературные кислые газы. Во включениях часто присутствует кислород и иногда окись углерода, причем содержание их крайне непостоянно.

Кварц следующей по времени образования сульфидно-полиметаллической ассоциации, как правило, изобилует газово-водными включениями. Распределение их крайне неравномерное, облачное, иногда зональное. Для кристаллов, встречающихся в пустотах, характерен корневой тип распределения включений. Образование кварца и ассоциирующих с ним минералов в целом происходило при достаточно высоких температурах - от 395 до 240°C. Кварц из жил выполнения характеризуется включениями с более высокими температурами гомогенизации (380-330°C), чем из зон окварцевания (315-300°C). В корневой части кристаллов включения гомогенизируются при температуре 390-355°C, а внешние зоны содержат уже включения с температурой гомогенизации 290-240°C.

В сфалерите выявлены включения с температурой гомогенизации 320-315°C.

Декрепитационная активность кварца допродуктивной ассоциации почти в два раза выше активности предрудного жильного и метасоматического кварца. Интенсивность растрескивания достигает 30-130 ммп/20°C. Судя по декрептограммам, для кварца этой ассоциации характерно два оптимальных температурных интервала образования - 350-320 и 300-260°C. Отложение рудных компонентов завершало образование минеральных парагенезисов этой стадии: общий температурный интервал декрепитации галенита составляет 330-220°C, точка с максимальной интенсивностью растрескивания приходится на 280°C.

Состав минералообразующих растворов этой стадии формирования месторождения изучен по водным вытяжкам из галенита и сфалерита (табл. 20). Отложение галенита происходило из  $\text{SO}_4^{2-} - \text{Cl}^- - \text{Ca}^{+2} - \text{Mg}^{+2}$ -растворов. С глубиной роль щелочноземельных компонентов понижается с одновременным увеличением концентрации щелочных. Сфалерит в отличие от галенита образовался из  $\text{SO}_4^{2-} - \text{Cl}^- - \text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{+2}$  растворов при полном отсутствии калия и очень незначительном содержании натрия. Соотношения основных макрокомпонентов непостоянны, но в целом высокие концентрации их определяют характер растворов.

Газовая фаза гидротерм этой стадии минералообразования, так же как и предыдущая, носит азотно-углекислотный состав. Причем для растворов сульфидно-полиметаллической стадии доля азота более высока. В составе летучих всегда присутствует кислород и

Таблица 20

Результаты анализа водных вытяжек из минералов месторожде

Минерал	pH	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>+2</sup>	Mg <sup>+2</sup>	Σ кат.
Сульфидно-полиметаллическая						
Галенит	6,3	0,10	0,13	2,99	2,63	5,85
		1,71	2,22	51,11	44,96	100
Сфалерит	7,0	0,05	0,04	0,48	0,41	0,98
		5,10	4,08	48,98	41,84	100
Серебро-аргентитовая						
Кварц	7,4	0,09	0,03	1,38	0,03	1,53
		5,88	1,96	90,20	1,96	100
Калишпат	6,9	0,11	0,78	3,38	1,17	5,44
		2,02	14,33	62,13	21,50	100
Родонит-родохрозитовая						
Родонит	7,7	0,05	0,02	0,18	0,02	0,29
		17,24	6,90	62,07	6,90	100
Калишпат	6,7	0,58	1,14	3,76	0,65	6,13
		9,46	18,60	61,34	10,60	100
Гельвин-гранатовая						
Кварц	7,4	0,22	0,02	0,45	0,25	0,94
		23,40	2,13	47,87	26,60	100
Призматического кварца						
Кварц	7,8	0,02	0,01	0,10	0,03	0,16
		12,50	6,25	66,25	18,75	100

Примечание. Результаты анализов выражены: первая строка мг·экв/100 г; вторая - мг·экв/100 %

незначительные количества кислых газов. Отношение кислорода к азоту от 0,12 до 0,21.

Судя по отсутствию легкорастворимых минералов-узников, концентрация солей в растворах менее 20%. По данным водных вытяжек из сфалерита она достигает 138 г/л (табл. 21).

Образованию продуктивной серебро-аргентитовой ассоциации предшествовал некоторый перерыв минералообразования. Для квар-

ния серебро-аргентитового типа

	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>-2</sup>	F <sup>-</sup>	Σ <sub>ан</sub>	Общая минерализация	Ошибка анализа, %
Сульфидно-полиметаллическая							
	0,00	0,13	6,08	0,01	6,30	12,15	3,70
	1,26	2,06	96,50	0,16	100		
	0,16	0,18	0,60	0,02	0,96	1,94	1,03
	16,66	18,75	62,50	2,08	100		
Серебро-аргентитовая							
	0,28	0,10	1,16	0,02	1,56	3,09	0,97
	17,94	6,41	74,36	1,28	100		
	0,35	0,08	5,27	0,05	5,75	11,19	2,77
	6,09	1,39	91,65	0,87	100		
Родонит-родохрозитовая							
	0,07	0,05	0,10	0,08	0,30	0,59	1,69
	23,33	16,67	33,33	26,67	100		
	0,35	0,76	3,95	0,09	5,15	11,28	9,04
	6,80	14,76	76,70	1,75	100		
Гельвин-гранатовая							
	0,48	0,15	0,27	0,00	1,84	1,84	1,17
	53,33	16,66	30,00	0,00	100		
Призматического кварца							
	0,06	0,04	0,04	0,01	0,15	0,30	0,00
	40,00	26,67	26,67	6,67	100		

ца продуктивной стадии минералообразования характерно зональное распределение включений. В некоторых кристаллах насчитывается до 10 зон роста. По всем зонам, за исключением центрального ядра, включения располагаются длинной осью перпендикулярно растущей грани кристалла. Иногда в межзональных, наиболее обедненных включениями участках встречаются ориентированные скопления включений, располагающиеся длинной осью параллельно

Таблица 21

Концентрация солей в гидротермальных растворах месторождения серебро-аргентитового типа

Стадия минералообразования	Минерал	Общая минерализация, мг/100 г образца	Содержание воды, %	Концентрация растворов, г/л
Сульфидно-полиметаллическая	Сфалерит	68,77	0,50	138
Серебро-аргентитовая	Полевой шпат	24,53	0,57	43
Родонит-родохрозитовая	Родонит	18,35	0,47	39
Призматического кварца	Кварц	9,89	0,56	1

плоскости ограничения кристалла. В таких участках включения, как правило, приобретают идеально развитые призматические или трубчатые очертания. Включения же, располагающиеся перпендикулярно растущей грани, напротив, отличаются резко неправильной формой, с частыми ответвлениями, пережимами и другими дефектами.

Включения, присутствующие в ядерной части кристаллов, также строго ориентированы. Они могут располагаться параллельно какой-либо грани, перпендикулярно внешним плоскостям ограничения, под углом к позже развившимся граням и т.д. Характерно, что основная масса газовых и существенно газовых включений, присутствующих совместно с газовой-водными, во всех кристаллах приурочена именно к ядру. Это указывает на то, что зарождение таких кристаллов осуществлялось из гетерогенных кипящих растворов.

В некоторых включениях, приуроченных к отдельным зонам в кристаллах, встречены минералы-узники, свидетельствующие о сравнительно высоких концентрациях минералообразующих растворов. Многофазовые (до трех минералов-узников) включения встречены в зональных кварцах рудной и пострудной стадий. Минералы-узники представлены, вероятно, гидрогалитом, сильвинном и карбонатом. Первые два минерала растворяются при нагревании включений, последний лишь слегка уменьшается в размерах. По-видимому, для его растворения требуется длительная выдержка при высоких (> 350°C) температурах. По оптическим свойствам этот минерал-узник похож на карбонат: высокий рельеф, большое двупреломление, ромбоздрические очертания.

В кварце продуктивной стадии встречены также включения мезоколлоидного типа. Размер включений до 0,03-0,06 мм. Они

распределены в массе зерен относительно равномерно, однако к периферии кристаллов количество их заметно увеличивается. Ограничения подобных включений резко изрезаны, сутурны. Для включений характерен высокий рельеф и полигональная трещиноватость. Появление трещин связано с дегидратацией геля в процессе его перехода в аморфный кремнезем, выстилающий полости включений.

Характерными формами метаколлоидных включений являются каплевидная, булавовидная, округлая, сферическая. Иногда встречаются включения с пережимами. Газовый пузырек во включениях виден нечетко или даже совсем не виден, поскольку стенки включения выложены слабосвето пропускающим аморфным кремнеземом. Присутствие подобных включений определенно указывает на участие коллоидных растворов в процессе формирования рудных тел, по крайней мере в продуктивную стадию минералообразования.

Термометрический анализ включений в различном кварце этой ассоциации показал весьма значительный температурный интервал формирования ассоциации в целом — от 385 до 260°. Перепады температур до 120° наблюдаются даже в период роста одного кристалла кварца. Анализ распределения температур гомогенизации включений в продуктивном кварце показывает наличие двух оптимальных интервалов его образования: 340–330°C и 320–290°. Поскольку отложение рудных минералов заключало формирование минеральной ассоциации в целом, то, вероятно, собственно рудообразование протекало при температурах не выше 260–270°C.

Данные декрепитационного анализа показывают, что для кварца этой ассоциации по сравнению с предыдущей характерна еще более высокая насыщенность включениями. Активность его находится в пределах 300–1500 импульсов. Интенсивность взрывания основного максимума включений достигает 300 имп/20°C. Метаколлоидный кварц содержит резко пониженное количество включений — до 100 в 1 см<sup>3</sup> минерала — с невысокой интенсивностью взрывания (15–40 имп/20°C). Во всех образцах точки начала и максимума декрепитации характеризуются относительно устойчивыми значениями температур. Разброс температур для точек конца декрепитации значителен (600–350°C), что связано, вероятно, с аномальными взрывами, возникающими вследствие разложения рудных минералов при повышенных температурах. Кривые декрепитации для минералов этой ассоциации характеризуются присутствием двух, иногда и трех максимумов растрескивания, свидетельствующих о широком температурном интервале формирования минералов. По данным декрепитации, для образования этой минеральной ассоциации характерны три температурных интервала: 440–430, 360–340 и 300–240°C.

Состав гидротермальных растворов этой стадии минералообразования установлен на основании данных химического анализа водных вытяжек из кварца и калишпата. Образование калишпата и кварца этой ассоциации происходило преимущественно из  $\text{SO}_4^{2-} - \text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{+2}$  раствора в присутствии достаточно большого количества таких компонентов, как  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{F}^-$ . Соотношения второстепенных компонен-

тов непостоянны. Определяющими во всех анализах являются  $\text{Ca}^{+2}$  и  $\text{HCO}_3^-$  (рис. 17).

Состав газовой фазы гидротерм азотно-углекислотный. В составе летучих азот часто преобладает над другими газами; постоянно присутствует кислород (см. табл. 8).

Солевые концентрации растворов этого этапа минералообразования достаточно высоки, на что указывает частое присутствие во включениях в кварце минералов-узников. Вместе с тем образование полевого шпата шло из растворов низкой солевой концентрации — 43 г/л (см. табл. 21).

Условия образования родонит-родохрозитовой ассоциации установлены по включениям в кварце и калишпате. Характер и распределение включений в кварце этой ассоциации подобны описанным для серебро-аргентитовой стадии минералообразования. Общий температурный диапазон образования родонит-родохрозитовой ассоциации составляет 370–260°C, в том числе собственно рудного парагенезиса — 300–260°C.

О составе минералообразующих растворов этой стадии рудообразования можно судить по данным анализа водных вытяжек из калишпата и кварца. Калишпат этой ассоциации отлагался из сульфатно-кальциево-магниевых растворов, содержащих, кроме того, в небольших количествах хлор и фтор.

При образовании родонита растворы примерно в равных количествах содержали все основные анионы: среди катионов резко преобладали кальций и натрий (см. табл. 20). Концентрации минералообразующих растворов, судя по результатам анализа водных вытяжек из родонита, низки и составляют 39 г/л (см. табл. 21).

Температурная характеристика послепродуктивной гельвин-гранатовой ассоциации базируется на ряде косвенных признаков, специфическом наборе минералов и общей температурной направленности процесса минералообразования. Все это позволяет оценить температурный интервал стадии в 400–350°C. Результаты анализа водных вытяжек из кварца позволяют отнести минералообразующие растворы этой стадии к типу гидрокарбонатно-хлоридных; среди катионов преобладают кальций и магний. В небольших количествах в растворах присутствует двуокись азота.

Послепродуктивное минералообразование на месторождении характеризуется широким развитием ассоциации призматического кварца. Кристаллы кварца отличаются значительными размерами (до 10–15 см) и отчетливо зональным строением. Включения крупные — до 1 мм. В некоторых разбитых кристаллах вскрыты полости включений размером до 4–5 мм. Зарождение подобных включений, как показывает изучение кристаллов, осуществлялось из гетерогенных растворов, так как наряду с газово-жидкими включениями в ядрах кристаллов присутствует значительное количество существенно газовых и газоперенасыщенных. В ядерной части и в зонах, к ней примыкающих, гомогенизация включений осуществляется как в газовую, так и в жидкую фазу.

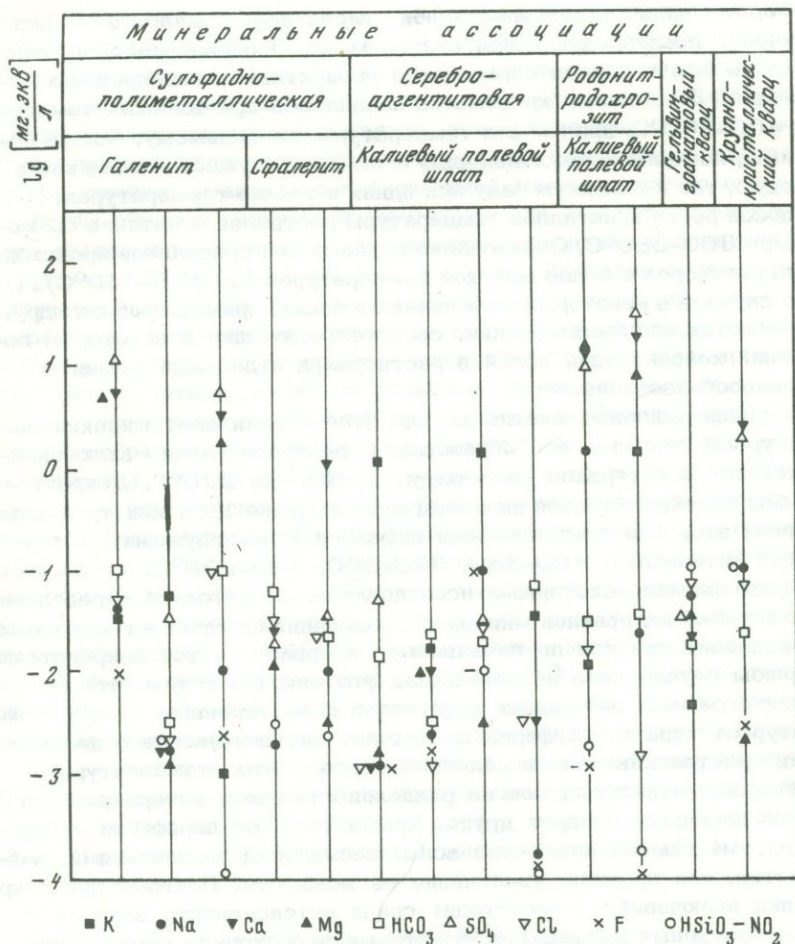


Рис. 17. Химический состав водных вытяжек из минералов серебро-аргентитового месторождения

В зонах насыщения включения имеют резко неправильные очертания и вытянуты длинной осью нормально к растущей грани, а в слабо насыщенных включениях межзональных пространствах, наоборот, встречаются идеальные по форме трубчатые или призматические газопо-жидкие включения, располагающиеся параллельно растущей грани. Об эволюции температур в процессе роста подобных кристаллов наглядное представление дает рис. 6. Температуры гомогенизации включений в зонах насыщения и в чистых межзональных пространствах в общем-то близки, однако наблюдается тенденция к уменьшению температур гомогенизации растворов во включениях в кварце с трубчатыми включениями.

Формирование таких кристаллов кварца происходило не только в течение послепродуктивной стадии минералообразования, но и начиналось еще в период образования продуктивных минеральных ассоциаций. Зарождение кристаллов начиналось при высоких температурах 400–360°C, причем эти температуры, по-видимому, близки истинным, поскольку гомогенизация включений осуществляется как в газовую, так и в жидкую фазу при одних и тех же температурах. В процессе роста кристаллов температуры растворов отчетливо снижались до 300–280°C. Образование краевых зон кристаллов происходило из растворов с более высокой температурой (до 350–340°C). В ряде случаев в некоторых включениях в зонах, примыкающих к ядру, встречаются минералы-узники, свидетельствующие о некотором повышении концентрации солей в растворах в отдельные моменты минералообразования.

Декрепитационный анализ кварца этой стадии дает широкий температурный диапазон его образования: растрескивание включений происходит в интервале температур от 600 до 220°C. Декрептограммы характеризуются наличием одного, реже двух или трех пиков (причем второй и третий неясно выражены) в следующих температурных интервалах: 400–380, 320–300, 260–200°C.

Применяемая некоторыми исследователями методика определения оптимальных интервалов минералообразования по точке начала массовой декрепитации или по начальному интервалу кривой декрепитации в данном случае явно неприменима. Это связано с тем, что на декрептограммах зональных кристаллов с постепенным спадом температур от ядра к периферии происходит затушевывание отдельных пиков растрескивания вследствие того, что температуры образования отдельных зон не разделены резкими интервалами, а как бы перекрывают друг друга. Кроме того, от периферии к центру при уменьшении периметра зоны, насыщенной включениями, наблюдается, как правило, увеличение ее мощности. Поэтому при декрепитации включений не происходит спада интенсивности взрывания в температурных интервалах, в которых происходило образование слабонасыщенных включениями межзональных участков кварца. Следовательно, начало массового растрескивания зонального кварца дает минимальную температуру образования кристалла (его внешних зон). Полностью температурный интервал кристаллизации зонального кварца будет охарактеризован лишь отрезком кривой от начала массовой декрепитации до точки, характеризующей максимальную интенсивность декрепитации. А в некоторых случаях необходимо рассматривать даже весь интервал декрепитационной активности, достигающей 1500 и более импульсов при интенсивности от 20 до 160 имп/20°C.

Состав гидротермальных растворов заключительного этапа минералообразования на месторождении по данным водных вытяжек из кварца сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевый, с невысокими концентрациями хлор- и фтор-ионов, а также натрия (см. табл. 20). Следует отметить, что растворы периода зарождения призматического кварца отличались высокими концентрациями солей — более

200 г/л (по наличию минералов-узников); растворы завершающего периода этой стадии малоцентрированы - 18 г/л (см. табл. 21).

Результаты изучения газовой составляющей гидротерм указывают на ее углекислотно-азотный состав. Обращает на себя внимание крайне непостоянное содержание кислорода во включениях. Наряду с бескислородными встречаются такие включения, в которых доля кислорода составляет до 16% объема газовой фазы. Такой разброс в содержаниях кислорода, вероятно, есть следствие сложного режима минералообразования на заключительном этапе формирования месторождения, вызванного активизацией магматического очага.

Таким образом, изученное месторождение серебро-аргентитового типа является примером вулканогенного оруденения с принципиально нетрадиционным режимом формирования. Если для большинства месторождений, даже при учете межстадийных инверсий, все-таки сохраняется тенденция к понижению температур растворов от ранней стадии к поздней, то на примере месторождения серебро-аргентитового типа отчетливо видно не только не уменьшение, а даже значительное увеличение температур растворов в заключительный период минералообразования. Причин этому может быть несколько: влияние на успевшей остыть интрузии, становление которой совпадает по времени с формированием оруденения; активизация магматического очага на заключительном этапе формирования жильных тел с внедрением базальтовых и андезитобазальтовых даек; метасоматические экзотермические процессы. Все эти явления не только поддерживали постоянно напряженную температурную обстановку (сильно перегретые растворы до 350-400°C; значительные межстадийные и внутривстадийные инверсии температур до 150°C), но и способствовали образованию специфического комплекса минералов, более характерного для скарнового оруденения, чем для вулканогенного. Наличие в кварце ранних и поздних минеральных ассоциаций многофазовых включений также указывает на присутствие в облике месторождения черт, сближающих его по крайней мере с вулканогенно-плутоногенными (если не с плутоногенными) месторождениями [30].

## §5. СУРЬМЯНО-РУТУНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Большинство исследователей ртутные месторождения относят к типичным низкотемпературным образованиям. Об этом свидетельствуют, в первую очередь, особенности минеральных комплексов, совокупность типоморфных признаков минералов, характер гидротермального метаморфизма вмещающих толщ, глубина формирования оруденения и другие факторы, хотя в отдельных случаях отмечаются довольно высокие (более 400°C) температуры гомогенизации включений в жильных минералах.

Согласно существующим представлениям, формирование ртутного оруденения происходит из истинных гидротермальных растворов [14, 90] при температурах 90-150°C, иногда выше. Неко-

торые исследователи склонны считать рудоносные растворы коллоидными [103]. Относительно низкотемпературный характер растворов, формирующих продуктивные ассоциации ртутных месторождений, подтвержден и минералотермометрическими исследованиями. Проведенные замеры температур гомогенизации и декрепитации газожидких включений непосредственно в киновари из ряда месторождений Северного Кавказа [108] и Алтае-Саянской складчатой области [21, 117] ни в едином случае не показали температур выше 250°C. По экспериментальным данным, при высоких температурах киноварь переходит в метациннабарит — кубическую модификацию киновари. Некоторые исследователи температуру перехода оценивают в 386 [135] и в 400°C [146]. Инверсионная точка, по их данным, может быть значительно ниже, если перекристаллизация осуществляется в кислой среде или же в присутствии таких примесей, как дисульфид железа и сульфид цинка. По данным других исследователей [138], инверсия имеет место при температуре 240°C. Тот факт, что почти на всех ртутных месторождениях встречается не метациннабарит, а киноварь, устойчивая при низких температурах, несомненно свидетельствует об относительно слабо прогретых рудоформирующих средах.

Вещественный состав руд, а также характер гидротермального метаморфизма боковых пород также указывают на относительно низкотемпературные условия минералообразования. Этому выводу не противоречат и результаты изучения минералообразующих сред во включениях в минералах.

Термометрические исследования жильных минералов проводились по кварцу, кальциту, киновари и антимониту рудных тел ртутных месторождений.

Кварц обычно образует мелкозернистые агрегаты в прожилках, реже метасоматически развивается по породам. В том случае, когда встречаются различного рода гребенчатые или друзовые выделения кварца, удается определить форму кристаллов. Они чаще всего призматические с хорошо развитой одной или редко двумя головками, сложенными гранями дипирамид. Дополнительные грани редки. Кристаллы с плохо развитыми гранями призмы не многочисленны.

Карбонаты, в том числе кальцит, пользуются относительно большим распространением в месторождениях, расположенных в пределах развития карбонатных и терригенных толщ, и имеют ничтожное развитие или отсутствуют полностью в месторождениях, залегающих в эффузивах. Кристаллы кальцита имеют ромбоэдрическую форму, в то время как облик кристаллов доломита более сложен — это весьма плоские ромбоэдры с искривленной поверхностью граней.

Во всех изученных образцах выделяются три группы газожидких включений: первичные, мнимовторичные и вторичные. Первичные включения, как правило, согласуются с кристаллографическими направлениями в отдельных зернах, подчеркивая зоны их роста. В некоторых зонах первичные включения расходятся веерообразными пучками от корневой части кристалла вверх и в стороны по направ-

лению роста минерала. Облик первичных включений в кварце закономерно изменяется от внешних зон кристаллов к внутренним, становясь более простым и идиоморфным. В приповерхностной зоне форма включений часто неправильная, иногда с резкими апофизами и усложненным поверхностным рельефом. Кроме того, включения внешних зон значительно уплощены: длина и ширина включения в полости пластинки в сотни раз превышает его высоту (толщину). Во внутренних зонах включения обладают четкой объемностью и стремлением к выражению формы кристалла-хозяина, что, вероятно, происходит за счет некоторой перестройки минерального вещества, связанного с процессом стабилизации кристаллического индивида. В таких включениях соотношения основных параметров (длина, ширина в поперечнике) близки к подобным соотношениям кристалла-хозяина.

Мнимовторичные включения обычно сгруппированы в короткие цепочки, расположенные по залеченным трещинам, не выходящим за пределы минерала. Морфология включений разнообразна, однако включения правильных очертаний доминируют над остальными.

Вторичные включения приурочены к отчетливо выраженным трещинкам, секущим минерал или агрегаты минералов в различных направлениях. Форма этих включений обычно неправильная, однако иногда встречаются включения, являющиеся негативным отображением минерала-хозяина.

Отчетливо выделяется еще одна группа включений, характеризующаяся различным наполнением и соответственно различными температурами гомогенизации. Эта группа, вероятно, фиксирует минералоотложение в момент вскипания растворов при резком падении давления в системе.

По агрегатному состоянию все включения газовой-жидкие или же существенно жидкие достаточно высоким наполнением, не менее 70%. Размер их обычно 0,008–0,01 мм, редко больше (до 0,04–0,05 мм). Отсутствие во включениях кристаллической фазы свидетельствует о сравнительно низкой концентрации растворов, принимавших участие в минералообразовании.

Во всех изученных месторождениях термометрическому изучению подверглись в основном минералы продуктивных ассоциаций. Наибольший объем термометрических исследований осуществлен по ртутным месторождениям, расположенным в пределах вулканогенного пояса или же в зоне его влияния.

Одно из изученных месторождений ртути является типичным представителем месторождений вулканогенной группы формаций. В результате изучения гидротермально измененных липаритов, вмещающих оруденение, установлено, что в новообразованиях кварца присутствует большое количество газовой-жидких включений. Эти включения отвечают проявлению дорудной стадии регионального окварцевания пород и температура их гомогенизации (150–200°C) характеризует условия гидротермального метаморфизма. К началу отложения продуктивных ассоциаций гидротермальная деятельность на месторождении активизируется.

В более значительных масштабах происходит минералоотложение. Вновь поступающие растворы характеризуются более высокими температурами. Как показывают результаты изучения включений, начало формирования зон с продуктивным кварцем приходится на интервал температур 250–210°C, конец – на 130–120°C. Оптимальные условия кварцеобразования на месторождении, судя по наиболее часто встречающейся группе мнимовторичных включений, отвечают температурам 170–150°C. Осаждение из растворов ртути происходило при более высоких температурах, что видно по результатам декрепитационного анализа киновари (200–180°C). Вероятно, значения температур декрепитации киновари близки температурам рудоотложения, поскольку имеющая место при значительном нагреве (свыше 237°C) термическая диссоциация киновари существенно сдвигает интервал декрепитации влево. Антимонит, часто встречающийся на месторождении вместе с киноварью и отложившийся из растворов несколько ранее ее, декрепитирует при 180–160°C.

Появление более поздних горячих порций растворов при формировании продуктивных ассоциаций связано с процессами интенсивного дробления и брекчирования вмещающих пород, завершающими вулканическую деятельность. Кроме того, повышение температуры минералообразующих растворов осуществлялось, вероятно, за счет взаимодействия их с вмещающими породами, при котором процесс преобразования ряда минералов происходит с экзотермическим эффектом. Известно [134], что при превращении некоторых силикатов выделяется следующее количество теплоты: кремнезем (стекло) – в кварц – 83,5 кал/г; изоморфная смесь  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$  – в альбит – 46,0 кал/г; щелочной полевой шпат – в слюду – 40,0 кал/г.

Неосомненно, большое значение имеет также и обогащение поступающих гидротерм атмосферным кислородом, поскольку рудоотложение на ртутных месторождениях происходит в близповерхностной зоне. Обогащенные кислородом растворы низких концентраций, из которых, по-видимому, и формируются ртутные месторождения, также способны вызывать положительный тепловой эффект взаимодействия и повышать температуру гидротерм, хотя и в меньшей степени, чем высококонцентрированные растворы.

Сходными температурными условиями формирования характеризуются минеральные ассоциации другого ртутного месторождения, относящегося к телемагматогенной (телетермальной) группе рудных формаций. Температурные условия формирования месторождения изучались по кварцу и киновари.

Первичные газовой-жидкие включения в кварце дорудной ассоциации имеют температуру гомогенизации 174–150°C. Формирование этого кварца шло с постепенным понижением температур, о чем свидетельствуют вторичные газовой-жидкие включения, приобретающие гомогенный облик при 130°C. К началу проявления рудной стадии произошел разогрев гидротермальных растворов не менее

чем на  $100^{\circ}\text{C}$ . Отложение кварца рудной ассоциации в верхних частях месторождения осуществлялось при температуре  $235\text{--}180^{\circ}\text{C}$ . Осаждение киновари из этих же растворов, как показывают результаты декрепитационного анализа, происходило при  $220\text{--}180^{\circ}\text{C}$ . С глубиной температура рудообразующих растворов увеличивается. Продуктивный кварц на глубине 100 м (от современной поверхности) отлагался уже при температурах  $255\text{--}230^{\circ}\text{C}$ . Полученные данные позволяют с достаточным основанием говорить о пульсационном режиме формирования с возможными температурными инверсиями на месторождении порядка  $100^{\circ}\text{C}$ . Изменение температуры отложения продуктивного кварца с глубиной, на наш взгляд, может служить критерием наличия прямой вертикальной температурной зональности оруденения на этом месторождении.

Формирование проявлений ртути, расположенных в Корякско-Камчатской складчатой области (телемагматогенная группа рудных формаций), происходило при относительно более низких температурах. Изучение большой группы первичных включений в кальците дорудной стадии Олюторского месторождения позволило сделать вывод, что он отлагался из низкоконцентрированных растворов в интервале  $130\text{--}120^{\circ}\text{C}$ . Продуктивный комплекс этого месторождения, судя по мельчайшим включениям в кварце, сформирован из более охлажденных растворов, имевших температуру  $90\text{--}80^{\circ}\text{C}$ . Температуры образования этого кварца установлены по кривым визуального определения температур по соотношению жидкой и газовой фаз включений [40] (рис. 18). Сходными условиями образования характеризуется и другое проявление ртути, расположенное в этом же регионе. Процесс минералообразования здесь начинается с отложения безрудных кальцитовых жил и прожилков, имевших температуру  $170\text{--}135^{\circ}\text{C}$ , а рудоносный кварц, содержащий существенно жидкие включения, формировался при более низких температурах, возможно меньших  $90\text{--}80^{\circ}\text{C}$ .

Таким образом, проведенные минералотермометрические исследования показали, что формирование вулканогенного ртутного оруденения Северо-Востока СССР осуществлялось из гидротермальных растворов относительно низких концентраций ( $80\text{--}100$  г/л) при температурах  $250\text{--}80^{\circ}\text{C}$  и, возможно, ниже. Полностью укладываются в этот интервал и температуры, установленные по методу декрепитации. Полученные декрептограммы свидетельствуют об относительно стабильных температурных условиях отложения киновари на всех изученных месторождениях в интервале температур  $220\text{--}180^{\circ}\text{C}$ . Киноварь месторождений, приуроченных к карбонатным толщам, отлагалась из гидротерм, имевших температуру  $220\text{--}200^{\circ}\text{C}$ . В вулканогенном поясе этот же процесс происходил в несколько большем интервале —  $220\text{--}180^{\circ}\text{C}$ .

Четко выраженный стадийный характер, свойственный процессу формирования ртутных месторождений Северо-Востока СССР, достаточно хорошо подтверждается и минералотермометрическими исследованиями. Минералообразование происходило в пульсационном ре-

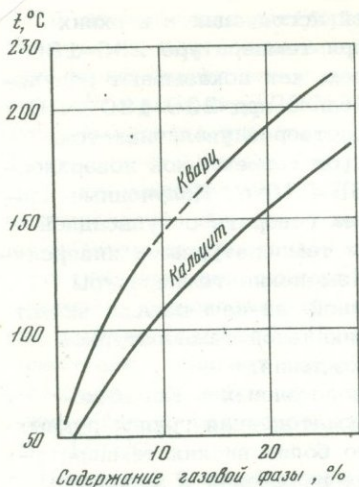


Рис. 18. Кривые зависимости температуры гомогенизации включений от наполнения [40]

жиме с межстадийными температурными инверсиями, достигающими в отдельных случаях 100°C.

Не исключено, что поступающие к месту разгрузки гидротермальные растворы имели более низкую температуру и их разогрев произошёл за счёт взаимодействия с вмещающими породами, поскольку перекристаллизация ряда рудообразующих минералов происходит с экзотермическим эффектом.

Немногочисленные наблюдения по измерению температур минералообразования с глубиной позволяют предполагать существование на месторождениях ртути Северо-Востока СССР вертикальной температурной зональности. Естественно, что она нуждается в дальнейшем изучении, поскольку открывает определенные перспективы в практическом отношении.

## § 6. ЗОЛОТО-МЫШЬЯК-СУРЬЯНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

По своему геологическому положению, особенностям интрузивного магматизма, характеру гидротермального метаморфизма вмещающих толщ, минералогии и последовательности образования минеральных ассоциаций золото-мышьяк-сурьмяное оруденение нехарактерно для вулканических поясов. Для одного из месторождений этого типа, расположенного в зоне сочленения Охотско-Чукотского вулканического пояса с терригенными образованиями Верхояно-Чукотских мезозойд, характерно многоэтапное формирование. При этом каждому этапу свойствен свой гидротермальный режим, особенности эволюции физико-химических параметров которого не позволяют считать его следствием развития единого гидротермального процесса. Ранний редкометалльный гидротермальный этап несет черты плу-

тоногенного развития; минерализация позднего собственно золото-мышьяк-сурьмяного этапа носит сложный вулканогенно-плутоногенный характер. При внешней невыразительности черт, характерных для вулканогенных месторождений, этот тип оруденения несет признаки, бесспорно указывающие на его вулканогенное (или по крайней мере вулканогенно-плутоногенное) происхождение. В этой связи обращает на себя внимание мелкозернистость руд, проявление элементов ритмической зональности, развитие электрума в ассоциации с галенитом и сфалеритом и, что особенно важно, широкое распространение брекчий эксплозивного характера. Последнее обстоятельство позволяет однозначно определить положение золото-мышьяк-сурьмяной минерализации в общей схеме вертикальной зональности вулканогенного и вулканогенно-плутоногенного оруденения — зона гидротермально-эксплозивного брекчирования.

Физико-химические условия формирования золото-мышьяк-сурьмяного оруденения установлены по минеральным ассоциациям всех выделенных этапов и стадий формирования месторождения.

С целью выявления температурных интервалов, характеризующих отложение отдельных минералов, их ассоциаций и целые стадии рудообразования, определялись температуры гомогенизации газово-жидких включений в кварце, находящемся в определенных возрастных взаимоотношениях с рудными минералами и минеральными ассоциациями.

Исследование газово-жидких включений в метаморфогенном кварце показало, что минералообразующая среда в этот период представляла собой высокотемпературную гетерогенную систему, состоящую из водно-солевого раствора и жидкой углекислоты. На это указывает широкое развитие в кварце трехфазовых включений, в которых соотношение жидкой  $\text{CO}_2$  и водного раствора бывает самым разнообразным. Наряду с двухфазовыми включениями, где жидкая  $\text{CO}_2$  не установлена, встречаются такие, в которых она составляет от 60 до 95%. Концентрация солей в растворах была достаточно высока и часто достигала насыщения. В отдельных включениях там, где жидкая углекислота присутствовала в минимальных количествах, в полостях часто встречаются кристаллы-узники хлорида натрия. Температуры гомогенизации газово-жидких включений в метаморфогенном кварце составляют интервал от 320 до 140°C. Вторичные включения по залеченным трещинам гомогенизируются в диапазоне 180–100°C и ниже. По существенно углекислотным включениям и сингенетичным им гомогенным включениям водного раствора рассчитаны давления метаморфогенного кварцеобразования, составляющие 740–1100 атм. Истинная температура минералообразования с учетом высокой солевой концентрации растворов и рассчитанных давлений будет на 50–60°C выше температуры гомогенизации, т.е. верхний предел температур достигал 380°C. Для систем с высокими солевыми концентрациями — эта область докритических температур.

Включения минералообразующей среды в минералах редкометалльных ассоциаций изучены недостаточно полно, но полученные данные, несмотря на свою фрагментарность, позволяют в целом получить объективные представления об условиях минералообразования в этот период. Минералы висмут-висмутин-кварцевой и вольфрамит-кварцевой ассоциаций отлагались из растворов, насыщенных различными солями. По данным изучения газово-жидких включений в кварце концентрация хлоридов в ряде случаев достигла 40-50%. Интересно отметить, что во включениях часто присутствуют 2-3 минерала-узника, которые по своим оптическим характеристикам могут быть отнесены к галиту, сильвину и, возможно, другим легкорастворимым хлоридам калия и натрия. В ряде случаев при нагревании полного растворения твердых фаз не происходит даже при температуре свыше 400°C. По-видимому, растворы изначально были гетерогенными и содержали мельчайшие кристаллы хлоридов щелочных металлов. Следует также отметить, что в некоторых образцах при нагревании включений первой исчезает газовая фаза, а затем растворяется соль, в других же - наоборот. Это связано с тем, что плотность среды минералообразования была непостоянной, и в зависимости от того, по какой изохоре развивался процесс, имело место то или иное описанное явление (см. рис. 6). Если изохора быстро отходит от границы трехфазного сосуществования в координатах  $t-P$  в область двухфазного, то одна из фаз (соль или газ) растворяется. Все зависит от того, в каком поле устойчивости двухфазной системы будет находиться изохора, по которой развивается процесс гомогенизации. Минералообразование этого этапа в значительной своей части осуществляется в обстановке высокого углекислотного потенциала. Углекислота во включениях встречается в самых разнообразных количествах.

Давления, при которых формировались эти минеральные ассоциации, рассчитанные по гомогенным, существенно углекислотным и газово-жидким включениям, достигали 1410-1000 атм. Минимальные давления установлены по кварцу с висмутином (1000 атм), максимальные - по кварцу с вольфрамитом и золотом (1410-1310 атм). Температурный интервал минералообразования составляет 380-180°C (рис. 19).

Образование арсенопирит-кварцевой ассоциации происходило из более низкотемпературных растворов (335-200°C). Включения с температурами гомогенизации 300°C и выше гомогенизируются в газ и в жидкость при одних и тех же значениях температур, фиксируя состояние системы, при котором процессы, ведущие к растворению газа и испарению жидкости, равновесны. Это может иметь место в том случае, если внешнее давление примерно отвечает упругости пара минералообразующей среды, и в таком случае температура гомогенизации включений отвечает температуре минералообразования.

Давления для ненасыщенной солями водной системы приближенно оценены по диаграмме удельных объемов растворов в зависи-

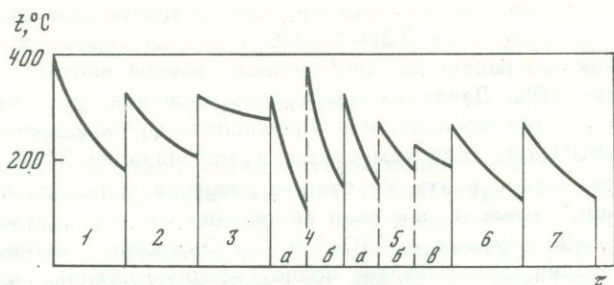


Рис. 19. Температурный режим формирования золото-мышьяк-сурьмяного месторождения

Ассоциации: 1 — касситерит-вольфрамит-шеелит-висмутиновая с золотом; 2 — арсенопирит-кварцевая; 3 — арсенопирит-пирит-кварцевая; 4а — галенит-сфалерит-кварцевая; 4б — халькопирит-мельниковитовая; 5а — золото-кварцевая; 5б — сульфоантимонит-кварцевая; 5в — мышьяк-каолинит-кварцевая; 6 — электрум-сульфоантимонит-кварцевая; 7 — кварц-антимонитовая

мости от температуры и давления. Для растворов, содержащих около 20% хлоридов натрия и калия при температурах 335–300°C, давление минералообразования (в данном случае упругость насыщенных паров) составляет 180–200 атм.

Продуктивным стадиям минералообразования свойственно отложение исключительно мелкозернистых и тонкозернистых агрегатов. В связи с тем, что изучение включений проводилось в редко встречающихся сравнительно крупных зернах кварца, расчеты температур и давлений в лучшем случае фиксируют периоды, предшествующие гидротермальным эксплозиям с последующим выпадением агрегатов. Для этих условий характерен также все возрастающий дефицит серы (вероятно, в результате мощной дегазации  $H_2S$ ), что устанавливается по резкому уменьшению сульфидов, появлению сульфосолей и самородного мышьяка.

Наиболее ранняя стадия минерализации золото-мышьяк-сурьмяного этапа — арсенопирит-пирит-кварцевая определена температурами 320–280°C. Во включениях, содержащихся в кварце одноименной ассоциации, иногда встречаются кристаллики-узники хлоридов, занимающие при комнатной температуре не более 5% объема включения. Растворение узника при нагревании препаратов происходит обычно после растворения газовой фазы, что указывает на повышенную плотность растворов. Если принять концентрации солей в растворах этой стадии минералообразования близкими к насыщению (20%), то установленному температурному интервалу и наполнению включений (0,85) должны соответствовать давления от 640 до 170 атм.

Более поздняя по отношению к предыдущей галенит-сфалерит-кварцевая ассоциация, относящаяся уже к полисульфидно-карбонатно-кварцевой стадии, формировалась в несколько иных условиях.

Она характеризуется достаточно широким диапазоном температур гомогенизации включений  $320-100^{\circ}\text{C}$  и относительно повышенной углекислотностью растворов при средней солевой плотности гидротерм порядка 15%. Давления минералообразования, рассчитанные по гомогенным газовой-водным и углекислотным включениям, составляют  $765-800$  атм (для температур гомогенизации  $260-270^{\circ}\text{C}$ ).

Формировавшаяся в эту же стадию процесса минералообразования халькопирит-мельниковитовая ассоциация характеризуется более высокими температурами —  $380-140^{\circ}\text{C}$ . Отложение карбонатно-гипсовой ассоциации, завершающее полисульфидную стадию, происходило из слабоминерализованных растворов при относительно низких температурах ( $200-110^{\circ}\text{C}$ ).

Следующая стадия — золото-мышьяк-каолинит-кварцевая начинается с образования золото-кварцевой ассоциации, в интервале температур  $320-140^{\circ}\text{C}$ . Характерно, что включения с высокой температурой гомогенизации ( $320-260^{\circ}\text{C}$ ), представленные высококонцентрированными растворами, содержат при комнатной температуре избыточную соль в виде твердой фазы. Снижение температуры растворов (меньше  $250^{\circ}\text{C}$ ) ведет к уменьшению концентрации солей и увеличению углекислоты. Это связано с тем, что растворимость солей в воде в углекислотной обстановке резко снижается (эффект высаливания). В отдельные промежутки времени растворы содержали большое количество углекислоты и при сравнительно высокой солёности. В такие периоды давления колебались в пределах  $615-315$  атм. Отложение сульфантимонит-кварцевых ассоциаций происходило в температурном интервале  $280-180^{\circ}\text{C}$ , причем для образования собственно рудных парагенезисов характерен более узкий диапазон —  $220-180^{\circ}\text{C}$ . Формирование этих ассоциаций осуществлялось в обстановке относительно низких давлений —  $160-180$  атм, которые в отдельные периоды поднимались до  $430$  атм (давления рассчитаны для включений с наполнением  $0,85-0,87$  и солевой концентрацией 12%). Отложение золота, судя по взаимоотношению с другими минеральными ассоциациями, происходило при  $260-250^{\circ}\text{C}$ .

Завершающая золото-мышьяк-каолинит-кварцевую стадию собственно мышьяк-каолинит-кварцевая ассоциация отлагалась при температурах  $230-190^{\circ}\text{C}$  (по данным гомогенизации включений в кварце, непосредственно предшествующем выпадению самородного мышьяка) и давлениях  $460-350$  атм. В период образования этой ассоциации растворы содержали очень высокие концентрации углекислоты.

Кристаллизация золота из растворов (с учетом его возможного межстадийного перераспределения) происходила, по-видимому, на протяжении всего рудообразующего этапа. При этом сорбция золота вмещающими породами, связанная с активностью органического углерода и, вероятно, с осаждающим явлением самого гидромусковито-глинистого материала пород, могла начаться еще до того, как были достигнуты условия для его отложения в жильных

образованиях. Максимум выделения золота в минеральной форме совпадает по времени с золото-мышьяк-каолинит-кварцевой стадией.

Электрум-сульфоантимонит-кварцевая стадия протекала при температурах 270–120°C.

Заключительная кварц-антимонитовая стадия минералообразования начиналась при относительно высоких температурах — до 280°C и завершалась при 130°C. Растворы этой стадии были также достаточно высокоминерализованными, о чем свидетельствует частое присутствие во включениях минералов-узников. Приближенный расчет давлений для системы, близкой к насыщению при указанных выше температурах гомогенизации и наполнением включений с коэффициентом 0,85, дает цифру 170 атм.

Таким образом, результаты изучения газовой-жидких включений в минералах, дающие представление об изменении агрегатного состояния, химизма, температуры растворов, режима давлений, свидетельствуют об исключительно сложных физико-химических условиях рудообразующего процесса. Приведенные данные указывают на определенную цикличность эволюции кислотности — щелочности и окислительно-восстановительного потенциала минералообразующей среды, появившуюся на фоне постепенного повышения кислотности гидротерм и снижения температуры (см. рис. 19). Сравнение этого месторождения с типичными вулканогенными месторождениями Северо-Востока по физико-химическим условиям формирования обнаруживает между ними различия по ряду существенных признаков: температурам минералообразования, режиму давлений, составу и концентрациям рудообразующих гидротермальных растворов.

Среди золото-серебряных месторождений, располагающихся в полях вулканитов, известны две группы объектов, принципиально отличающихся по температурным условиям образования. Одна из них формируются по общеизвестной схеме с понижением температур от ранних стадий к поздним, другие характеризуются аномальным развитием, что выражается в относительно стабильном и достаточно высокотемпературном режиме минералообразования на протяжении всей истории формирования месторождения или даже в дальнейшем разогреве гидротерм в заключительные стадии гидротермального процесса. Однако во всех случаях месторождения сохраняют все признаки вулканогенного происхождения: специфический минеральный состав, высокий колломорфизм руд с характерной ритмичной полосчатостью рудных и нерудных парагенезисов и др.

Специфика оруденения золото-мышьяк-сурьмяного типа, проявляющаяся в структурно-морфологических особенностях рудных тел, текстурах и валовом вещественном составе руд, характере минеральных ассоциаций, обусловлена его геологической позицией, особенностями вмещающей среды и целым рядом других факторов. Каждому из выделенных этапов свойствен свой гидротермальный режим. Для редкометального этапа при общем его сравнительно высокотемпературном характере типичны гидротермы с исключительно

высокими солевыми концентрациями, уменьшающимися только лишь в обстановке высокой углекислотности или же при охлаждении растворов и падении давлений в заключительные стадии этого этапа.

Продуктивный золото-мышьяк-сурьмяный этап характеризуется растворами качественно иного состава. Они менее солены (минералы-узники во включениях присутствуют редко), во включениях встречается кислота в виде самостоятельной фазы, хотя при этом следует отметить достаточно высокие давления в системе (до 640 атм) и в общем значительные солевые концентрации растворов. Для типичных золото-серебряных месторождений давления минералообразования обычно не превышают 300 атм, а средние концентрации растворов составляют 12-15%. Вместе с тем для этого этапа характерны черты, сближающие золото-мышьяк-сурьмяное оруденение с месторождениями золото-серебряной формации: мелкозернистость руд, типоморфизм кварца, распространенность минеральных ассоциаций с сульфосолями и электрумом и др.

Анализ основных геологических факторов рудообразования (региональное положение оруденения, характер локальных рудовмещающих пород и особенности проявления магматизма), особенностей минерального состава руд, физико-химических условий рудоотложения, околорудных изменений показывает, что изученное золото-мышьяк-сурьмяное оруденение по совокупности перечисленных критериев не может быть отнесено ни к одному из известных типов золото-серебряной формации, хотя и обладает всеми признаками вулканогенного оруденения. В золото-серебряной формации, как известно, в составе руд большую роль играют сульфосоли серебра с высоким соотношением серебра к сурьме, а сами руды характеризуются низким золото-серебряным отношением, тогда как для золото-мышьяк-сурьмяной характерна существенно золотая минерализация при резко подчиненной роли серебра и серебряных минералов. Существенной особенностью оруденения этого типа является широкое развитие преимущественно слепопродуктивной антимонитовой минерализации и присутствие в составе продуктивных ассоциаций сложных сурьмяных и висмутовых сульфосолей и в особенности мышьяка, сопутствующего золоту. Этот тип оруденения обнаруживает тесные связи как типоморфными вулканогенными формациями, так и с плутогенными, что определяет его сложный переходный характер.

## § 7. ЗОЛОТО-РЕДКОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Как уже указывалось, золото-редкометальные месторождения Северо-Востока СССР связаны с меловыми гранитоидами и представляют собой плутогенно-вулканогенную фацию оруденения вулканогенного пояса.

Физико-химические условия формирования месторождений этой формации к настоящему времени изучены все еще недостаточно.

Это прежде всего связано с крайне слабой степенью разведанности золото-редкометальных месторождений. Большая часть информации касается температурных условий формирования месторождений; данные по химизму минералообразования, давлениям в системах и т.д. крайне фрагментарны и не дают четкого представления о специфике условий формирования месторождений.

Методами термобарогеохимии изучены месторождения золото-висмутового, золото-теллур-висмутового и золото-кобальтового типов.

**Золото-висмутовый тип.** Рудопроявление приурочено к песчано-сланцевой толще триасового возраста, смятой в складки северо-восточного простирания и прорванной дайками диорит-порфиритов. Вмещающие породы окварцованы, пиритизированы. Дайки, кроме того, интенсивно пропилитизированы.

Золоторудная минерализация рудопроявления сосредоточена в кварцевых и антимонит-кварцевых жилах, приуроченных к дайкам и зонам пиритизации и окварцевания в песчано-сланцевых породах. В дайках оруденение представляет собой систему альбит-анкерит-кварцевых жил лестничного типа, с вкрапленностью арсенопирита, пирита, иногда видимого золота. В осадочных породах жилы крайне изменчивой морфологии, штокверковые. Рудная минерализация аналогична жилам в дайках. Изучены температурные условия рудоносного этапа формирования рудопроявления. В этот этап были сформированы три ассоциации: кварц-арсенопиритовая, сульфидная и золото-висмутовая.

В кварце с золотосодержащим арсенопиритом и висмутовой минерализацией изучено большое количество первичных идиоморфных газово-жидких включений. Они характеризуются большими колебаниями в соотношении газовой и жидкой фаз (от 1:4 до 1:1). Гомогенизация этих включений происходит в интервале температур 405–390°C. Среди первичных включений этого типа выделяется небольшая группа существенно газовых включений с объемом газовой фазы до 80%. Гомогенизация их происходит в газ в достаточно узком температурном интервале 380–390°C. Существенным развитием также пользуется группа мнимовторичных включений с температурой 290–270°C. Отложение основной массы золота, судя по взаимоотношениям минералов в жилах, происходило в конечные фазы рудного этапа, которые характеризуются мнимовторичными включениями с температурой 290–270°C.

Другое рудопроявление золото-висмутового типа расположено в интенсивно метаморфизованных осадочных породах. Метаморфизм пород связан с внедрением массива биотитовых гранодиоритов, прорванных жилами и дайками гранитов, гранит-порфиров, апатитов, пегматитов.

Рудопроявление представлено серией полевошпат-кварцевых и турмалин-кварцевых прожилков и жил сложноветвящейся формы. Жилы сложены кварцем, полевым шпатом, мусковитом, турмалином. Рудные минералы представлены арсенопиритом, пиритом, пирротитом.

ном, самородным висмутом, молибденитом, тетраэдритом. Методами термометрии изучен кварц из жил кварц-висмутовой с золотом ассоциации. Кварц характеризуется присутствием первичных и мнимовторичных газовой-жидких включений нескольких температурных групп. Включения "сухих газов" образуют небольшие облачные скопления в пределах кварцевого зерна. Встречается большая группа первичных включений с соотношением газовой и жидкой фаз от 1:4 до 1:1. Включения этой группы гомогенизируются в интервале температур 410–340°C. Однако большая часть таких включений гомогенизируется в диапазоне температур 380–350°C в газ.

Разнообразные по форме мнимовторичные включения пользуются крайне неравномерным распределением. Замеренные по ним температуры попадают в интервал 300–200°C. Этот интервал, по видимому, отвечает периоду отложения золота, кристаллизация которого происходила в заключительные моменты образования продуктивной ассоциации.

Золото-теллур-висмутовый тип. Рудопроявление сформировано в две стадии – допродуктивную кварц-турмалин-хлоритовую и продуктивную кварц-арсенопирит-глауконитовую с пиритом, теллуридами и самородным золотом.

Кварц продуктивной ассоциации содержит большое количество мелких обломков кристаллов турмалина и хлорита. На более раннее происхождение этих обломков четко указывают их взаимоотношения с вмещающим кварцем, точнее, с газовой-жидкими включениями в этом кварце. Включения как бы обтекают, захватывают обломки кристаллов турмалина и хлорита.

В кварце присутствуют включения жидкогазовые и существенно газовой, в которых на долю газовой фазы приходится от 75 до 90% объема включений. Гомогенизация подобных включений в газ осуществляется в очень широком интервале температур от 650 до 340°C.

Наиболее широко в продуктивном кварце распространены газовой-жидкие включения с соотношением фаз от 1:3 до 1:1. Гомогенизация их осуществляется в жидкую фазу в диапазоне температур 545–340°C.

Наиболее интересным типом включений в продуктивном кварце являются многофазовые. В качестве твердой фазы они содержат легкорастворимые при повышении температуры кристаллики галита, сильвина, а также труднорастворимый слюдоподобный минерал. По морфологии включения, как правило, идиоморфны. Растворение твердых фаз происходит в интервале температур 395–200°C. Полная гомогенизация наступает при 460–300°C. В отдельных включениях гомогенизация не наступает даже при температурах свыше 700°C – полного растворения твердых фаз не происходит.

Принимая во внимание, что золото представляет собой конечный продукт рудообразующей деятельности растворов, температура его отложения, вероятно, была ниже 300°C.

Золото-кобальтовый тип. Месторождение приурочено к алевролитам, аргиллизитам и песчаникам нижнемелового возраста. Осадочные образования рудного поля прорваны гранитоидами, с которыми генетически связывается оруденение.

Месторождение сформировано в несколько стадий. В дорудную стадию сформированы жилы и прожилки друзового и крупнокристаллического кварца с хлоритовыми оторочками. В эту же стадию протекал процесс турмалинизации вмещающих пород с образованием турмалиновых прожилков.

Во вторую стадию происходило отложение крупнокристаллического арсенопирита (леллингита) совместно с кварцем.

Условия формирования жильных тел месторождения выявлены на основании изучения особенностей микровключений минералообразующей среды в кварце допродуктивной и продуктивной ассоциаций.

Кварц допродуктивной стадии минералообразования находится в тесном сростании с турмалином и содержит большое количество газовой-жидких включений, часто многофазовых, различающихся по агрегатному состоянию и наполнению.

Многофазовые включения в отдельных случаях содержат до 5 минералов-узников. В таких включениях на долю жидкости и газа приходится не более 20% объема полости включений. Судя по оптическим свойствам и особенностям растворения, наиболее крупные из минералов-узников представлены галитом, сильвином, слюдоподобными и другими неопределенного состава минералами. Растворение кристаллов-узников наступает при температуре 585–300°C. Полная гомогенизация происходит при 740–800°C, но нередко она не наступает и при 700–800°C. В таких случаях во включениях газовая фаза растворяется задолго до точки гомогенизации включения, однако растворения минералов-узников не происходит. Не исключено, что это результат первоначально гетерогенного состояния минералообразующих растворов – минералы-узники захвачены в полость в период кристаллизации минерала-хозяина.

Вторая группа микровключений содержит по одному минералу-узнику. Такие включения встречаются и довольно равномерно распределены в кварце. Концентрации растворов в таких включениях неодинаковы, о чем свидетельствует широкий диапазон их растворения – от 230 до 470°C. Полная гомогенизация включений также протекает в широком температурном интервале.

Третья группа микровключений распространена наиболее широко. Это двухфазовые включения, гомогенизация которых происходит в интервале температур 280–210°C.

Таким образом, допродуктивная кварц-турмалиновая ассоциация образована из пересыщенных солями натрия и калия растворов в широком диапазоне температур от 800 до 210°C. Очень высокие температуры гомогенизации и обилие минералов-узников свидетельствуют о значительных давлениях в гидротермальной системе.

Продуктивный кварц – ксеноморфный серовато-белого цвета. По характеру микровключений, размерам, морфологии, агрегатному сос-

тоянию и типам распределения - обнаруживает много общего с допродуктивным кварцем.

Минералы висмута и кобальта, а также золото ассоциируют с длиннопризматическим мелкозернистым арсенипитомом.

Многофазовые включения в продуктивном кварце нередко содержат нерастворимый рудный минерал черного цвета. Растворение твердых солевых фаз происходит в интервале  $550-495^{\circ}\text{C}$ , а гомогенизация большинства включений этой группы - в интервале  $700-610^{\circ}\text{C}$ . В некоторых включениях кристаллики соли не растворяются даже при температурах выше  $720^{\circ}\text{C}$ .

Группа газовой-жидких включений, где в качестве третьей фазы присутствует один лишь галит, гомогенизируется в диапазоне температур  $540-340^{\circ}\text{C}$ . Растворение узника происходит при  $530-420^{\circ}\text{C}$ .

Наиболее широким распространением пользуются в кварце продуктивной стадии двухфазовые газовой-жидкие включения. Замеренные по ним температуры гомогенизации охватывают интервал  $270-220^{\circ}\text{C}$ . Рудные минералы и золото в основной своей массе связаны с кварцем, насыщенным двухфазовыми газовой-жидкими включениями, и поэтому отложение золота, вероятно, происходило при  $270-220^{\circ}\text{C}$ .

Таким образом, термометрия месторождений золото-редкометалльной формации показывает, что формирование их происходило в очень широком температурном интервале от  $800^{\circ}\text{C}$  и выше до  $150^{\circ}\text{C}$ . Минералообразование, как правило, начинается из высококонцентрированных гидротермальных растворов, реликты которых в виде многофазовых включений сложного солевого состава фиксируются как в раннем допродуктивном кварце, так и в золотоносном. Растворение минералов-узников во многофазовых включениях происходит в широком диапазоне температур от  $585$  до  $200^{\circ}\text{C}$ , что свидетельствует не только о значительных концентрациях гидротерм, но и о высоких давлениях и вместе с тем о непостоянстве этих параметров. Не исключено, что исходные гидротермальные растворы часто были гетерогенными, о чем свидетельствуют не растворяющиеся полностью минералы-узники хлоридов. Отложение золота завершало процесс рудообразования на месторождениях и происходило в интервале температур  $300-200^{\circ}\text{C}$ .

**ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ  
ВУЛКАНОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ**

Для металлогении Охотско-Чукотского пояса (как и для многих других континентальных вулканогенных поясов) особенно характерна группа рудных формаций, обнаруживающая независимость как от характера плутоногенного (интрузивно-гипабиссального) магматизма, так и от особенностей основания поясов. К ним относятся медно-молибденовая, полиметаллическая, золото-серебряная и сурьмяно-ртутная формации [2]. Они образуют генетически единый рудно-формационный ряд, связанный минералого-геохимическими особенностями и разновозрастными парагенетическими образованиями (метасоматиты, эффузивно-интрузивные ассоциации).

Геологическое строение вулканогенных месторождений свидетельствует прежде всего о том, что они образовались в малоглубинной обстановке, характеризующейся, во-первых, небольшим литостатическим давлением и структурной и физико-химической открытостью системы, и, во-вторых, условиями тесной пространственно-временной связи гидротермального процесса с вулканическими (вулканотектоническими) явлениями. Влияние разнообразных факторов, связанных с упомянутыми двумя особенностями образования вулканогенных месторождений, проявлено в различной степени в разных рудных формациях. Наиболее полно их значение выражено на месторождениях золото-серебряной формации.

Месторождения различных рудных формаций образовались на сопоставимых глубинах в общем диапазоне до 1,5-2,0 км. Однако положение зоны оптимального рудоотложения варьирует в зависимости от типа оруденения. Рассматриваемые вулканогенные рудные формации по этому признаку образуют следующий вертикальный ряд (от более к менее глубинным): медно-молибденовая, золото-полиметаллическая, золото-серебряная и сурьмяно-ртутная. Следует отметить, что имеющиеся оценки глубины формирования вулканогенных месторождений, основанные на обычных стратиграфических экстраполяциях, малодостоверны.

Вопрос о вертикальной протяженности вулканогенного оруденения тесно связан с проблемой вертикальной зональности, причины возникновения и формы проявлений которой очень многообразны.

В золотоносных районах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса рудные процессы начинались обычно после поздне меловых эксплозий липарит-игнимбритового состава и протекали почти одновременно с формированием базальтовых даек. Рудоотложению

предшествовало интенсивное развитие метасоматических процессов, которые в известной мере сглаживали различия в составе и свойствах вмещающих вулканитов (ряда андезит-липарит). Поэтому влияние на зональность литологического фактора выражено очень слабо. Это доказывается, в частности, и тем, что в региональном плане однотипные месторождения расположены в породах различного состава.

Рассматривая связь метасоматизма и оруденения на золото-серебряных месторождениях, можно выделить следующие зоны гидротермально измененных пород: надрудная аргиллитовая, околожильная (рудная) кварцит-пропилитовая и пропилитовая с нижней (подрудной) эпидот-альбитовой подзоной. Аргиллитовая зона, состоящая из каолинитовых и алунитовых пород, характеризуется крайне спорадической рудной минерализацией с пиритом, киноварью, антимонитом. Однако основная масса антимонита нередко отлагается ниже, в кварцит-пропилитовой зоне.

Кварцит-пропилитовая зона является рудовмещающей как для золото-серебряной, так и для многих других вулканогенных рудных формаций. В этой зоне формируются основные продуктивные ассоциации - золото-аргентитовая и золото-сульфоантимонитовая.

Золото-сфалерит-галенитовые месторождения залегают обычно в зоне пропилитов, развившихся по вулканитам среднего состава (андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты) или по осадочным породам основания Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Подзона эпидот-альбитовых пропилитов нередко представляется подрудной для месторождений золото-серебряной формации. Вместе с тем эта подзона, судя по широкому развитию в ней на золото-серебряных месторождениях сфалерит-галенитовой, пирит-халькопиритовой и ряда других минеральных ассоциаций, благоприятна для большинства вулканогенных рудных формаций.

Оптимальная зона рудообразования для вулканогенных месторождений малосульфидных рудных формаций совпадает с зоной адуляр-гидрослюдистых кварцитов и карбонат-хлоритовых пропилитов, экранируется (ограничивается) надрудной зоной аргиллитов и почти полностью исчезает в нижней подзоне эпидот-альбитовых пропилитов.

Текстурная зональность связана с зональностью рудоотложения и определенным образом согласуется с вертикальной метасоматической колонкой. Интервал сложных жильных метакolloидных и первично-кристаллизационных текстур совпадает с наиболее продуктивной частью адуляр-гидрослюдистых кварцитов. Интервал метакolloидных брекчиевых текстур фиксирует зону перехода от адуляризации к альбитизации. Ниже этой зоны перехода и частично в ее пределах развиты неколломорфные полевые и симметрично-друзовые текстуры. Связь зональности рудоотложения с текстурной зональностью выражается главным образом в повышении интенсивности оруденения на границе текстурных зон, фиксирующих резкое изменение физико-химических условий минералообразования [98]. Преимущественное развитие на вулканогенных месторождениях

брекчиевых, пластинчатых и ритмично-полосчатых метаколлоидных текстур свидетельствует о весьма динамичных условиях рудоотложения, обусловленных тектоно-магматическими особенностями развития рудоконтролирующих вулканоструктур.

Выявленный характер распределения продуктов метаморфизма и текстурной зональности жильных тел на вулканогенных месторождениях определенным образом связан с физико-химическим режимом их развития.

## §1. ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ И ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ. ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РУДНЫХ СТОЛБОВ

До недавних пор вулканогенные месторождения большинством исследователей относились к типично низкотемпературным образованиям. В. Линдгрэн [60] относил подобные месторождения к классу эпитермальных, образованных восходящими растворами в температурном интервале 200–50°С при среднем давлении. Г. Шнейдерхен [133] допускал, что при определенных условиях температура минералообразования на субвулканических месторождениях могла достигать 300°С.

Однако проведенные исследования показали, что формирование вулканогенных месторождений Охотско-Чукотского вулканического пояса проходило в различных температурных условиях, начиная от гипотермальных вплоть до типично эпитермальных. С одной стороны, это противоречит все еще широко распространенному мнению о низкотемпературности (эпитермальности) подобных месторождений. С другой – полученные данные находятся в соответствии с неоспоримым свойством субвулканических месторождений – разнотемпературностью минеральных ассоциаций. Это обусловлено прежде всего близповерхностными условиями минералообразования, для которых вполне естественны значительные вариации термодинамического режима в связи с интенсивным трещинообразованием, смешением рудоносных флюидов и другими причинами.

Важное значение имеет пространственная связь вулканогенного оруденения с вулканическими комплексами, т.е. сам факт нахождения месторождений в палеовулканических областях, отличавшихся повышенными температурными палеоградиентами. В некоторых случаях, как, например, на золото-аргентитовом месторождении, магматический и гидротермальный этапы были настолько сближены во времени и пространстве, что тепловое поле рудовмещающей близповерхностной интрузии могло оказывать непосредственное влияние на рудоносные растворы, поддерживая в них высокую температуру на протяжении всего гидротермального периода минералообразования.

Изучение условий формирования вулканогенных месторождений привело еще и к ряду других интересных выводов. Так, было установлено, что существующие до сих пор представления о зависимос-

ти химического состава (пробности) самородного золота от температуры (высокопробное образуется при высоких температурах, низкопробное — при низких) не подтверждаются полученными данными. Низкопробное золото (электрум), характерное для золото-серебряных месторождений, отлагалось при самых разнообразных температурах, вплоть до высоких. Между тем высокопробное золото месторождений золото-кварцевой формации образовалось из сравнительно низкотемпературных растворов. Субвулканические месторождения, кроме того, отличаются от плутогенных резкой изменчивостью физико-химических условий рудоотложения и составом рудоносных растворов.

Минералотермические исследования вулканогенных месторождений хорошо подтверждают стадийный характер рудоотложения. Стадийность особенно четко проявляется на месторождениях золото-сфалерит-галенитового типа, формировавшихся преимущественно из истинных растворов. На месторождениях других типов, особенно при обилии метакolloидных образований, стадийность не всегда фиксируется четко. Месторождения серебро-аргентитового типа представляются более высокотемпературными, чем месторождения золото-пираргиритового типа. Дальнейшее термобарогеохимическое изучение месторождений различных формационных и минеральных типов в пределах вулканических поясов и зон привело к необходимости детального пересмотра существующих представлений по генезису вулканогенного оруденения.

Бажнейшей особенностью вулканогенного рудообразования, отличающего его от плутогенного, является сопряженность и даже перемежаемость во времени вулканического и гидротермального процессов. Более того последний в определенной мере наследует эксплозивные черты вулканизма, и поэтому отложение руд на вулканогенных месторождениях осуществляется в тесной связи с развитием на определенном уровне гидротермально-эксплозивного брекчирования. Ниже этой зоны располагаются жилы с поясовыми и симметрично-друзовыми текстурами; выше ее отмечаются характерные для "эпитермальных" месторождений жилы с полосчатыми метакolloидными текстурами и наджилная зона аргиллизации. При этом, как показывают многочисленные данные по вулканогенным месторождениям, интервал брекчиевых руд особенно широко и интенсивно развит на медно-молибденовых и высокотемпературных золото-серебряных и серебряных месторождениях; на средне- и низкотемпературных полиметаллических, золото-серебряных и сурьмяно-ртутных месторождениях роль этого интервала существенно снижена. Вместе с тем в полиметаллических (свинцово-цинковых) месторождениях и средне- низкотемпературных золото-серебряных более значительную роль играют "над- и подбрекчиевые" жильные интервалы. Для существенно ртутных месторождений наиболее характерен жильный "надбрекчиевый" интервал, верхняя прожилково-метасоматическая часть которого нередко захватывает надрудную аргиллизитовую "шляпу".

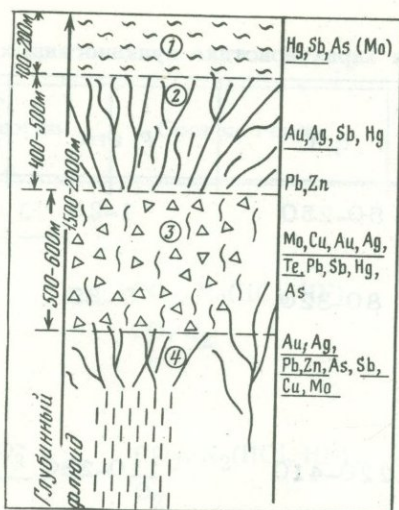


Рис. 20. Общая схема вертикальной зональности вулканогенной рудообразующей системы

1 - зона приповерхностной конденсации газопаровой фазы (наджильная зона аргиллизации): сурьмяные и ртутные рудопроявления; 2 - изотермическая зона (метаколлоидных полосчатых жил): золото-серебряные, сурьмяно-ртутные и полиметаллические месторождения; 3 - зона резко переменных температурных градиентов (гидротермально-эксплозивного брекчирования): месторождения резко различных рудных формаций от ртутных до медно-молибденовых; 4 - зона устойчивых температурных градиентов (жилы с поясвыми и массивными текстурами: золото-серебряные, свинцово-цинковые, медно-порфировые и сурьмяные месторождения.) Подчеркнуты главные рудообразующие элементы

Поскольку рудоотложение в той или иной мере осуществляется в каждом из перечисленных интервалов, следует рассмотреть физико-химические условия минералообразования в каждом интервале сверху вниз (рис. 20).

Наджильная зона аргиллизации. Для большинства вулканогенных месторождений эта надрудная зона с широко развитым метасоматическим каолинитом и алунитом и спорадической вкрапленностью киновари, антимонита, пирита, реже молибденита и халькопирита. Установлено, что ее развитие особенно характерно для стадий с ацидофильной тенденцией развития (арсенопиритовых, пиритовых, антимонитовых). Ее мощность, даже в пределах месторождений одной формации, варьирует в широком интервале от нескольких до 150-200 м. В большинстве случаев эта зона имела выход на поверхность. Температуры минералообразования в зоне варьируют от 50 до 150-200°C (в рудоносных кварцевых прожилках).

Таблица 22

Физико-химическая характеристика вулканогенных зон рудооб-

Зона рудообразования	$t, ^\circ\text{C}$	$P, \text{атм}$	Температурный градиент, $^\circ\text{C}$
Наджильной аргиллизации	50-250	1-20	
Метаколлоидных жил	80-320	5-85	Термостатированная зона
Гидротермально-эксплозивного брекчирования			
а) верхняя часть	220-410	110-280	Резко переменный
б) нижняя часть	210-700	до 1400	То же
Поясовых жил	50-365	200-250	25-35

Примечание. Компоненты растворов и газов приведены в порядке убывания. Включения с СО не содержат  $\text{O}_2$ .

Развитие растворов с низким рН, в которых в значительных количествах присутствует сульфат-ион, связано с конденсацией отделившейся на глубине газопаровой фазы. Конечным результатом гидротермальной деятельности является существенный привнос серы, калия, сурьмы, ртути, а иногда также мышьяка, цинка, свинца, молибдена, кадмия и других металлов. Вместе с тем отмечается существенное перераспределение с частичным или почти полным выносом из отдельных участков натрия, кальция, магния, кремнезема. Состав реликтовых растворов в кварце антимонитсодержащих прожилков гидрокарбонат-сульфатный; среди катионов преобладают (мг.экв/100)%, калий (до 10), натрий (до 10), иногда в значительных количествах присутствует магний (30-35).

В зоне отмечаются скопления сурьмяных (антимонитовых) и ртутных (киноварных) руд.

Зона метаколлоидных полосчатых жил развита выше зоны гидротермально-эксплозивного брекчирования и является рудоносной для золото-серебряных, сурьмяно-ртутных, в меньшей мере для полиметаллических месторождений. Мощность зоны достигает 400-500 м. Для вмещающих пород характерна пропилизация с интенсивной адуляризацией и гидрослюзидацией. Температура обра-

## разования

Состав растворов	Состав газов	Типы месторождений (рудных тел)
$\frac{\text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{-2} - \text{Cl}^-}{\text{Ca}^{+2} - \text{K}^+}$		Hg, Sb-Hg
$\frac{\text{HCO}_3^- - \text{HCl}^-}{\text{Ca}^{+2} - \text{K}^+}$	$\text{CO}_2, \text{N}_2(\text{HCl}, \text{HF}),$ $\text{CO}, \text{O}_2$	Au-Ag, Sb-Hg
$\frac{\text{Cl}^- - \text{F}^- - \text{HCO}_3^-}{\text{Ca}^{+2} - \text{K}^+}$	$\text{CO}_2, \text{N}_2(\text{HCl}, \text{HF}),$ $\text{O}_2$	Au, Au-Ag
$\frac{\text{O}_4^{-2} - \text{Cl}^- - \text{F}^- - \text{HCO}_3^-}{\text{K}^+ - \text{Ca}^{+2} - \text{Mg}^{+2}}$	$\text{N}_2, \text{CO}_2, \text{O}_2(\text{HCl},$ $\text{HF})$	Au-Cu-Mo, Cu-Mo
$\frac{\text{HCO}_3^- - \text{Cl}^- - \text{SO}_4^{-2}}{\text{Ca}^{+2} - \text{K}^+}$	$\text{CO}_2, \text{N}_2\text{O}_2(\text{HCl}, \text{HF})$	Au-Pb-Zn, Au-Ag

зование этих метасоматитов определяется в 150–200°C; внешние зоны с существенно повышенной ролью аргиллизации более низкотемпературны. Жилообразование происходило при низких и средних температурах: сурьмяных и сурьмяно-ртутных: 150–200°C, золото-серебряных: 250–320°C, полиметаллических: 150–200°C. Зона отличается исключительно низким температурным градиентом (на золото-серебряных месторождениях температурный градиент в пределах 300–400 м практически не фиксируется). Состав реликтовых растворов кремнекислотно-гидрокарбонатно-хлоридный. На всех этапах формирования золото-серебряных месторождений растворы содержали стандартный набор макрокомпонентов (табл. 22). Увеличение сульфатной составляющей и уменьшение роли калия характерно для поздних стадий рудоотложения. В продуктивные стадии возрастает общая минерализация растворов (до 13 мг·экв при фоне 1–2 мг·экв на 100 г образца).

В связи с характеристикой зоны интересно остановиться на пластовых рудах куроко, формирующихся также непосредственно выше зоны гидротермально-эксплозивного брекчирования, но в субмаринных условиях провинции зеленых туфов. Это пример исключительно эффективного и, вероятно, сравнительно кратковременного

образования полиметаллических руд. Отлагаясь на дне мелководного моря (глубина 100–200 м), руды куроко обнаруживают гидротермально–осадочную и метасоматическую (в том числе в условиях нелиитофицированных осадков) природу [66]. Руды представляют массивный мелко– и тонкозернистый агрегат сфалерита и галенита с подчиненным количеством халькопирита, блеклых руд, барита, борнита, электрума и других минералов. Рудообразование произошло после гидротермальных эксплозий из сульфидных растворов, смешивающихся с морской водой. Среда рудоотложения характеризуется почти нейтральным pH и сравнительно низким Eh. Температуру минералообразования определяют в интервале 80–250°C [46]. Залежи куроко обнаруживают отчетливое рудноформационное родство с золото–серебряными месторождениями. Однако вулканогенный ряд рудных формаций провинции зеленых туфов сильно редуцирован, так как здесь отсутствуют медно–молибденовые и сурьмяно–ртутные месторождения. В отличие от месторождений, сформировавшихся в зонах субаэрального вулканизма, куроко исключительно однообразны по геологическому строению и однотипны по минеральному составу.

Зона гидротермально эксплозивного брекчирования. В этой зоне формируются медно–молибденовые и некоторые золото–серебряные, а также серебряные, олово–серебряные и существенно золотые (золото–мышьяк–сурьмяные) месторождения. Она является зоной преимущественно высокотемпературного рудообразования и типоморфна для вулканогенных месторождений. Брекчиевые текстуры здесь обычно резко преобладают, минеральные ассоциации носят смешанный телескопированный характер, стадийность рудоотложения выявляется с большим трудом.

Для золото–серебряных месторождений (золото– и серебро–аргентитовый типы) отмечены температуры рудоотложения от 250 до 390°C при переменном давлении в интервале 25–250 атм. Именно на этих месторождениях отмечены устойчивые явления повышения температур от ранних стадий к поздним с образованием скарноподобных, родонитовых и гранат–гельвиновых ассоциаций в заключительные послепродуктивные стадии [101]. Эти месторождения характеризуются увеличением общей минерализации растворов, более высоким содержанием калиевой составляющей прямой корреляцией в поведении калия и хлора; установлена также устойчивая тенденция увеличения содержания кислых газов ( $H_2S$ , HF, HCl) от ранних стадий к поздним (до 45% объема газовой фазы).

На месторождениях золото–мышьяк–сурьмяного типа в пределах характеризуемой зоны отмечены интересные явления дифференциации золота и серебра в глинистой вмещающей толще. Золото сорбируется здесь глинистым материалом зон смятия из высокотемпературных и сравнительно концентрированных растворов (температура гомогенизации многофазных включений от 100 до 320°C), а серебряные минералы совместно с касситеритом и рядом сульфидов отлагаются в кварцевых прожилках выполнения. Подобные явления,

по-видимому, широко распространены в олово-серебряных вулканических провинциях, но до настоящего времени значение этого явления при поисках месторождений недооценивается.

В медно-молибденовых (медно-порфировых месторождениях), кроме молибденит-халькопиритовых отмечаются полиметаллически-сульфидные и золото-серебро-галенит-сфалеритовые ассоциации, последовательность и время выделения которых не всегда ясны. В кварце молибденит-халькопиритовых ассоциаций отмечаются многофазные включения, гомогенизирующиеся при 650–750°C; другая группа существенно газовых включений гомогенизируется в газ при 500–600°C; третья группа включений, распространенная также в кварце других ассоциаций, гомогенизируется в интервале 210–440°C. Замеры величины давления варьируют в широких пределах и достигают 1000 атм. Реликтовые растворы концентрированы, часто пресыщены хлоридами (до 40–50%).

В верхней части зон развития брекчиевых текстур на золото-серебряных месторождениях сульфоантимонитового типа отмечаются блоковые метаколлоидные (метагелевые) текстуры кварца со смешанной минерализацией (сульфосоли серебра, арсенопирит, касситерит, антимонит). Включения в кварце жидкие однофазные или специфически метагелевые. Последние имеют форму псевдогубчатых тел, слабо просвечивающих и достигающих размеров 0,2 мм. Слабое светопропускание связано с отложением на стенках полости включений аморфного кремнезема, который в результате дегидратации приобрел типичную для обезвоженных гелей сетчатую полигональную трещиноватость. По нашим представлениям, образования со смешанной минерализацией сформировались в результате одновременной раскристаллизации гелей.

Жильная зона с поясовыми и массивными текстурами расположена ниже зоны гидротермально эксплозивного брекчирования и на удалении от нее. Она характерна для ряда полиметаллических, сурьмяно-ртутных и сурьмяных месторождений; в верхней части этой зоны отмечаются также золото-серебряные руды галенит-сфалеритового типа. Процессы минералообразования на перечисленных месторождениях четко стадийны с постепенным снижением температур в пределах отдельных стадий и к заключительным периодам рудообразования. Температуры отложения полиметаллических руд обычно не превышают 300°C, на сурьмяных и сурьмяно-ртутных месторождениях они значительно ниже (180–255°C); давление варьирует в пределах 25–200 атм. Рудным телам свойствен высокий температурный градиент; на золото-полиметаллических месторождениях он достигает 20–30°C на 100 м. Рудообразующие растворы по составу преимущественно гидрокарбонатно-кальциево-натровые, часто с высоким содержанием сульфат-иона, магния и калия, соответственно до 11; 39 и 17 (мг·экв/100г) %.

На всех уровнях формирования вулканогенных месторождений газовая фаза растворов имела углекислотно-азотный (иногда азотно-углекислотный) состав; обычным компонентом является кисло-

род. Возрастание температуры минералообразования сопровождается уменьшением содержания кислорода в растворах при увеличении доли кислых газов.

Таким образом, очевидное рудноформационное родство вулканогенных месторождений, близкий состав реликтовых растворов, а также рассмотренные особенности физико-химических условий формирования руд позволяют предположить, что родоначальные гидротермы вулканогенных месторождений имели сходный состав, "специализированный" на медь, молибден, свинец, цинк, золото, серебро. Что касается других элементов (олова, вольфрама, висмута), то их концентрации несут необязательный, обычно сугубо региональный характер. Дифференциация элементов происходила, по-видимому, на уровне зоны гидротермально эксплозивного брекчирования и ниже. Результаты этой дифференциации наблюдаются по крайней мере в трех случаях: 1) при формировании антимонитовых и киноварных руд в аргиллизитовой надрудной шляпе золото-серебряных месторождений, не имеющих сурьмяно-ртутных стадий рудоотложения; 2) при сорбции глинистыми брекчиями золота и отложении серебряных минералов в смежных с брекчиями прожилках выполнения; 3) при концентрации электрума в верхних горизонтах галенит-сфалерит-кварцевых жил нижней зоны.

По-видимому, могут иметь место два направления дифференциации элементов: при нормальном стадийном ходе гидротермального процесса и аномальном его развитии, сопровождающимся (в связи с повышением температуры гидротерм к концу процесса) удалением особенно крупных объемов газово-паровой фазы за сравнительно короткий период. Разумеется, в природе, по-видимому, нередки сочетания этих двух направлений дифференциации рудообразующих гидротерм. Однако "аномальное" направление превалирует на ряде высокотемпературных и сравнительно малосульфидных вулканогенных месторождениях. Именно это направление характеризуется тесной сопряженностью и перемежаемостью гидротермального и вулканического процессов.

Рудоотложение на вулканогенных месторождениях осуществляется главным образом в зонах трех типов: а) в низко-среднетемпературной изотермической (метаколлоидных жил) из растворов умеренной и низкой концентрации, разбавленных вадозными водами; б) в разно-, преимущественно высокотемпературной с резко переменным температурным градиентом из концентрированных, часто пересыщенных хлоридами растворов (эксплозивно-гидротермальных брекчий); в) в среднетемпературной с высоким температурным градиентом из растворов умеренной концентрации (поясовых жил).

Эти разнотипные зоны обнаруживают определенные связи, позволяющие представить их в качестве членов общей схемы вертикальной зональности вулканогенной рудообразующей системы, однако на большинстве месторождений обычно хорошо выражены зоны одного, реже двух типов.

Другой важной особенностью вулканогенного оруденения является неоднотипность режима развития различных месторождений.

По современным представлениям гидротермальное минералообразование осуществляется из постепенно охлаждающихся растворов. Для широкого круга плутоногенных и телетермальных месторождений эта схема вполне удовлетворительна. Не опровергают как будто бы общего положения о температурной эволюции многостадийного рудообразующего процесса и данные о формировании так называемых ксенотермальных месторождений, хотя природа этих объектов и не получила достаточно удовлетворительного объяснения. Однако, как показал опыт изучения вулканогенного оруденения Охотско-Чукотского пояса, существует группа вулканогенных месторождений, имеющих принципиально иную, чем это ранее представлялось, схему температурного режима. Для них минералогеохимическими и термобарогеохимическими методами установлена отчетливая тенденция повышения температур гидротерм в завершающие стадии минералообразования, хотя в конце каждой отдельно взятой стадии наблюдаются обычные явления спада температур.

Среди золото-серебряных месторождений Охотского побережья выделяются две группы объектов, резко различающиеся по режиму своего формирования. Процесс формирования месторождений первой группы отвечает общепринятой схеме минералообразования с повышением температур гидротермальных растворов от ранних стадий к поздним. В эту группу попадают месторождения золото-сфалерит-галенитового и, частично, золото-сульфоантимонитового типов. Так, минералообразование на месторождении золото-сфалерит-галенитового типа протекало в несколько стадий и носило отчетливо выраженный пульсационный характер с межстадийными и внутривстадийными инверсиями температур до 100–150°C. Ранняя стадия метакolloидного и колломорфного кварца характеризуется температурным интервалом 365–290°C; золото-сфалерит-галенит-кварцевая – 360–160°C; золото-марказит-кальцитовая – 320–210°C; сульфидно-карбонатная – 160–120°C; барит-опал-халцедоновая – 120–50°C. Как видно из приведенных данных, стадийный процесс минералообразования на месторождении идет с постепенным охлаждением гидротермальных растворов, хотя в промежутках между отдельными стадиями имеют место значительные скачки.

Другая группа золото-серебряных месторождений характеризуется не затуханием активности гидротермальной системы в период формирования месторождения, а ее длительной устойчивостью и даже усилением и дальнейшим разогревом гидротерм на завершающих стадиях минералообразования. На это указывают многие признаки: состав минеральных ассоциаций и последовательность их образования, данные термобарогеохимии, особенности гидротермальной переработки вмещающих пород. Важной особенностью этих месторождений является широкое развитие послерудных и внутрирудных даек андезитового и андезито-базальтового состава. При этом абсолют-

ный возраст даек и рудных тел, определенный по адулярам, близок и варьирует в пределах 60–75 млн. лет [101].

Однако далеко не на всех месторождениях с аномальным типом развития отмеченные признаки проявлены в равной степени. Так, на одном из золото–серебряных месторождений, где в продуктивную стадию образованы золото–пиритовая и золото–сульфоантимонитовая ассоциации, повышение температур в послепродуктивный этап (адуляр–кальцитовая и кварц–кальцитовая стадии) выявляется только с помощью детальных термометрических исследований.

Наряду с этим известен ряд объектов, где рассматриваемая схема теплового режима подкрепляется и явно высокотемпературным характером поздних минеральных ассоциаций (стадий). Примером может служить уже рассмотренное месторождение серебро–аргентитового типа. Интересно отметить, что в ядерной и периферической зонах роста крупных кристаллов призматического кварца заключительной стадии минералообразования на этом месторождении тоже фиксируется повышение температуры гомогенизации газово–жидких включений (см. рис. 6). Этот факт также подтверждает выявленную особенность температурного режима минералообразования, проявляющуюся даже на уровне минеральных индивидов.

Развитие позднего высокотемпературного кварцевого и кварц–карбонатного материала свойственно ряду месторождений золото–аргентитового и золото–сульфоантимонитового типов. Высокотемпературные послепродуктивные ассоциации, включающие в свой состав гранат, пренит, эпидот, волластонит, отмечены также на месторождениях золото–пиритового типа. Для этих месторождений характерно также то, что во вмещающих породах происходило наложение среднетемпературной альбит–эпидотовой пропилитизации на более низкотемпературную карбонат–хлоритовую с почти полным замещением хлорита.

Температурные условия формирования золото–серебряных месторождений с аномальным режимом развития отражены в табл. 23.

На специфичность условий формирования рассматриваемой группы золото–серебряных месторождений указывает также химический состав гидротермальных растворов, который при общем качественном однообразии все–таки отличается соотношениями главных компонентов в различные периоды деятельности гидротермальной системы. Растворы, сформировавшие месторождения аномального типа, более “калиевые”, причем содержание калия существенно уменьшается от ранних стадий к поздним, при некотором увеличении во время продуктивного минералообразования. Намечается прямая корреляция в поведении калия и хлора. Месторождениям нормального типа развития свойственны относительно устойчивые концентрации калия в растворах в период всего этапа формирования рудных тел, причем поведение этого компонента не согласуется с поведением хлора.

Рассматривая состав газовой фазы растворов, следует отметить устойчивую тенденцию увеличения содержания кислых газов ( $H_2S$ ,

Таблица 23

Температуры формирования месторождений аномального режима развития

Тип месторождения	Температурный интервал минералообразования по стадиям, °С		
	Допродуктивная	Продуктивная	Послепродуктивная
Серебро-аргентитовый	350-240	395-260	410-200
Золото-аргентитовый	400-335	340-300	410-220
Золото-пиритовый	420-135	205-135	405-160
Золото-сульфоантимонитовый	170-220	240-90	290-130

HF, HCl, NH<sub>3</sub>) от ранних стадий к поздним (до 45% объема всей газовой фазы) для месторождений аномального типа развития. Характерны также более высокие содержания азота и двуокиси углерода в начальные и конечные стадии формирования этих месторождений по сравнению с периодом отложения продуктивных минеральных ассоциаций. Важной геохимической характеристикой для золото-серебряных месторождений является отношение кислорода к азоту. Для месторождений с нормальным типом развития оно, как правило, близко воздушному (0,25-0,35); для другой группы месторождений — варьирует в самых широких пределах.

Необходимо указать, что выявленные различия рассматриваемых групп вулканогенных золото-серебряных месторождений по составу гидротерм не распространяются на месторождения серебро-аргентитового типа, которые отличаются рядом особенностей: высокие концентрации калия только в растворах продуктивной стадии минералообразования, значительные содержания сульфат-иона в растворах, отсутствие кислых газов и окиси углерода в гидротермах поздних высокотемпературных стадий.

Явления разогрева гидротермальной системы фиксируются также при анализе теплодинамики процессов метасоматического преобразования вмещающих пород. Тенденция повышения температур при образовании метасоматитов подмечена давно и объяснялась, главным образом, широким проявлением экзотермических химических реакций. Пропилитизация, имеющая региональный характер и знаменующая собой начальные стадии деятельности гидротермальной системы, развивается, как известно, в условиях максимального обводнения и весьма неоднородного температурного поля. Согласно проведенным термометрическим исследованиям оптимальный температур-

ный интервал образования прерудных метасоматитов составляет 180–250°C. Верхний предел температур (вплоть до 300°C) характерен для околорудных гидротермальных кварцитов (адуляр–гидрослюдисто–кварцевых метасоматитов), формирование которых отражает уже далеко продвинувшуюся дифференциацию метасоматических зон по минералого–геохимическим особенностям и теплофизическим свойствам. В этих сравнительно высокотемпературных зонах отмечается комплекс минералов с определенными особенностями состава или структуры (эпидот, высокоглиноземистые минералы, относительно высокотемпературные полиморфно–политипные модификации слюд и др.). Увеличение температуры минералообразования в поздние и заключительные стадии рудного процесса трудно объяснить с позиций экзотермических реакций. По–видимому, это связано с источниками разогрева гидротермальных систем. Таковыми могут быть очаги поздних базальтовых магм, так как широкое распространение послерудных даек андезито–базальтового состава отмечается на всех золото–серебряных месторождениях, для которых установлено высокотемпературное минералообразование в поздние стадии их формирования, или же неглубоко залегающее интрузивное тело.

Выявленная группа вулканогенных золото–серебряных месторождений Охотского побережья имеет ряд общих черт с упоминающимися выше ксенотермальными месторождениями. Основной особенностью ксенотермальных месторождений, как известно, является пространственная совмещенность разнородных минеральных ассоциаций, при этом наиболее ранние из них представляют продукт высокотемпературных гидротерм, а поздние характеризуют низкотемпературное минералообразование.

Типичным примером ксенотермальных месторождений может служить Икуно–Акенобе (Япония) [84], приуроченное к третичным вулканогенным породам. На месторождении установлено четыре последовательные стадии минерализации: кварц–касситерит–сульфидная, кварц–вольфрамит–касситерит–сульфидная, кварц–сульфидная и кварц–золото–серебро–сульфидная. Формирование рудных тел протекало в достаточно широком температурном интервале с понижением температур от ранних стадий к поздним от 350 до 160°C. В пределах рудного поля широко развиты дайки среднего, кислого и основного состава, имеющие дорудный и послерудный возраст.

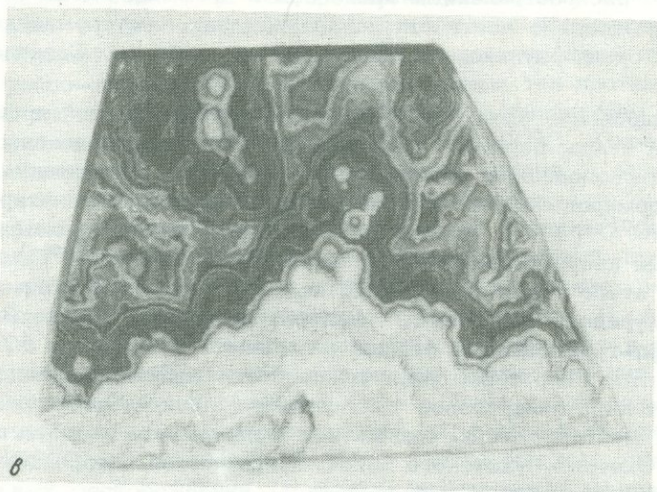
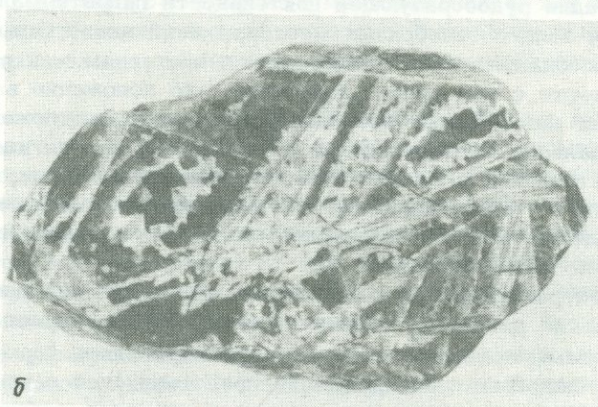
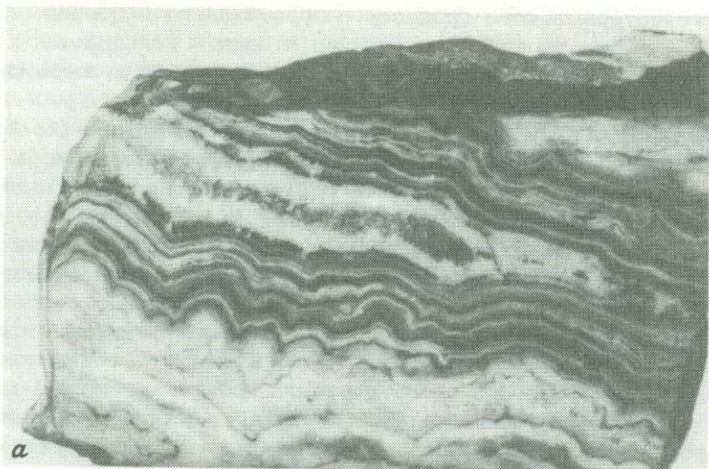
На олово–серебряном месторождении Потоси (Боливия) формирование рудных тел также происходило в несколько стадий, продукты которых перекрывают друг друга. Минеральная ассоциация ранней стадии представлена кварцем, пиритом и касситеритом. В следующую стадию отлагались станнин, халькопирит, тетраэдрит и андорит. Завершают рудообразование сульфосоли свинца, галенит и пираргирит. Месторождение сформировалось в близповерхностных условиях, в широком температурном интервале, который изменяется от 500–400°C до 150–100°C [109]. Таким образом, для ксенотермальных месторождений характерна определенная направлен-

ность гидротермального процесса, выражающаяся в последовательном образовании минералов: в ранние стадии – вольфрамовых и оловянных, затем – медных и свинцово-цинковых и в заключительный период – серебряных и золота.

Сравнивая выявленную группу вулканогенных золото-серебряных месторождений Охотско-Чукотского пояса, сформированную в условиях активизации гидротермальной системы, с описанной выше группой ксенотермальных месторождений, можно видеть, что они обладают рядом как общих, так и различных черт. Общими являются приуроченность к вулканогенным образованиям, небольшие глубины формирования, некоторое подобие в составе минеральных ассоциаций, телескопированность оруденения, широкий температурный интервал минералообразования от 500–400°C до 100–50°C. Отличия прежде всего сводятся к последовательности проявления стадий минералообразования. Чуждые для близкоповерхностных условий минеральные ассоциации ксенотермальных месторождений характеризуют ранние стадии рудообразующей деятельности гидротермальной системы. Для золото-серебряных месторождений аналогичные минеральные ассоциации свойственны конечным стадиям минералообразования. Вместе с тем можно допустить, что положение высокотемпературных минеральных ассоциаций в схеме рудоотложения ряда ксенотермальных месторождений определялось исходя из традиционных представлений о высокотемпературных ассоциациях, как наиболее ранних. Не исключено, что для некоторых ксенотермальных месторождений принятая последовательность минералообразования не отвечает действительной.

Распространенность вулканогенных месторождений аномального типа развития далеко не ограничивается только Охотско-Чукотским вулканогенным поясом и только золото-серебряной формацией. Образование подобных месторождений представляется закономерным и широко распространенным процессом в пределах любых вулканических поясов. В частности, аналоги таких месторождений известны среди вулканитов Приморья и районов Северной Америки.

Формирование одного из Приморских месторождений происходило в два этапа: первый – образование золото-сереброносных, второй – скарноподобных минеральных ассоциаций. Ассоциации раннего этапа формировались в очень широком температурном интервале – 460–290°C [115]. Понижение температур отвечает моменту образования кварц-карбонатной ассоциации (до 240–200°C). Однако к концу этого этапа (кварц-родонит-карбонатная и золото-сфалерит-теллуридная ассоциации) температура повышается до 340°C, а в кварц-турмалиновую стадию следующего этапа – до 370°C. Завершается гидротермальный процесс отложением скарноподобной андрадит-пирит-хлоритовой ассоциации. Минералоотложение на этом месторождении, так же как и на аналогичных месторождениях Охотско-Чукотского пояса, прерываются внедрением даек диоритов и диоритовых порфиритов.



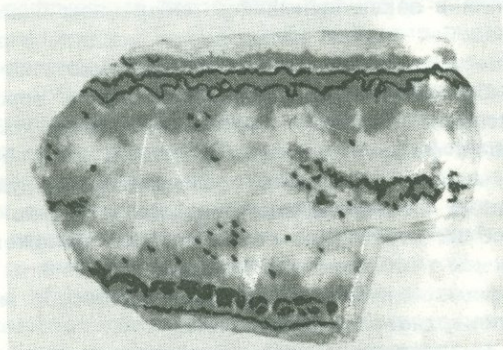
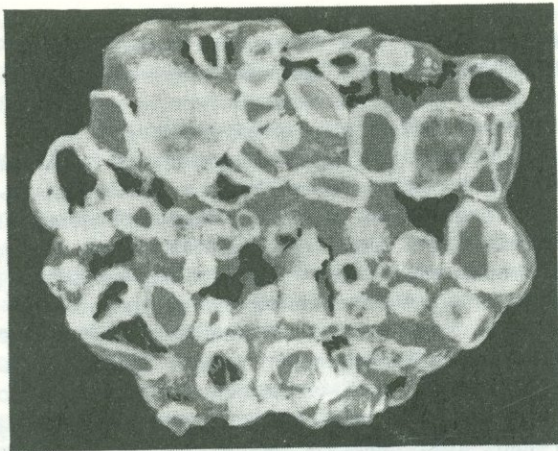


Рис. 21. Текстуры руд месторождений зоны развития метаколлоидных жил (изотермической)

*а* – ритмично-полосчатые; *б* – каркасно-пластинчатые; *в* – концентрически-зональные и крустификационные

Рис. 22. Брекчиевая текстура руд месторождений зоны гидротермально-эксплозивного брекчирования (температурных пульсаций)

Рис. 23. Бонанцевые руды месторождений золото-сфалерит-галенитового типа

На сходные черты в режиме минералообразования можно указать и для одного из известных золото-серебряных месторождений Северной Америки – Топопа. Рудные тела этого месторождения приурочены к трахитовому покрову, который прорван субвулканическими интрузивными телами андезитов и риолитов. Поздний этап рудообразующей деятельности в пределах рудного поля этого месторождения характеризуется образованием кварцевых жил, содержащих воль-

фрамит и шеелит. В рудном поле Джеймстаун (Колорадо) процесс рудоотложения в течение трех последовательных стадий (серебросвинцовой, золото-пиритовой и золото-теллуридной) осуществлялся практически в одном и том же температурном интервале 375–200°С, понижаясь от начала стадий к их концу [ 142 ].

Приведенными примерами распространенность подобных месторождений, конечно, не ограничивается. Можно с уверенностью утверждать, что целенаправленное изучение охарактеризованных особенностей гидротермального процесса позволит прийти к выводу о закономерном развитии выявленного режима формирования руд для месторождений многих вулканогенных рудных формаций.

Учитывая возрастную близость гидротермальной деятельности и послерудного дайкового магматизма, можно предполагать, что стереотипный для вулканогенных месторождений парагенезис метасоматитов, руд и послерудных андезито-базальтов характеризует особый цикл вулканогенной деятельности, начинающийся с развития геотермальных аномалий и заканчивающийся внедрением базальтовых магм. Этот процесс подобен широко развитому в поздне и заключительные этапы магматической деятельности Охотско-Чукотского пояса антидромному игнимбрито-базальтовому вулканизму и, вероятно, происходил одновременно с ним, но в иных структурных условиях.

Особенности формирования рудных столбов. Анализ распределения участков с богатым промышленным оруденением в пределах изученных месторождений позволил получить определенные представления об их структурно-геологическом положении и минералого-геохимических особенностях, которые в конечном итоге являются следствием физико-химических условий процессов минералообразования в близповерхностной обстановке.

На сложный многоэтапный характер формирования жильных тел, особенно в пределах рудных столбов, прежде всего указывает их текстурно-структурные особенности. Обилие текстурных узоров, среди которых широким распространением пользуются различные брекчиевые, ритмично-полосчатые и каркасно-пластинчатые (рис. 21–23), определенно свидетельствует о формировании рудных тел в зоне резкого изменения физико-химических условий. На это же указывает и широко развитые в каркасно-пластинчатом кварце разнонаполненные газово-жидкие включения, которые являются свидетельством гетерогенности системы. Развитие каркасно-пластинчатых текстур, по-видимому, есть следствие фазового разделения растворов на каком-то участке термогидроколонны. Пространственно этот участок связан с интервалом вскипания растворов. Возникающее здесь резкое понижение температур и давлений, приводя к удалению легко летучих кислых газов и, следовательно, к ошелачиванию растворов, одновременно способствует перенасыщению их рядом компонентов и прежде всего кремнеземом, содержание которого в растворах, как правило, много выше других веществ. В свою очередь, увеличение концентрации кремнекислоты в водном растворе со слабокислой-нейтральной реакцией способствует возрастанию глубины ее полимери-

зации [1] вплоть до образования коллоидных частиц. А присутствие в гидротермальных растворах солей электролитов, и часто в значительных количествах, должно вызывать их неизбежную коагуляцию и образование гелей.

Однако такой путь образования гелей и метакolloидных руд возможен лишь из низкотемпературных растворов. В условиях же повышенных температур и давлений резко увеличивается растворимость кремнекислоты прежде всего в мономерной форме [67]. Может оказаться так, что в слабокислой среде при некоторой температуре весь содержащийся в растворе кремнезем не превысит растворимости кремнезема в  $\alpha$ -форме (моно- и дикремневые кислоты) и, следовательно, какой-либо существенной полимеризации, коллоидо- и гелеобразования в растворах происходить не будет независимо от pH среды. В то же время в щелочных растворах (pH = 10), при концентрации электролита в гидротермах примерно в 3%, температуре 300°C и давлении 1000 атм в растворах имеет место массовое образование полимерных ионов типа  $H_2Si_4O_{10}^{2-}$  и продуктов их диссоциации, в частности  $HSi_4O_{10}^{3-}$  [23]. И, как показывают эксперименты по синтезу пьезокварца, при температуре 300°C и выше в слабощелочном 5%-ном растворе NaCl происходит расслоение растворов, приводящее к поликонденсации кремнекислот и образованию тяжелой фазы, представляющей собой гель кремнекислоты.

Из этих данных видно, что глубокая полимеризация, коагуляция и дальнейшая седиментация геля возможна как при низких, так и при высоких температурах. Однако в первом случае среда должна быть близка к нормальной, во втором — щелочной.

Данные об образовании метакolloидных колломорфных агрегатов кварца в термостатированных условиях, полученные в результате термометрических исследований, были проверены экспериментальным путем. Сущность экспериментов сводилась к изучению особенностей перекристаллизации кварца на медную диафрагму в условиях устойчивых температур.

В опытах применялись стальные автоклавы без футеровки. Шихта представляла собой природный кварц, раздробленный до фракции 0,5–1,0 мм. Объем шихты 3,5 см<sup>3</sup>, коэффициент заполнения автоклава 0,75. В качестве растворителя использовалась вода, содержащая 0,5% NaOH и 5% Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>. Температура в эксперименте поддерживалась 380 ± 3°C. При этих условиях в автоклаве развивалось давление до 650 атм. Длительность каждого опыта составила 10 суток; pH исходного раствора была равна 12,72; конечного — около 9.

Проведено две серии опытов, отличающихся тем, что в одной из них в автоклавы вводилась медная диафрагма, а в другой ее не было. В первой серии экспериментов растворенный кремнезем переходил в высокодисперсную микрогетерогенную систему, которая и при длительном и при быстром охлаждении претерпевала глубокую полимеризацию и превращалась в густой молочно-белый гель, сохраняющийся после вскрытия автоклава без значительных изменений

в течение многих суток. Какой-либо кристаллизации в автоклаве не происходило.

В экспериментах второй серии в присутствии медной диафрагмы нижняя и верхняя поверхности ее покрывались натечными прозрачными почковидными агрегатами кремнезема и игольчатыми кристаллами кварца. Кристаллики кварца образуют мелкие друзовидные скопления с элементами радиально-лучистого строения. Большая часть друзочек располагается ближе к краевой части диафрагмы в зоне их контакта со стенкой автоклава. Размер кристалликов различен, но не превышает 5,0 мм. Как правило, это плоские призматические игольчатые кристаллы с четко выраженными гранями ромбоэдра при вершинах. Каких-либо постепенных переходов между аморфными и кристаллическими формами кремнеземом не установлено (рис. 24).

С целью идентификации синтезированных форм кремнезема проведено их изучение с помощью инфракрасной спектроскопии.

Спектрофотометрическое изучение проводилось в диапазоне волновых чисел  $3800\text{--}400\text{ см}^{-1}$  на приборе UR = 20 на призме KBr с переходом на NaCl. Данные спектроскопии синтезированных форм кремнезема показали, что кристаллический кварц характеризуется четкими проявлениями полос поглощения в длинноволновой области спектра ( $1090\text{--}1170\text{ см}^{-1}$ ). Отчетливо фиксируются полосы поглощения в области  $460\text{--}530\text{ см}^{-1}$ , вызванные деформационными колебаниями  $\text{SiO}_4$ -тетраэдра. Характеристическим является дублет в области  $750\text{--}830\text{ см}^{-1}$ .

Аморфный кварц по полосе поглощения в инфракрасной области спектра принципиально мало отличается от кристаллического. Это связано с тем, что спектр собственных колебаний молекул в большинстве случаев слабо зависит от агрегатного состояния вещества. Агрегатное состояние больше сказывается на форме полос поглощения. Для аморфного кварца не характерен дублет с максимумом при  $775$  и  $795\text{ см}^{-1}$ ; другие же полосы характеризуются уплощенными, несколько растянутыми пиками.

Приведенные данные позволяют отнести синтезированные формы кремнезема к  $\alpha$ -кварцу и опалу.

При микроскопическом изучении выращенных кристалликов кварца в них были установлены газово-жидкие включения, ориентированные под острым углом к длинной оси кристаллов. Форма включений булавовидная, каплевидная, часто резко неправильных вытянутых очертаний. По агрегатному состоянию все включения двухфазовые газово-жидкие. Температура гомогенизации их  $330\text{--}340^\circ\text{C}$ . Введение поправки на давление дает температуру кристаллизации кварца.

Присутствие этих включений является убедительным свидетельством того, что синтезированные кристаллики кварца возникли не в процессе охлаждения растворов, а в изотермических условиях при  $380^\circ\text{C}$ . Принимая во внимание, что основанием для кристаллов кварца служат почковидные агрегаты опала, можно сделать вывод, что при этих же температурах происходило и отложение опала.

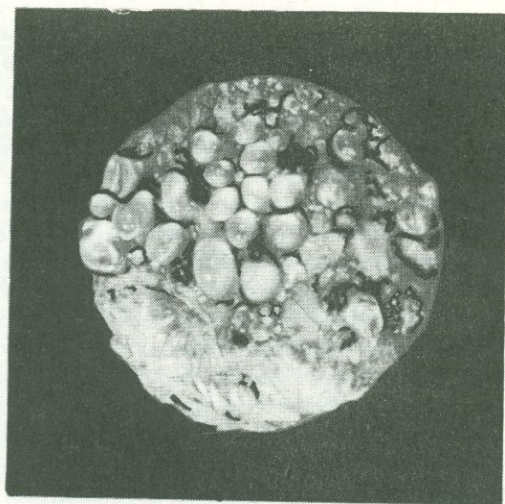


Рис. 24. Кристаллическая и аморфная формы кремнезема, синтезированные в изотермических условиях

Таким образом, приведенные данные о некоторых особенностях поведения кремнекислоты в растворах при высоких температурах и давлениях могут служить еще одним свидетельством того, что в формировании руд золото-серебряных месторождений большая роль принадлежит процессам гелеобразования и отложения аморфных и кристаллических форм кремнезема в условиях повышенной щелочности растворов. Для формирования продуктивных ритмично-полосчатых агрегатов, сложенных чередующимися аморфными и кристаллическими образованиями, совсем необязательно резкое с большим градиентом изменение температур. Оно может происходить и в изотермических условиях.

Как уже указывалось, распределение продуктивной минерализации в пределах изученных рудных тел носит крайне неравномерный характер. Внешним признаком, отличающим бананцевые участки от рядовых, помимо обогащенности рудными минералами, является прежде всего характер раскристаллизации жильного материала. Интервалы богатых руд на всех горизонтах отличаются исключительно тонкозернистой структурой и практически полным отсутствием газожидких включений. Для обогащенных участков выявленная особенность прослеживается как по глубине рудных тел, так и в горизонтальном направлении. Термометрия изредка встречающихся метакolloидных газожидких включений в пределах бананцев дает устойчивый, сравнительно низкотемпературный интервал, верхний предел которого не выходит за  $195^{\circ}\text{C}$ . Температуры эти несомненно отвечают этапу раскристаллизации гелей. Коагуляция первичных коллоидных растворов и образование гелей, вероятно, осуществлялись при более высоких температурах. За пределами бананцев жильный материал более раскристаллизован. И хотя зерна кварца сохраняют типично метакolloидный облик, в них чаще встречаются включения

с отчетливо видимыми соотношениями фаз. Раскристаллизация гелей на таких участках происходила при температурах до  $240^{\circ}\text{C}$ .

Сопоставление интервалов распределения богатых промышленных руд с их термометрическими особенностями дает основание предположить, что формирование рудных столбов происходило в пределах "замкнутой" тепловой аномалии, характеризующейся стабильными температурными условиями. Однако в целом образование минеральных ассоциаций продуктивной стадии в открытых полостях характеризовалось резким изменением физико-химических параметров гидротермальной системы. Результатом этого явилась быстрая полимеризация кремнекислоты в ее наиболее глубоких формах и пересыщение растворов. Присутствие электролитов способствовало их коагуляции и образованию гелей. Принимая во внимание, что роль коллоидных частичек кремнекислоты при переносе металлических компонентов сводится прежде всего к образованию защитной стабилизирующей оболочки, можно рассматривать механизм образования бонащевых скоплений руд как результат связывания микрочастицами кремнекислоты рудных компонентов, где в силу тех или иных причин имел место их максимальный привнос. Наиболее вероятной причиной этого может быть дроссельный эффект. Именно в участках дросселирования представляется возможным максимальное рудообразование по схеме: адиабатическое расширение системы — глубокая полимеризация кремнекислоты—коагуляция кремнекислоты—образование стабилизирующей защитной оболочки рудных компонентов—выпадение рудоносных гелей.

Высокая температура термостатированной вмещающей среды способствовала обогащению растворов вследствие интенсивной их дегазации, что, вероятно, имело место на протяжении всей стадии продуктивного минералообразования. В послепродуктивный этап в системе проявляется температурный градиент, что фиксируется по включениям в минералах. Так, по мелкогребенчатому кварцу послепродуктивной стадии вертикальный температурный градиент составляет  $30\text{--}35^{\circ}\text{C}$  на  $1\text{Q}$  м. Появление температурного градиента, вероятно, связано со значительным понижением температуры вмещающей среды.

Масштабы проявления и роль коллоидных растворов в процессе рудообразования имеют большое значение, особенно для близповерхностных систем, где следы их деятельности встречаются повсеместно. Установлено, что при взаимодействии растворов, содержащих лишь слабо полимеризованную кремнекислоту, с растворами солей тяжелых металлов образуются силикаты соответствующих металлов, представляющих собой труднорастворимые соединения, за исключением силикатов натрия и калия. Глубоко полимеризованная кремнекислота обладает меньшей способностью соединиться с металлом и не может образовать соответствующих металлсодержащих силикатов. Тем не менее растворимость тяжелых металлов, в том числе золота и серебра, как показали результаты экспериментального изучения кремнекислотных систем, в коллоидных растворах в миллионы

раз выше, чем в молекулярно-дисперсных [103, 54]. Однако механизм этого процесса еще не достаточно раскрыт и сводится обычно к сорбции металла коллоидом кремнекислоты.

Таким образом, природа термостатированных зон рудоотложения на вулканогенных месторождениях исключительно сложна и отличается многообразием причин, ее порождающих. В кратком изложении они могут быть сведены к следующим.

Вулканогенное гидротермальное минералообразование начинается в достаточно высокотемпературной обстановке. Это связано с тем, что развитие вулканических очагов и гидротермальна деятельность являются не последовательными этапами, как в районах с плутоническим магматизмом, а сопряженными, проявляющимися практически одновременно на различных участках одной и той же структуры.

Наличие экрана из слабопроницаемых аргиллизитов и толщи слабоизмененных пород способствует длительному сохранению тепла гидротерм, поскольку теплообмен с разогретыми вмещающими породами несуществен, а теплопередача вследствие циркуляции растворов затруднена. Рассеивание же тепла в результате просачивания растворов по мелким трещинам — процесс более длительный по сравнению с его потерей в ходе свободной циркуляции.

В близповерхностной обстановке рудоподводящие каналы в известном смысле представляют собой дресселирующие системы, в которых гидротермы претерпевают адиабатическое охлаждение вследствие падения давления. Однако глубокому охлаждению растворов противодействует ряд факторов, среди которых наиболее важны изначально высокая температура вмещающей среды; тепло, выделяющееся в процессе гидротермального изменения пород, а также при экзотермических реакциях жильного минералообразования.

Экзотермический эффект, имеющий место при кристаллизации многих нерудных минералов, измеряется сотнями килокалорий. Достаточно много тепла выделяется и при кристаллизации рудных минералов, например золота. Так, выделение 1 г золота за счет разрушения его хлорокомплексов в 1 м<sup>3</sup> водного раствора приведет к выделению 150 кал тепла. Принимая во внимание, что суммарная концентрация всех компонентов в гидротермальных растворах может достигать 30% и более, общий энергетический вклад кристаллизующихся компонентов должен быть весьма значителен.

Заметный положительный тепловой эффект может быть связан с окислительно-восстановительными реакциями в условиях высокого кислородного потенциала. Выделение энергии возможно также при коллапсе газовых пузырьков, неизбежном при кавитационных явлениях в обстановке переменного давления. Важным условием накопления тепловой энергии является скорость кристаллизации. Чем она выше и больше объем образовавшейся минеральной массы, тем значительнее количество выделившегося тепла.

Все перечисленные факторы способствуют тому, что на определенных глубинах в зонах адиабатического расширения рудоподводящих каналов возникают интервалы с очень малым температурным гради-

ентом, т.е. образуются изотермические условия минералообразования. Увеличению температур мешает адиабатическое охлаждение растворов, а их уменьшению противодействует выделяющееся тепло экзотермических реакций других процессов.

Совмещение этих зон с интервалами максимального оруденения, вероятно, связано с тем, что резкая и высокая степень адиабатического расширения системы способствует полной и быстрой разгрузке поступающих гидротерм в ограниченном объеме вмещающих пород непосредственно в зоне падения давления.

Поскольку положение области дросселирования не стабильно и она может перемещаться в пространстве, то это приводит к наложению на минеральные ассоциации, сформировавшиеся в изотермических условиях, разнотемпературных парагенезисов других стадий гидротермального процесса.

## §2. РЕЖИМ ДАВЛЕНИЙ И ГЛУБИНЫ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Значение давления как физико-химического фактора для формирования вулканогенных месторождений трудно переоценить. Сложная динамическая обстановка в период формирования вулканогенных образований и сопутствующего им оруденения характеризуется прежде всего изменением напряжений в земной коре, свойственных областям активного вулканизма. Это отражается не только на строении вулканогенных поясов или отдельных вулканических аппаратов, но и играет важную, если не определяющую, роль и в деятельности гидротермальных систем.

Для эндогенных месторождений, формирующихся на глубине, например, до 4 км, потенциально рудоносные растворы могут находиться под давлением, близким к литостатическому (до 1000 атм); для близповерхностных месторождений с глубиной формирования до 700 м величина давлений в системе будет определяться гидростатическими нагрузками и для открытых систем не будет превышать 70 атм. Изменение в обоих случаях давления на одну и ту же величину приведет к неодинаковым последствиям [44]. Спад давлений в результате подъема растворов или адиабатического расширения системы, например на 60 атм, в первом случае будет почти не ощутим, во втором же случае это составит более 85% первоначального давления. Ясно, что максимальная разгрузка растворов более вероятна для второго случая. Из этого следует, что флуктуация давлений для близповерхностных месторождений является одним из основных факторов в процессе минералоотложения. Температуры же, как мы видели, могут быть достаточно высокими для всего гидротермального этапа минералообразования. И степень их изменения сказывается в меньшей мере на интенсивности рудоотложения.

Известно, что падение температуры и особенно давления ведет к резкому уменьшению растворимости веществ и, следовательно, к выпадению в осадок избыточной их части. Большой градиент давле-

ний в гидротермальной системе близповерхностных месторождений должен приводить к интенсивной дегазации растворов, их вскипанию. Это в свою очередь ведет к перенасыщению растворов, относительно некоторых компонентов и их выпадению на стенках полости. В ряде случаев падение давления вызывает осаждение рудных компонентов [136, 146]. Возможно, это связано с тем, что изменение этого параметра приводит к изменению степени диссоциации воды и, следовательно, кислотности - щелочности растворов.

Экспериментальные исследования растворимости кремнезема в воде [118, 139] показывают, что выше температуры  $350^{\circ}\text{C}$  даже незначительное падение давления очень сильно понижает растворимость  $\text{SiO}_2$ . Вместе с тем понижение температуры влияет на растворимость относительно слабо. Для равнозначного понижения растворимости  $\text{SiO}_2$  в воде, как от уменьшения давления, так и от уменьшения температуры, необходимо, чтобы степень изменения давлений была выше степени изменения температуры в 30 раз [44].

В соответствии со сказанным выше находит свое объяснение и процесс рудообразования на близповерхностных месторождениях. Однако понижение давления в этих случаях, вероятно, происходит не постепенно, а скачкообразно, что приводит к выпадению различных минеральных ассоциаций на сравнительно небольшом вертикальном интервале.

На образование близповерхностных вулканогенных месторождений в зоне перепада давлений указывают многие признаки и, в первую очередь, колломорфизм и метаколлоидные (брекчиевые) структуры руд [85, 95, 121, 122]. Наибольшее значение для гелеобразования, по-видимому, имеет резкое понижение внешнего давления [122].

Для открытых гидротермальных систем, т.е. для систем, гидродводящие каналы которых связаны с поверхностью, распределение давления носит довольно сложный характер. Изучение глубоких скважин в различных районах мира (Фергана, Туркмения, Пакистан, Иран) показало, что гидростатические давления в пластах пород, насыщенных водой, сохраняются лишь до глубин 700-500 м. На более низких горизонтах они занимают промежуточное положение между гидростатическим и литостатическим [53, 68] (рис. 25).

Как видно из приведенных данных, давление в системе с глубиной приближается к литостатическому, но всегда меньше его. Наличие разности между литостатическим давлением и давлением, существующим в открытых полостях, трещинах, приводит к непрерывному подтоку гидротермальных растворов. В близповерхностных же условиях, где давление пластовых вод равно гидростатическому, поднимающиеся минерализованные воды будут переходить в почти горизонтальный рассеивающий поток грунтовых вод. Из этого следует, что верхняя граница оруденения, установленная для большинства близповерхностных месторождений в 400-500 м, вероятно является естественной границей.

Таким образом, для открытых гидротермальных систем в зоне разгрузки минералообразующих растворов в близповерхностных ус-

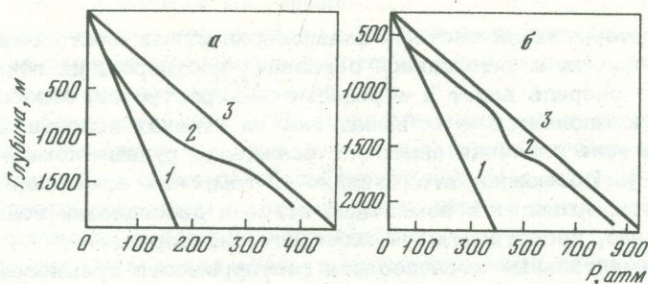


Рис. 25. Изменение давления с глубиной

*a* – в близповерхностной обстановке; *б* – в гипабиссальных условиях; 2 – истинное; 1 – гидростатическое; 3 – литостатическое

ловиях (глубина до 500 м) существующие давления будут отвечать гидростатическим (или стремиться к ним). Однако для активноживущих областей непрерывная связь эндогенного гидротермального очага с поверхностью маловероятна. Интенсивный сброс избыточных количеств растворенных веществ в осадок должен приводить к частичной закупорке каналов и к возрастанию давлений в системе, пусть даже на короткий период, причем о верхней границе давлений судить невозможно. Они могут быть достаточно большими и определяться лишь прочностью вмещающих пород, степенью герметичности системы, диффузионной проницаемостью и другими качествами вмещающей среды. Превышение критических давлений ведет к образованию трещин гидроразрыва<sup>1</sup>.

О том, что разгрузка давлений в близповерхностных условиях носит взрывной характер, свидетельствуют широко распространенные катакластические, пластинчатые и брекчиевые текстуры руд. Об особенностях минералоотложения в период таких напряженных состояний системы достаточно полное представление дают рудные тела месторождений, сформированных в зоне гидротермально эксплозивного брекчирования. Ранее уже отмечалось, что месторождения с золото-медно-молибденовым, частично золото-серебряным и золото-мышьяк-сурьмяным оруденением, отличающимся широким проявлением деформационных текстур эксплозивного характера, резко отличаются от месторождений других зон и по минералогическим особенностям и не столько по составу, сколько по характеру распределения. При этом резкие и непостоянные градиенты температур и давлений приводят к образованию телескопированного оруденения на значительном вертикальном интервале. Поскольку гидротермальное эксплозивное брекчирование представляет собой многоактный процесс, конечный продукт – руды, образованные в этих условиях, носят ксенотермальный характер.

<sup>1</sup> Образование трещин и разгерметизация системы может быть вызвана и другими причинами, в частности тектоническими подвижками или в результате контракционного сжатия.

Основные же минеральные ассоциации, определяющие собственно месторождение, отложились в период разгрузки напряжений, падения температуры, давления и дегазации системы. С этим связано резкое нарушение химического равновесия растворов и интенсивное минералообразование. На какое-то время вследствие вскипания растворов система переходит в гетерогенное состояние, что и фиксируется во включениях в минералах, осуществляющих свой рост из подобных растворов. Так, часто встречающийся случай приуроченности разномолненных включений к корневым частям кристаллов, вероятно, есть результат зарождения кварца из гетерогенного раствора, возникающего в результате приоткрывания трещин и падения давления. Приоткрывание трещин, перепад давлений и вакуумный подсос в период формирования месторождения происходит неоднократно, что отчасти может служить объяснением стадийности минералообразования и является причиной зонального строения жил.

О действительной величине давлений, существующих в близповерхностных гидротермальных системах, судить приходится с большой осторожностью. Известные методы определения давлений — по реставрации геологического разреза вышележащих вмещающих толщ, различные методы с использованием реликтов минералообразующих сред в минералах и другие — не дают истинного представления о существующих в системе давлениях. В лучшем случае замеренные такими способами давления будут отвечать минимальным значениям в системе.

Предпринятая попытка определения давлений минералообразования базируется на данных, полученных по включениям в минералах. Результаты определения свидетельствуют о резко нестабильных условиях минералообразования как на вулканогенных, так и на вулканогенно-плутоногенных месторождениях. На вулканогенных месторождениях зафиксированные давления охватывают интервал от 280 до 5 атм. Максимальные давления присущи высокотемпературным месторождениям с аномальным режимом развития — до 280 атм. Ранняя золотоносная ассоциация месторождения золото-сфалерит-галенитового типа характеризуется давлением в 60–100 атм. Продуктивная же ассоциация низкотемпературных месторождений сформирована в интервале давлений 40–85 атм.

Для вулканогенно-плутоногенных месторождений интервал давлений минералообразования более широк. В ранние высокотемпературные этапы минералообразования давления в гидротермальных системах достигали 1000–1400 атм; в более низкотемпературные стадии заключительного этапа давления снижаются, однако остаются на достаточно высоком уровне 200–600 атм, что не характерно для типично вулканогенных месторождений.

Рассчитанные давления не всегда соответствуют гидростатическим для данных глубин. Давления, превышающие гидростатические, можно объяснить, вероятно, периодической закупоркой рудоподводящих каналов; меньшие гидростатических, по-видимому, связаны с облегчением гидроколонны за счет ее обогащения нерастворенными газами.

Рассматривая в целом распределение давлений минералообразования применительно к схеме вертикального распределения типов вулканогенного оруденения, можно отметить следующее. Для наиболее глубокой жильной зоны с поясовыми и массивными текстурами руд (некоторые золото-серебряные и сурьмяно-ртутные месторождения) интервал давлений минералообразования составляет 25–200 атм при температурах рудообразования 180–300°С. Вышерасположенная зона гидротермально эксплозивного брекчирования, вмещающая рудные тела медно-молибденовых, ряда золото-серебряных и золото-мышьяк-сурьмяных месторождений, характеризуется наиболее сложным режимом изменения давлений, охватывающим интервал от 25 до 1400 атм. Причем закономерности в изменении давлений носят очень сложный характер, находясь в полной зависимости как от температуры минералообразования, так и от других динамических факторов, свойственных уровню проявления гидротермальных эксплозий.

Для зоны развития метаколлоидных полосчатых жил (золото-сульфоантимонитовые и сурьмяно-ртутные месторождения) давления минералообразования низки – 5–85 атм. При этом для периода рудоотложения этот интервал еще более узок и стабилен – 40–85 атм (как и температуры рудообразования).

В зоне наджильной аргиллизации давления минералообразования близки к поверхностным и обычно не превышают 20 атм. Характер изменения давлений в гидротермальной системе подтверждает пульсирующую подачу гидротерм к месту разгрузки. Начало процесса минералоотложения в каждую стадию начинается при более высоких давлениях, чем его конец. Межстадийные инверсии давлений достигают 180 атм.

Полученные давления позволили рассчитать максимальные глубины формирования месторождений. При этом принималось во внимание, что до глубины 500 м давления в системе отвечают гидростатическим, на больших глубинах они примерно составляют 75% литостатического [68]. Удельный объем пород принят в 2,5 г/см<sup>3</sup>. Для вулканогенных месторождений золото-галенит-сфалеритового и золото-аргентитового, характеризующихся по геологическим данным значительным эрозионным срезом, применялся литостатический градиент давлений (для участков с максимальным эрозионным срезом), для других вулканогенных – гидростатический. Глубины рассчитывались по максимальным установленным давлениям для месторождений. Полученные значения характеризуют глубины формирования современных эрозионных уровней месторождений от поверхности и выражаются следующими цифрами: золото-аргентитовое – 1400 м, золото-сфалерит-галенитовое – 950 м, золото-сульфоантимонитовое – 350–400 м.

Рассчитанные давления не всегда отвечают гидростатическим для установленных глубин. Для жильных тел золото-сульфоантимонитового месторождения верхняя граница формирования которых по геологическим данным не превышает 350 м, максимальные гидростатические давления должны отвечать 35 атм (без учета измене-

ния плотности растворов в связи с повышением температур). Рассчитанные же по включениям давления достигают 85 атм. Вероятно, это связано с периодической закупоркой рудоподводящих каналов и ростом в связи с этим давлений. Минимальные давления (для золото-сфалерит-галенитового - 25 атм; золото-сульфоантимонитового - 5 атм) также не отвечают гидростатическим для этих глубин минералообразования (соответственно - 950 и 350 м). Зафиксированные давления, значительно меньшие гидростатических для данных глубин, по-видимому, обязаны облегчению гидростатической колонны за счет ее обогащения восходящими газами [63].

Глубины формирования месторождений вулканогенно-плутоногенного ряда рассчитаны на примере лишь золото-мышьяк-сурьмяного оруденения. При этом принимались во внимание только те значения давлений, которые характеризуют открытую систему. В этом случае давления на горизонте рудоотложения будут определяться значениями в границах литостатического и гидростатического. Оптимальное для данных условий давление будет больше гидростатического, но меньше литостатического, ибо, как было показано ранее, давление в эндогенных условиях приближается к литостатическому, но всегда меньше его.

В качестве критериев длительной открытости гидротермальной системы принимались мелко- и изометричный характер руд, равномерное распределение включений в минералах, гомогенное состояние минералообразующих растворов, отсутствие следов периодического вскипания гидротерм.

Всем этим условиям отвечают давления, замеренные по включениям в кварце золото-мышьяк-каолинит-кварцевой стадии минералообразования, которые достигают 430 атм. Поскольку на глубинах, по крайней мере до 2 км, давление термогидроколонны составляет примерно 75% литостатического, то, следовательно, литостатическое давление на горизонте формирования продуктов этой стадии будет равным 573 атм. Это давление исходя из литостатического градиента 250 атм/км будет отвечать глубине 2,3 км. Конечно, проведенный расчет глубины формирования вулканогенно-плутоногенного месторождения ориентировочный, однако он, по-видимому, достаточно близок к истинным значениям глубины, поскольку в основе его лежат объективные предпосылки.

### §3. СОСТАВ ГИДРОТЕРМ КАК ОТРАЖЕНИЕ ЭВОЛЮЦИИ РУДОГЕНЕРИРУЮЩИХ ОЧАГОВ

Приведенные данные по геологическому строению и термобарогеохимии вулканогенных и вулканогенно-плутоногенных месторождений Северо-Востока СССР показывают, что физико-химический режим минералообразования в значительной мере обусловлен парагенетической, а в ряде случаев, вероятно, и генетической связью оруденения с магматической деятельностью - субвулканической и гипабиссальной.

На существование такого рода зависимости, помимо  $t$ - $P$  режима минералообразования, указывают и особенности химизма гидротермальных растворов, сформировавших изученные типы оруденения.

Результаты анализа водных вытяжек, определения солевого состава включений методами криометрии и светопреломления, наконец, данные вулканологов по результатам изучения современных гидротерм свидетельствуют о том, что в основе химического состава высокотемпературного флюида лежат хлориды натрия и калия. При этом большинство исследователей сходятся во мнении, что первичный источник хлоридных растворов носит магматогенную природу.

По представлению многих исследователей [14, 103], наиболее ранние флюидные погонны кристаллизующихся магматических тел должны быть максимально обогащены различными кислотами и их солями, в том числе хлоридсодержащими. Однако основная часть этих компонентов в закритической области температур должна находиться в ассоциированном состоянии, поскольку из химии известно, что диссоциация некоторых кислот и большинства электролитов с повышением температур резко уменьшается. Снижение температур и давлений в закритической области в таком случае может вызвать удаление не всего количества хлора, а только той его доли, которая находится в виде свободного газа  $Cl_2$ . Значительная же его часть сохраняется в ассоциации с водородом, натрием, калием и щелочноземельными компонентами. Для таких закритических систем концентрации хлора в растворах будут определяться суммарной растворимостью  $NaCl$ ,  $KCl$  и других хлоридов. По-видимому, этим в определенной мере можно объяснить исключительно высокое содержание хлоридов щелочных металлов во включениях в минералах высокотемпературных месторождений зон гидротермально эксплозивного брекчирования (золото-медно-молибденовые, некоторые золото-серебряные, золото-мышьяк-сурьмяные, золото-редкометалльные), для которых характерна парагенетическая и не исключена генетическая связь с интрузивным магматизмом.

Чрезвычайно высокой ассоциативностью хлора и щелочных металлов при высоких температурах объясняется и изначальная расслоенность высокотемпературных гидротермальных растворов на несмешивающиеся фазы — твердые фазы хлоридов натрия, калия и водный раствор.

Роль других макрокомпонентов в рудообразующем процессе на вулканогенных и вулканогенно-плутоногенных месторождениях всех изученных минеральных типов менее выразительна.

Результаты анализа водных вытяжек из минералов вулканогенных месторождений Северо-Востока СССР показали, что растворы на всем этапе формирования месторождений имели  $-HCO_3^- - Cl^- - Ca^{2+} - Na^+$  состав с присутствием заметных количеств  $SO_4^{2-} - Mg^{+2}$  и  $K^+$  и (см. рис. 15). Установлено более высокое общее содержание щелочных компонентов в растворах, сформировавших высокотемпературные месторождения. В ранние стадии наблюдается заметное преобладание  $K^+$  над  $Na^+$ , в заключительные стадии эти отношения изменяются. Для средне- и низкотемпературных месторождений

характерно преобладание  $\text{Na}^+$  над  $\text{K}^+$  на всех этапах минералообразования. Однако количество  $\text{K}^+$  заметно увеличивается к моменту отложения продуктивных ассоциаций. Соотношения  $\text{Cl}^-$  и  $\text{F}^-$  также не отличаются постоянством. В целом хлора значительно больше, чем фтора. Спектральный анализ сухих остатков водных вытяжек показал присутствие в растворах большого количества петрогенных и всех рудогенных элементов, свойственных данному типу оруденения, и, кроме того, ряда компонентов ( $\text{Mo}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{W}$  и др.), характерных для месторождений близких рудноформационных рядов. В сухом остатке вытяжки, полученной из кварца продуктивной кварц-сульфидной ассоциации золото-аргентитового месторождения, установлено золото в количестве 0,3–1% от массы сухого остатка. Серебро характерно для большинства ассоциаций в количествах до 0,03%. Заслуживает внимания присутствие в растворах  $\text{Mo}$  и  $\text{W}$  (хотя и в небольших количествах), геохимические ореолы которых были установлены ранее на этом месторождении. Сравнение спектральных анализов сухих остатков водных вытяжек и минеральных остатков на фильтре позволяет предположить, что ряд элементов  $\text{Au}$ ,  $\text{Mo}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{W}$ ,  $\text{Sn}$  находится в закомплексованном состоянии в минералообразующих растворах.  $\text{Ni}$  и  $\text{Sn}$  обнаружены также в растворах месторождения золото-сфалерит-галенитового типа. Присутствие золота в количестве 0,001–0,03% от веса сухого остатка выявлено, кроме того, в растворах включений в кальците первой генерации золото-сульфоантимонитового месторождения.

Для всех золото-серебряных месторождений необычайно высока роль щелочных компонентов в растворах и прежде всего калия. Влияние их сказывается не только на процессе формирования обширных полей метасоматитов, но также на процессе рудоотложения. На ранних стадиях калий мог выступать как мобилизатор золота. Взаимодействие его хлоридов с золотом способно приводить к образованию устойчивых ионов хлорауратов калия [92, 45]. На более поздних этапах развития растворов калий вытесняется натрием и покидает растворы с образованием адуляра.

Часто встречающийся на верхних горизонтах золото-серебряных месторождений барит, вероятно, обязан своему появлению особенностям поведения бария в растворах. Барий может главным образом мигрировать с гидротермами в виде сульфидрата, легко растворимого в воде при некотором избыточном количестве  $\text{H}_2\text{S}$ . С продвижением растворов в верхние горизонты литосферы сероводород улетучивается из растворов вследствие падения давления и сульфидрат бария переходит в обычный сульфид [18]. В условиях высокого окислительного потенциала сульфид бария превращается в слабо растворимый барит и выпадает в виде минеральных новообразований. Таким образом, приуроченность барита только к приповерхностным горизонтам золото-серебряных месторождений находит свое объяснение с позиций эволюции химического состояния гидротермальных систем.

Установленные относительно высокие температуры формирования месторождений позволяют сделать предположение, что анион  $\text{HCO}_3^-$ ,

являясь малоустойчивым при высоких температурах, появился в растворе в результате их охлаждения, либо был привнесен потоками нисходящих вадозных вод.

Для всех изученных месторождений характерно то обстоятельство, что карбонатное минералоотложение свойственно средним или поздним стадиям минералообразования. Возможно, это связано с тем, что в ранние стадии минералообразующие растворы носили хлоридно-натрий-калиевый состав. А согласно экспериментальным данным [63], растворимость карбонатов в водно-солевых углекислых растворах при температурах выше 150°C значительно больше, чем в чистой воде, и быстро повышается с увеличением концентрации NaCl в растворах



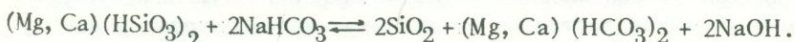
Этим можно объяснить и довольно частое образование псевдоморфоз кварца по кальциту в поздние стадии минералоотложения.

В сложносолевых растворах растворение карбонатов и образование по ним псевдоморфоз кварца может протекать по такой схеме:

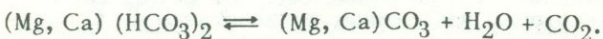


Появление в растворах гидроксил-иона снижает кислотность среды, а если этот процесс протекает в больших масштабах, то растворы становятся нейтральными или даже щелочными и растворение карбонатов прекращается.

На важную роль аниона  $\text{HCO}_3^-$  в эндогенном минералообразовании указывают многие исследователи [14, 63, 93]. Отмечалась особая активность этого аниона в отношении  $\text{Mg}^{+2}$  и  $\text{Ca}^{+2}$  [14]. Возможно, что выделение из химически активного раствора кремнезема вызвано увеличением в определенные моменты концентраций иона  $\text{HCO}_3^-$ , связывающих щелочноземельные компоненты



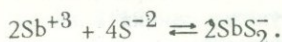
Образующийся по этой реакции гидрокарбонат кальция и магния в условиях достаточно высоких температур и частых инверсий давлений в системе может разлагаться с образованием новых генераций минералов щелочных земель



Режим кислотности – щелочности в гидротермальных системах имеет, несомненно, большое значение в процессе формирования парагенетических ассоциаций минералов. Рассчитанные значения pH среды минералообразования (6,5–8,9), вероятно, близки действительным, поскольку полученные данные согласуются с результатами по экспериментальному воспроизведению гидротермальных систем. Особенно важным в этом отношении являются данные [93, 118], которые показали, что присутствие в растворах слабо гидролизующихся солей сильных кислот и сильных оснований (NaCl, KCl и др.) при повышении температуры до 300°C практически не влияет на

величину pH, а лишь увеличивает ионную силу раствора. С другой стороны, растворы солей слабых кислот и слабых оснований (или тех и других вместе) при увеличении температуры растворов от 200 до 300°C могут существенно менять абсолютные значения pH. Так, было установлено, что 0,01 нормальный раствор сильной щелочи и слабой кислоты ( $\text{NaHCO}_3$ ) при нагревании от 100 до 200°C сохраняет свой pH почти неизменным (~8,25) и лишь с увеличением температуры до 300°C pH раствора возрастает до 9,3. Перенося результаты этих исследований на природные гидротермальные системы, можно с большой уверенностью говорить о том, что минералообразование на золото-серебряных месторождениях протекало в относительно узком интервале pH растворов, равном 6-8,5. Эти значения pH, вероятно, оптимальны, потому что ни в одной из водных вытяжек из минералов золото-серебряных месторождений не установлено присутствие аниона  $\text{CO}_3^{2-}$ , устойчивого, как известно [91], при pH большем 9. На это же указывает и минеральный состав рудных тел. Образование карбонатов (кальцита, доломита, сидерита), широко развитых также и на вулканогенных месторождениях Северо-Востока, происходит из геохимической среды с pH = 8,5 + 9,0 [24]. В этих условиях щелочные и щелочноземельные компоненты могли расходоваться на образование не только карбонатов, но и некоторых силикатов, например адуляра, чешуек хлорита, которые достаточно часто встречаются как непосредственно в рудных телах, так и в связи с околожильными изменениями. Кроме того, калий мог принимать участие в образовании в рудах серицита [121, 126].

О высоком pH растворов свидетельствует также широкое развитие на вулканогенных месторождениях сульфoантимонитов, образование которых происходит только из щелочных растворов вследствие появления сульфидного комплекса сурьмы [143], по следующей схеме:



При pH > 8 реакция будет идти слева направо, приводя к образованию сульфoантимонитов; в менее щелочных условиях процесс будет сдвигаться влево и определять парагенезис сульфoантимонитов и сульфидов.

Таким образом, полученные нами результаты расчета pH водных вытяжек и экспериментальные данные свидетельствуют о минералообразующей среде вулканогенных месторождений преимущественно как о нейтрально-щелочной, иногда слабокислой.

Минерализация растворов, формирующих вулканогенные месторождения в целом, достаточно высока. Концентрация гидротермальных растворов может достигать 300 г/л [51]. Подобные же цифры (332 г/л) получены [111] на примере анализа Ниландских рассолов. Концентрации растворов, сформировавших рудные тела изученных вулканогенных месторождений, также достигают высоких значений от 51 до 216 г/л. На вулканогенно-плутоногенных месторож-

денях минералообразующие растворы по концентрации отвечали рассолам.

Важную генетическую информацию об особенностях минералообразования на вулканогенных месторождениях дают результаты изучения состава газов по включениям в минералах.

Исследовался газовый состав включений в кварце и кальците различных минеральных ассоциаций. Определению газового состава включений предшествовало выявление температуры их гомогенизации. Результаты газового анализа приведены в табл. 8.

Как показывают табличные данные, для гидротерм месторождений нормального режима развития в ранние стадии их формирования наиболее характерны углекислота, азот с редкими газами, кислород и кислые газы. С развитием гидротермального процесса в период рудообразования доля кислых газов сводится к ничтожно малой; уменьшаются концентрации кислорода; содержание других компонентов варьирует в широких пределах. К концу процесса минералообразования, в период отложения пострудного кальцита, доля кислых газов становится ощутимой, уменьшаются вариации в содержаниях углекислоты, возрастает доля кислорода. Вместе с тем в заметных количествах проявляется окись углерода. Соотношения кислорода и азота для всего гидротермального этапа минералообразования сохраняются в общем — то постоянными, близкими воздушному — 0,25, с некоторым снижением в период рудообразования в ряде случаев до 0,15 и повышением в заключительный этап до 0,56.

Для месторождений аномального режима минералообразования подмечен ряд закономерностей, которые сводятся к следующим. С повышением температур в заключительные стадии минералообразования в растворах увеличивается содержание кислых газов в ряде случаев до 45%. В этом же направлении уменьшается содержание азота и редких газов. Для кислорода заметна тенденция к уменьшению содержания в период рудообразования (сульфидообразования) по сравнению с периодом кристаллизации безрудных ранних и поздних ассоциаций. На одном из аномальных месторождений золото-сульфоантимонитового типа в газовой фазе растворов продуктивной стадии минералообразования присутствует водород. Следует указать, что образцы, содержащие включения с водородом, характеризуют корневые части рудных тел месторождения. Достаточно независимо ведут себя лишь углекислота и окись углерода, содержание которых варьирует в самых широких пределах. Окись углерода в отдельных включениях отсутствует, в других же составляет до 11% объема газовой фазы. Соотношения кислорода и азота для этой группы месторождений также крайне непостоянны и не зависят ни от стадии минералообразования, ни от характера минеральной ассоциации.

Анализируя полученные данные, прежде всего следует отметить, что газовая фаза, состав которой определяется по включениям в минералах, представляет собой ту часть вулканогенных эманаций, которая в эндогенных условиях оказалась растворенной (поглощен-

Таблица 24

Константы Генри для газов при различных температурах, °С

Газ	200	250	300	350
CH <sub>4</sub>	3,10	2,90	2,60	2,30
CO	3,00	2,80	2,50	2,20
CO <sub>2</sub>	2,14	2,05	1,90	1,70
H <sub>2</sub>	2,95	2,70	2,40	2,06
N <sub>2</sub>	3,05	2,80	2,50	2,20
O <sub>2</sub>	2,87	2,66	2,41	2,12
H <sub>2</sub>	1,64	1,55	1,40	1,15
SO <sub>2</sub>	1,20	1,30	1,30	1,20

ной) в гидротермах, а затем вновь обособившейся в законсервированных включениях в изменившихся условиях.

Естественно, в таком случае искать прямые аналогии между газовым составом растворов включений в минералах вулканогенных месторождений и современными разнотемпературными вулканическими эксгальциями было бы не верно.

Для того чтобы более полно представить особенности гидротерм, сформировавших месторождения нормального и аномального режимов развития, целесообразно рассмотреть некоторые свойства интересующих нас газовых компонентов в растворах при низких и высоких температурах и давлениях.

Из химии газов известно, что растворимость их в воде уменьшается с увеличением температуры. Однако справочные сведения по растворимости газов относятся к температурам не выше 100°C. Достаточно надежные данные о растворимости газов при более высоких температурах можно получить, опираясь на закон Генри, выражающий зависимость между растворенными в воде газом и газом с известным парциальным давлением при определенном общем давлении. Используя величины термодинамических функций свободных газов, растворенных в воде при 25°C [79], рассчитали значения констант Генри для различных температур (табл. 24). Из этих данных видно, что с ростом температур растворов, несмотря на увеличение давления насыщенных паров гидротерм, растворимость газов все-таки уменьшается. Некоторое исключение составляет лишь сернистый ангидрид SO<sub>2</sub>, растворимость которого увеличивается вплоть до 300°C и лишь затем начинает снижаться.

Влияние давления на величину константы Генри проявляется незначительно, и при анализе природных систем это влияние следует учитывать лишь при давлениях порядка нескольких тысяч атмосфер. Следовательно, для близповерхностных гидротермальных систем, где минералообразование протекало при давлениях, меньших 1000 атм [29], использование констант Генри даст возможность достаточно

объективно оценить газонасыщенность растворов при различных температурах.

На растворимость газов заметное влияние оказывают и растворенные соли, способствуя ее понижению. Так, при 300°C растворимость двуокси углерода в 2 М раствора NaCl более чем в 2 раза меньше, чем в чистой воде. Для других простых газов ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{N}_2$  и др.) понижение растворимости в растворах солей характеризуется примерно такой же величиной. Поскольку минерализация природных гидротерм, принимавших участие в формировании вулканогенных месторождений золота и серебра, достаточно высока, причем в отдельные периоды концентрации солей превышают 2М [29], то, естественно, это должно отрицательно сказываться на способности растворов к поглощению газовых компонентов.

Помимо указанных факторов, на растворимость газов в растворах большое влияние оказывают химические свойства самих газовых компонентов. Химические особенности газов целесообразно рассмотреть в той последовательности, в которой приводится их определение в ходе газового анализа.

Группа кислых газов по принятой методике определяется суммарно и представляет собой смесь  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$ ,  $\text{NH}_3$ .

Сероводород растворим в воде сравнительно слабо и при температуре выше 100°C присутствует в системе в виде самостоятельной фазы. При температуре выше 400°C  $\text{H}_2\text{S}$  частично диссоциирует на  $\text{H}_2$  и  $\text{S}$ . В воде сероводород легко окисляется, при этом наблюдается помутнение растворов, связанное с выделением самородной серы. На большинство металлов в присутствии воды при повышенных температурах сероводород действует с образованием сульфидов. При этом щелочные металлы дают гидросульфиды, например,  $\text{KHS}$ . Присутствие сероводорода в системе определяет ее восстановительную способность.

Сернистый газ в отличие от сероводорода хорошо растворим в воде с образованием слабой сернистой кислоты  $\text{H}_2\text{SO}_3$ . При наличии сероводорода существование сернистого газа маловероятно, поскольку в присутствии воды он уже при обычной температуре реагирует с  $\text{H}_2\text{S}$  с образованием серы. В растворах сернистый газ может выступать и как окислитель и как восстановитель. Так, при нагревании  $\text{SO}_2$  в воде до 150°C 2/3 молекул сернистого газа окисляются до  $\text{H}_2\text{SO}_4$  и 1/3 восстанавливается до серы. В бескислородных условиях реакция будет сдвинута в сторону увеличения выхода самородной серы. В случае, если в растворах присутствуют окислы азота, происходит окисление сернистого газа до сернистого ангидрида или серной кислоты.

По приведенным данным можно сделать вывод, что в высокотемпературных бескислородных гидротермах из кислых серусодержащих газов наиболее вероятен  $\text{H}_2\text{S}$ . В случае, если в системе появляется кислород, сероводород окисляется до сернистого газа и далее до самородной серы. В присутствии воды этот процесс ускоряется. Поскольку по данным газового анализа почти всегда в га-

зовой фазе включений присутствует кислород, то, следовательно, серосодержащие газовые компоненты природных гидротерм должны быть преимущественно представлены  $\text{SO}_2$ . Сероводород может быть преобладающим газом только при отсутствии кислорода.

Хлор в вулканогенных газах чаще всего присутствует в виде  $\text{HCl}$ . Появление свободного хлора возможно лишь в приповерхностной зоне в результате окисления  $\text{HCl}$ .

Присутствие свободного фтора в газовой фазе растворов вряд ли возможно, поскольку он отличается исключительно высокой активностью, вступая в различные соединения. Окислы неметаллов либо присоединяют фтор, либо замещают кислород на фтор. Металлы образуют с фтором высшие фториды. Вода взаимодействует со фтором с образованием фтористого водорода. Характерной особенностью водного раствора  $\text{HF}$  является способность интенсивно реагировать со многими силикатными материалами и с кварцем, а также с галогенидами щелочных и щелочноземельных металлов. Принимая сказанное во внимание, можно сделать вывод об ограниченной возможности присутствия  $\text{F}_2$  и  $\text{HF}$  в газовой фазе жидких включений, представляющих собой водные растворы в основном хлоридов щелочных и щелочноземельных компонентов.

Аммиак является достаточно частым продуктом эксгаляций и обладает при нормальных условиях высокой растворимостью, уменьшающейся с ростом температуры. Происхождение аммиака в гипогенных условиях может быть разнообразным. Образование его может быть связано с реакцией прямого взаимодействия азота и водорода при повышенных температурах. Причем этой реакции благоприятствует повышение давления (поскольку объем исходных реагирующих веществ больше объема продукта) и препятствует чрезмерное повышение температуры. Так, при температуре  $700^\circ\text{C}$  и давлении 500 атм газовая смесь примерно на 10% состоит из  $\text{NH}_3$ , а при температуре  $400^\circ\text{C}$  и том же давлении на долю аммиака приходится уже около 55%. Однако на устойчивость аммиака в водно-солевых растворах отрицательно действует ряд факторов и прежде всего присутствие различных кислот, окислов азота и сероводорода. С этими веществами аммиак образует аммонийные соли состава  $\text{NH}_4\text{Cl}$ ,  $\text{NH}_4\text{F}$  и др. При обычных давлениях эти соли при нагревании быстро разлагаются, однако высокие давления противодействуют этому явлению. И поэтому в эндогенных условиях могут иметь место процессы, обеспечивающие равновесие между аммиаком, кислотами и солями. В таком случае, присутствие  $\text{NH}_3$  среди газов в гидротермальных растворах указывает на увеличение доли иона аммония в водной среде. Однако, принимая во внимание, что по данным анализа водных вытяжек ион  $\text{NH}_4^+$  в минералообразующих растворах встречается не часто, можно сделать вывод о нехарактерности аммиака для газовой фазы гидротерм изученных вулканогенных месторождений.

Углекислота является самым распространенным компонентом в газовой фазе включений. Преобладающим компонентом  $\text{CO}_2$  являет-

ся и в вулканических эманациях. Происхождение  $\text{CO}_2$  вероятнее всего магматическое. Немагматическая углекислота, возникающая как результат взаимодействия кремнезема магмы или ранних порций кислых гидротерм с вмещающими карбонатными или карбонатсодержащими породами, к моменту активного гидротермального минералообразования должна быть полностью генерирована. Непосредственно в магматическом очаге в большом количестве образуется, вероятно, не двуокись, а окись углерода. Так, по данным ряда авторов [9, 104], повышение температуры газовой выделения ведет к увеличению в смеси окиси углерода и водорода и снижению концентраций углекислоты. Переход же окиси углерода в двуокись, вероятно, происходит за счет кислорода, появившегося при термической диссоциации большого избытка воды, или же в результате взаимодействия с самой водой в относительно охлажденной системе, при температурах много ниже температур магматического очага.

Образующаяся углекислота сразу же смешивается с водой, в избытке имеющейся в магматических расплавах. При температурах выше  $450^\circ\text{C}$  углекислота и вода характеризуются полной взаимной смешиваемостью [120]. Причем какого-либо существенного взаимодействия между  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  нет, поскольку они представляют собой смесь полярных и неполярных веществ.

Магматические газы (не только углекислота) вследствие естественного градиента давлений переносятся из глубинных зон с высокими давлениями в приповерхностные зоны с более низким давлением, где происходит кипение и дегазация растворов. Таким образом, происходит отвод газов и как следствие — нарушение равновесия исходных реакций синтеза. Однако согласно принципу Ле-Шателье, удаление одного из компонентов в системе должно смещать равновесие реакции в сторону восполнения потерянного компонента. Понятно, что принцип Ле-Шателье будет справедлив только для случая, когда возмещение удаляющихся веществ происходит не за счет реакций, в которых принимают участие продукты предшествующих химических процессов. Исходя из этого принципа можно ожидать, что выделение углекислоты из магматической субстанции будет происходить до тех пор, пока не будут израсходованы запасы исходных компонентов и имеет место ее удаление из реагирующей системы.

Окись углерода является обычным компонентом вулканических газов. В то же время она малохарактерна для включений в минералах вулканогенных месторождений. Это и понятно, поскольку  $\text{CO}$  представляет собой высокотемпературный газовый компонент, синтез которого происходит в магматических расплавах. Формирование же минеральных жильных тел осуществляется из гидротерм, представляющих собой следующий, более низкотемпературный этап вулканогенной деятельности, где  $\text{CO}$  окисляется до  $\text{CO}_2$ . Известные же факты присутствия  $\text{CO}$  во включениях даже при комнатной температуре, вероятно, могут быть связаны с резко восстановительным характером минералообразующей среды. Необходимо отметить, что

включения, содержащие CO, не всегда отвечают периоду рудообразования, для которого восстановительная обстановка более характерна, чем для безрудных этапов. Это является указанием на неоднородность минералообразующей обстановки даже на локальных участках.

Примененная методика анализа газовой фазы включений позволяет определить в ее составе также тяжелые углеводороды. Однако, как известно из химии газов, термическая устойчивость углеводородов (например, метана) много меньше, чем у воды, окиси и двуокиси углеводорода [104]. Поэтому при высоких температурах в равновесном составе газовой-водной смеси содержание метана должно быть небольшим. Если говорить о других углеводородах, то газообразные углеводороды тяжелее метана, гораздо менее устойчивы и в присутствии водорода гидрируются в метан. По-видимому, этим можно объяснить отсутствие тяжелых углеводородов в газовой фазе включений.

О происхождении и масштабах проявления кислорода при вулканических постмагматических процессах известно крайне мало. Достаточно обширные данные о составе вулканических газов и роли кислорода в них все же не дают возможности судить о вероятной насыщенности кислородом минералообразующих растворов. Тем более, что ряд исследователей [112, 127] считают, что присутствие в вулканических газах кислорода связано с загрязнением проб воздухом и лишь незначительная его доля может быть магматического происхождения [65, 73]. Роль кислорода в процессах эндогенного минералообразования (магматического и гидротермального) огромна. Он является неотъемлемой частью таких обширных классов минералов, как силикаты, карбонаты, фосфаты, окислы и др. Однако во всех этих минералах кислород находится в связанном состоянии. Исключительная активность кислорода объясняется строением его молекулы, которая приближенно может быть описана как соединение с одной одинарной и двумя трехэлектронными связями. Такая ненасыщенная структура представляет собой основное состояние молекулы кислорода, поскольку оно является энергетически более выгодным.

Вместе с тем молекулярный кислород в свободном состоянии может присутствовать в гидротермах и даже высокотемпературных, определяя их окислительно-восстановительный потенциал. Одной из причин этого может являться заметная термическая диссоциация воды на составные элементы при высоких температурах. Так, при температуре существования магматического расплава (1300°C) константа равновесия реакции  $\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons 1/2 \text{O}_2 + \text{H}_2$  равна  $2 \cdot 10^{-6}$  [24], что обеспечивает присутствие в растворах свободного кислорода в достаточно значительных количествах. И при понижении температуры он сохраняется, если только  $\text{H}_2$  будет затрачен на синтез  $\text{HCl}$  или  $\text{NH}_3$ . Другая причина заключается в том, что кислород может возникать в результате радиационно-химических процессов. Кроме того, к его появлению могут привести в ряде случаев процессы

преобразования органического вещества. Таким образом, достаточно высокие содержания кислорода в газовой фазе включений в минералах вулканогенных месторождений находят свое объяснение. Представляется, что в своей основной массе кислород газовой фазы включений глубинного происхождения, а не поверхностного, к этому выводу приводит представление о том, что вряд ли в высокотемпературной среде воздушный кислород может проникнуть на глубины, большие, чем те, на которых находятся зоны вскипания и дегазации.

Следует заметить, что высокий кислородный потенциал характерен не только для близповерхностных вулканогенных месторождений. Кислород присутствует в минералах плутоногенных высокотемпературных (до 30%), среднетемпературных (до 21%) и низкотемпературных (до 34%) месторождений [36]. В последней группе месторождений соотношения кислорода и азота близки воздушному, что [36] связывают с близповерхностными условиями формирования рудных жил. Подобной закономерности для вулканогенных месторождений Северо-Востока СССР нет и это вполне объяснимо, поскольку быстро и резко меняющиеся условия минералообразования в приповерхностной обстановке вызывают разнообразные химические процессы, приводящие к генерированию или потреблению кислорода и азота в непропорциональных количествах. Кроме того, необходимо также иметь в виду, что если в процессах минералообразования участвует поступивший с поверхности воздух, то установленное по включениям нарушение баланса воздушного кислорода и азота может быть связано или с удалением кислорода на окисление, или же за счет притока вулканического азота.

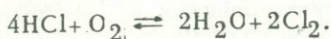
Водород в газовой фазе минералообразующих растворов вулканогенных месторождений встречается редко. Содержание водорода в газовых эманациях прямо коррелируется с основностью магмы; кислые магмы являются концентраторами сернистых соединений [140]. Присутствие свободного водорода в газовой фазе может быть следствием различных причин, например термокаталитического разложения воды и последующего удаления кислорода на окисление. Он может возникнуть также в результате реакции взаимодействия сульфидов и силикатов железа и воды. Его появление может быть также связано с распадом сероводорода при температуре более 350°C в случае значительных количеств его в системе.

В целом, анализируя данные по содержанию водорода в вулканических эманациях, в газовой фазе включений, а также привлекая результаты термодинамических расчетов, можно видеть, что с повышением температуры и глубины минералообразования доля этого компонента среди газов увеличивается.

Рассмотренные физические и химические особенности газов, принимающих участие в минералообразовании, совместно с данными об условиях формирования рудных тел дают возможность провести достаточно объективный анализ полученных результатов изучения состава газов включений в минералах.

Для близповерхностных вулканогенных месторождений с нормальным и аномальным режимами развития при относительно высоких температурах среди кислых газов в бескислородных условиях (на нижних горизонтах месторождений) должны преобладать  $H_2S$ ,  $HCl$ .

В присутствии кислорода (на горизонтах зон вскипания и выше) —  $SO_2$  и  $Cl_2$ . Присутствие свободного хлора наиболее вероятно в газовой фазе растворов, находящихся выше зоны вскипания и дегазации, поскольку образование его связано с окислением хлористого водорода



Интересной особенностью процесса минералообразования на месторождениях аномального режима развития является увеличение количества кислых газов в растворах с ростом температуры гидротерм в заключительные стадии их формирования. Важным обстоятельством является также то, что соотношения кислорода и азота для месторождений этой группы не отвечают воздушным.

Поведение и количественные отношения других газовых компонентов в растворах этих групп месторождений каких-либо принципиальных отличий не имеют.

Известные к настоящему времени результаты изучения химического состава минералообразующих растворов по данным водных вытяжек и газового анализа включений в минералах из золоторудных и, в частности, золото-серебряных месторождений других регионов позволяют наметить ряд общих черт и различий в составе растворов, сформировавших эти месторождения и месторождения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Формирование золото-серебряных месторождений Забайкалья осуществлялось в основном сложными гидротермальными растворами гидрокарбонатно-кальциево-магнезиального состава с высоким содержанием  $HCO_3$  [37]. Установлены достаточно четкие, постоянные для всех полученных анализов различия при сравнении составов водных вытяжек продуктивной золото-антимонитово-карбонатно-кварцевой и послепродуктивной карбонатно-кварцевой стадий. Для первой из них характерны богатые магнием растворы, для вторых — существенно кальциевые. Для месторождений же Охотско-Чукотского вулканогенного пояса минералообразующие растворы в период формирования продуктивных стадий при общем преобладании кальция имеют все же весьма высокие концентрации щелочных компонентов.

Золоторудная минерализация умеренносulfидной кварцево-турмалиновой (золото-редкометальной) формации, особенно широко проявленная в пределах центральной части Восточного Забайкалья [37], кроме резких различий в термодинамических параметрах, отличается также и химизмом рудообразующих растворов от золото-серебряных месторождений Северо-Востока. Для последних характерны более высокие содержания в растворах  $Na^+$ ,  $Ca^{+2}$ ,  $HCO_3^-$ , но в несравненно меньших количествах присутствует хлор.

Сравнение вулканогенных месторождений по химизму растворов с плутоногенными золото-кварцевыми месторождениями показывает значительно более высокую общую минерализацию растворов вторых при сходном составе самих растворов. Роль щелочных компонентов в растворах, формирующих золото-кварцевые месторождения, по-видимому, значительно выше, чем в растворах, отлагающих золото-серебряные ассоциации. Растворы эти могут быть отнесены к типу хлоридно-натрий-калиевых. Более существенные отличия для месторождений этих формаций намечаются в составе газовой фазы. Для золото-кварцевых месторождений с большой глубиной формирования и более высокими давлениями в гидротермальной системе в состав газовой фазы входят  $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{H}_2$ . На вулканогенных же месторождениях, как отмечалось ранее, установлены  $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_2$ ,  $\text{N}_2$  и редкие газы, т.е. отчетливо заметно влияние поверхностной атмосферы.

Проведенное сравнение показывает, что плутоногенные золото-рудные месторождения большое сходство имеют не с вулканогенными, а с вулканогенно-плутоногенными месторождениями (золото-мышьяк-сурьмяными, золото-редкометалльными).

Подводя итог проведенным исследованиям, следует отметить, что разнообразие состава и широкие вариации в соотношениях компонентов в растворах и газовой фазе включений в минералах близповерхностных месторождений Северо-Востока СССР находятся в прямой связи с особенностями магматической деятельности в пределах рудных полей, гидротермальным режимом формирования месторождений, химическими и физическими свойствами летучих компонентов, характером протекающих химических реакций, составом минералообразующих растворов. Взаимосвязь этих факторов очевидна, но не все они проявляются в равной степени. Сколько-нибудь объективную оценку их роли в составе гидротерм можно сделать лишь при условии анализа данных по конкретному типу месторождений, конкретным рудным телам, в конкретной геологической обстановке.

#### §4. ТЕРМОДИНАМИКА ПРОЦЕССОВ ЖИЛЬНОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ НА ВУЛКАНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

При решении широкого круга вопросов происхождения генетически различных типов месторождений немалое значение имеют исследования, в которых развитие геохимических процессов во времени и в пространстве дается не только с качественной стороны, но и с количественной. Основой подобных исследований являются методы генетической минералогии и прежде всего парагенетический и термодинамический анализы, осуществляемые совместно с геологическим и минералого-геохимическим изучением процессов минералообразования.

Условия формирования жильных тел на вулканогенных и вулканогенно-плутоногенных месторождениях определяются не только режи-

мом температур и давлений, но и составом гидротермальных растворов, окислительно-восстановительным потенциалом, кислотностью-щелочностью среды.

Качественный и количественный состав гидротерм достаточно определенно устанавливается химическим анализом водных вытяжек из минералов различных стадий и ассоциаций. Установлено, что растворы в период каждой стадии минералообразования на вулкано-генных месторождениях отличаются своими индивидуальностями, выражающимися прежде всего в количественных соотношениях макрокомпонентов. Так, во время формирования продуктивных ассоциаций растворы были обогащены щелочными компонентами. Причем намечается положительная корреляция между содержаниями натрия и калия, с одной стороны, и золота - с другой. В послепродуктивные стадии состав растворов носил преимущественно гидрокарбонатно-щелочноземельный характер, и результатом их деятельности явилось образование в больших масштабах карбонатных ассоциаций.

О величине окислительно-восстановительного потенциала можно судить по характеру слагающих жильные тела рудных минеральных ассоциаций, а также по установленным физико-химическим особенностям среды, в которой протекают минералообразующие процессы. Так, многочисленными экспериментами и термодинамическими расчетами установлено, что устойчивость воды в значениях окислительно-восстановительного потенциала всецело зависит от кислотности - щелочности среды и определяется интервалом значений  $E_h$  от +1,23 до 0,00В при  $pH = 0$  и от +0,41 до -0,83В при  $pH = 14$ . Поскольку все минералообразующие процессы протекают в водной среде, то именно этими значениями  $E_h$  и определяется устойчивость всех минеральных ассоциаций. Для определенной минеральной ассоциации величины окислительно-восстановительного потенциала можно установить более точно, принимая во внимание особенности поведения слагающих ее компонентов в растворах в тех или иных условиях. Так, продуктивные ассоциации на золото-сульфоантимонитовом месторождении, включающие в свой состав сульфиды и сульфосоли серебра, образовались при  $E_h$  примерно от +0,15 до 0,38В. Самородное серебро может отлагаться при  $E_h = -0,38В$ . Следует отметить, что увеличение щелочности растворов ведет к перемещению интервала устойчивости серебросодержащих ассоциаций и самородного серебра в сторону отрицательных значений окислительно-восстановительного потенциала.

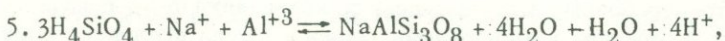
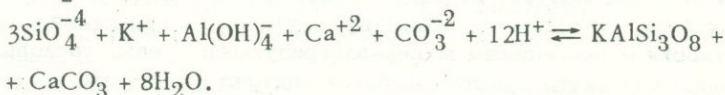
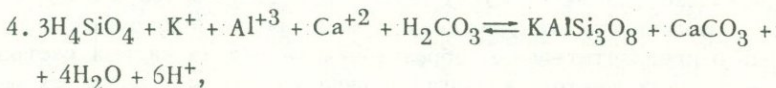
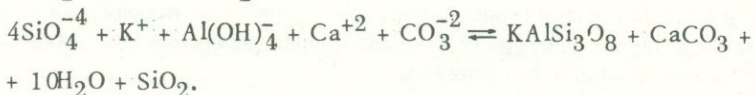
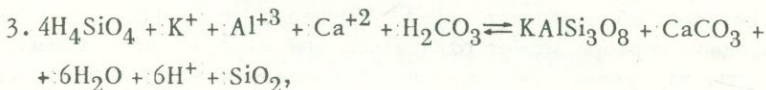
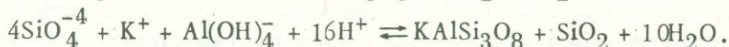
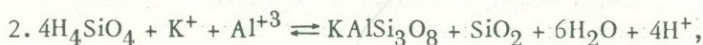
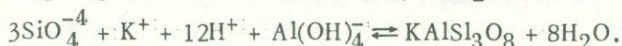
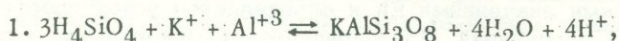
Несколько сложнее обстоит дело с решением вопроса о кислотности - щелочности минералообразующей среды. Многочисленные данные о предпочтительном образовании кварца из кислых растворов, а полевых шпатов, кальцита и ряда рудных минералов из щелочных [43, 128] вносят известную путаницу в представления о кислотности - щелочности минералообразующей среды, поскольку эти минералы часто кристаллизуются совместно. Широко развитые на золото-серебряных месторождениях кварц-адуляр-карбонатные агрегаты с золотом и минералами серебра рядом исследователей

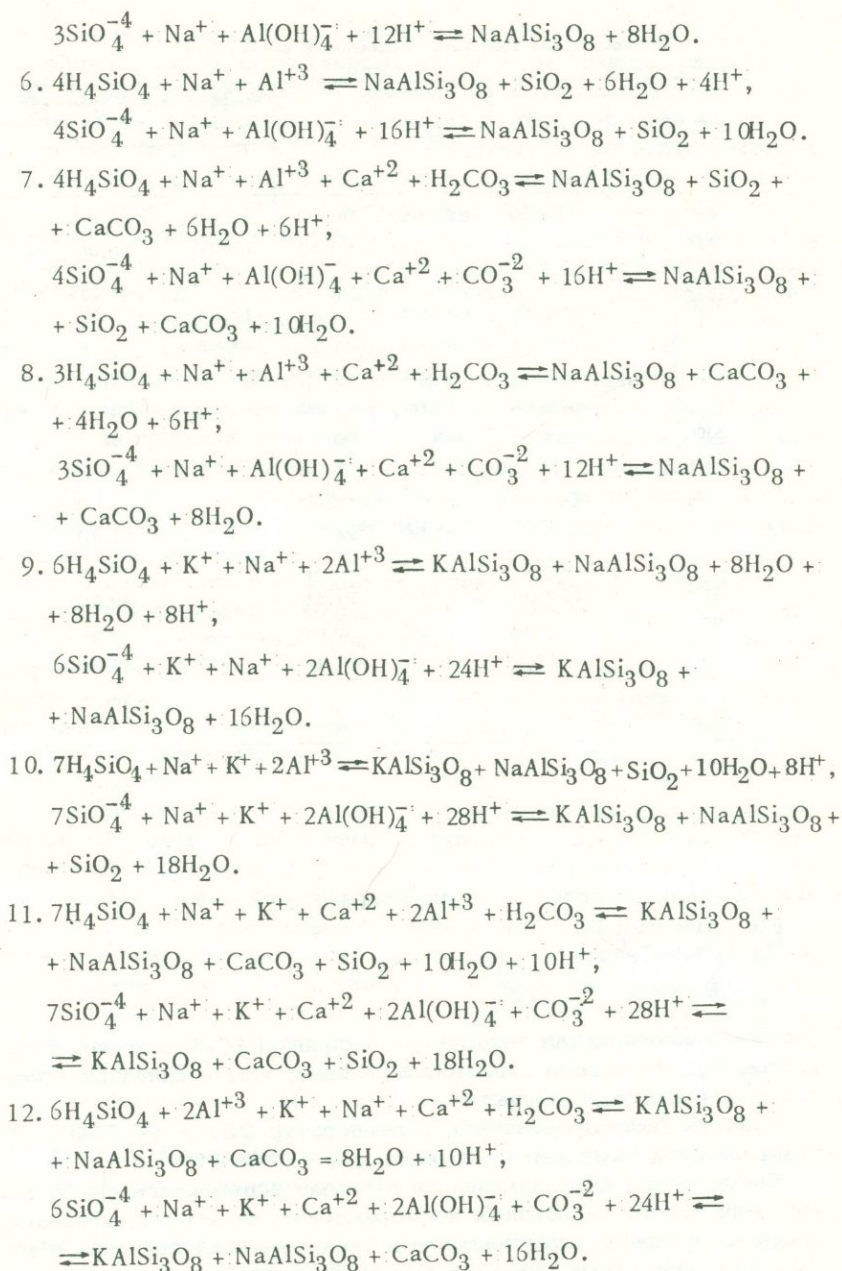
объясняются как результат резкого пульсирующего изменения режима кислотности, температур и давлений в системе. Однако с этим не согласуются сведения по включениям в минералах, которые свидетельствуют о значительной качественной устойчивости состава растворов, их газовой фазы и температур гомогенизации на протяжении многих ритмов.

На близповерхностных месторождениях золото-серебряной формации продуктивные парагенетические ассоциации, как правило, включают в свой состав адуляр, являющийся своего рода индикатором золото-серебряного оруденения. Натровые полевые шпаты, типичные для плутоногенных месторождений золото-кварцевой формации, в них отсутствуют, или встречаются очень редко. На основе парагенетического анализа минералов рудных тел золото-серебряных месторождений с использованием методов термодинамики в минералогии была сделана попытка выявить условия образования и пределы устойчивости в значениях кислотности - щелочности среды наиболее типичных ассоциаций жильных минералов, содержащих адуляр. Следовало также выяснить причины, по которым альбит не характерен для жильных тел близповерхностных месторождений.

Оценка геохимических процессов проводилась на основе разработанных методов расчета ряда потенциально возможных химических реакций образования парагенетических ассоциаций с использованием термодинамических констант веществ [25, 79, 80].

Принимая, что образование жильных минеральных ассоциаций из растворов в открытых полостях осуществляется путем взаимодействия ионов в растворах, можно записать:





Используя термодинамические константы соединений и ионов, участвующих в рассматриваемых реакциях (табл. 25), вычислялись величины их свободных энергий и константы равновесия в стандарт-

Таблица 25

Термодинамические константы соединений и ионов [79]

Компо- ненты	$\Delta H^\circ$	$\Delta G^\circ$	$S^\circ$	Коэффициенты в уравнении $C_p = a + sT \cdot 10^{-3} - cT^{-2} \cdot 10^5$		
				a	B	c
KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> *	-944,30	-891,90	56,00	63,80	12,90	17,10
NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	-937,15	-883,98	50,20	61,70	13,90	15,01
SiO <sub>2</sub>	-217,72	-204,71	9,88	11,22	8,20	2,70
H <sub>2</sub> O	-68,32	-54,69	16,71	12,65	11,38	1,73
CaCO <sub>3</sub>	-288,44	-269,68	21,92	24,98	5,24	6,20
H <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>	-167,22	-148,94	44,80	-	168,00	-
H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub>	-349,46	-313,07	42,90	-	172,00	-
SiO <sub>4</sub> <sup>-4</sup>	-323,30	-245,50	-96,10	-	-	-
Al(OH) <sub>4</sub> <sup>-</sup>	-356,20	-312,00	34,50	-	-	-
CO <sub>3</sub>	-161,80	-126,17	-13,60	-	-200,00	-
K <sup>+</sup>	-60,30	-67,56	24,18	-	17,40	-
Ca <sup>+2</sup>	-129,70	-132,10	-13,20	-	0,70	-
Al <sup>+3</sup>	-127,00	-117,59	-71,56	-	30,60	-
H <sup>+</sup>	0,00	0,00	0,00	-	0,00	-
Na <sup>+</sup>	-54,47	-62,67	14,10	-	37,20	-

\* По данным [20].

ных условиях по известным уравнениям:

$$G_p^0 = G_{к,п}^0 - G_{и.в}^0,$$

$$G_p^0 = RT \lg K = -1,364 \lg K,$$

где  $R$  - универсальная газовая постоянная,  $T$  - абсолютная температура;  $K$  - константа равновесия реакции; к.п. - конечные продукты; и.в. - исходные вещества.

Расчеты были проведены для температур 25, 200, 250 и 300°C и активностей компонентов в растворах 10<sup>-1</sup>; 10<sup>-3</sup> и 10<sup>-6</sup>.

Выбор температур диктовался данными термобарогеохимического изучения золото-серебряных месторождений. Величины активностей приняты на основе многочисленных геохимических сведений о максимально возможных, оптимальных и минимальных концентрациях природных гидротерм. Давления в расчет не принимались, поскольку по данным изучения газовой-жидких включений в минералах близповерхностные месторождения формировались в обстановке невысоких давлений, и влияние их на энергетические эффекты будет минималь-

ным вследствие того, что изменение парциальных объемов твердых фаз в интервале давлений по крайней мере до 1000 атм крайне незначительно. Активности твердых фаз и воды приняты равными единице, а активности ионов – равными их концентрации, что в случае разбавленных растворов не приводит к существенным ошибкам.

Поскольку формы, в которых присутствуют в растворах некоторые компоненты в кислых и щелочных средах, различны, то и энергетические характеристики и вероятность образования минеральных ассоциаций при низких и высоких рН также будут неодинаковы. Принимая это обстоятельство во внимание, расчет условий образования и устойчивости каждой ассоциации проводили по двум схемам: для кислых сред (верхняя цифра в табл. 26) и для щелочных (нижняя цифра). Первое из любой пары уравнений дает возможность определить крайнюю левую границу устойчивости ассоциации в кислых растворах: второе определяет предел протекания процесса в щелочной среде. Полученный интервал рН между выявленными граничными точками представляет собой область возможного образования совместно кристаллизующихся минералов при участии компонентов, представляющих собой промежуточные формы диссоциации ортокремневой и угольной кислот (табл. 26 и 27).

Расчитанные поля устойчивости адуляр- и альбитсодержащих минеральных ассоциаций в координатах соответственно  $\lg[K^+] - \text{pH}$  и  $\text{pH} - \lg[Na^+]$  достаточно убедительно показывают в определенных пределах их функциональную зависимость от температур, кислотности – щелочности и концентраций в растворах калия и натрия. Однако роль различных физико-химических параметров в процессе минералообразования далеко не равноценна, что видно из проведенных расчетов.

Рассмотрим поля устойчивости адулярсодержащих ассоциаций для какой-нибудь одной температуры, например для 250°C (рис. 26, а). Для системы с адуляром рассчитанные поля устойчивости ограничиваются линиями нейтрального значения рН воды для данной температуры, предельных концентраций калия и линиями, выражающими зависимость концентраций калия от рН среды в уравнениях реакций. В кислой среде процесс энергетически не выгоден, протекает с поглощением тепла, что препятствует его самопроизвольному проявлению. Этим вызвано ограничение системы нейтральным значением рН воды. Исключение составляет ассоциация адуляра с кварцем, образование которой при повышенных температурах протекает с выделением энергии. Для этого случая подобное ограничение неприемлемо. Пределы содержания калия определены графическим путем на основе выявленной зависимости рН от концентрации растворов (рис. 26, б).

Выделение полей устойчивости адулярсодержащих минеральных ассоциаций в координатах  $\lg[K^+] - \text{pH}$  основано прежде всего на выявлении энергетически выгодных для данных условий процессов, а также на анализе наблюдений над природными минеральными сообществами. Проведенный с учетом этих наблюдений анализ расче-

Таблица 26

Свободная энергия реакций образования адуляр- и альбитсодержащих минеральных ассоциаций

Но- мер п/п	Ассо- циация	Свободная энергия, ккал/моль, при t, °C			
		25	200	250	300
1	Адуляр	5,70	2,01	2,58	3,81
		-229,36	-312,48	-339,10	-366,78
2	Адуляр + кварц	0,68	-4,40	-4,44	-3,64
		-301,95	-411,79	-446,73	-483,00
3	Адуляр + кварц + кальцит	12,04	9,85	11,18	13,62
		-313,36	-436,22	-476,40	-518,55
4	Адуляр + кальцит	17,06	14,60	15,57	17,51
		-240,77	-336,92	-368,77	-402,33
5	Альбит	9,41	3,75	3,42	3,84
		-225,65	-309,08	-335,63	-363,19
6	Альбит + кварц	4,39	-1,00	-0,98	-0,05
		-298,24	-408,39	-443,23	-479,41
7	Альбит + кварц + кальцит	15,75	13,25	14,64	17,21
		-309,65	-432,82	-472,94	-514,96
8	Альбит + кальцит	20,77	18,00	19,04	21,10
		-237,06	-333,52	-365,31	-398,73
9	Адуляр + альбит	15,01	4,09	3,38	4,08
		-455,01	-621,56	-674,74	-729,97
10	Адуляр + альбит + кальцит	10,09	3,15	4,67	7,92
		-527,60	-720,87	-782,37	-846,19
11	Адуляр + альбит + кварц+каль- цит	21,45	20,96	17,85	26,10
		-539,10	-745,30	-812,04	-881,74
12	Адуляр + альбит + кальцит	26,47	18,34	19,00	21,34
		-466,42	-646,00	-704,41	-765,52

тов позволил выделить поля устойчивости рассмотренных минеральных парагенезисов. Максимальное поле развития приходится на адуляр-кварцевую ассоциацию. Сравнение величин свободных энергий образования минеральных ассоциаций с адуляром показывает их весьма широкие вариации от положительных до отрицательных значений  $E_h$ . Поскольку в гидротермальной системе самопроизвольные процессы могут протекать с выделением энергии, то уже один этот

Таблица 27

Кислотно-щелочные условия образования адуляр- и альбитсодержащих минеральных ассоциаций при различных температурах и концентрациях компонентов в растворах

Номер п/п	Ассоциация	t, °C	Интервал pH минералообразования при концентрациях растворов, моль/л		
			10 <sup>-1</sup>	10 <sup>-3</sup>	10 <sup>-6</sup>
1	2	3	4	5	6
1	Адуляр	25	2,29-13,60	4,79-12,76	8,54-11,51
		200	1,29-11,62	3,79-10,78	7,54-9,53
		250	1,25-11,39	3,75-10,56	7,50-9,31
		300	1,27-11,24	3,77-10,41	7,52-9,16
2	Адуляр+ кварц	25	1,62-13,46	4,62-12,71	9,12-11,59
		200	0,99-11,52	3,99-10,77	8,49-9,64
		250	1,04-11,29	4,04-10,54	8,54-9,42
		300	1,15-11,14	4,15-10,39	8,65-9,26
3	Адуляр+ кварц + кальцит	25	2,80-13,86	5,47-12,86	9,47-11,36
		200	2,09-12,10	4,76-11,10	8,76-9,60
		250	2,11-11,94	4,78-10,94	8,78-9,44
		300	2,20-11,86	4,87-10,86	8,87-9,36
4	Адуляр+ кальцит	25	3,25-14,13	5,58-12,96	9,08-11,21
		200	2,29-12,39	4,62-11,22	8,12-9,47
		250	2,25-12,26	4,58-11,09	8,08-9,34
		300	2,28-12,20	4,61-11,04	8,11-9,29
5	Альбит	25	2,97-13,37	5,47-12,54	9,22-11,29
		200	1,68-11,49	4,18-10,65	7,93-9,40
		250	1,61-11,27	4,11-10,44	7,86-9,19
		300	1,62-11,13	4,12-10,29	7,87-9,04
6	Альбит+ кварц	25	2,30-13,29	5,30-12,54	9,80-11,42
		200	1,38-11,42	4,38-10,67	8,88-9,54
		250	1,40-11,20	4,40-10,45	8,90-9,33
		300	1,50-11,05	4,50-10,30	8,99-9,18
7	Альбит+ кварц + кальцит	25	3,26-13,69	5,92-12,69	9,92-11,19
		200	2,35-12,00	5,02-11,00	9,02-9,50
		250	2,35-11,85	5,02-10,85	9,02-9,35
		300	2,43-11,77	5,09-10,77	9,09-9,27
8	Альбит+ кальцит	25	3,70-13,90	6,04-12,73	9,54-10,98
		200	2,55-12,26	4,89-11,09	8,39-9,34
		250	2,49-12,14	4,83-10,97	8,33-9,22
		300	2,51-12,09	4,94-10,92	8,54-9,17
9	Адуляр+ альбит	25	2,63-13,48	5,13-12,65	8,88-11,40
		200	1,49-11,55	3,88-10,72	7,74-9,47

Таблица 27 (окончание)

1	2	3	4	5	6
		250	1,43-11,33	3,93-10,50	7,68-9,25
		300	1,44-11,18	3,94-10,35	7,69-9,10
10	Адуляр+	25	2,30-13,42	5,05-12,64	9,17-11,46
	альбит +	200	1,53-11,50	4,30-10,72	8,43-9,54
	кварц	250	1,61-11,28	4,36-10,50	8,49-9,32
		300	1,75-11,13	4,50-10,35	8,63-9,17
11	Адуляр+	25	2,87-13,65	5,47-12,72	9,37-11,37
	альбит +	200	2,12-11,84	4,72-10,91	8,62-9,51
	кварц +	250	2,17-11,65	4,77-10,73	8,67-9,33
	кальцит	300	2,30-11,55	4,90-10,62	8,80-9,22
12	Адуляр+	35	3,14-13,75	5,54-12,75	9,14-11,25
	альбит +	200	2,05-11,94	4,45-10,94	8,05-9,44
	кальцит	250	1,99-11,77	4,39-10,77	7,99-9,27
		300	2,01-11,66	4,41-10,66	8,01-9,16

факт свидетельствует в пользу того, что эти минеральные ассоциации возможны лишь в нейтральных-щелочных растворах. Естественно, чем больше экзотермической эффект, тем более вероятна одна ассоциация по сравнению с другой или прочих равных условиях. Так, в щелочной среде при температуре 250°C образование мономинерального адулярового агрегата сопровождается выделением -339,31 ккал/моль; адуляра с кальцитом -476,40 ккал/моль. Очевидно небольшим развитием из перечисленных должна пользоваться последняя. Однако в действительности это не имеет место, что связано, по-видимому, с обеднением растворов карбонатной составляющей за счет реакций с вмещающими породами, или главным образом в связи с тем, что адулярообразование на вулканогенных месторождениях протекает в зоне интенсивной дегазации растворов. Дефицит карбонат-иона способствует образованию адуляра не в ассоциации с кальцитом, а преимущественно вместе с кварцем. Это видно на большинстве золото-серебряных месторождений Северо-Востока СССР.

В кислых растворах, как показывают расчеты, образование кварц-адуляровой ассоциации маловероятно (экзотермический эффект незначителен), но все-таки возможно.

Поле устойчивости адуляр-кварц-кальцитовой ассоциации в выбранных координатах занимает площадь достаточно сложной конфигурации, располагающуюся вокруг поля устойчивости ранее описанного парагенезиса. Сокристаллизация минералов этой ассоциации возможна в широкой области кислотности - щелочности растворов от нейтральной до pH = 10,8 при избытке карбонат-иона и концентрациях калия от 10<sup>-6,5</sup> моль/л и выше. Некоторое расширение области

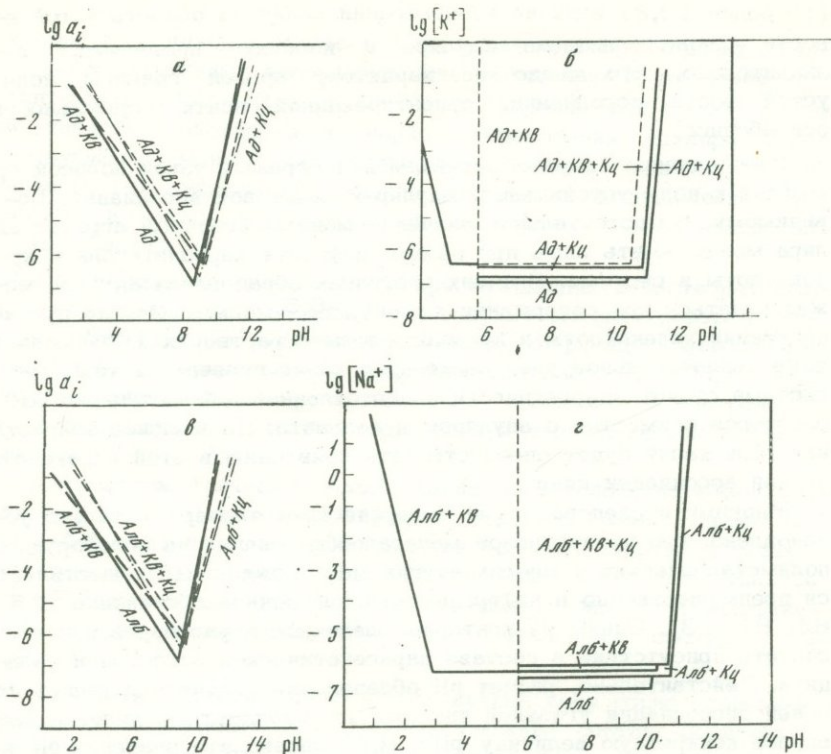


Рис. 26. Некоторые фазовые соотношения в системах  $K_2O-CaO-Al_2O_3-SiO_2-CO_2-H_2O$  (а, б) и  $Na_2O-CaO-Al_2O_3-SiO_2-CO_2-H_2O$  (в, г) при  $250^\circ C$ . а, в - зависимость активности компонентов растворов от кислотности-щелочности минералообразующей среды. Прямые левой части диаграммы отражают уравнения реакций образования адуляр- (а) и альбитсодержащих (в) ассоциаций в кислой среде; вторая группа прямых отвечает реакциям в щелочной среде; б, г - поля устойчивости минеральных ассоциаций с адуляром (б) и альбитом (г) при активности других компонентов  $10^{-3}$

устойчивости по pH в щелочную сторону возможно лишь с ростом содержания калия при концентрации других компонентов  $10^{-3}$  моль/л.

После устойчивости адуляр-кальцитовой ассоциации также имеет сложную форму, окаймляя соответствующие поля устойчивости адуляр-кварц-кальцитового и адуляр-кварцевого парагенезиса. При низких концентрациях калия ( $10^{-6,5} - 10^{-6,8}$  моль/л) ассоциация устойчива в широкой области pH - от нейтральных значений для воды при данной температуре до  $pH = 11$ . В щелочных растворах

(рН более 10,8) влияние концентрации калия на область устойчивости сокристаллизации адуляра и кальцита проявляется незначительно, что видно по характеру правой границы поля устойчивости ассоциации, ориентированной почти нормально к оси абсцисс.

Поле адуляра на рассматриваемой диаграмме узкой полосой при-  
мыкает к полю устойчивости адуляр-кальцитовой ассоциации. По-  
видимому, самостоятельное значение мономинеральный агрегат аду-  
ляра может иметь лишь при резком дефиците карбонат-иона и крем-  
некислоты в системе. В таких растворах образование адуляра мо-  
жет начаться при содержании калия  $10^{-6,5}$  моль/л. Однако при кон-  
центрации углекислоты и кремнекислоты в растворах  $10^{-3}$  моль/л  
даже незначительное увеличение доли калия приведет к тому, что  
система станет энергетически подготовленной для выделения из  
растворов совместно с адуляром и кальцита. Дальнейшее возраста-  
ние роли калия будет способствовать появлению в этой парагенети-  
ческой ассоциации кварца.

Многими исследователями эмпирически и экспериментально ус-  
тановлено, что продуктивное минералообразование на золоторудных,  
полиметаллических и многих других месторождениях осуществляется  
преимущественно в нейтрально-слабощелочной обстановке [15,  
64, 81, 83]. Одним из критериев щелочности растворов принято  
считать присутствие в составе парагенетической ассоциации каль-  
цита. Действительно, расчет рН образования кальцита с учетом сте-  
пеней диссоциации угольной кислоты для стандартных условий дает  
вполне конкретную величину рН = 8,4. Однако это значение рН вер-  
но лишь для условий, когда система стерильна в отношении других  
минералообразующих компонентов, т.е. когда кальцит образует мо-  
номинеральные скопления. Если же кальцит кристаллизуется сов-  
местно с кварцем и адуляром, то рН начала кристаллизации значи-  
тельно смещается в направлении кислых растворов до нейтральной  
точки для воды. Следовательно, при решении вопроса о кислотности-  
щелочности исходных гидротерм по продуктам их кристаллизации  
необходимо прежде выяснить взаимодействия слагающих жильное те-  
ло минералов.

На объективность полученной расчетным способом информации  
о кислотности - щелочности среды, в которой происходит образова-  
ние адуляра совместно с кварцем, указывает также широкое разви-  
тие метаколлоидных текстур руд, а также присутствие в продуктив-  
ном кварце золото-серебряных месторождений специфических мета-  
гелевых микровключений, указывающих на осуществление полиме-  
ризации кремнекислоты в ее наиболее глубоко проявленных формах.  
По данным ряда исследователей [1, 38, 86], изучавших влияние  
изменения кислотности - щелочности среды на скорость и глубину  
этого процесса, максимальная полимеризация кремнекислоты прои-  
сходит при рН =  $5 \div 7$  и зависит от температуры, концентрации рас-  
творов и присутствия катализаторов. Близкие значения рН гидротер-  
мальных растворов в период продуктивного минералообразования

получены и по данным газовой-жидкой включений в минералах золото-серебросодержащих ассоциаций. Они укладываются по шкале pH в интервале 6-9 [28, 29]. Более кислый или более щелочной характер растворов в период образования адуляра с сопутствующими минералами вряд ли возможен, поскольку установленные по включениям общие количества углекислоты, сероводорода и серы в ее высшей валентности оптимальны для данных условий.

На возможность одновременной кристаллизации в растворах кварца, адуляра и кальцита указывают и результаты спектрофотометрического исследования ритмично-полосчатых кварц-адуляровых агрегатов месторождения золото-сульфоантимонитового типа. При этом метод инфракрасной спектроскопии давал возможность контролировать состав парагенетических ассоциаций и его изменения в пространстве.

Спектрофотометрическое исследование проводилось на ИК-спектрофотометре UR-20 методом "порошка". Пробы на анализ представляли собой тщательно отобранные зерна кварца, истертые в агатовой ступке с бутиловым спиртом. Полученная суспензия наносилась тонким равномерным слоем на кюветное окно. Идентификация спектров проводилась по атласу эталонных спектров минералов [141].

Результаты изучения ИК-спектров кварца всех горизонтов месторождения показывают их достаточно сложный состав. Во всех случаях образцы кварца представлены своей низкотемпературной модификацией  $\alpha$ -кварцем, в той или иной степени содержащим другие разновидности кремнезема, а также в качестве примесей адуляр и кальцит. На верхних горизонтах в спектре пробы помимо характеристических полос  $\alpha$ -кварца - 1170, 780, 695 и 528  $\text{см}^{-1}$  [87] установлены полосы поглощения, свидетельствующие о присутствии в качестве примеси кристобалита - 1200, 1100 - 1110  $\text{см}^{-1}$  [42] и адуляра - 1040, 1060  $\text{см}^{-1}$  [87, 141]. Характер ИК-спектра кварца не меняется по глубине рудного тела до следующего горизонта (50 м по вертикали). На более глубоких горизонтах в продуктивную стадию совместно с кварцем и адуляром происходит кристаллизация кальцита, примесь которого хотя и незначительна, но устойчиво прослеживается в спектрах кварца. Характеристические полосы поглощения кальцита, обусловленного колебанием группы  $\text{CO}_3^{2-}$ , отмечаются в области спектра 1440, 1430, 715  $\text{см}^{-1}$ . Следует отметить, что устойчивая примесь кальцита в  $\alpha$ -кварце установлена на достаточно ограниченном вертикальном интервале. На глубине 150 м от современной поверхности полос поглощения, обусловленных присутствием кальцита в спектре кварца, уже нет. Однако, помимо отмеченных адуляра и кристобалита, зафиксирован также тридимит по полосе поглощения 560  $\text{см}^{-1}$  [88].

Можно предположить, что интервал рудного тела с отметками 60-120 м от поверхности является интервалом максимального обо-

гашения углекислотой. Возникающее перенасыщение растворов со-  
провождалось интенсивным образованием минералов, кристаллизация  
которых оказалась энергетически выгодной в сложившихся условиях.  
Часть углекислоты, по-видимому, была связана в кальцит, кристал-  
лизовавшийся одновременно с кварцем и образующий в нем примеси.  
Следует отметить, что если адуляр и кварц образуют отдельные  
ритмы, в которых превалирует количество одного какого-нибудь ком-  
понента, то кальцит в кварце встречается только в виде незначи-  
тельной примеси. Это связано, вероятно, с тем, что в гидротермаль-  
ной системе в период продуктивного минералообразования господст-  
вовали условия, обеспечивающие возможность преимущественной  
кристаллизации кварц-адулярового парагенезиса.

Таким образом, анализ данных ИК-спектроскопии золото-сереб-  
ряного кварца показывает, что ритмично-полосчатые агрегаты квар-  
ца и адуляра кристаллизуются, вероятнее всего, из единого гидро-  
термального раствора. Совместно с ними часто происходит кристал-  
лизация и кальцита, но только в качестве незначительной при-  
меси. В достаточно заметных количествах кальцит встречается  
чаще в виде сложных кварц-кальцитовых каркасно-пластинчатых  
агрегатов.

Следовательно, в одних и тех же кислотно-щелочных условиях  
могут кристаллизоваться самые разнородные минералы.

Результаты проведенных исследований и выполненных расчетов,  
а также данные по включением в минералах достаточно хорошо сог-  
ласуются со сведениями по кислотности-щелочности процессов ми-  
нералообразования в современных геотермальных системах. Так, по  
данным [71], в приповерхностной зоне в условиях появления ще-  
лочных хлоридно-натровых растворов происходит фельдшпатизация и  
цеолитизация. Установлено, что калиевый полевой шпат явля-  
ется основным гидротермальным минералом не только золото-  
серебряных месторождений, но и многих активных систем го-  
рячих источников, для которых характерны значения pH 7-  
9,5 [113].

Обращает на себя внимание тот факт, что наиболее широкое рас-  
пространение адулярсодержащих ассоциаций проявляется в связи с  
месторождениями, вмещающими породами для которых служат кис-  
лые вулканиты, богатые щелочными компонентами. Воздействие на  
породы повышенной кислотности хлоридно-натровых растворов при  
высоких температурах и давлениях ведет к интенсивному переходу  
в раствор ионов калия. В ходе дальнейшей эволюции гидротермаль-  
ной системы этот факт должен способствовать образованию адуляра  
в жильных телах.

Анализ водных вытяжек из минералов продуктивных адулярсодер-  
жащих ассоциаций наряду с высокими содержаниями калия в сопос-  
тавимых отношениях показывает и натрий. Однако образование аль-  
бита, типичного для месторождений плутоногенной золото-кварцевой  
формации в близповерхностных вулканогенных месторождениях, все  
же не происходит, точнее он не встречается в виде обособленных

минеральных фаз. В решетке калиевого полевого шпата натрия может замещать часть калия. Другими словами, альбит способен растворяться в адуляре, однако растворимость его весьма ограничена и не превышает 10% в твердом растворе [60, 110]. Причины нетипичности альбита для близповерхностных условий рядом авторов рассматривалась, но с чисто качественной стороны. По мнению Д.С. Коржинского [50], образованию альбита в гидротермальных растворах способствуют высокие содержания углекислоты, поскольку растворимости карбоната натрия и калия при понижении температуры на 100°C резко отличны. Это должно привести к значительному понижению отношения коэффициентов активности калия к активности натрия и как к следствию — к образованию альбита. В.В. Шербина [129] причину различного геохимического поведения натрия и калия видит в коренных свойствах атомов и ионов этих элементов: строении электронных оболочек, кристаллохимических особенностях ионов, степени щелочности (гидролизваемости) элементов, растворимости образуемых соединений в зависимости от температуры, характера сорбируемости и т.д. Проведенная количественная оценка вероятности образования альбитсодержащих ассоциаций с использованием термодинамических функций дала следующие результаты. Мономинеральный альбитовый агрегат и альбит в ассоциации с кальцитом образуются примерно в тех же интервалах pH растворов, что и соответствующие ассоциации с адуляром. Отличие сводится лишь к более ярко выраженной зависимости площади полей развития альбита и альбита с кварцем от концентрации щелочного металла. Роль pH среды менее важна. Вместе с тем альбит в ассоциации с кварцем может кристаллизоваться в растворах слабокислых — кислых (рис. 26, *в, г*). Вероятно, этим можно объяснить наиболее широкое распространение альбита в жилах плутоногенных золоторудных месторождений, формирование которых происходит в обстановке высокой углекислотности при температурах, оптимальных для образования альбита (менее 400°C) [54]. Тем не менее, как показывает сравнение свободных энергий образования парагенезисов с альбитом в кислых и щелочных условиях, а также экспериментальные данные по синтезу альбита [43], более предпочтительными средами являются умереннощелочные, и в этом отношении он подобен адуляру. Но у последнего ацидофобность проявлена сильнее.

Анализ данных по минералогии и минералообразующей среде золото-серебряных месторождений свидетельствует о том, что в отдельные периоды формирования месторождений гидротермальная среда носила заметно кислый характер. Показательны в этом отношении часто встречающиеся глинистые минералы в жильных телах, пелитизация адуляра, образование марказита, присутствие группы кислых газов в газовой фазе растворов и др. Принимая во внимание большую ацидофильность альбита и альбитсодержащих ассоциаций по сравнению с адуляром, следует признать, что в отдельные периоды кристаллизация его в близповерхностных условиях могла происхо-

дить как в виде самостоятельной минералогически обособленной фазы, так и синхронно с другими минералами и прежде всего с кварцем. Тем не менее в жильных телах это проявляется очень редко. Альбит или совершенно не отлагается или образует маломощные каемки замещения вокруг адуляра.

Опубликованные экспериментально полученные сведения о роли калия и натрия в растворах и тем более, когда они присутствуют совместно, весьма малочисленны и неполны. Р. Баррер и Е. Уайт [8] полагают, что образованию альбита в таких системах способствуют щелочные среды с рН, равным 10; Т.Ф. О'Нил [82] пришел к выводу об устойчивости его в нейтральных или даже слабокислых средах. И. Виар и И. Саботье [43] установили, что для альбитизации калиевого полевого шпата при высоких температурах и давлениях содержания натрия в растворах должны значительно преобладать над калием. Термохимические расчеты систем, в которых допускается одновременное образование альбита и адуляра в ассоциации с другими минералами, показывают их принципиальную возможность, но только в слабощелочных-щелочных средах. В кислых средах ассоциации невозможны, поскольку реакция их образования протекает с поглощением значительного количества тепла. По-видимому, в природных близповерхностных гидротермальных системах нередки условия, благоприятные для кристаллизации альбита или альбита в ассоциации с адуляром, однако невысокие концентрации натрия в растворах и его сравнительно низкая активность препятствуют этому.

Таким образом, термодинамический анализ полей устойчивости некоторых жильных ассоциаций близповерхностных гидротермальных месторождений дает возможность сделать следующие выводы.

Масштабы развития и устойчивости адуляр- и альбитсодержащих ассоциаций в основном, по-видимому, зависят от состава и концентраций растворов; роль температур и кислотности - щелочности среды в период минералообразования менее выражена и прежде всего для кварц-полевошпатовых ассоциаций.

Широкое развитие в рудных телах близповерхностных золото-серебряных месторождений кварц-адулярного парагенезиса по сравнению с кальцит-адулярным и кварц-кальцит-адулярным обусловлено слабой насыщенностью растворов  $\text{CO}_2$  вследствие их дегазации в зоне рудоотложения. Это создает предпосылки для проявления процесса, энергетически наиболее выгодного.

Основные отличия адулярсодержащих ассоциаций от альбитосодержащих сводятся к большей ацидофобности первых по сравнению со вторыми. В нейтральной - слабощелочной среде поля устойчивости ассоциаций с адуляром полностью перекрываются полями устойчивости систем с альбитом.

Альтернатива адуляр - альбит в природных гидротермах, по-видимому, решается соотношениями калия и натрия в растворах, мало зависит от изменения кислотности - щелочности среды в интервале  $\text{pH} = 6 \div 10$  и практически не связана с вариациями температур в

диапазоне 200–300°C. Влияние кислотности – щелочности сильно сказывается при pH растворов меньше 5.

Данные инфракрасной спектроскопии отдельных ритмов тонкоплосчатых агрегатов показывают, что каждый из ритмов представляет собой смесь минеральных компонентов с преобладанием какой-либо одной фазы.

Проведенные расчеты, кроме того, показывают, что сведения по кислотности – щелочности гидротермального минералообразования, полученные по данным изучения газовой-жидкой включений, вполне объективны и могут быть использованы для генетических интерпретаций. Эти сведения уже в настоящее время позволяют критически пересмотреть существующие гипотезы переноса и отложения рудного вещества. Все более становится очевидным многообразие термодинамических условий рудообразования, что необходимо учитывать при построении модели гидротермального минералоотложения.

## СИСТЕМАТИКА ВУЛКАНОГЕННОГО И ВУЛКАНОГЕННО-ПЛУТОНОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР НА ОСНОВЕ ДАННЫХ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ

Анализ результатов термобарогеохимического исследования вулканогенного и вулканогенно-плутоногенного оруденения Северо-Востока позволяет в значительной мере пересмотреть сохранившиеся до настоящего времени субъективные представления о природе вулканогенных месторождений как малоглубинных низкотемпературных объектов.

До недавнего времени вулканогенные рудопроявления большинством исследователей в основной своей массе относились к классу выделенных В. Линдгреном [61] эпитермальных месторождений. Согласно представлениям В. Линдгрена формирование эпитермальных месторождений осуществлялось из термальных восходящих вод неизвестного происхождения, но содержащих магматические эманации при температурах 50–200°C и умеренных давлениях. В случае же, если в пределах вулканогенных полей встречались месторождения, по каким-либо признакам не отвечающие эпитермальным, их обычно относили к классу так называемых ксенотермальных образований. Вместе с тем известные попытки выделения, исходя из общих геологических предпосылок самостоятельного класса вулканогенных (субвулканических) гидротермальных месторождений [114, 133], многим исследователям представлялись дискуссионными. Однако в последние годы группа вулканогенных рудных формаций была обособлена в конкретных регионах и разносторонне охарактеризована [103, 51, 130, 102]. При этом для типично эпитермальных золото-серебряных месторождений были выделены высоко-, средне- и низкотемпературные их разновидности [144]. Таким образом, стало очевидным, что даже внутри одной рудной формации вулканогенные месторождения достаточно существенно различаются по своим минералого-геохимическим особенностям и специфике физико-химических условий формирования.

В основу разработанной нами новой систематики положен принцип разделения вулканогенных месторождений по физико-химическим условиям их формирования (табл. 28).

Данные термобарогеохимии позволили установить, что промышленное рудоотложение на вулканогенных месторождениях может происходить, по крайней мере на трех уровнях, определяемых условиями естественного изменения физико-химических параметров восходящих минералообразующих растворов в близповерхностной обстановке. Образование этих уровней определено следующими особенностями

развития вулканогенно-гидротермальной системы: эпизодическим развитием зоны дросселирования (адиабатического расширения растворов); постоянным присутствием в близповерхностной обстановке зоны парообразования и дегазации; смешением поверхностных и глубинных вод; образованием на ранних стадиях гидротермального процесса по верхней границе зоны парообразования слабопроницаемого экрана из продуктов кислотного выщелачивания вмещающих пород; возникновением непосредственно под сформировавшимся экраном термостатированной зоны, благоприятной для рудоотложения.

Исходя из этих положений и принимая во внимание данные большого фактического материала по геологии и термобарогеохимии месторождений было установлено, что вулканогенное оруденение развивается в зонах температурных пульсаций и устойчивого температурного градиента, а также в изотермической зоне. Рудный процесс протекает как в нормальном (с понижением температур от ранних стадий к поздним), так и в аномальном (неизменность или повышение температур) режиме развития. В зоне устойчивого температурного градиента рудоотложение происходит обычно в нормальном режиме, хотя и здесь нередко фиксируется наложение высокотемпературной плутогенной фации оруденения на вулканогенную ("эпитермальную").

Каждая зона рудоотложения характеризуется своим комплексом оруденения (типами месторождений).

Приведенный порядок зон рудоотложения в общем отвечает последовательности их проявления в глубине, но вместе с тем совершенно не определяет собой глубины формирования конкретных месторождений. Так, глубина формирования месторождения золото-сфалерит-галенитового типа, приуроченного к наиболее глубинной зоне рудоотложения с устойчивым температурным градиентом, равна 950 м, а золото-мышьяк-сурьмяное месторождение зоны температурной пульсации характеризуется глубиной формирования рудных тел 2300 м. Однако в пределах последнего месторождения зона устойчивого температурного градиента расположена, разумеется, еще на более значительной глубине.

Необходимо отметить, что не все зоны рудоотложения в равной степени проявлены в пределах любого рудного поля. Так, для рудных полей с золото-сульфоантимонитовым оруденением более характерна зона изотермического рудоотложения; серебро-аргентитовым - зона температурных пульсаций и т.д. Другие зоны рудоотложения в пределах этих месторождений также имеют место, но они менее выражены.

Как видно из приведенной в табл. 28 систематики, все типы вулканогенного и вулканогенно-плутогенного оруденения, имея общую генетическую основу, резко различаются по режиму своего развития: температурам, давлениям, составу растворов и их газовой фазы. Пожалуй единственной общей особенностью в режиме формирования всех изученных типов оруденения является узкий (20-40°) температурный диапазон отложения продуктивного парагене-

Таблица 28

Систематика вулканогенного и вулканогенно-плутоногенного оруденения на основе данных

Режим формирова- вания	Оруденение и его типы	Вмещающие породы	Текстуры руд	Глубина формиро- вания, м	Температурный гра- диент зоны рудооб- ложения, град	Температурный интервал минерало- образования, °С		
						1	2	3
Нормальный	Сурьмяно- ртутное	Аргиллизиты	Изотермическая зона					
			Ритмично- полосча- тые, мас- сивные	100- 200	0	150-120 175-150 -	250-120 235-180 220-200	- - 190-110
Аномальный	Золото-се- ребряное: золото-пи- ритовый	Кварц-алу- львовые пропилиты	-	0	420-135	220-130	340-250 265-100 445-100 375-170	
		Аргиллизиты, кварц- адуляровые пропилиты	Ритмично- полосчатые, гребенча- тые, мас- сивные, по- ясовые, симметрич- но-друзо- вые	300- 350	0	180-120	300-140	290-80
	золото- сульфан- тимонито- вый	Кварц-алу- львовые пропилиты	Ритмично- полосчатые, крустифика- ционные, симметрич- но-друзо- вые	1400	0	420-220	370-300	400-250
Нормальный	Золото- медно- молибде- новое	Эпидот-хлорит- овые пропилиты	Зона температурных пульсаций					
			Брекчиевые гребенча- тые, пояс- овые, сим- метрично- друзовые	0- 100		650-210	300-140	210-50
	Золото- мышьяк- сурьмяное	Берези- тианты	То же	2300	0- 100	380-180	320-120	280-130

термобарогеохимии

Температура отло- жения золота, °С	Давление минера- лообразования, атм	Состав растворов			Концентрация рас- творов, г/л
		1	2	3	
-	-	Изотермическая зона			80- 100
220- 200	-	$\text{Cl}^- - \text{Na}^+ - \text{K}^+$	$\frac{\text{Cl}^- - \text{Na}^+ - \text{K}^+}{\text{N}_2 - \text{CO}_2 - \text{CO}}$	$\frac{\text{Cl}^- - \text{Na}^+ - \text{K}^+}{\text{N}_2 - \text{CO}_2}$	до 250
200- 180	5-85	-	$\frac{\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{+2} - \text{Na}^+}{\text{CO}_2 - \text{N}_2}$	$\frac{\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{+2} - \text{Na}^+ - \text{K}^+}{\text{N}_2 - \text{CO}_2 - \text{CO}}$	90- 195
300- 320	25-280	$\frac{\text{HCO}_3^- - \text{Cl}^- - \text{K}^+}{\text{CO}_2 - \text{N}_2 - \text{O}_2}$	$\frac{\text{HCO}_3^- - \text{Cl}^- - \text{K}^+ - \text{Na}^+}{\text{N}_2 - \text{CO}_2 - \text{O}_2}$	$\frac{\text{HCO}_3^- - \text{Cl}^- - \text{F}^- - \text{Ca}^{+2}}{\text{CO}_2 - \text{N}_2 - \text{O}_2}$	72-97
300	10- 1000	Зона температурных пульсаций			66- 3000
		$\frac{\text{SO}_4^{-2} - \text{Cl}^- - \text{Ca}^{+2} - \text{K}^+}{\text{CO}_2}$	$\frac{\text{Cl}^- - \text{Ca}^{+2} - \text{Mg}^{+2}}{-}$	$\frac{\text{SO}_4^{-2} - \text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{+2} - \text{Mg}^{+2}}{-}$	
260- 250	170- 1410	$\frac{\text{Cl}^- - \text{Na}^+ - \text{K}^+}{\text{CO}_2}$	$\frac{\text{Cl}^- - \text{Na}^+ - \text{K}^+}{\text{CO}_2}$	$\frac{\text{Cl}^- - \text{Na}^+ - \text{K}^+}{\text{CO}_2}$	Более 300

Таблица 28 (окончание)

Режим формирования вана	Оруденение и его типы	Вмещающие породы	Текстуры руд	Глубина формирования вана, м	Температурный градиент зоны рудоотложения, град	Температурный интервал минералообразования, °С		
						1	2	3
Аномальный	Золото-серебряное: серебро-аргентитовый	Кварц-адуляровые и эпидот-хлоритовые прожилки	Гребенчатые, брекчиевые, массивные, симметрично-друзовые		0-100	395-240 385-260 370-260	400-280	
Нормальный	Золото-серебряное: золото-сфалерит-галенитовый	Кварц-адуляровые прожилки	Зона устойчивого температурного градиента Гребенчатые	950	20-30	365-290 360-210	160-50	
	Золото-висмутовые	Кварциты по осадочным породам	Массивные, гребенчатые	2000	-	405-270 405-270	-	
	Золото-теллуридовое Золото-кобальтовое	То же	То же	"	"	800-210 700-220		

Примечание. Стадии минералообразования: 1 - допродуктивная, 2 - продуктивная, 3 - послепродуктивная.

Температура отложения золота, °С	Давление минералообразования, атм	Состав растворов			Концентрация растворов, г/л
		1	2	3	
260-270 300-260	-	$\frac{Cl^- - SO_4^{-2} - Ca^{+2}}{N_2 - CO_2}$	$\frac{SO_4^{-2} - HCO_3^- - Ca^{+2}}{N_2 - CO_2}$	$\frac{SO_4^{-2} - HCO_3^- - Ca^{+2}}{CO_2 - N_2}$	18-230
250-230	25-190	Зона устойчивого температурного градиента $\frac{HCO_3^- - Cl^- - SO_4^{-2} - Na^+}{CO_2 - N_2}$ $\frac{HCO_3^- - Cl^- - Ca^{+2} - Na^+}{CO_2 - N_2}$ $\frac{HCO_3^- - Cl^- - Ca^{+2}}{-}$			51-216
290-270 270-300	-	-	$\frac{Cl^- - Na^+ - K^+}{CO_2}$	-	263
270-220	-	$\frac{Cl^- - Na^+ - K^+}{-}$	$\frac{Cl^- - Na^+ - K^+}{CO_2}$	$\frac{Cl^- - Na^+ - K^+}{-}$	263

генно-плутоногенных золото-медно-молибденового, золото-мышьяк-сурьмяного и других видов оруденения, то их кажущаяся однотипность отражает, по-видимому, лишь степень их исследованности.

Вместе с тем сурьмяно-ртутное оруденение по физико-химическим условиям формирования представляется однотипным, если не считать обычно непромышленную антимонит-киноварную минерализацию в аргиллитовых надрудных зонах различных вулканогенных месторождений.

зиса, причем это не зависит от того, в какой области температур (высокой, средней или низкой) находится этот интервал.

В большинстве случаев в районах широкого развития вулканогенных месторождений плутоногенная фация оруденения резко редуцирована. Аномальный режим рудоотложения на вулканогенных месторождениях связан, по-видимому, с развитием плутонической фации магматизма на глубине. Это хорошо подтверждается при изучении вулканогенно-плутоногенных месторождений, на которых гранитоидные плутоны прорывают и метаморфизуют предшествующие рудные образования собственно вулканогенной фации магматизма, и, кроме того, дополнительно усложняют сопутствующей минерализацией.

В предложенной систематике золото-серебряное оруденение представлено разными своими типами в каждой зоне рудообразования, что может служить важным критерием для выделения этих типов в ранг самостоятельных рудных формаций. Что касается вулканогенно-

## НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ПРИКЛАДНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДАННЫХ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ ПРИ ПОИСКАХ И ОЦЕНКЕ ВУЛКАНОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Анализ данных термометрии вулканогенных месторождений показывает, что они сформированы в сложных температурных условиях с межстадийными и внутростадийными инверсиями температур, достигающими  $100-150^{\circ}\text{C}$ . Следует отметить, что для всего рудного этапа гидротермального минералообразования нижняя температурная граница на опускается за  $150^{\circ}\text{C}$ , что может свидетельствовать о достаточно значительном тепловом потоке в пределах рудных полей в течение длительного времени.

Жильные тела вулканогенных месторождений, по крайней мере, на горизонтах, доступных наблюдению, сформированы при относительно низких давлениях. Поскольку явления массового минералообразования в близповерхностных системах характеризуют этапы резкого изменения физико-химических параметров, в том числе и давлений, в сторону их понижения, то и зафиксированные по включениям в минералах давления отвечают моментам спада напряжений в системе. Максимальные же давления в системе, по-видимому, определяются прочностью вмещающих пород, степенью герметичности системы, диффузионной проницаемостью и другими качествами вмещающей среды. Спад напряжений в системе может быть связан с превышением критических давлений, что может явиться причиной гидротермальных эксплозий. Принимая во внимание относительно небольшую глубину формирования многих вулканогенных месторождений, есть основание полагать, что в гидротермальной системе должен действовать преимущественно гидростатический градиент давлений. Характер изменения давлений свидетельствует о пульсирующей подаче гидротерм к месту разгрузки.

Немаловажное значение на  $P-t$  режим гидротермальных растворов оказывают пути их продвижения во вмещающей среде. Минералообразующие флюиды характеризуются различным поведением на участках развития сквозных трещин и относительного перекрытия путей продвижения.

В первом случае расширение флюидов должно происходить с постоянной скоростью, поскольку градиент давлений невысок. Для того, чтобы в таких условиях произошел ощутимый спад температур, растворы должны пройти значительное расстояние. Влияние температур и давлений на интенсивность минералообразования в данном случае будет сказываться незначительно, поскольку малые градиенты этих параметров не создают предпосылок для пересыщения растворов и

выпадения минеральных новообразований в больших количествах. В таких условиях процесс минералообразования протекает медленно, а образовавшиеся ассоциации отличаются полнокристалличностью.

Во втором случае, при продвижении растворов по относительно перекрытым трещинным системам, должно происходить быстрое увеличение давлений. Естественно, это должно сопровождаться резкими изменениями в скорости продвижения гидротерм. При этом на локальных участках могут создаваться условия, благоприятствующие возникновению дроссельного эффекта. Суть этого эффекта сводится к явлениям, сопровождающим практически мгновенное расширение флюида, возникающее вследствие перехода его из относительно ограниченных по объему зон затрудненной миграции в участки с интенсивной трещиноватостью с большим объемом полостей. Резкое расширение флюидов, сопровождающее падение в системе давления, сказывается на растворимости большинства твердых фаз [7, 120, 139]. Следовательно, зону проявления дроссельного эффекта можно рассматривать как область предпочтительного образования рудных скоплений. По-видимому, зона дросселирования с течением времени будет менять свое положение в пространстве, что связано не только с жиллообразованием в трещинах, но и с резкой разгерметизацией системы в результате тектонических подвижек или же проявления гидротермальных эксплозий. Гипотеза дросселированного эффекта достаточно удовлетворительно объясняет природу столбового обогащения, а также многие особенности процесса близповерхностного минералообразования (ксенотермальность минеральных ассоциаций, бонанцевое распределение золота и серебра в рудных телах и др.). Косвенно на неоднократное проявление дроссельного эффекта на месторождении указывает широкое развитие в рудных телах брекчиевых текстур. Более того, участки скопления рудных брекчий могут являться прямым свидетельством проявления дроссельного эффекта, указывая на местоположение зоны дросселирования. Как показывают многочисленные наблюдения, интенсивное рудоотложение максимально проявлено как в пределах самих зон дросселирования, так и несколько выше или ниже этих зон. Перемещение зоны дросселирования в пространстве может быть причиной того, что минеральные ассоциации, характерные для этой зоны, прослеживаются на довольно значительном вертикальном интервале и, по-видимому, пространственно совпадают с зоной кипения и парообразования. Представляется, что этим же можно в какой-то степени объяснить ряд особенностей этажности столбового обогащения на месторождениях.

На большинстве изученных вулканогенных месторождений столбовое обогащение наиболее выдержано на участках с минимальным, практически нефиксируемым палеотемпературным градиентом. Вместе с тем на участках, где температурный градиент максимален, руды являются обедненными, а столбовое обогащение менее выдержанным. Этот факт может быть интерпретирован следующим образом. Для эффективного рудоотложения в резко изменчивых близповерхностных условиях необходимо относительное выравнивание темпера-

туры и давления на некотором интервале. Нетрудно представить, что такое локальное выправливание (понижение температурного градиента) может возникнуть, например, под различного рода экранами, а также вследствие широкого развития направленных экзотермических реакций. И напротив, неэкранируемая гидротермальная система будет характеризоваться максимальным температурным градиентом.

Таким образом, одним из условий, способствующих образованию рудных столбов, является наличие минимального температурного градиента на участках интенсивной дегазации растворов. Иными словами, эффективное рудоотложение зависит, по-видимому, от оптимального сочетания термодинамических факторов, при которых должна осуществляться стабилизация температурных условий, благоприятных для выпадения продуктивных ассоциаций. Так, на бонанцевых участках рудного тела одного из золото-сульфоантимонитовых месторождений эти благоприятные условия для продуктивных ассоциаций с полосчатыми текстурами определяются температурами 180–200°C и давлениями 35–50 атм.

Изложенные выше представления, а также данные по минералогии, текстурно-структурным особенностям руд и термобарогеохимии месторождений послужили основой для разработки критериев оценки распределения промышленного оруденения в пределах рудных полей с золото-серебряной минерализацией [98].

#### §1. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ТЕРМОГИДРОКОЛОННЫ И ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ ПО ГЛУБИНЕ

Изучение характера проявления и особенностей распределения вулканогенного (и прежде всего золото-серебряного) оруденения приводит к представлениям об определенной вертикальной физико-химической зональности термогидроколлонны.

Эта зональность находит выражение в приуроченности к ее нижней наиболее глубокой части месторождений с рудными телами, сформированными в условиях нормального режима понижения температур от ранних стадий к поздним при устойчивом и высоком температурном градиенте. Выше расположенная область активного дросселирования (адиабатического расширения флюида) характеризуется крайне непостоянными параметрами рудообразования. Исключительно высокие инверсии температур, давлений, состава и концентраций растворов, непостоянство температурного градиента — все это многообразно разнонаправленных факторов обеспечивает исключительные телескопированность и разнородность оруденения. Пространственно этот участок термогидроколлонны совпадает с зоной гидротермально взрывного брекчирования.

Над зоной дросселирования в силу естественных изменений физико-химического состояния гидротермальных растворов формируется зона ярко выраженной изотермичности, также обеспечивающая

интенсивность рудоотложение. Но если на нижних горизонтах термогидроколонны рудоотложение — прежде всего фактор изменения температур и давлений, то в зоне термостатирования это в основном связано с изменением кислотно-щелочных условий и окислительно-восстановительного потенциала.

В зоне надрудной аргиллизации состояние и особенности растворов термогидроколонны всецело зависят от характера вмещающей среды.

Закономерное изменение свойств термогидроколонны по вертикали обеспечивает и зональное распределение продуктов гидротермального минералообразования. При этом часто образуются блоки очень богатых промышленных руд, резко выделяющиеся своими ураганными содержаниями золота и серебра. Такие обогащенные участки руд принято называть бананцами.

Бананцы представляют основную промышленную ценность на крупнейших месторождениях золото-серебряной формации, хотя их объем нередко всего лишь сотые части общего объема рудоносных жил. Несмотря на это, проблема поисков бананц представляется более важной и сложной, чем даже открытие новых золотоносных районов.

Представления о формировании бананц основаны главным образом на синтезе большого материала, полученного при исследовании различно эродированных вулканогенных месторождений и рудопроявлений. Материалы по изучению вертикальных разрезов конкретных рудных тел и месторождений весьма ограничены. Однако метод сопоставления различно эродированных месторождений и рудопроявлений для золото-серебряной формации, обладающей сравнительным однообразием даже в разных регионах, правомерен и имеет определенные преимущества.

Наблюдения за текстурами и структурами жильного материала позволили обнаружить следующую вертикальную зональность (сверху вниз): 1) зона развития простых массивных и колломорфных (натечных) преимущественно тонкозернистых агрегатов (зона истинных приповерхностных растворов); 2) зона развития сложных метакolloидных (в том числе пластинчатых, тонкопластинчатых, агатовидных), первично кристаллизационных и простых друзовых текстур (зона истинно коллоидных растворов); 3) зона развития простых метателевых текстур и разнозернистых структур (зона интенсивного гелеобразования); 4) зона развития неколлоидных поясовых и друзовых текстур и равномернозернистых структур (зона истинных глубинных растворов). Эта текстурная зональность может рассматриваться в качестве проявления моноасцендентной зональности [84]. Мощности зон зависят от геологического строения районов месторождений (структур экранирования, интенсивности трещиннообразования, состава боковых пород и т.д.), обуславливающего особенности физико-химических условий рудоотложения. Естественно также, что от стадии к стадии границы зон могут существенно изменяться.

Зона истинных приповерхностных растворов характеризуется весьма бедными гнездовыми рудами, являясь практически "безрудной"

(надрудной). Широкое развитие в ее пределах алунитовых и каолини-  
нитовых залежей указывает на сернокислотный состав минералооб-  
разающих растворов.

Зона коллоидных растворов отличается сравнительно равномер-  
ными богатыми рудами с четко дифференцированными характерными  
минеральными ассоциациями (ранняя сульфидная, золото-сульфоан-  
тимонитовая или золото-аргентитовая, марказит-антимонитовая и  
др.). Крупные гнезда обогащенных руд, которые при более высоких  
содержаниях могли бы быть отнесены к бананцам, отмечались для  
месторождений золото-сульфоантимонитового типа в верхней и ниж-  
ней частях зоны сложных метакolloидных и первично кристаллиза-  
ционных текстур. В верхней части этой зоны они представлены  
одностадийными прожилково-метасоматическими образованиями, в  
нижней части — жильной линзой, зальбанды которой сложены золо-  
то-пираргирит-кварцевым агрегатом, сменяющимся к центру круп-  
нокристаллическим антимонитом. Подобные образования, но в виде  
мелких спорадических гнезд отмечались в многочисленных сравни-  
тельно глубокоэродированных жилах других рудопроявлений, харак-  
теризующихся простыми метателуритовыми текстурами и разнозерни-  
стыми структурами. Эти и подобные им жилы (в пределах других  
рудных полей), как правило, практически "безрудны". Вместе с  
тем в смежных участках отмечались жилы, характеризующиеся поя-  
совыми и симметрично-друзовыми текстурами с незначительными  
следами колломорфизма или вовсе без них. В этих жилах обычно  
резко возрастала роль галенита, сфалерита и халькопирита. Харак-  
тер размещения и особенности околожильных изменений позволяют  
относить жилы к наиболее глубокоэродированным рудопроявлениям  
золото-серебряной формации. На одном из месторождений Охотско-  
Кольмского водораздела в жиле такого типа была обнаружена очень  
интересная бананца. Однако другие, совершенно аналогичные по свое-  
му строению, жилы характеризовались незначительными содержания-  
ми золота и серебра и скорее могут рассматриваться как мелкие  
свинцово-цинковые рудопроявления.

Таким образом, мы предполагаем три типа бананц в месторож-  
дениях Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: 1) в зоне раз-  
вития сложных метакolloидных и первично кристаллизационных тек-  
стур (зона коллоидных гелевых растворов); 2) на границе назван-  
ной зоны с зоной развития простых метателуритовых текстур (зона  
интенсивного коллоидообразования); 3) в зоне неколломорфных поя-  
совых и друзовых текстур (зона истинных растворов), главным об-  
разом в верхней ее части. Максимальные концентрации рудного ве-  
щества наблюдаются наиболее часто по периферии блоков с однооб-  
разными метателуритовыми текстурами, в зоне широкого развития пер-  
вично кристаллизационных текстур. Выше отмечалось, что в зоне  
интенсивного гелеобразования фиксировалась спорадическая вкрап-  
ленность, состоящая из смеси разностадийных рудных минералов.  
Это обстоятельство позволяет предположить некоторое перераспре-  
деление в этой зоне рудных компонентов в форме минеральных взвесей.

Бонанца первого типа, изученная нами на месторождениях золото-сульфоантимонитового типа, расположена в адуляр-гидрослюдинокварцевых метасоматитах и связана главным образом с серией мелких и тонких адуляр-кварцевых прожилков выполнения с обильной окрашенностью золота, пираргирита и миаргирита. Эти прожилки оперяют протяженную "корневую" сложную жилу, состоящую из трех типов линзовидных и кулисообразных сочленяющихся тел: арсенопирит-марказит-кварцевых, кварц-антимонитовых и золото-пираргирит-кварцевых. В пределах первых двух разновидностей содержания золота и серебра были крайне ничтожными. Золото-пираргирит-кварцевая часть жилы изучена только за пределами бонанцы: содержания золота и серебра в этой части жилы не были резко аномальными. Температура образования золото-пираргирит-кварцевых агрегатов, изученная методом гомогенизации газово-жидких включений в кварце варьирует от 100 до 125<sup>o</sup>C для метаколлоидных образований и от 230 до 240<sup>o</sup>C для призматического кварца. Рассматриваемая бонанца недостаточно хорошо оконтурена и не прослежена на глубину. Однако бонанцы штокверкового типа в адуляровых метасоматитах, судя по характеристике золото-серебряных месторождений Северной Америки и Закарпатья, обычно не являются крупными.

На другом, также золото-сульфоантимонитовом месторождении, бонанцевое оруденение представлено золото-пиритовой, золото-сульфоантимонитовой и селенидно-серебряной минерализацией. Бонанца жильного типа небольших размеров. Отличительной особенностью ее является то, что она, располагаясь непосредственно под экраном слабопроницаемых пород, сформирована в изотермических условиях при температурах 180-200<sup>o</sup>C. Бонанцевое оруденение без каких-либо видимых текстурно-структурных изменений в жильном материале сменяется бедными или даже безрудными участками жильного тела.

Следует отметить еще одно немаловажное обстоятельство в отношении бонанц этого типа. На большинстве слабо эродированных вулканогенных месторождений рудные столбы горизонтальны или слабонаклонны. По-видимому, это связано с тем, что они формируются на глубине, где происходит естественное выравнивание гидростатического давлений. Это должно привести к тому, что гидротермальные растворы из восходящего потока вынуждены превратиться в горизонтальный рассеивающийся поток, подчиняющийся уже законам динамики подземных вод. Таким образом, наличие горизонтальных рудных столбов на вулканогенных месторождениях, во-первых, является прямым указанием на небольшие глубины формирования месторождения (~500 м), во-вторых, на его слабую эродированность, в-третьих, сохраняет перспективу обнаружения рудных столбов на более глубоких горизонтах.

Бонанцы второго типа относятся к жильным образованиям. В качестве примера рассмотрим небольшую бонанцу на одном из рудопоявлений Центральной Чукотки, обнаруженную в маломощной (10-20 см) прерывистой жиле с простыми метаколлоидными (ме-

тагелевыми) текстурами. Бонанца представлена кварц-антимонитовой линзой, к зальбандам которой приурочена густая вкрапленность золота и сульфосолей серебра. Центральная часть линзы сложена крупнокристаллическим антимонитом. За пределами бонанцы рудные минералы в жиле не отмечены. Бонанца сравнительно резко ограничена. Главнейшие текстуры жил за ее пределами брекчиевые, метакolloидные, реже массивные. Брекчиевые текстуры обусловлены большим количеством (до 70–80%) обломков вмещающих пород, "взвешенных" в кварце. В аналогичных, но более крупных жилах отмечается нередко своеобразная сортировка обломков по крупности. Блоки жил, отличающиеся по содержанию обломков и их величине, иногда имеют сравнительно четкие ограничения (блоковые мегатекстуры). Температуры минералообразования в жилах, судя по гомогенизации газово-жидких включений в кварце, варьируют от 200–205°C до 100–125°C. В некоторых жилах отмечалась очень бедная спорадическая вкрапленность антимонита, сульфосолей серебра, золота, галенита, сфалерита, халькопирита, пирита, марказита, арсенопирита. Однако последовательность их выделения, равно как и стадии минералообразования, обычно не устанавливается. Во всех этих жилах содержания золота и серебра крайне ничтожны. По геологическому положению и характеру околожилных изменений они отнесены к "корневым" сравнительно глубокоэродированным жилам. Исключением являются отдельные кварцевые жилы, которые представляются еще более глубокоэродированными. В них увеличивается количество галенита, сфалерита и халькопирита и одновременно резко возрастает роль поясовых и друзовых неколломорфных текстур.

Есть основания думать, что именно с подобными жилами связаны бонанцы третьего типа. В качестве примера можно рассмотреть бонанцы одного из месторождений золото-сфалерит-галенитового типа. В пределах месторождения установлено несколько десятков жил кварцевого, карбонат-кварцевого, сульфидно-карбонат-кварцевого состава, которые в той или иной степени золотоносны. Однако на данной стадии разведанности только в бонанцевой жиле установлены высокие концентрации полезного компонента. Бонанцевая жила является апофизой другой жилы, по сравнению с которой она характеризуется меньшей мощностью и более пологим падением. В месте сочленения мощность основной жилы увеличивается, но это не сопровождается обогащением жилы полезными компонентами. Бонанцевая жила приурочена к трещинам двух, а иногда и трех систем. Поэтому она как в плане, так и в вертикальном продольном разрезе имеет отчетливо выраженную ступенчатую морфологию [98].

Золото в бонанце распределено крайне неравномерно. Оно осаждалось преимущественно в наиболее открытых интервалах жильной трещины одного направления. Следует отметить, что приуроченность повышенных концентраций благородных металлов к интервалам жил определенного направления наблюдается и на ряде других месторождений.

Руды бонанцевой жилы отличаются от других жил месторождений высокой сульфидностью: количество галенита, сфалерита, халькопирита, пирита, марказита в бонанце местами достигает 15–20%. Отчетливо выделяются две генерации золота, отлагавшиеся в одинаковых температурных условиях – в пределах 230–250°C. Ранняя, основная генерация мелко- и тонкозернистого золота ассоциируется с халцедоновидным тонкозернистым кварцем и относится к золото-сфалерит-галенит-кварцевой стадии рудоотложения. Поздняя генерация золота, часто образующая тонкие пластинки-пленки по спайности кальцита, отлагалась в золото-марказит-кальцитовую стадию.

Сопоставляя текстуры бонанцевой и других многочисленных жил рудного поля, нетрудно убедиться, что бонанца расположена ниже основной зоны развития метаколлоидных текстур. Таким образом, в общей вертикальной колонке текстурной зональности золото-серебряных месторождений бонанцы такого типа занимают крайнее нижнее положение.

## §2. ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДЕКРЕПИТОМЕТРИИ В ПОИСКОВЫХ ЦЕЛЯХ В ВУЛКАНОГЕННЫХ РАЙОНАХ

Термобарогеохимическими исследованиями последних лет убедительно показано, что физико-химический анализ процессов минералообразования, основанных на данных изучения газовой-жидкой включений в минералах, имеет большое значение не только для познания задач теоретического характера. В этой связи особенно важное значение имеет декрепитационный метод анализа включений. Опубликованные данные свидетельствуют, что применение метода растрескивания включений вполне оправдано при решении весьма широкого круга прикладных геологических задач, связанных, в частности, с прослеживанием известных и поисками новых рудных тел в пределах месторождений. Теоретические основы применения декрепитационного метода при поисковых и разведочных работах [41] привлекли внимание геологов относительной простотой проведения анализа и оперативностью при получении и обработке информации. Метод базируется на представлении об ореолах пропаривания вмещающих пород, возникающих в процессе формирования жильных тел. К настоящему времени известны примеры достаточно удовлетворительных попыток поиска новых рудных тел термозвуковым методом на ряде пегматитовых месторождений Казахстана и Якутии [49, 89], золоторудных месторождений Казахстана [78], полиметаллических месторождений Северного Кавказа [52], оловорудных месторождений Дальнего Востока [94], ртутносных месторождений Сибири [116] и флюоритовых месторождений Узбекистана [89].

Авторами проведена попытка изучения характера декрепитационной активности пород Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, вмещающих рудных тел золото-серебряных месторождений, выявления возможности применения этого метода при поисково-разведочных

работах. Полученные результаты свидетельствуют о целесообразности термометрического трассирования как заведомо известных рудных полей, так и потенциально рудоносных вулканогенных комплексов.

Отбор проб на декрепитационный анализ проводился по поверхности и по кварцшлажным горным выработкам по профилям на различных горизонтах. Интервалы отбора проб от 0,5 до 20 м. Сгущение точек отбора в основном связано с приближением к жильным телам и определяется в каждом конкретном случае частотой встречаемости на интервале жил и прожилков. На анализ отбирался материал вмещающих пород 150–200 г. Декрепитации подвергалась фракция 0,5–1 мм объемом 1 см<sup>3</sup>. Анализ осуществлялся на установке САИГИМС [18]. Интервал нагрева проб от 20 до 700°С. Регистрация импульсов осуществлялась через каждые 20°С нагрева.

При интерпретации результатов использованы различные декрепитационные характеристики, такие, как температуры начала и конца растрескивания, температурные точки максимумов, декрепитационная активность и интенсивность при основном максимуме. Под декрепитационной активностью породы понимается суммарное количество импульсов взрывания включений на всем интервале нагрева. Интенсивность декрепитации — это количество импульсов взрывания на интервале изменения температуры в 20°С.

При проведении декрепитационных исследований преследовались две цели: во-первых, выявление различий вулканитов рудного поля и его окружения; и, во-вторых, решение вопроса об использовании данных декрепитации при детальном опосковании участков локализации жильных тел.

Изучение характера декрепитационной активности вмещающих пород золото-сульфоантимонитового месторождения показало принципиальную возможность проведения региональных поисков очагов разгрузки гидротермальных систем методом растрескивания включений в минералах. Вполне очевидно, что участки разгрузки металлоносных гидротерм в общем должны обладать аномальными, резко превышающими фоновые значениями декрепитационной активности пород в интервалах декрепитации, сдвинутых в область повышенных температур. Последнее обстоятельство связано с тем, что температуры растворов длительно живущих глубинных термоаномалий всегда выше температур растворов, принимавших участие в процессе регионального гидротермального метаморфизма. Проверка этого положения показала, что на участках, расположенных в зонах развития регионального гидротермального изменения, вдали от участков локализации жильных тел, декрепитационная активность пород достаточно стабильна и не превышает 5–10 импульсов (редко — до 15–20) в интервале нагрева до 650–700°С. Декрептограммы представляют собой достаточно пологие, без резких подъемов и спадов на всем интервале нагрева, кривые. Максимум активности пород приходится на интервал 150–250°С.

При приближении к участкам развития жильных тел характер декрептограмм резко меняется. Растрескивание включений в основном осуществляется в области температур 250–450°С. Декрепитационная активность пород достигает значений несколько сот и даже тысяч импульсов при интенсивности декрепитации до 150–200 импульсов. На общем фоне пологих кривых, характерных для безрудных (безжильных) участков, места локализации жильных тел выделяются на декрептограммах резко выраженными пилообразными графиками с перепадами между максимумами до 100–150 импульсов. Следовательно, поля развития жильных тел по данным декрепитационного анализа выделяются достаточно определенно.

Использование эффекта растрескивания включений целесообразно не только при проведении региональных поисков, но и при осуществлении детальных поисково-разведочных работ. С этой целью авторами проведены исследования в пределах зон развития рудных тел золото-сульфоантимонитового месторождения.

Декрепитационному анализу подвергались породы, вмещающие главную жилу по четырем горизонтам и четырем пересечениям, а также сами рудные тела. Декрепитационная активность, определяющая фон гидротермально измененных пород рудного поля, составляет 10–15 импульсов. Несмотря на существенные различия в составе вулканических пород (например, андезиты и липариты), фон декрепитационной активности образовавшихся по ним метасоматитов примерно одинаков. Вместе с тем встречаются участки, характеризующиеся резко отличными от фоновых значениями декрепитационной активности в большую или меньшую сторону. Распределение таких участков в зонах развития рудных тел достаточно закономерно.

Проведенное декрептометрическое трассирование горных выработок показало, что в большинстве случаев жильные тела, расположенные в общем на участках с аномально высокой декрепитационной активности пород, приурочены к узким интервалам аномального понижения последней. Так, на всех горизонтах главной жилы при приближении к рудному телу декрепитационная активность пород вначале резко увеличивается до значений на один–два порядка выше фоновой. Причем максимумы активности наблюдаются по обе стороны жильного тела на расстоянии от 0,5 до 10 м. Участки же вмещающих пород, непосредственно примыкающие к жильному телу, как правило, характеризуются весьма низкими значениями декрепитационной активности, часто не достигающими и фоновых величин (10–15 имп.) (рис. 27, а).

Микроскопическое изучение пород позволило выявить причины различия в их декрепитационной активности. Установлено, что во всех случаях повышенная декрепитационная активность связана с обогащением пород карбонатами и сульфидами (пиритом), т.е. аномально активными являются интенсивно карбонатизированные и сульфидированные породы; пассивными, "незвучащими" породами являются сильно окварцованные (до монокварцитов) и адуляризованные разновидности метасоматитов. Это подтверждается и особенностями

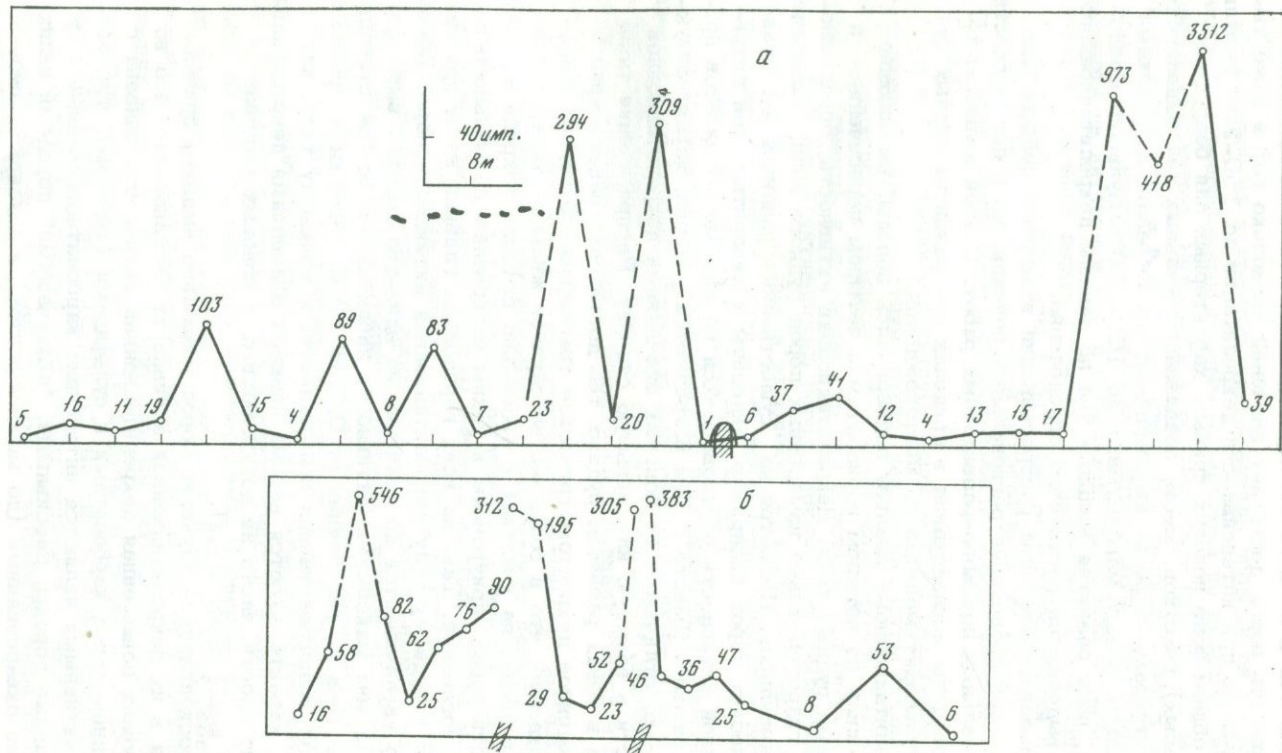


Рис. 27. Декрепитометрический профиль по дацитам (а) и гранит-порфирирам (б), вмещающим жильные тела золото-сульфоантимонитового месторождения

изменения химического состава пород, которое характеризуется увеличением содержаний углекислоты и сульфидной серы на некотором удалении от зальбандов жилы. Сопоставление данных химического анализа и декрепитации показывает практически полную аналогию кривых распределения сульфидной серы и углекислоты и декрептограмм пород.

Выявленные особенности распределения декрепитационных характеристик вмещающих пород свойственны для большинства пересечений на всех горизонтах изученных участков. Таким образом, декрептометрическое трассирование горных выработок в пределах этих участков позволяет выявить зоны карбонатизации и сульфидизации вмещающих пород, сопровождающие места локализации рудоносных жил.

Необходимо отметить, что декрепитационное изучение пород, вмещающих жилы на других участках месторождения, показывает иную картину. Так, рудные тела на участке, сложенном гранит-порфирами, не сопровождаются зонами аномального понижения декрепитационной активности (рис. 27, б). Однако эти жилы отличаются широким развитием в них кальцита. Поэтому вполне вероятно, что на окolorудные метасоматиты слабо активного интервала произошло наложение более поздней карбонатизации. Появление на некотором удалении от жил (0,5–3 м) дополнительных аномальных пиков декрепитационной активности также связано с окolorудной пиритизацией и карбонатизацией пород, как и на других участках.

Анализ температур декрепитации пород, вмещающих основные рудные тела месторождений, позволил выявить еще одну особенность, вероятно, связанную с характером распределения теплового потока во времени. Она выражается в том, что для участков с бананцевыми рудами основной максимум растрескивания включений попадает в интервал от 320 до 560°C. Для интервалов с относительно бедными и рядовыми рудами основной максимум интенсивности растрескивания приходится на более широкий диапазон температур – от 150 до 560°C. Это обстоятельство, вероятно, также связано с явлениями термостатирования в гидротермальной системе, возникающего еще на ранних стадиях формирования рудоносных метасоматических зон. Более поздние наложенные процессы гидротермальной деятельности уже не смогли оказать сколько-нибудь решающего влияния на систему, которая, вероятно, к моменту отложения руд отличалась незначительной проницаемостью, что и предопределило слабое проявление интенсивности звучания пород в области относительно пониженных температур на участках распространения богатых руд. Интервалы с бедными рудами, по-видимому, во все периоды своего формирования были достаточно легко проницаемы для растворов и высокотемпературных ранних и низкотемпературных поздних.

Вероятно, далеко не всегда зоны повышенной декрепитационной активности вмещающих пород будут контролировать участки локализации скрытых жильных тел. Тем не менее факты приуроченности

жильных тел к таким участкам заслуживают внимания и в каждом конкретном случае требуют заверочных работ.

Резюмируя изложенное, следует отметить, что опыт применения декрепитационного анализа позволяет рекомендовать его при решении многих геологических задач.

С помощью этого метода возможно расчленение зон околорудных метасоматитов золоторудных полей и выявление в их пределах участков с повышенной декрепитационной активностью и с высокими температурами декрепитации. Эти участки, представляющие собой так называемые ореолы пропаривания, следует рассматривать как поля возможной локализации жильных тел вообще и рудных столбов в частности. Особенно важное значение при декрепитометрическом трассировании ореолов пропаривания имеет обнаружение интервалов с аномально низкими значениями декрепитационной активности (ниже фоновой), к которым чаще всего приурочены жильные тела. Вполне вероятно также выявление "слепых" рудных тел по надрудному ореолу пропаривания.

Установленные закономерности строения ореолов пропаривания позволяют произвести оперативный поиск рудных тел в горных выработках; декрепитокартаж скважин с целью выявления возможно пропущенных участков (в особенности при низком выходе керна), содержащих жильные тела.

Наиболее эффективное использование данных декрепитационных исследований в практике поисково-разведочных работ возможно при комплексировании их с результатами геофизических и геохимических исследований.

## СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ НА ВУЛКАНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР И В СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ

Анализ опубликованных материалов по районам с современной термальной деятельностью и длительный опыт изучения вулканических поясов с широким проявлением палеогидротермальных процессов на Северо-Востоке СССР приводят к представлению о существовании общих закономерностей в развитии этих рудообразующих систем. Возможность проведения сравнительного анализа, с одной стороны, обеспечивает более глубокое понимание многих скрытых сторон уже завершившихся процессов минералообразования (металлоносность растворов, их метаморфизирующие свойства); с другой — позволяет полнее представить режим минералообразования на глубине в районах с современной термальной деятельностью. На вулканогенную природу золото-медно-молибденового, золото-серебряного и сурьмяно-ртутного оруденения указывают многие признаки: принадлежность к одному рудноформационному ряду, пространственная связь с субвулканическими интрузиями, минералогия, текстурно-структурные особенности руд, физико-химические условия их формирования. Однако наиболее четко вулканогенная природа этих месторождений проявляется при сопоставлении условий их образования с характером гидротермальной деятельности в современных гидротермальных районах.

При изучении вулканогенных месторождений Северо-Востока отмечались аналогии в строении вертикальных разрезов метасоматитов рудных полей и областей современной гидротермальной деятельности. Для наиболее изученных золото-серебряных месторождений в общем характерны (сверху вниз) зоны: аргиллизационной (каолинитизации, алунитизации) мощностью от 50 до 200 м; окварцевания, адуляризации и гидрослюдизации иногда с верхней подзоной цеолитизации мощностью от 150 до 300–350 м; пропилитизации (карбонатизации, хлоритизации, адуляризации) мощностью до 200–250 м. Переходы зоны адуляр-карбонат-хлоритовых в зону альбит-эпидот-карбонат-хлоритовых метасоматитов, представляющих более высокотемпературную ступень изменений, недостаточно ясны. Однако в некоторых районах Чукотки установлено, что адуляровые гидротермальные кварциты и пропилиты с глубиной при появлении альбита и эпидота локализовались в виде узких околожилных зон и, напротив, эпидот-альбитовые пропилиты с сульфидной минерализацией затухали по разрезу снизу вверх, не образуя перехода к адуляровым безэпидотовым метасоматитам. Вместе с тем фикси-

ровались и более сложные взаимоотношения между характеризуемыми метасоматитами, расшифровка которых не может быть однозначной. В большинстве районов с современной вулканической деятельностью также обычно четко выделяются две зоны: аргиллизационная и адюляризация (пропилитизация) [70].

Строение и физико-химические условия формирования главнейших зон гидротермально измененных пород достаточно сложны. Наиболее полно зоны аргиллизационные выражены на месторождениях золото-сульфоантимонитового типа. Главнейшими минералами этих зон являются каолинит, диксит, алунит. Алунитизация и каолинитизация часто проявляются совместно, при этом алунит слагает внутренние части зоны аргиллизационной. Тонкозернистые агрегаты каолинита (диккита) и алунита нередко полностью замещают липариты и игнимбри-ты, образуя мощные залежи плотных массивных пород. Распространены также мономинеральные залежи как алунитов, так и каолинитов. Иногда им сопутствуют также монокварциты. Кроме метасоматического алунита, в аргиллизированных породах отмечены проявления низкотемпературного близповерхностного среднекристаллического алунита. Состав зон преимущественно биминеральный. Однако в средней и в особенности нижней части зон аргиллизационной иногда присутствуют значительные скопления пирита, марказита, антимонита. В алунитолитах и сопутствующих им монокварцитах отмечается также киноварь. Спектральными и химическими анализами в каолинитах отмечаются повышенные содержания мышьяка, свинца, олова и других элементов. Антимонитовая минерализация близка по времени формирования каолинитам зон аргиллизационной. Взаимоотношения зон аргиллизационной с золото-серебряным оруденением достаточно сложны. В районах одного из месторождений Чукотки зона аргиллизационной формировалась на продолжении всего периода гидротермальной деятельности, но наиболее мощно развивалась в послепродуктивную марказит-антимонитовую стадию оруденения. По отношению к золото-серебряному оруденению зоны аргиллизационной являются отчетливо надрудными. Мощность зон аргиллизационной достигает 200 м; формируются они обычно под экраном, представленным стекловатыми лавами.

В районах разгрузки современных глубинных натрово-хлоридных гидротермальных растворов зоны аналогичной аргиллизационной формируются в большинстве случаев у самой поверхности. Мощности этих зон незначительны, и на глубине уже первых десятков метров, а нередко и нескольких метров они сменяются зонами цеолитизационной и адюляризации [71, 74]. Вместе с тем рудная минерализация в каолинитах, алунитах и монокварцитах современных гидротермальных систем подобна минерализации надрудных аргиллитовых зон золото-серебряных месторождений. Для каолинитов кальдеры Узон содержание мышьяка достигает десятков процентов, сурьмы и ртути — десятых долей процента [70]. Наблюдается также повышенная концентрация цинка, серебра, молибдена, свинца, кадмия и других металлов. Повышенные содержания ртути, сурьмы и серебра характерны для

приповерхностных аргиллитов большинства термальных источников мира. Зоны аргиллизации рассматриваются как результат сернокислого разложения пород. Однако возникающие в зоне растворы с низким рН (от 1 до 4–5) образуются в результате дифференции и приповерхностного метаморфизма родоначальных натрово-хлоридных глубинных растворов со слабо кислыми или нейтральными значениями рН. Зоны сернокислотной аргиллизации (алунит, каолинит) нередко на глубине сменяются монтмориллонит-бейделлитовыми фациями аргиллитов и карбонатизированными породами. Бейделлит формируется, по данным Фенера [70], на глубинах 80 м и более при температуре 250°C в щелочной среде, но из растворов, первоначально богатых углекислотой. Подобные аргиллиты и карбонатизированные породы не характерны для надрудных зон золото-серебряных месторождений, но распространены в качестве околорудных изменений на ртутных месторождениях Северо-Востока СССР. Околорудные изменения сурьмяно-ртутных месторождений обычно носят локальный околотрещинный характер и связаны с деятельностью слабощелочных хлоридно-бикарбонатных растворов.

Зоны адуляризации весьма характерны для золото-серебряных месторождений и обычно слабо выражены на ртутных и сурьмяно-ртутных месторождениях. Адуляризация, как правило, совмещена с серицитизацией (гидрослюзидацией) и окварцеванием. Нижняя часть зоны, так же как и внешние фации метасоматитов, нередко представлена пропилитами адуляр-карбонат-хлоритового состава. Впрочем, состав внешних фаций метасоматитов в значительной мере зависит от состава метаморфизируемых пород. В частности, масштабы карбонатизации и хлоритизации значительны только в породах среднего и основного состава. Адуляризация же проявляется независимо от состава исходных пород, хотя замечено, что в породах, обогащенных глиноземом, адуляр развивается более интенсивно [85]. На одном из месторождений золото-сульфоантимонитовой формации золото и сульфосоли серебра приурочены к многочисленным адуляр-кварцевым прожилкам, залегающим в окварцованных и адуляризованных липаритах. Аналогичным образом оруденение и адуляризация проявлены и на ряде других месторождений. Адуляризация в большинстве случаев не сопровождается резким повышением содержания калия в породе. Однако тенденция увеличения калия по направлению к жилам обычно отчетливо выражена. Остатки минералообразующей среды во включениях в минералах зоны адуляризации характеризуются сложным гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридно-натрий-кальциевым составом. Процесс адуляризации обычно несколько предшествует формированию рудоносных жил и заканчивается при отложении продуктивных минеральных ассоциаций. Предполагается, что адуляр, так же как и другие калийсодержащие минералы, способствует осаждению рудных минералов [85]. Ширина зон адуляризации достигает 500 м и более, а вертикальный размах – не менее 250–300 м. В самой верхней части зоны адуляризации иногда выделяется подзона цеолитизации. Так, на некоторых рудопроявлениях Чукотки эта

подзона протягивается по вертикали на 100–150 м. Цеолиты вместе с карбонатами замещают вкрапленники полевых шпатов и основную массу вулканических пород. Иногда в пределах цеолитизированных пород отмечаются серии жил с бедной, но разнообразной вкрапленностью рудных минералов.

Адуляризация и цеолитизация в районах современных гидротермальных систем развиты также достаточно широко. Эти зоны, верхняя граница которых нередко обнаруживается уже на глубине первых десятков метров, прослеживается до глубины 300 м (Вайракей, Горячий пляж) и более. Они формируются под воздействием слабощелочных натрово-хлоридных термальных вод. С зонами адуляризации часто совмещены зоны цеолитизации, занимающие обычно менее определенное положение. Состав метасоматитов этих зон довольно сложен. Наряду с монокварцитами и адуляр-кварцевыми метасоматитами широко развиты типичные адуляровые пропилиты; спорадически в породах отмечаются необычные парагенезисы с эпидотом, актинолитом, пренитом [73]. Из рудных минералов в зоне адуляризации сравнительно широко развит лишь пирит. Кварц-адуляровые метасоматиты Паужетки, Горячего Пляжа и ряда других месторождений обогащены золотом, серебром, оловом, цинком и некоторыми другими металлами [74]. В целом зоны адуляризации районов развития современной гидротермальной деятельности подобны зонам адуляризации на золото-серебряных месторождениях Северо-Востока СССР. Близки вертикальные мощности метасоматитов, хотя верхние границы зон современной адуляризации более близки к верхностные; подобны температуры минералообразования и характер основных разновидностей метасоматитов. Таким образом, в районах современной гидротермальной деятельности широко развиты метасоматиты, сходные с таковыми золото-серебряных и ртутных месторождений Северо-Востока СССР (табл. 29). Это сходство, по всей вероятности, объясняется как близким составом родоначальных гидротерм, так и аналогичными путями их дифференциации. Несомненно, что в значительной мере выявленное сходство гидротермальных метасоматитов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и современных термальных областей есть следствие близких условий их формирования. Результаты исследований авторов, а также опубликованные данные свидетельствуют о сопоставимости давлений, температур, состава и концентраций минералообразующих растворов. Зоны аргиллизации на золото-серебряных месторождениях сформированы гидротермальными растворами, имевшими температуру, как показывают данные изучения газовой-жидких включений, около 150–160°C. Температура формирования современных зон аргиллизации определяется в 40–100°C [70]. Околорудная монтмориллонит-бейделлитовая фаза аргиллитов на ртутных месторождениях сформирована под воздействием растворов, имевшим температуру 255–80°C при давлении в системе в 100–150 атм.

В формировании зон адуляризации на золото-серебряных месторождениях принимали участие более высокотемпературные гидро-

Таблица 29

Характеристика главнейших зон гидротермально измененных пород мезо-кайнозойских вулканогенных месторождений и областей современной вулканической активности

Месторождения	Аргиллизация			Проилитизация					
	Глубина формирования (верхняя граница), м	Мощность, м	Температура растворов, °С	Адуляровая			Безадуляровая		
				Глубина формирования (верхняя граница), м	Мощность, м	Температура растворов, °С	Глубина формирования (верхняя граница), м	Мощность, м	Температура растворов, °С
Сальфер-Банк (Калифорния)*	0	17	50				20	Не менее 700	80-85
Вайракей (Новая Зеландия)*	0	30	60	70-200	100	190-213	200	Не менее 700	до 266
Паужетка (Камчатка)**	0	5	100	30-150	100	140-190	150	Не менее 700	160-180
Приохотье (золото-сульфоантимонитовое)	50	100	160-180	150	300	220-250	450	Не менее 700	220-240
Чукотка (золото-сульфоантимонитовое)	100	100	150-250	200-500	400	230-240	500	Не менее 700	120-200
Чукотка (сурьмяно-ртутное)	100	15					150	Не менее 700	120

Примечание.\* - по данным [110]; \*\* - по данным [70].

термы (300–100°C). Формирование продуктивной минерализации осуществлялось из растворов в интервале температур 300–200°C. В районах современных геотермальных систем эти зоны формируются при температурах от 180 до 300°C [70].

О различиях условий минералообразования в областях мезокайнозойского вулканизма Северо-Востока и в районах современной гидротермальной деятельности можно судить и при сравнении давлений в процессе минералообразования. Проведенные определения давлений по газово-жидким включениям в минералах золото-серебряных месторождений дали величины, достигающие значений 260–280 атм. Давления в современных гидротермальных системах во много раз меньше. Согласно представлениям вулканологов, зона вскипания гидротермальных растворов, как правило, находится на глубине от 50 до 200 м. Предполагают, что интервал парообразования колеблется обычно от 70 до 300 м [72, 110]. На таких глубинах гидростатическое давление будет равняться 7–30 атм.

Интересные данные, освещающие некоторые особенности минералообразующих растворов, действовавших в районах с золото-серебряным оруденением и в областях современного вулканизма, получены авторами и при сравнении химического состава минералообразующих сред. Зоны аргиллизации на золото-серебряных месторождениях развивались исключительно под воздействием кислых сульфатных растворов с рН много меньше 7. Для них характерен привнос серы, алюминия, калия, сурьмы, ртути при почти полном выносе кремнезема, кальция, натрия и магния. Кислотное выщелачивание пород в процессе аргиллизации осуществлялось растворами, нагретыми не менее чем до 150°C. Зоны окварцевания и адуляризации, непосредственно сменяющие по глубине интервал аргиллизации, формировались под воздействием нейтральных или слабощелочных растворов гидрокарбонатно-хлоридно-кальций-калий-натриевого состава при существенной роли газовых эманаций, и в первую очередь углекислоты и сероводорода. Процесс протекал при интенсивном привносе кремния, серебра, золота, сурьмы, калия [39].

Сходная картина эволюции химизма процессов гидротермального изменения вмещающих пород видна и в современных геотермальных районах. Согласно современным представлениям советских вулканологов, зоны аргиллизации (каолинитизации, монтмориллонитизации) формируются под воздействием кислых и близких к нейтральным растворов. Слабокислые сульфатные растворы дают начало формированию зоны каолинитизации и лимонитизации [72]. Растворы, содержащие углекислоту, со слабокислой или близкой к нейтральной средой способствуют формированию зон монтмориллонитизации. Зона адуляризации в областях развития современных гидротерм формируется щелочными натрово-хлоридными термальными водами (Вайракей, Новая Зеландия; Стимбот, Невада; Паужетка, Камчатка) с подчиненным по отношению к натрию количеством калия. Для этой зоны характерен существенный привнос калия и натрия и вынос кальция и магния. Установлено, что процесс адуляризации обуслов-

лен не столько составом обогащенных калием постмагматических растворов, сколько составом вмещающих пород, содержащих повышенные количества калия, при воздействии на них растворов, богатых углекислотой.

Процесс современной пропилитизации (Паужетка, Паратунка, Налычево) осуществляется слабокислыми растворами при незначительном привносе – выносе элементов. Насыщенность растворов углекислотой и сероводородом обуславливает интенсивность пиритизации и карбонатизации.

Таким образом, история формирования мезокайнозойского близповерхностного оруденения Северо-Востока и термальных полей областей современного активного вулканизма показывает наличие многих общих черт в их развитии. Вместе с тем рудоносность метасоматитов в пределах золото–серебряных месторождений обычно несопоставима с рудоносностью зон современного гидротермального метаморфизма. Выявляются и другие весьма существенные различия между современными гидротермальными образованиями и золото–серебряными месторождениями. В частности, зоны аргиллизации (каолинитизации, алунитизации) на золото–серебряных месторождениях характеризуются большей глубиной формирования (нередко под экраном стекловатых лав мощностью 100–150 м) и значительно большей мощностью. Естественно, что термодинамические параметры процессов формирования этих зон более высоки. Зоны сернокислотной аргиллизации на месторождениях являются обычно надрудными. Руды приурочены главным образом к зонам адуляризации. В районах же современной гидротермальной деятельности повышенная рудная минерализация нередко преобладает в зонах каолинитизации и алунитизации. В зонах адуляризации современных вулканически активных районов не отмечены соизмеримые с вулканогенными месторождениями Северо-Востока СССР количества жильного кремнезема. В связи с этим можно предположить, что зоны адуляризации большинства районов современной гидротермальной деятельности характеризуют дожильный (дорудный) этап развития гидротермальной системы. По наблюдениям авторов и по данным многих других исследователей, процессам рудоотложения предшествуют и сопутствуют многократные тектонические подвижки и мощные энергетические взрывы, природа которых недостаточно ясна. В частности, на многих месторождениях появляются типично высокотемпературные минеральные парагенезисы; данные термометрии показывают, что на отдельных месторождениях температура минералообразования даже в послерудных и безрудных жилах поднималась до 350°C и выше. В пределах некоторых рудоконтролирующих структур Северо-Востока все еще фиксируются сравнительно высокотемпературные термальные источники, характеризующие, очевидно, заключительные этапы гидротермальной деятельности этого региона.

Для сурьмяно–ртутных месторождений нехарактерны зоны адуляризации, а также мощные зоны сернокислотной аргиллизации, что указывает на иной характер дифференциации исходных растворов.

Это сближает их с гидротермальными образованиями типа Сальфер-Банк. Вместе с тем большинство сурьмяно-ртутных месторождений Северо-Востока характеризуется более высокими значениями физико-химических параметров. Данные термометрии показывают, что рудоотложение сопровождалось инверсионными температурными скачками, достигающими  $100^{\circ}\text{C}$ . Этот факт также свидетельствует о значительном качественном отличии процессов рудообразования от процессов гидротермального метаморфизма пород, не сопровождающихся образованием рудной минерализации.

Таким образом, метасоматиты современных гидротермальных систем в большинстве случаев можно рассматривать в качестве фона, на котором при благоприятных условиях могут развиваться процессы рудообразования. Вместе с тем приведенный здесь сравнительный анализ условий формирования метасоматитов и руд вулканогенных месторождений и образований современных гидротермальных систем позволяет сделать вывод о парагенетически сопряженных связях между оруденением и метасоматизмом.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Термобарогеохимическое изучение месторождений вулканогенных поясов Северо-Востока СССР позволяет существенно пересмотреть сложившиеся еще со времен В.Линдгрена представления о вулканогенных месторождениях как низкотемпературных, близповерхностных объектах.

Полученные данные свидетельствуют о том, что все вулканогенные месторождения по условиям своего формирования разнотемпературны.

Для вулканогенного оруденения характерны три типа зон рудообразования. Эти разнотипные зоны обнаруживают определенные связи, позволяющие представить их в качестве членов общей схемы вертикальной зональности вулканогенной рудообразующей системы: нижняя зона устойчивого температурного градиента, средняя - температурных импульсаций и гидротермально-эксплозивного брекчирования; верхняя - изотермического рудообразования.

Давления при минералообразовании наиболее высоки для вулканогенно-плутоногенных месторождений зон температурных пульсаций и устойчивого температурного градиента, наиболее низкие - для месторождений зоны изотермического рудоотложения. Глубины формирования изученных типов оруденения: золото-аргентитовое - 1400 м, золото-сфалерит-галенитовое - 950 м, золото-сульфоантимонитовое - 350-400 м, золото-мышьяк-сурьмяное - 2300 м.

Вулканогенные месторождения характеризуются неоднотипным режимом развития - нормальным и аномальным. Месторождения нормального режима развития формируются с понижением температур растворов от ранних стадий к поздним; аномального - отличаются неизменностью или даже повышением температур минералообразования к заключительным стадиям минералообразования.

Природа аномального режима развития гидротермального процесса связана с влиянием плутонической фации магматизма на вулканическую гидротермальную деятельность.

Формирование продуктивного минерального парагенезиса на вулканогенных месторождениях происходит в очень узком температурном интервале 20-40°С, независимо от того, в какой области (высоко-, средне- или низкотемпературной) находится этот интервал.

Вулканогенное рудообразование характеризуется определенной зональностью термогидроколони. В наиболее глубокой своей части она представлена истинными растворами с высоким температурным

градиентом, устойчивым, часто хлоридным составом, в которых формируются жильные тела полосчатых и симметрично-друзовых полнокристаллических текстур и структур. Выше по разрезу в области активного дресселирования растворы переходят в коллоидное состояние и отличаются крайне изменчивыми физико-химическими характеристиками. Для них становятся типичными исключительно высокие инверсии температур, давлений, состава и концентраций растворов. Все это находит выражение в брекчиевом характере руд, четкой телескопированности и разнородности оруденения. Выше по разрезу в верхней части зоны дресселирования и над ней растворы попадают в зону ярко выраженной изотермичности, в них происходит выравнивание температуры, давления, нейтрализация растворов и, как следствие, интенсивное гелеобразование. Для растворов этой части термогидроколонны характерно образование тонко- и ритмично-полосчатых кварц-адуляровых агрегатов. В верхней зоне термогидроколонны растворы представляют собой уже в значительной части отработанные слабо минерализованные системы, формирующие зону надрудной аргиллизации.

Для вулканогенного оруденения установлено более высокое общее содержание щелочных элементов в растворах, сформировавших высокотемпературные месторождения. На ранних стадиях минералообразования калий преобладал над натрием, на поздних — эти отношения меняются на обратные. Для средне- и низкотемпературных месторождений преобладание натрия над калием характерно для всех стадий минералообразования, однако количества калия заметно увеличиваются к периоду образования продуктивных ассоциаций.

Газовая фаза гидротерм вулканогенных месторождений нормального и аномального режимов развития представлена углекислотой, азотом и редкими газами, кислородом и кислыми газами. Соотношения кислорода и азота для всех стадий минералообразования на месторождениях нормального режима развития примерно отвечают воздушному, с некоторым снижением в период рудообразования до 0,15 и повышением в завершающие стадии до 0,56. Для месторождений аномального режима развития с повышением температур в заключительные стадии формирования месторождений в растворах становится очень высокой доля кислых газов (до 45%). Кислород и азот ведут себя независимо в период всех стадий и содержания их крайне непостоянны.

Термодинамический анализ процессов жильного минералообразования на золото-серебряных месторождениях показал, что масштабы развития и устойчивости адуляр- и альбитсодержащих ассоциаций в основном зависят от состава и концентраций компонентов в растворах; вариации температур и кислотности — щелочности среды менее значимы. Альтернатива адуляр-альбит решается соотношениями натрия и калия в растворах и практически не связана с вариациями температур в диапазоне 200–300°C.

Данные инфракрасной спектроскопии ритмично-полосчатых кварц-адуляровых агрегатов показывают, что каждый из ритмов представ-

ляет собой не мономинеральный агрегат, а смесь минеральных компонентов с преобладанием какой-либо одной фазы.

Для золото-серебряных месторождений характерно, по крайней мере, три типа бонанцевого оруденения, положение которых определяется зонами резкой смены физико-химических условий в термогидроколоне.

Бонанцы первого типа развиваются непосредственно под экраном слабопроницаемых пород в изотермической зоне рудоотложения и представлены ритмично-полосчатыми, часто колломорфными рудами.

Бонанцы второго типа приурочены к зонам температурных пульсаций и для них характерно интенсивное развитие брекчиевых тектур.

Бонанцы третьего типа формируются в зоне устойчивого температурного градиента и представлены рудами с высокой степенью развития симметрично-друзовых, поясовых, крустификационных, преимущественно неколломорфных текстур. Столбовое обогащение наиболее выдержано на участках с минимальным, практически нефиксируемым палеотемпературным градиентом. На участках, где температурный градиент четко проявлен, руды бедны, а столбовое обогащение менее выдержано.

Как показали проведенные исследования, оруденение Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, характеризуясь широким минералого-геохимическим разнообразием и рудноформационной самостоятельностью, отличается и физико-химическими условиями своего развития. При этом для вулканогенного и вулканогенно-плутоногенного оруденения вулканогенных поясов можно выделить группы признаков, которые, с одной стороны, подчеркивают их генетическую общность, с другой — указывают на разнотипность режимов их развития.

Группа признаков, определяющих родство вулканогенных и вулканогенно-плутоногенных месторождений, включает в себя сопряженность и даже перемежаемость во времени и пространстве магматических и гидротермальных процессов; пульсирующий режим поступления гидротермальных растворов к месту разгрузки и неустойчивое термодинамическое состояние гидротермальной системы в целом; высокие температуры минералообразования, нередко превышающие критические; интенсивное развитие гелей кремнезема; вскипание на определенном уровне гидротерм и отделение от рудоносного раствора газопаровой фазы; смешение восходящих глубинных и нисходящих поверхностных вод; минералого-геохимическую и физико-химическую вертикальную зональность гидротермальных рудообразующих систем. Эти особенности обусловлены близповерхностным характером вулканогенных и многих вулканогенно-плутоногенных месторождений и их парагенетической связью с вулканическими явлениями.

Разнотипность режимов формирования этих двух групп месторождений связана прежде всего с тем, что вулканогенно-плутоногенные проявления обнаруживают ярко выраженную пространственную и генетическую связь с гипабиссальными гранитоидными интрузивами и

включают в свой состав специфические минеральные ассоциации с теллуrom, висмутом и кобальтом.

Выявленные особенности формирования месторождений, раскрывая сложную природу гидротермальных рудообразующих процессов в пределах вулканогенных поясов, вместе с тем дают возможность наметить и пути использования их в прикладных целях. Они позволяют оценивать масштабы развития гидротермальной деятельности в пределах вулканических структур, ее интенсивность; проводить поиски скрытого оруденения; предсказывать характер продуктивных минеральных ассоциаций, положение и морфологию рудных столбов, глубину их формирования; степень разубоживания и преотложения руд. Все это в конечном итоге может служить основой для перспективной оценки исследуемой территории.

Указанные возможности в значительной мере обязаны широкому применению при изучении вулканогенных рудных полей методов термобарогеохимии – главного инструмента познания эндогенных процессов минералообразования. Применение методов термобарогеохимии, кроме того, можно рассматривать и как предварительный, необходимый и исключительно важный аспект качественно новых исследований – экспериментального изучения особенностей геохимического поведения основных полезных компонентов в различных по составу гидротермальных средах в условиях, приближенных к естественным. Эти данные также необходимы при разработке научных основ поисков вулканогенных месторождений.

Таким образом, результаты изучения физико-химических условий формирования золоторудных месторождений краевых вулканогенных поясов северо-востока Азии позволили существенно расширить и развить сложившиеся представления о вулканогенном гидротермальном рудообразующем процессе. Разработанная на основе полученных данных модель рудообразующей системы позволяет не только достаточно полно представить специфику близповерхностного минералообразования, но и проникнуть в суть многих явлений, природа которых до настоящего времени не находит удовлетворительного объяснения.

Выполненное исследование следует рассматривать как попытку развития одной из наиболее слабо разработанных проблем учения о рудных месторождениях – проблемы вулканогенного и вулканогенно-плутоногенного рудообразования.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Айлер Р.К. Коллоидная химия кремнезема и силикатов. Гостехиздат, 1959, с. 685.
2. Бабкин П.В., Сидоров А.А. Рудные формации Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. - ДАН СССР, 1968, т. 183, № 4, с. 897-900.
3. Бабкин П.В. Ртутное оруденение Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1969, с. 183.
4. Бабкин П.В., Сидоров А.А., Шило Н.А. Некоторые особенности металлогении Северо-Востока СССР. - В кн.: Актуальные вопросы геологии золота на Северо-Востоке СССР. Труды СВКНИИ, вып. 44, 1972, с. 16-27.
5. Бабкин П.В., Гончаров В.И., Сидоров А.А. Физико-химический анализ процессов формирования вулканогенных месторождений. - Труды СВКНИИ, 1973, вып. 55, с. 185-191.
6. Бабкин П.В., Сидоров А.А. Рудные формации Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. - ДАН СССР, 1968, т. 183, № 4.
7. Барнс Г.Л., Чаманский Г.К. Растворимость и перенос рудных минералов. - В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений, М.: Мир, 1970, с. 286-324.
8. Баррер Р., Уайт Е. Гидротермальная химия силикатов. Синтетические кристаллические алюмосиликаты натрия. - В кн.: Физическая химия силикатов, М., ИЛ, 1956, с. 226-251.
9. Башарина Л.А. Вулканические газы на различных стадиях активности вулканов. - Труды Лаборатории вулканологии, М.: Изд-во АН СССР, 1961, вып. 19, с. 69-80.
10. Белый В.Ф. Вулканические формации и стратиграфия северной части Охотско-Чукотского пояса. М.: Наука, 1969, с. 175.
11. Белый В.Ф., Котляр И.Н., Милов А.П., Сидоров А.А. Кислый вулканизм и некоторые вопросы рудогенеза Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. - В кн.: Актуальные проблемы геологии золота на Северо-Востоке СССР. Труды СВКНИИ, 1972, вып. 44, с. 70-95.
12. Берман Ю.С. Золото-аргентитовая ассоциация как один из признаков золото-серебряных близповерхностных месторождений. - Труды ЦНИГРИ, 1969, вып. 86, ч. 1, с. 132-154.
13. Берман Ю.С., Новиков В.Н. К вопросу о пробности золота. - Колыма, 1973, № 2, с. 36-38.
14. Бетехтин А.Г. О процессах формирования руд в жильных гидротермальных месторождениях. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 276-309.
15. Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шалдун Т.Н. Текстуры и структуры руд. Госгеолтехиздат, 1958, с. 536.
16. Бетехтин А.Г. и др. Структурно-текстурные особенности эндогенных руд. М.: Недра, 1964.

17. Божко М.Т., Польшковский В.С., Переходцев А.В., Хату-  
цев Г.В. Малогабаритная декрепитационная установка модели САИГИМС-  
2. - Тезисы докладов III Всесоюз. совещания по минералогической тер-  
мобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов.  
М.: Изд-во МГУ, 1968, с. 259.
18. Бок И.И. Основы рудной геологии. Алма-Ата: Наука, 1970, с. 431.
19. Богородский К.Ф. Высокотемпературные воды СССР. М.: Наука,  
1968, с. 168.
20. Булах А.Г. Методы термодинамики в минералогии. Л.: Недра, 1974,  
с. 184.
21. Васильев В.И., Оболенский А.А. Температурные условия образо-  
вания руд ртутной формации. - Тезисы докл. III Всесоюз. со-  
вещания по минералогической термобарометрии и геохимии глу-  
бинных минералообразующих растворов. М.: Изд-во МГУ, 1968,  
с. 77-78.
22. Виар Ж., Саботье Г. Реакции щелочных шпатов с гидротермальными  
кальциевыми растворами в интервале 300 и 600°C. - В кн.: Пробле-  
мы геохимии. М.: Наука, 1964, с. 184-193.
23. Волосов А.Г., Ходаковский И.Л., Рыженко Б.Н. Равновесие в  
системе  $\text{SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  при повышенных температурах. - Геохимия, 1972,  
№ 5.
24. Гаррелс Р.М. Минеральные равновесия. М.: ИЛ, 1962, с. 265.
25. Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. М.:  
Мир, 1968, с. 367.
26. Гончаров В.И., Сидоров А.А., Литвин О.Н. Особенности газового  
состава гидротерм вулканогенных месторождений Северо-Востока СССР.  
В кн.: Термобарогеохимия земной коры и рудообразование. М.: Наука,  
1978, с. 167-170.
27. Гончаров В.И. Режим давлений и глубины формирования некоторых  
золото-серебряных месторождений Северо-Востока СССР. - Колыма,  
1973, № 12, с. 35-37.
28. Гончаров В.И. О химическом составе гидротермальных растворов  
золото-серебряных месторождений. - В кн.: Новые данные по геоло-  
гии Северо-Востока СССР. - Труды СВКНИИ, 1973, вып. 55,  
с. 174-185.
29. Гончаров В.И. К вопросу о концентрациях и солевом составе гид-  
ротермальных растворов, сформировавших золото-серебряные мес-  
торождения Северо-Востока СССР. - Колыма, 1973, № 7, с. 38-  
40.
30. Гончаров В.И., Сидоров А.А. Термобарогеохимия золотого вулка-  
ногенно-плутоногенного оруденения Северо-Востока СССР. - Тезисы  
VI совещания по термобарогеохимии. Владивосток: ротапринт ДВНЦ АН  
СССР, 1978.
31. Григорьев Д.П. К вопросу о различии первичных и вторичных жид-  
ких включений в минералах. - Минералогический сборник Львовского  
геологического общества, 1948, № 2, с. 64-76.
32. Долгов Ю.А. Роль коллоидов в образовании кварца колчеданных мес-  
торождений Среднего Урала. - Проблемы геохимии, 1959, вып. 1,  
Львовский университет, с. 224-240.
33. Долгов Ю.А., Базаров Л.Ш. Камера для исследования включений  
минералообразующих растворов и расплавов при высоких температу-  
рах. - В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Нау-  
ка, 1965, с. 118-122.
34. Долгов Ю.А., Шугурова Н.А. Исследование состава индивидуаль-

- ных газовых включений. - Труды ИГиГ, вып. 15. - В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Изд-во СО АН СССР, 1966, с. 173-182.
35. Долгов Ю.А., Базаров Л.Ш., Бакуменко И.Т. Метод определения давления во включениях с помощью совместного применения гомогенезации и криометрии. - В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия, ч.2. М.: Наука, 1968, с. 9-18.
  36. Долгов Ю.А., Шугурова Н.А. Состав газов индивидуальных включений различных минералов. - В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия, ч.1. М.: Наука, 1968, с. 290-298.
  37. Дорошенко Ю.П., Комлева Ж.А., Ляхов Ю.В., Мязь Н.И., Пинзюр А.В., Руденко А.Ф. Результаты анализов водных вытяжек из включений гидротермальных растворов в минералах генетически различных типов месторождений. - В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия, ч.1. М.: Наука, 1968, с. 308-318.
  38. Егорова Е.Н. Методы выделения кремневой кислоты и аналитического определения кремнезема. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 244.
  39. Еремин Р.А., Найбородин В.И., Сидоров А.А. Гидротермальный метаморфизм в золоторудных полях Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. - В кн.: Проблемы науки на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1967, с. 134-146.
  40. Ермаков Н.П. Исследования минералообразующих растворов. Изд-во Харьковского ун-та, 1950, с. 460.
  41. Ермаков Н.П., Громов А.В. Применение и обоснование декрепитометрической съемки при поисках слепых рудных тел и математическая обработка ее результатов. - В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия, ч.1. М.: Наука, 1968, с. 215-224.
  42. Зиборова Г.А., Наседкин В.В. Применение термического анализа и инфракрасной спектроскопии при диагностике кристобаллита и тридимита. - В кн.: Термоаналитические исследования в современной минералогии. М.: Наука, 1970, с. 128-136.
  43. Иванов И.П. О природе "альбитизирующих" растворов. - В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 92-103.
  44. Иванов С.Н. Особенности образования рудных месторождений, связанных с гидротермами. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969, с. 224-232.
  45. Ильенок С.С. Генетические связи оруденения с интрузиями. - В кн.: Геология золоторудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1970, с. 167-169.
  46. Кадзивара И. Некоторые ограничения условий формирования руд куроко. - В кн.: Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973, с. 173-183.
  47. Калюжный В.А. Измерение показателей преломления свободных жидкостей и маточных растворов, заключенных в минералах на столике Федорова. - Минералогический сборник Львовского геологического общества, 1954, вып. 8, с. 126-138.
  48. Казыцын Ю.В. Околорудные метасоматиты Забайкалья. Л.: Недра, 1972, с. 145.
  49. Коплус А.В., Кудakov Л.П. О температурной зональности хрусталеобразования в Якутии и поисковых признаках, выявленных декрепитацией жидких включений. - В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Ч.1. М.: Наука, 1968, с. 235-240.

50. Коржинский Д.С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. - В кн.: Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 5-12. Труды Лаборатории вулканологии. Вып. 19.
51. Котляр В.Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения. - В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 491-544.
52. Кузнецов А.Г. Твердые, газовые и жидкие включения в фенокристаллах вулканических пород горной Осетии. - Тезисы докл. III Всесоюз. совещания по минералогической термобарометрии и геохимии глубоких минералообразующих растворов. М.: Изд-во МГУ, 1968, с. 132-134.
53. Кушнарев И.П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1969, с. 150.
54. Левицкий О.Д. К вопросу о значении коллоидных растворов при рудоотложении. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 309-331.
55. Леммлейн Г.Г. Соответствует ли наблюдаемый современный объем включения первоначальному? - ДАН СССР, 1950, т. 72, № 4, с. 654-658.
56. Леммлейн Г.Г. Процесс залечивания трещин в кристаллах и преобразование формы полостей вторичных жидких включений. - ДАН СССР, 1951, т. 78, № 4, с. 765-769.
57. Леммлейн Г.Г. К теории залечивания трещин в кристалле и о равновесной форме отрицательного кристалла. - ДАН СССР, 1953, 89, № 2, с. 284-286.
58. Леммлейн Г.Г. Самозалечивание трещин в кристаллах. - Труды Ин-та кристаллографии АН СССР, т. 10. М.: Изд-во АН СССР, 1954, с. 148-162.
59. Леммлейн Г.Г., Клия М.О. Особенности залечивания трещин в кристалле в режиме снижающейся температуры. - ДАН СССР, 1952, 94, № 2, с. 368-372.
60. Линдгрэн В. Минеральные месторождения. М.; Л.: ОНТИ, 1934-35.
61. Линдгрэн В. Дифференциация и рудоотложение в области Кордильер в Соединенных Штатах. - В кн.: Геология рудных месторождений Западных штатов США. М.: ОНТИ, 1937, с. 168-200.
62. Лоскутов А.В. О процессе залечивания трещин в кристаллах кварца. - Сборник статей по геологии Арктики, вып. 8. Ленинград, 1959, с. 168-175.
63. Малинин С.Д. Физико-химическая характеристика углекислых гидротерм. - В кн.: Геохимические исследования в области повышенных давлений и температур. М.: Наука, 1965, с. 40-95.
65. Масалович А.М. Возможные причины эволюции кислотности - постмагматических растворов на основании экспериментальных данных. - В кн.: Экспериментальные исследования процессов минералообразования. М.: Наука, 1970, с. 51-66.
65. Мацуо С. О происхождении вулканических газов. - В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965, с. 61-67.
66. Мацукума Т., Хорикоси Е. Обзор месторождений Куроко в Японии. - В кн.: Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973, с. 129-151.
67. Морачевский Ю.В., Пирютко М.М. О растворимости кремневой кислоты. М.: Изд-во АН СССР, ОХН, 1956, т. 8, с. 834.
68. Мухин Ю.В. Процессы уплотнения глинистых осадков. М.: Недра, 1965, с. 184.

69. Набоко С.И. Вулканические эксгальции и продукты их реакции. - Труды Лаборатории вулканологии, вып. 16. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 306.
70. Набоко С.И. Современные гидротермальные процессы и метаморфизм вулканических пород. - Труды Лаборатории вулканологии, вып. 10. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 12-33.
71. Набоко С.И., Пийп Б.И. Современный метаморфизм вулканических пород в районе Паужетских гидротерм (Камчатка). - Труды Лаборатории вулканологии, вып. 19. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 99-114.
72. Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 172.
73. Набоко С.И. Условия формирования и особенности современной гидротермальной метасоматической формации Камчатско-Курильской вулканической дуги. - В кн.: Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1969, с. 3-14.
74. Набоко С.И. Роль наземного вулканизма в процессе рудообразования. - Геол. и геофиз., 1970, № 1, с. 22-30.
75. Найбородин В.И., Гончаров В.И. Температурный режим формирования Агатовского месторождения. - Геология рудных месторождений, 1970, № 6, с. 46-51.
76. Найбородин В.И., Сидоров А.А. Рудноформационный ряд золотых месторождений в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, вып. 10. М.: Наука, 1973, с. 240-249.
77. Найбородин В.И., Гончаров В.И. О температурных условиях двухэтапного формирования золото-серебряного месторождения. - В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования, т. 2. Новосибирск, 1977, с. 41.
78. Нарсеев В.А. Температурные условия формирования и оценка рудных столбов гидротермальных месторождений. - Тезисы докл. III Всесоюз. совещания по минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. М.: Изд-во МГУ, 1968, с. 204-206.
79. Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин. М.: Атомиздат, 1971, с. 239.
80. Николаев В.А., Доливо-Добровольский В.В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М.: Госгеолтехиздат, 1961, с. 338.
81. Ольшанский Я.И., Иваненко В.В. Механизм переноса веществ при образовании гидротермальных месторождений сульфидов. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 80.
82. О'Нил Т.Ф. Гидротермальное изменение полевых шпатов при температурах 250-400°. - В кн.: Вопросы физикохимии в минералогии и петрографии. М.: ИЛ., 1950, с. 84-97.
83. Павлов А.Л. Термодинамические особенности поведения серебра и сопутствующих элементов при рудообразовании в зоне разгрузки рудообразующих гидротермальных систем. - В кн.: Физические и физико-химические процессы в динамических рудообразующих системах. Новосибирск, Наука, 1971, с. 75-113.
84. Парк Ч.Ф., Мак-Дормид Р.А. Рудные месторождения. М.: Мир, 1966, с. 546.
85. Петровская Н.В., Бернштейн П.С., Андреева М.Г. Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных

- месторождений Балейского рудного поля (Восточное Забайкалье). - Труды ЦНИГРИ, 1961, вып. 45, ч. 2. с. 129.
86. Пирютко М.М., Шмидт Ю.А. Состояние кремниевой кислоты в растворах и методы ее колориметрического определения. М.: Изд-во АН СССР, ОХН, 1953, № 4.
87. Плюснина И.И. Инфракрасные спектры силикатов. М.: Изд-во МГУ, 1967, с. 189.
88. Плюснина И.И., Малеев М.К., Ефимова Г.А. Исследование скрытокристаллических разновидностей кремнезема методом ИК-спектроскопии. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1970, № 9, с. 32-43.
89. Польшковский В.С., Кашбаева И.В., Ермаков Н.П. О возможности применения декрептофонического метода поисков скрытых тел на флюоритовом месторождении Агата. - Тезисы докл. III Всесоюз. совещания по минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. М.: Изд-во МГУ, 1968, с. 192-193.
90. Поярков В.Э. Ртуть и сурьма. Оценка месторождений при поисках и разведках, вып. 15. Госгеолтехиздат, 1955, с. 135.
91. Резников А.А., Муликовская Е.П., Соколов И.Ю. Методы анализа природных вод. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 220.
92. Реми Г. Курс неорганической химии, т. 21. М.: Мир, 1966, с. 836.
93. Рыженко Б.Н. Физико-химические данные по системе  $Me_2CO_3 - MeHCO_3 - CO_2 - H_2O$  и некоторые приложения к гидротермальному процессу. - Геохимия, 1963, № 5, с. 443-460.
94. Рябов В.К., Бакулин Ю.И., Безь Л.Н. Об интенсивности насыщения вторичными газовой-жидкими включениями различных участков минерализованных зон в некоторых оловорудных месторождениях. - Тезисы докл. III Всесоюз. совещания по минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. Изд-во МГУ, 1968, с. 190-192.
95. Сидоров А.А., Гончаров В.И. О зонах рудоотложения на месторождениях Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. - ДАН СССР, 1978, т. 239, № 6, с. 1415-1418.
96. Сидоров А.А., Найбородин В.И. О типах золото-серебряных месторождений в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе. - ДАН СССР, 1968, т. 181, № 1, с. 188-191.
97. Сидоров А.А., Берман Ю.С., Найбородин В.И. К проблеме возраста субвулканического золото-серебряного оруденения на Северо-Востоке СССР. - Советская геология, 1970, № 8, с. 108-120.
98. Сидоров А.А., Найбородин В.И., Еремин Р.А., Гончаров В.И. К вопросу о формировании банаш в месторождениях золото-серебряной формации Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. - В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск: Наука, 1972, с. 70-75.
99. Сидоров А.А., Гончаров В.И., Найбородин В.И. Термобарогеохимия месторождений золото-серебряной формации (Северо-Восток СССР). - Тезисы докладов Международного геохимич. конгресса, т. 1. М.: ВИНТИ, 1971.
100. Сидоров А.А. К проблеме зарождения и эволюции золото-серебряной формации. - В кн.: Эволюция вулканизма и история Земли. М., Наука, 1974.
101. Сидоров А.А., Гончаров В.И., Найбородин В.И., Еремин Р.А., Савва Н.Е. К особенностям вулканогенного гидротермального рудообразования. - ДАН СССР, 1975, т. 225, № 6.
102. Сидоров А.А., Найбородин В.И., Гончаров В.И. Особенности генезиса вулканогенных месторождений. - В кн.: Геолого-геохимиче-

- ские особенности месторождений полезных ископаемых на Северо-Востоке СССР. - Труды СВКНИИ, вып. 69. Магадан, 1976, с. 42-58.
103. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1969, с. 690.
  104. Соколов В.А. Геохимия газов земной коры и атмосферы. М.: Недра, 1966, с. 242.
  105. Сотников В.И., Берзина А.П. Особенности процесса метасоматоза на Сорском месторождении. - Геол. и геофиз., 1966, № 9, с. 55-68.
  106. Справочник по растворимости солевых систем. Т. 1. Л.; М.: Госхимиздат, 1953, с. 671.
  107. Стырикович М.А., Хайбуллин И.Х. Диаграммы фазовых равновесий системы:  $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{SO}_4-\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CaSO}_4-\text{H}_2\text{O}$ . - ДАН СССР, 1956, т. 109, с. 962-965.
  108. Труфанов В.Н. К термодинамике постмагматических процессов минералообразования на Северном Кавказе. - Тезисы докл. III Всесоюз. совещания по минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. М.: Изд-во МГУ, 1968, с. 49-50.
  109. Тэрнор Ф.С. Сравнительная характеристика главных рудных месторождений центральной Боливии. - В кн.: Проблемы эндогенных месторождений, в. 2. М., ИЛ, 1964.
  110. Уайт Д.Е. Термальные источники и эпитеральные рудные месторождения. - В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., ИЛ, 1959, с. 91-149.
  111. Уайт Д.Е., Андерсен Е.Т., Груббс Д.Е. О вероятном рудообразующем магматическом рассоле и метаморфизующихся породах, вскрытых глубокой скважиной в Южной Калифорнии. - В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965, с. 165-172.
  112. Уайт Д.Е., Уоринг Г.А. Вулканические эманации. - В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965, с. 9-48.
  113. Уайт Д.Е. Месторождения ртути и цветных металлов, связанные с термальными источниками. - В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970, с. 479-529.
  114. Усов М.А. Краткий курс рудных месторождений. Томск, Изд-во ТГУ, 1933, с. 200.
  115. Фатьянов И.И., Мельникова Л.В. Температурные особенности распределения кварцев некоторых золоторудных месторождений и рудопроявлений Дальнего Востока. - В кн.: Вопросы геологии и океанологии советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток: Изд-во Дальневосточного филиала АН СССР, 1968, с. 234-241.
  116. Хайретдинов И.А. Опыт привлечения шликерзрывного анализа к поискам рудной минерализации. - Тезисы докл. III Всесоюз. совещания по минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. М.: Изд-во МГУ, 1968, с. 194-195.
  117. Хайретдинов И.В., Моторина И.В. Температурные условия формирования некоторых рудных месторождений. - Тезисы докл. Всесоюз. совещания по минералогической термометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. М.: Изд-во МГУ, 1968, с. 78-79.
  118. Хитаров Н.И. Четырехсотградусная изотерма системы  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  в пределах давления до  $4000 \text{ кг/см}^2$ . - Геохимия, 1956, № 1.
  119. Хитаров Д.Н. Некоторые методические вопросы определения химического состава газово-жидких включений в минералах с помощью

- водных вытяжек. - В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия; т. 2, М.: Наука, 1968, с. 76-77.
120. Холланд Г.Д. Жильные минералы в гидротермальных месторождениях. - В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970, с. 325-366.
121. Чухров В.Ф. Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 671.
122. Чухров В.Ф. К состоянию вопроса о роли коллоидов в рудообразовании. - Сов. геол., 1965, № 2, с. 3-15.
123. Шило Н.А., Бабкин П.В., Белый В.Ф., Сидоров А.А. Восточно-Азиатская система краевых вулканогенных поясов - особенности строения, магматизм и металлогения. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1978, № 2.
124. Шаповалов В.С. Состав и температурные условия формирования золотоносных минеральных ассоциаций субвулканических рудопроявлений (Западная Чукотка). - В кн.: Геолого-геохимические особенности полезных ископаемых на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1976, с. 67-73.
125. Шахов Ф.Н. Текстуры руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 180.
126. Шеглов А.Д. Некоторые вопросы металлогении Юго-Восточного Забайкалья. - Сов. геол., 1960, № 1, с. 75-86.
127. Шеньо М. Вулканические газы Этны (Сицилия). - В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965, с. 58-60.
128. Шербань И.И. Условия образования низкотемпературных околорудных метасоматитов. Новосибирск: Наука, 1975, с. 200.
129. Шербина В.В. Различия геохимических процессов, протекающих с участием калия и натрия. - Геохимия, 1963, № 3, с. 229-236.
130. Шило Н.А., Сидоров А.А. Проблемы геологии эндогенных месторождений золота Северо-Востока СССР. - В кн.: Проблемы науки на Северо-Востоке СССР. Магадан: Магаданское книжное издательство, 1967, с. 96-105.
131. Шило Н.А., Сидоров А.А., Гончаров В.И. Условия образования рудных месторождений вулканогенных поясов. - Геология рудных месторождений, 1978, № 6.
132. Шило Н.А., Бабкин П.В., Белый В.Ф., Мерзляков А.М., Сидоров А.А., Терехов М.И. Новая схема тектонической и металлогенической зональности Северо-Востока СССР. - ДАН СССР, 1975, т. 223, № 4, с. 934-938.
133. Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. М.: ИЛ, 1958, с. 501.
134. Эллис Дж. Геохимия гидротерм вулканических районов. - В кн.: Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965, с. 166-179.
135. Allen Z.T., Greshaw J.L., Merwin H.Z. The sulphides of zinc, cadmium and mercury, their crystalline forms and genetic conditions. - Amer. J. Sci., 1912, v. 34, N 202.
136. Barnes H.L. Environmental limitations to mechanisms of ore transport. - Symp. problems postmagmatic ore deposition. Prague, 1965, v. 11, p. 316-326.
137. Buddington A.F. High-temperature mineral associations at shallow to moderate depth. - Econ. Geol., 1935, v. 30.
138. Dikson W., Tunell Y. Stability relations of cinnabar and metacinnabar. - Amer. Miner., 1959, v. 44.
139. Kennedi G.C. A portion of the system silika-water. - Econ. Geol., 1950, v. 45, N 7.

140. Matsuo S. On the origin of kolcanic gases. — *J. Farth Sci. Nagoya Univ.*, 1960, v. 8, N 2.
141. Moenke H. Mineralspektren. (Aufgenommen mit dem Yenaer Spectrometer UR-102, 5–25). Berlin: Acad.-Verl., 1962.
142. Nash J.T., Cunningham Jr. Fluid inclusion studies of the fluorspar and gold deposits, Jamestown District, Colorado. — *Econ. Geol.*, 1973, N 8.
143. Robinson S.G. Synthesis of lead sulphoantimonites. — *Econ. Geol.*, 1948, v. 33, N 4.
144. Shilo N.A., Sidorov A.A., Goncharov V.I., Naiborodin V.I. The development of the classification of gold ore deptsits on the base of explorations of gassy-liquid inclusions. — *Intern. Conf. IMA, JGOD.*, Tokyo, 1974.
145. Smith F.G. The alkali sulphide theory of gold depositions. — *Econ. Geol.*, 1943, v. 38, N 7.
146. Smith F.C. Review of physio-chemical date on the state of supercritical fluids. — *Econ. Geol.*, 1963, v. 48.
147. Treadwell W.D., Schaufelberger F. Zur Kenntnis der Löslichkeit aus Quecksilbersulfids. — *Helv. chim. acta*, 1946, Bd. 29.
148. Weisbrod A., Poty B., Touret J. Les inclusions fluides en géochimie-pétrologie: tendances actuelles. — *Bull. Soc. franç. minér. et cristallogr.*, 1976, v. 99, N 2–3, p. 140–152.
149. Wyart J., Sabatier G. — *Bull. Soc. franç. minér. et cristallogr.*, 1956, v. 79, p. 444–448.

## СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ .....	3
Глава I. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИЙ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА .....	5
Глава II. ВУЛКАНОГЕННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ: МИНЕРАЛЬНЫЕ АССО- ЦИАЦИИ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ .....	11
Глава III. ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОХОТСКО- ЧУКОТСКОГО ПОЯСА .....	28
§ 1. Методика исследований .....	28
§ 2. Включения минералообразующих растворов в минералах вулка- ногенных месторождений; агрегатное состояние и характер распре- деления .....	33
§ 3. Золото-медно-молибденовое оруденение .....	46
§ 4. Золото-серебряное оруденение .....	54
§ 5. Сурмяно-ртутное оруденение .....	93
§ 6. Золото-мышьяк-сурмяное оруденение .....	96
§ 7. Золото-редкометальное оруденение .....	104
Глава IV. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ .....	109
§ 1. Температурный режим минералообразования на месторождениях и вулканическая деятельность. Особенности формирования рудных столбов .....	111
§ 2. Режим давлений и глубины формирования вулканогенного ору- днения .....	132
§ 3. Состав гидротерм как отражение эволюции рудогенерирующих очагов .....	137
§ 4. Термодинамика процессов жильного минералообразования на вулканогенных месторождениях .....	150
Глава V. СИСТЕМАТИКА ВУЛКАНОГЕННОГО И ВУЛКАНОГЕННО- ПЛУТОНОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР НА ОСНОВЕ ДАННЫХ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ .....	166
Глава VI. НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ПРИКЛАДНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДАННЫХ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ ПРИ ПОИСКАХ И ОЦЕНКЕ ВУЛ- КАНОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ .....	172
§ 1. Физико-химическая зональность термогидроколонны и особен- ности распределения оруденения по глубине .....	174

§ 2. Опыт использования декрептометрии в поисковых целях в вулканогенных районах . . . . . 179

Глава VII. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ НА ВУЛКАНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР И В СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ . . . . . 185

ЗАКЛЮЧЕНИЕ . . . . . 193

ЛИТЕРАТУРА . . . . . 197

**Гончаров Владимир Иванович,  
Сидоров Анатолий Алексеевич**

**ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЯ ВУЛКАНОГЕННОГО  
РУДООБРАЗОВАНИЯ**

*Утверждено к печати  
Северо-Восточным комплексным  
научно-исследовательским институтом  
Дальневосточного научного центра  
Академии наук СССР*

Редактор издательства *Н.Н. Прокофьева*  
Художественный редактор *С.А. Литеак*  
Технический редактор *И.И. Джиоева*

**ИБ № 16426**

Подписано к печати 09.07.79, Т — 13603  
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Усл.печ.л. 13. Уч.-изд.л. 14,4  
Тираж 800 экз. Тип. зак. 342  
Цена 2р. 20к.

Книга издана офсетным способом  
Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,  
Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 90;  
Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука",  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 р. 20 к.

2996