

ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В РОДИНГИТАХ МАССИВОВ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ

В.В. Мурзин*, В.Н. Сазонов*, Д.А. Варламов, С.Н. Шанина*****

**Институт геологии и геохимии УрО РАН*

620151, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7

***Институт экспериментальной минералогии РАН*

142432, г. Черноголовка Московской обл., ул. Институтская, 4

****Институт геологии Коми НЦ УрО РАН*

167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54

Поступила в редакцию 16 февраля 2005 г.

Проведен анализ имеющихся в литературе мировых данных о минеральном составе, стадийности минералообразования, РТХ-условиях формирования, субстрате исходных пород, источнике флюида при формировании родингитов, несущих золотое оруденение. Установлено, что по стадийности минералообразования, составу минеральных ассоциаций, а также РТХ-условиям формирования продуктивные родингиты не отличаются от широко распространенных непродуктивных. Продуктивные и непродуктивные родингиты роднит также разнообразие пород, по которым они развиваются, однако наиболее масштабная золотая минерализация имеет место при максимальной переработке вещества ультраосновных пород, вероятно, основного источника золота. Фактором, благоприятствующим высокой локальной концентрации золота является проявление внутрирудных деформаций с формированием жил и прожилков выполнения, а также возникновение режима термостатирования. Концентрация золота имела место в течение всего процесса образования родингитов, однако, наиболее продуктивными являлись поздние ассоциации минералов, телескопированные и отложенные по сети открытых трещин. На примере месторождения Золотая Гора показано, что привлечение модели о происхождении родингитизирующего флюида в результате дегидратации ультраосновных пород в глубинных условиях хорошо объясняет установленные закономерности условий формирования золотоносных родингитов. Проявления родингитов с высокой локальной концентрацией золота обладают всеми признаками, заложенными в основу выделения руднометасоматических формаций, а выделение золото-родингитовой (хлограпитовой) формации представляется вполне обоснованным. Месторождение Золотая Гора на Южном Урале может рассматриваться как эталонный объект золотоносных родингитов.

Ключевые слова: *родингит, хлограпит, альпинотипные гипербазиты, серпентинизация, десерпентинизация, дегидратация, золото, медистое золото*

GOLD DEPOSITS IN RODINGITE FROM ALPINOTYPE ULTRABASIC MASSIVES

V.V. Murzin*, V.N. Sazonov*, D.A. Varlamov, S.N. Shanina*****

**Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*

***Institute of Experimental Mineralogy RAS*

****Institute of Geology, Komi Science Centre, Urals Branch of RAS*

It was treated world data about mineral composition, stages of mineral formation, PTX-conditions, initial rock's substrate and fluid origin during of building up gold-bearing rodingite formation. It was determined that by PTX-condition, mineral formation stages, mineral associations' composition productive rodingites are not distinguished from widespread unproductive ones. Productive and unproductive rodingites are similar also by a variety of their develop substrate however the most spread gold mineralization takes place during a maximum alteration of ultrabasites. The latter are probably the main source of gold. The rodingites specialized on precious metals are located in fault zones. Factor favoring

for high local concentration of gold is occurrence of ore locality deformations with formation of filling veins and veinlets and also appearance of thermo stating regime. Gold concentration took place during the whole of process of rodingite formation however the most productive associations were the latest ones telescoped and deposited in net of open fissures. On example of the Zolotaya Gora deposit it is shown that a model of rodingitized fluid origin as a result of dehydration of ultrabasites in hypogene conditions well explains the conditions of gold-bearing rodingites formation. Manifestation of rodingites with high local gold content has all the signs which permit to separate of metasomatic formations and excretion of gold-rodingite (chlograpite) formation is well founded in our opinion. The deposit Zolotaya Gora in the Southern Urals may represent as world standard object of gold-bearing rodingites.

Key words: *rodingite, chlograpite, alpinetype ultrabasic, serpentinization, deserpentinization, dehydration, gold, copper gold*

Введение

Родингиты – породы, сложенные преимущественно кальциевыми силикатами, весьма широко распространены в массивах ультраосновных пород. Они развиваются на контактах последних с дайковыми породами различного состава, кремнистыми терригенными и осадочными породами, в тектонически ослабленных зонах в самих ультраосновных породах. В литературе под названием «родингиты» фигурируют породы, сложенные как высокотемпературными минералами – пироксеном, гранатом, волластонитом, везувианом, так и более низкотемпературными – цоизитом, эпидотом, клиноцоизитом, хлоритом, кальцитом, ксонотлитом, пренитом, альбитом и другими. Абсолютное большинство проявлений родингитов не несет какой-либо рудной минерализации, однако, иногда в них наблюдаются высокие концентрации благородных металлов, прежде всего золота. Наибольшую известность среди последних имеют родингиты Карабашского массива альпинотипных гипербазитов на Южном Урале, которые служили объектом добычи золота на месторождении Золотая Гора (1902-1946 гг.). До настоящего времени это месторождение, в целом небольшое по масштабам, является, тем не менее, самым крупным из описанных в литературе месторождений золота данного типа [Ложечкин, 1935; Переляев, 1948; Берзон, Бородаевский, 1984; Спиридонов, Плетнев, 2002, и др.]. Особенностью родингитов Карабашского массива является то, что,

несмотря на длительность отработки золотых руд и изучения полосы родингитов протяженностью около 3 км, реликты каких-либо пород в них, кроме серпентинитов, обнаружены не были. Данный факт позволил обосновать положение об апосерпентинитовой природе родингитов Золотой Горы [Берзон, Фадеичева, 1974], а их высокая золотоносность и хлорит-гранат-пироксеновый минеральный состав послужили основанием для выделения их как эталона золотопродуктивной хлограпитовой (родингитовой) формации [Сазонов, 1998].

Если учесть, что родингиты, как правило, не сопровождаются значительными количествами рудных минералов и, следовательно, уровень содержания в них благородных металлов не изучается, установление факторов их концентрирования при родингитизации приобретает большое значение как в теоретическом, так и практическом плане. Представляется, что в качестве факторов, определяющих возникновение высоких концентраций благородных металлов при формировании родингитов могут выступать: 1) состав исходных пород (источник металлов – изменяющиеся исходные породы); 2) РТХ-режим родингитизации (продуктивны лишь некоторые фации родингитов); 3) тип источника родингитизирующего флюида (источник металлов и флюида один). Значительная информация по данному вопросу содержится в опубликованных материалах по золотоносным родингитам, количество которых, однако, пока столь невелико, что они могут быть рассмотрены в рамках данной статьи.

Наибольшее количество опубликованных материалов относится к месторождению Золотая Гора, для родингитов которого предполагается апоультрабазитовая природа. Здесь, однако, следует отметить, что существует также точка зрения о том, что родингиты этого месторождения развиты по дайкам титанистых габбро, а их золотоносность связана с наложением на них лиственизирующих растворов [Спиридонов и др., 1997; Спиридонов, Плетнев, 2002]. В то же время, в ряде наших работ было показано, что золотоносными на Золотой Горе являются родингиты всех стадий, а не только содержащие карбонат родингиты заключительной стадии. Выделение же лиственизированных пород не обосновано ни геологической позицией оруденения, ни минеральным составом ассоциаций нерудных минералов [Сазонов и др., 2002; Мурзин, Сазонов, 1999]. На Урале выявлены также другие проявления золота в породах родингитового состава – в Мелентьевском золото-полиметаллическом месторождении (Южный Урал), а также в телах альпинотипных ультрабазитов Салатимского разлома на Северном Урале. Эти проявления, открытые В.В. Шалагиновым, еще слабо изучены, а материалы по ним до настоящего времени не публиковались. Кроме того, известны данные о повышенном содержании золота еще в двух точках Южного Урала: в массиве альпинотипных гипербазитов Крака и в обломках родингитов россыпи Моховое болото. Из других регионов имеются сведения о проявлениях золота на Сахалине, в Британской Колумбии, на Корякском Нагорье, Южной Туве и Восточных Саянах.

Характеристика проявлений золотоносных родингитов

Месторождение Золотая Гора. Располагается в пределах Карабашского массива гипербазитов на Южном Урале. Гипербазиты массива сложены, по данным различных авторов, преимущественно антигоритовыми серпентинитами. Реже встречаются хризотилитовые серпентиниты с реликтами β -лизардита. Преобладают апогарцбургитовые разности при подчиненной роли аподунитовых, редко встречаются маломощные жилы клинопироксенитов. Тела родингитов мощностью до 3 м локализованы в субмеридиональной тектонической зоне в центральной части Карабашского

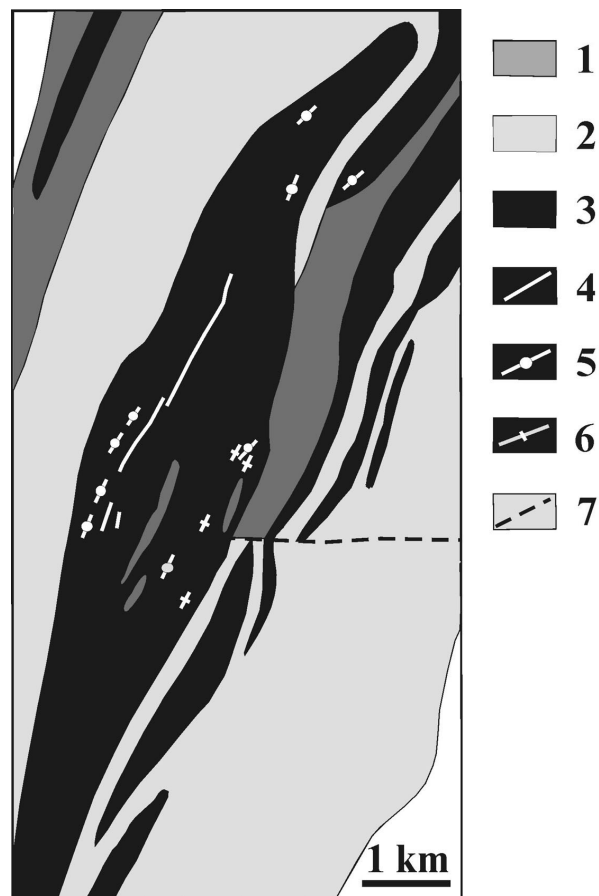


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района Карабашского массива альпинотипных гипербазитов (по [Белогуб и др., 2003]).

1 – кремнистые и кварц-серицитовые сланцы, метавулканиты, O_2 ; 2 – андезиты, базальты, сланцы кварц-серицитовые и др. эйфеля и живета; 3 – серпентиниты Золотогорского массива и южное окончание серпентинитов горы Фоминой; 4 – родингитовые жилы; 5 – карбонат-хлоритовые жилы; 6 – рибекитовые породы; 7 – разломы.

массива и протягиваются на расстояние около 3 км (рис. 1). Породами, вмещающими родингиты, являются антигорит-лизардитовые и хризотил-антигоритовые серпентиниты с рассеянными в них выделениями хромшнелида, замещающегося хроммагнетитом, хлоритом, магнетитом. Участками в антигоритовых серпентинитах развита вкрапленность магнетита, который является, по-видимому, продуктом карбонатизации брусита [Спиридонов, Плетнев, 2002]. В краевых частях этого массива распространены также зоны золотоносных метасоматитов магнетит-хлорит-карбонатного, магне-

тит-хлоритового, гранат-хлоритового состава небольшой протяженности – первые десятки метров. Часть этих зон, содержащих в значительных количествах карбонат, отнесена некоторыми исследователями (Г.Г. Кораблев, В.А. Попов) к карбонатитам [Белогуб и др., 2003]. Силикатная составляющая карбонатитов представлена кварц-рибекитовыми породами, слагающими отдельные жилы мощностью 3-10 м при протяженности 20-30 м преимущественно в юго-восточной части массива. В юго-западной его части, на контакте с вмещающими вулканогенно-осадочными породами, встречаются небольшие тела лиственитов и ассоциирующих с ними кварцевых жил [Сазонов, 1984].

Родингиты золотоносны на всем своем протяжении, однако, промышленных значений содержание золота достигает лишь на участке длиной 350 м и сохраняется на глубину отработки – до 200 м. Среднее содержание золота ориентировочно 5-10 г/т (оценка по результатам эксплуатации). На отдельных участках, по данным эксплуатационных работ, отмечались рудные столбы и кусты с содержанием золота до нескольких сотен г/т [Белогуб и др., 2003].

Наиболее детальные исследования состава минералов родингитов Золотой Горы проведены Э.М. Спиридоновым и П.А. Плетневым [Спиридонов и др., 1997; Спиридонов, Плетнев, 2002]. Этими исследователями описана также последовательность и стадийность отложения минералов. Нами предлагается трехстадийная схема минералообразования формирования родингитов, которая значительно упрощена по отношению к схеме указанных исследователей. Наиболее ранними метасоматическими образованиями, отнесенными к первой стадии, являются темноокрашенные мелко-, среднезернистые, существенно хлоритовые, гранат-хлоритовые, везувиан-гранат-хлоритовые породы (ранние родингиты по Э.М. Спиридонову), которые плавно сменяются хлорит-гранат-пироксеновыми породами с различными соотношениями этих минералов (поздние родингиты по Э.М. Спиридонову). Синхронно с формированием родингитов первой стадии во вмещающих серпентинитах, в зоне шириной до 3 м, развита ранняя хлоритизация (хлоритолиты по Э.М. Спиридонову). Это породы черного цвета, сложенные почти нацело мелкозернистым хлоритом. В хлоритовой массе присутствуют реликтовый серпентин и выделения магнетита.

Одним из основных элементов строения тел родингитов является наличие в них участков внутрирудных деформаций преимущественно субширотного простирания и южного падения. Этот период деформаций разделяет образования первой и второй стадий. Вдоль этих трещин родингиты перекристаллизованы с формированием прожилков лестничного типа второй стадии более крупнозернистых родингитов (наиболее поздние родингиты первого и второго поколения по Э.М. Спиридонову). В количественном отношении в образованиях второй стадии резко преобладает клинопироксен, представленный мало- или безжелезистым диопсидом. В меньших количествах присутствует хлорит и гидроандрадит, новообразованные минералы – магнетит и ильменит. Перекристаллизация пород местами сменялась переотложением вещества и перемещением его вдоль трещин в боковые серпентиниты на расстояние до 2 м в виде жил мощностью до 10 см. Прилегающие к родингитам серпентиниты и тонкозернистые хлоритолиты также интенсивно повторно хлоритизированы (поздняя хлоритизация) по сети тонких трещин. В отличие от раннего, поздний хлорит более крупнозернистый и часто содержит вкрапленность медистого золота. Прожилки позднего хлорита могли быть образованы как по механизму выполнения микротрещин, так и путем перекристаллизации раннего хлорита. Хлоритовые прожилки, вместе с диопсидовыми и диопсид-хлоритовыми, формируют оторочки вдоль тел родингитов, максимальная мощность которых достигает 1,5 м в лежащем боку тел.

Формирование родингитов закончилось отложением кальцита или, редко, безжелезистого доломита третьей стадии в хлоритолитах и серпентинитах (наиболее поздние родингиты третьего поколения по Э.М. Спиридонову). Отложению карбонатов предшествовал межстадийный период деформаций, в результате которых родингиты первой и второй стадий участками пластично и хрупко деформированы, местами рекристаллизованы с образованием мелкозернистой, сахаровидной структуры. Отложение кальцита происходило по сети тонких (первые миллиметры, редко до нескольких сантиметров) прожилков, а также в свободном пространстве среди агрегатов минералов крупнозернистых родингитов. Помимо кальцита и небольшого количества магнетита в третью стадию отлагались титанит, а также частицы

самородной меди размерами до 1-1,5 мм, замещающиеся в краевой части купритом.

Золотоносными являются образования всех стадий, однако, еще ранние исследователи отмечали, что максимальные содержания золота связаны с поперечными прожилками второй стадии. В этих прожилках частицы золота выполняют трещины спайности в диопсиде, цементируют листоватую массу хлорита, иногда образуют вросстки в гранате, магнетите. Аналогичные соотношения с указанными минералами характерны и для поперечных прожилков, выходящих за пределы тел родингитов. В последнем случае содержания золота становятся непромышленными – на уровне 1-1,5 г/т. Нередки были находки частиц золота и в кальците, однако отмечается, что «соотношения их остались не вполне ясными» (фондовые материалы Н.И. Бородаевского и др., 1946). Особенностью самородного золота является высокое содержание в нем меди, а также широкое развитие продуктов распада золото-, серебро-медных твердых растворов на бинарные золото-медные и золото-серебряные ртутьсодержащие фазы.

Описанию самородного золота посвящены многочисленные публикации [Новгородова и др., 1977; Покровский и др., 1979; Мурзин, Сустанов, 1989; Спиридонов, Плетнев, 2002, и др.]. Характерно, что даже в самых богатых рудах содержание рудных минералов в продуктивных ассоциациях чрезвычайно мало. Только магнетит, ильменит и, изредка, халькозин могут присутствовать в количествах до нескольких процентов. Остальные минералы присутствуют в значительно меньшем количестве, а большинство из них может быть отнесено к категории минералогических находок. Наиболее полный перечень рудных минералов приводится в [Спиридонов, Плетнев, 2002] и включает: магнетит, халькозин, маухерит, никелин, миллерит, гринокит, брейтгауптит, самородные медь, сурьму, свинец, нисбит (NiSb_2), сейяноокит (FeSb_2), ульманнит (NiSbS), купростибит (Cu_2Sb), златогорит (CuNiSb_2), гудмундит (FeSbS), галенит, аурикуприд (Cu_3Au), купроаурид (AuCu), минерал CuAu_3 , минерал Cu_2Au_3 , Hg-электрум, Hg-кюстелит, Hg-серебро, Hg-золото (проба 815-853).

Экспериментальное и термодинамическое моделирование процессов образования родингитов показывает, что основными факторами, влияющими на минеральный состав ро-

дингитов, являются температура и состав флюидной фазы, и прежде всего, концентрация углекислоты [Плюснина и др., 1993]. Появление родингитов возможно только при очень низкой концентрации CO_2 ($X_{\text{CO}_2} < 0,07$), а везувиансодержащих их парагенезисов при давлении 2-4 кбар.

Установленные нами РТХ-условия формирования родингитов Золотой Горы таковы: $T = 470\text{-}230^\circ\text{C}$ при $P = 1\text{-}2$ кбар, флюид существенно водный, обогащенный восстановленными газами (водород, метан) с низкой мольной долей углекислоты 0,001-0,019, что отвечает оценкам режима формирования классических родингитов. Основанием для таких оценок служат приведенные ниже данные парагенетического анализа родингитов, изотопной геотермометрии, изучения твердофазных превращений твердых растворов Au-Ag-Cu , исследования газовой-жидких включений методами гомогенизации и газовой хроматографии [Мурзин и др., 2004а,б; Мурзин, Шанина, 2005].

Согласно приведенным в [Плюснина и др., 1993] данным, нижний температурный предел устойчивости минеральных ассоциаций с гранатом, диопсидом, везувианом и хлоритом, характеризующих образования 1 и 2 стадий родингитов месторождения Золотая Гора, при $P = 2$ кбар составляет $415 \pm 10^\circ\text{C}$. Верхний температурный предел их образования ограничивается устойчивостью наиболее высокотемпературного минерала – волластонита ($470\text{-}500^\circ\text{C}$), поскольку в изученном месторождении он не обнаружен. Не зафиксированы также и продукты его низкотемпературного разложения на кварц и карбонат. Таким образом, наиболее вероятный температурный интервал формирования родингитов 1 и 2 стадий Золотой Горы – $420\text{-}470^\circ\text{C}$. Температура образования кальцита 3 стадии, который местами находится в равновесных соотношениях с хлоритом, определена нами по кальцит-хлоритовому кислородно-изотопному геотермометру как $230\text{-}310^\circ\text{C}$ по формуле: $1000 \ln \alpha = 0,040(10^6/T^2) + 3,530(10^3) / T - 1,43$ [Zheng, 1993b]. Данные оценки соответствуют значениям температуры, полученным нами ранее по фазовым переходам золото-серебро-медных твердых растворов [Мурзин и др., 1987].

В работе [Спиридонов, Плетнев, 2002] приведены более низкие оценки температуры отложения продуктивной минерализации – $250\text{-}140^\circ\text{C}$, базирующиеся на значениях темпе-

ратур гомогенизации газовой-жидких включений в кальците. К сожалению, авторы не привели описания ни фазового состава этих включений, ни признаков их отнесения к первичным, ни типа гомогенизации, что делает неоправданным отождествление температур гомогенизации (T_r) и температур минералообразования (T_m).

Нами проведено дополнительное исследование температуры гомогенизации 97 газовой-жидких включений из минералов всех стадий родингитов (рис. 2). Измерения проводились на термостойке серийного производства ВИМС с точностью $\pm 5^\circ\text{C}$. Флюидные включения, имеющие размеры от 55×12 мкм до 3×3 мкм и менее, обнаружены в кальците, диопсиде, хлорите, гранате. По фазовому составу двухфазовые включения существенно водные (65-95 % вода + 35-5 % газовый пузырек). Первичные включения более крупные и, как правило, произвольно локализованные в массе минералов, часто имеют форму «отрицательных кристаллов». В залеченных трещинах присутствуют скопления вторичных или мнимовторичных объемных или уплощенных включений сложных очертаний – конусных, округлых, угловатых.

Гомогенизация включений происходит всегда в жидкую фазу в достаточно широком диапазоне температур – $115...325 \pm 5^\circ\text{C}$. Признаки гетерогенизации гидротермального флюида, выражающиеся в присутствии различно наполненных включений, гомогенизирующихся то в жидкую, то в газовую фазу, не зафиксированы. Относительно низкие значения температуры гомогенизации включений, большинство из которых имеет $T_r = 140...220^\circ\text{C}$, присущи не только для ГЖВ из наиболее позднего кальцита, но также и из минералов ранних родингитов. Эти значения соответствуют выше приведенным оценкам температур формирования родингитов и объясняются, по нашему мнению, достаточно высоким стартовым давлением формирования родингитов, когда T_r может быть значительно ниже T_m . Для значений T_r в диапазоне $150...250^\circ\text{C}$ и солёности гидротермального флюида 5-10 % NaCl (оценки Э.М. Спиридонова для ГЖВ из кальцита – 4-8 % экв. NaCl) величина поправки на давление к T_r в жидкую фазу составляет $80-90^\circ\text{C}/1$ кбар [Клевцов, Леммлейн, 1959]. Уже при допущении давления минералообразования в 2 кбар T_m достигнет 400°C , а если же принять его 4-

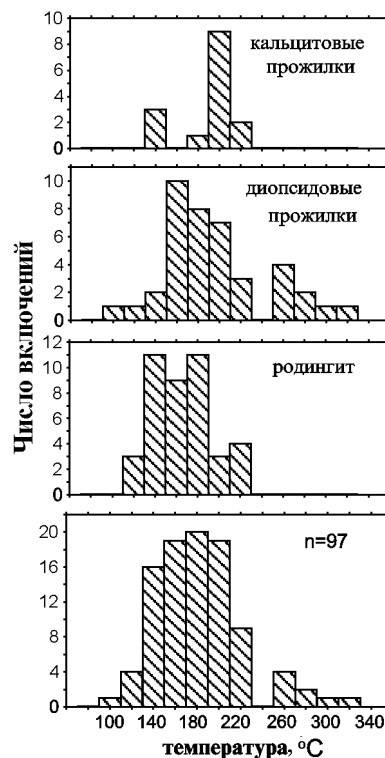


Рис. 2. Гистограммы распределения температуры гомогенизации газовой-жидких включений из минералов равномернозернистых хлограпитов, существенно диопсидовых и кальцитовых прожилков, а также всех включений в целом.

5 кбар (по [Спиридонов, Плетнев, 2002]), то T_m будет существенно выше указанной величины. Наиболее вероятный уровень давления при формировании родингитов 1 и 2 стадий, составлял 2-3 кбар. Отсутствие признаков гетерогенизации флюида в период последующих внутрирудных деформаций и отложения минералов 3 стадии свидетельствует о повышенном давлении и в заключительную стадию. Более точная оценка давления невозможна, так как величина «поправки на давление» нами принята для водно-углекислотного раствора, в то же время, как это будет показано ниже, реально флюид содержит значительные количества других газов, влияющих на величину поправки на давление (H_2 , CH_4).

Наиболее высокие значения $T_r = 250...330^\circ\text{C}$ (см. рис. 2) характеризуют включения в хлорите из существенно диопсидового прожилка 2 стадии, рассекающего мелкозернистый родингит 1 стадии с включениями, имеющими

более низкие значения $T_r = 140...200^\circ\text{C}$. При отсутствии оснований для предположения о дополнительном разогреве флюида в период образования прожилков диопсида (к примеру, поступление новой порции горячего флюида во 2 стадию), эту особенность логично трактовать как развитие гидротермальной системы на 1 и 2 стадиях в изотермическом режиме на фоне неизбежного межстадийного последеформационного снижения давления (порядка 1 кбар). Возникший режим термостатирования, по-видимому, был благоприятен для явлений перекристаллизации вещества и формирования рудных столбов.

Нами получены также данные о газовом составе родингитизирующего и серпентинизирующего флюидов, заключенных в газовой-жидких включениях (табл. 1). Анализом интенсивности и состава газов, выделяющихся при ступенчатом нагреве проб, установлены три типа включений: 1) вскрывающиеся при нагреве до $200...300^\circ\text{C}$ – вторичные, существенно водные с небольшими количествами CO_2 , CO , N_2 и NO , 2) вскрывающиеся в диапазоне $300...500^\circ\text{C}$ – первичные, существенно водные, обогащенные CO_2 , CO и углеводородами, и 3) вскрывающиеся выше 500°C – первичные, водные, возможно газовые, обогащенные восстановленными газами (H_2 , CH_4 , углеводородами), CO_2 и CO [Мурзин, Шанина, 2005]. Состав флюида при формировании продуктов разных стадий в большей степени отражает газовыделение в температурном диапазоне $300...600^\circ\text{C}$, которое характеризует вскрытие первичных включений в минералах и исключает разрушение самих минералов. Качественный и количественный состав включений, вскрывшихся в температурном диапазоне ниже 300°C , отражает состав остаточного флюида, из которого удалено значительное количество газовых компонентов. В целом же, газовый режим формирования родингитов и вмещающих их серпентинитов описывается системой С-Н-О с незначительным содержанием азотистых и отсутствием сернистых газов. В составе флюида резко преобладают вода, CO_2 , CO и, что особенно характерно, восстановленные газы – H_2 , CH_4 . Другие углеводороды присутствуют в подчиненных количествах.

Серпентинизирующий флюид обогащен CO_2 , CO и CH_4 и обеднен водородом по отношению к родингитизирующему. Так, мольная доля (H_2) в родингитизирующем

флюиде составила 0,012-0,048, а в серпентинизирующем – 0,007-0,011. Анализ эволюции степени углекислотности родингитизирующего флюида показал, что ранние родингиты 1 стадии Золотой Горы сформированы при весьма низких значениях $X_{\text{CO}_2} = 0,001-0,003$, что находится в полном соответствии с экспериментальными данными о верхнем пределе устойчивости родингитов при $X_{\text{CO}_2} = 0,007 \pm 0,001$ [Плюснина и др., 1993]. В то же время проявлена тенденция повышения X_{CO_2} во флюиде по мере развития метасоматического процесса и формирования поздних родингитов 2 стадии до $X_{\text{CO}_2} = 0,005-0,019$ и, особенно, наиболее поздних кальцитовых прожилков 3 стадии ($X_{\text{CO}_2} = 0,039$).

При формировании примыкающих к родингиту мелкозернистых хлоритолитов флюид характеризовался очень низкой величиной $X_{\text{CO}_2} = 0,002$, что сближает его с раствором 1 стадии родингитизации. Более крупнозернистые прожилковые агрегаты хлорита в хлоритолите и вмещающем серпентините образованы при более углекислотном флюидном режиме $X_{\text{CO}_2} = 0,005-0,012$, аналогичном режиму 2 стадии родингитизации.

Мольная доля азота в составе флюидов весьма невелика и обычно не превышает 0,001. Этот компонент отчетливо концентрируется в составе вторичных включений (до $X_{\text{N}_2} = 0,002$). Обогащение азотом вторичных включений может быть связано с тем, что при гидратации минералов азот не входит в состав гидратированных минералов, а обогащает остаточный флюид [Кепежинская, Томиленко, 1985].

Выявленные закономерности вариации газового состава флюида на различных стадиях формирования родингитов мы трактуем с позиций привноса CO_2 , а также CO и CH_4 из серпентинита при вскрытии блоков последних субширотными трещинами, заложение которых предшествовало формированию родингитов 2 и 3 стадий. При данной модели имеет место постепенное равновесное насыщение углекислотой остаточного флюида в условиях повышенной температуры после формирования ранних родингитов 1 стадии. Повышение мольной доли CO_2 в остаточном флюиде происходит за счет порового флюида серпентинита, замещения магнезиального карбоната хлоритом в зоне хлоритолита, а также связывания воды в водосодержащих минералах (хлорите, гидрогранате).

Таблица 1

Мольные доли газовых компонентов, выделившихся при нагреве проб родингитов и вмещающих их серпентинитов в диапазонах 100-300°C и 300-600°C

№ пробы	Порода, стадия	100-300°C						300-600°C					
		H ₂ O	CO ₂	CO	N ₂	H ₂	ΣC _n H _m	H ₂ O	CO ₂	CO	N ₂	H ₂	ΣC _n H _m
1283	Серпентинит вмещающий	0,999	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,967	0,014	0,004	0,000	0,011	0,003
1303	То же	0,997	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,972	0,011	0,006	0,000	0,007	0,003
1293-3	Хлоритолит м/з, I	0,999	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,983	0,002	0,002	0,000	0,012	0,000
1275-3	Хлоритолит ср/з, II	0,998	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,929	0,012	0,009	0,000	0,048	0,001
1276	Хлорит кр/з прожилковый, II	0,995	0,003	0,001	0,001	0,000	0,000	0,978	0,005	0,002	0,000	0,013	0,001
1285	Родингит ранний, I	0,998	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,981	0,003	0,002	0,000	0,012	0,001
1268	То же	0,996	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000	0,977	0,003	0,002	0,000	0,015	0,001
1293-2	Родингит поздний, II	0,987	0,004	0,007	0,002	0,000	0,001	0,978	0,005	0,002	0,000	0,014	0,001
1281	То же	0,998	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,942	0,019	0,007	0,000	0,023	0,005
1301	Кальцит прожилковый, III	0,989	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,935	0,039	0,004	0,002	0,015	0,002

Примечание. Газовый состав флюидов определялся в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (аналитик С.Н. Шанина) на газовом хроматографе «Цвет-800», соединенным с пиролитической приставкой. Пиролиз образцов весом 500 мг и крупностью 0,25-0,5 мм осуществлялся в кварцевом реакторе при ступенчатом нагреве. В качестве газа-носителя использовался гелий.

Таблица 2

Изотопный состав кислорода и водорода силикатных минералов и равновесного с ними флюида для различных стадий формирования родингитов месторождения Золотая Гора

Порода, стадия	Минерал	Изотопный состав минералов, ‰ SMOW (число анализов)		Изотопный состав воды флюида, ‰	
		δ ¹⁸ O	δD	δ ¹⁸ O	δD
Ранний родингит, 1	Хлорит	+6,1...+6,5 (3)	-42,8...-44,3 (3)	+7,2...+7,8	-3,6...-13,4
	Андрадит	+2,0...+3,6 (3)		+5,6...+5,9	
	Диопсид	+6,0...+6,6 (3)		+7,8...+8,3	
Хлоритолит, 1	Хлорит	+6,4...+6,6 (2)		+6,5...+7,9	-14,6...-24,4
Поздний родингит, 2	Андрадит	+3,8 (1)		+6,3...+6,7	
	Диопсид	+6,1...+6,4 (4)		+7,8...+8,3	
Хлоритолит, 2	Хлорит	+5,9...+6,3 (4)	-49,8...-64,4 (2)	+7,1...+7,7	-9,8...-34,2
Хлорит-кальцитовые прожилки, 3	Хлорит	+5,5...+7,7 (2)	-62,8 (1)	+3,7...+5,7	-17...-18

Примечание. Расчет изотопного состава кислорода флюида проведен для температурных диапазонов 400-500°C (1 и 2 стадии) и 230-310°C (3 стадия) по равновесиям: андрадит-вода, диопсид-вода [Zheng, 1993a], хлорит-вода [Zheng, 1993b]; изотопного состава водорода по равновесию хлорит-вода [Graham et al., 1984; Taylor, 1974].

Существуют, по крайней мере, три точки зрения об источнике флюида при образовании родингитов в Карабашском массиве гипербазитов. Ранние исследователи месторождения (Е.А. Кузнецов, А.П. Переляев, Н.И. Бородаевский) связывали возникновение родингитов Золотой Горы с «гранитизирующими» растворами. Другие исследователи (М.П. Ложечкин, Р.О. Берзон, В.Н. Сазонов и др.) считают, что родингиты (хлограпиты) являются побочным продуктом антигоритовой серпентинизации под воздействием мантийных флюидов, поступающих по глубинным разломам. Наконец, ряд авторов (Э.М. Спиридонов, П.А. Плетнев, М.С. Рапопорт и др.) предлагает многоэтапную модель формирования минерального наполнения тел родингитов [Спиридонов и др., 1997]. Согласно этой модели, ранние родингиты являются продуктом догранитного низкоградного регионального метаморфизма даек габброидов в условиях пренит-пумпелиитовой и пумпелиит-актинолитовой фаций, охватившего как гипербазиты, так и вмещающие вулканогенно-осадочные породы. Поздние родингиты сформированы при локальном низкоградном метаморфизме под воздействием флюидного H_2O-CO_2 потока, сопряженного со становлением гранодиоритовой формации. И, наконец, золотоносные существенно кальцитовые образования в родингитах связываются с флюидами, отделившимися при становлении дайковых членов гранитоидов той же гранодиоритовой формации.

Для решения вопроса о происхождении родингитизирующего флюида нами привлечены данные по изотопным характеристикам (С, О, D) минералов, слагающих серпентиниты и родингиты, а также по рассчитанному изотопному составу равновесных с ними серпентинизирующего и родингитизирующего флюидов. Примыкающие к родингитам антигоритизированные лизардитовые и хризотилитовые серпентиниты характеризуются значениями $\delta^{18}O = 6,8...6,9\text{‰}$ и наиболее отрицательными значениями $\delta D = -127$ и -128‰ . Обычно антигориты с сильно облегченным изотопным составом водорода в альпинотипных гипербазитах Урала характерны для зон прогрессивного локального метаморфизма внутренних частей массивов. Изотопный состав водорода в них наследует лизардит-бруситовую ассоциацию ранних петельчатых серпентинитов [Брянчанинова и др., 2004].

Вариации изотопного состава кислорода минералов всех стадий родингитизации незначительны. $\delta^{18}O$ хлорита изменяется в пределах $5,5...7\text{‰}$, андрадита $2...3,8\text{‰}$, диопсида $6...6,6\text{‰}$ (табл. 2). Более значительны вариации изотопного состава водорода хлорита, присутствующего во всех зонах метасоматита. Во всех случаях он оказался значительно обогащенным дейтерием по отношению к серпентину вмещающих серпентинитов. Наибольшая степень обогащения тяжелым изотопом водорода присуща хлориту родингита 1 и 2 стадий $\delta D = -42,8...-44,3\text{‰}$. Менее утяжелен водород тонкозернистого хлоритолита $\delta D = -53,3...-55,9\text{‰}$, а также более крупнозернистого хлорита из прожилков в хлоритолите $\delta D = -49,8...-64,4\text{‰}$. В этот диапазон попадает также водород хлорита из хлорит-кальцитовых образований 3 стадии $\delta D = -62,8\text{‰}$. Изотопный состав кальцита 3 стадии однороден $\delta^{13}C = 0,1...-1,8\text{‰}$ и $\delta^{18}O = 10,6...11,4\text{‰}$ (табл. 3). По изотопным характеристикам гнездообразный кальцит из родингита существенно не отличается от прожилкового кальцита из вмещающего серпентинита.

Расчет $\delta^{18}O$ флюида по изотопному составу хлорита, диопсида и граната 1 и 2 стадий дает хорошо согласованные результаты, укладывающиеся в диапазон $5,9...8,3\text{‰}$ (см. табл. 2). Данные значения лучше всего соответствуют магматической воде, однако, они могут отвечать и метаморфогенной воде, выделяющейся при локальном метаморфизме пород не осадочного генезиса. В то же время изотопный состав кислорода воды флюида 3 стадии в равновесии с кальцитом $\delta^{18}O_{H_2O(фл)} = 2,3...5,9\text{‰}$ и хлоритом $\delta^{18}O_{H_2O(фл)} = 3,7...5,7\text{‰}$ оказался более облегченным по отношению к таковому 1 и 2 стадий. Расчет изотопного состава кислорода углекислоты флюида 3 стадии, равновесного с кальцитом, дал значения $\delta^{18}O_{CO_2(фл)} = 19...21,3\text{‰}$ (см. табл. 3), т.е. приблизительно такие, которые можно ожидать для CO_2 , выделяющегося при растворении морского карбоната [Фор, 1989].

Рассчитанный изотопный состав углерода CO_2 флюида 3 стадии $\delta^{13}C_{CO_2(фл)} = +2,2...-0,9\text{‰}$ оказался утяжеленным по отношению к ювенильному и отвечающим изотопному составу углерода морских карбонатов $-0...+5\text{‰}$ по [Фор, 1989]. Очевидно, что флюид 3 стадии был обогащен преимущественно углекислотой, образовавшейся при растворении (или замеще-

Таблица 3
Изотопный состав кальцита 3 стадии минералообразования родингитов месторождения Золотая Гора и равновесного с ними флюида

№ обр.	Характеристика образца с кальцитом	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰, SMOW	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ (фм)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_2}$ (фм)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (фм)
1296	Диоксидовый родингит с прожилково-гнездовым кальцитом	+0,1	+11,2	+1...+2,2	+20,9...+19,9	+2,9...+5,7
1297	Гранат-хлорит-диоксидовый родингит с прожилками кальцит-хлоритового состава	-1,2	+11,4	-0,3...+0,9	+21,1...+20,1	+3,1...+5,9
1300	Кальцит-хлоритовая порода с реликтами антигоритового серпентинита	-0,9	+11,2	0,0...+1,2	+20,9...+19,9	+2,9...+5,7
1301	Кальцит-хлоритовая порода на контакте родингита и серпентинита	-1,8	+10,6	-0,9...+0,3	+20,3...+21,3	+2,3...+5,1
Общие вариации изотопного состава флюида				-0,9...+2,2	+19,0...+21,1	+2,3...+5,9

Примечание. Расчет изотопного состава CO_2 флюида проведен по коэффициенту фракционирования изотопов углерода и кислорода для 230-310°C по равновесию кальцит- CO_2 [Ohmoto, Rye, 1979; Zheng, 1999], а изотопного состава кислорода воды – по равновесию кальцит- H_2O [Zheng, 1999].

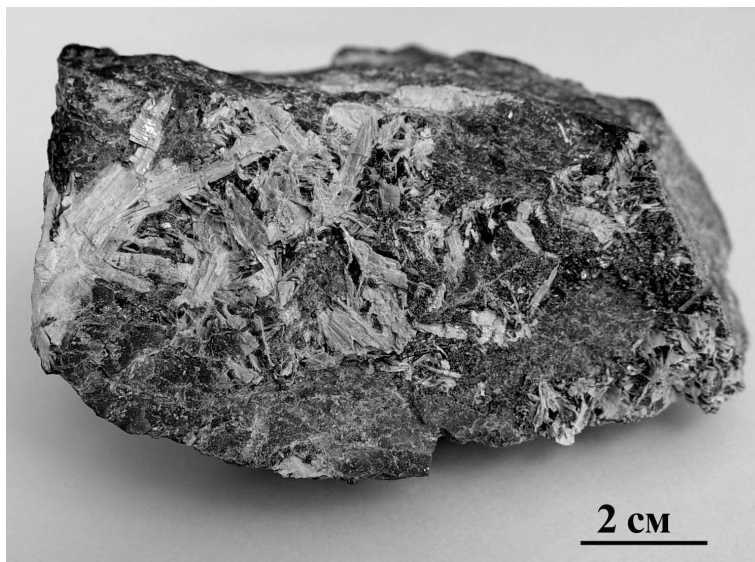
нии силикатами) карбоната морского происхождения, заключенного во вмещающих серпентинитах. Изотопный состав углерода этой уголекислоты немного облегчен за счет смешивания ее с изотопно легким углеродом газовых компонентов серпентинитов, присутствующих в небольших количествах во флюиде 3 стадии (по результатам газовой хроматографии $X_{\text{CO}_2} = 0,039$, $X_{\text{CO}} = 0,004$, $X_{\text{CH}_4} = 0,002$).

Если исходить из модели метасоматического генезиса родингитов Золотой Горы, то имеет место изотопный обмен бедных дейтерием серпентинитов с богатым этим изотопом родингитизирующим флюидом. Расчет δD этого флюида, равновесного с хлоритом родингита 1 стадии, дает значения -3,6...-13,4 ‰, а равновесного с хлоритом 3 стадии -17...-18 ‰, что максимально приближено к изотопному составу морской воды (см. рис. 1). Хлорит формирующихся синхронно с родингитами хлоритолитов отлагался из флюида с более облегченным водородом $\delta D = -9,8...-34,2$ ‰, что вполне может быть объяснено меньшим отношением вода/порода в более монолитных зальбандах тел родингитов при том же изотопном составе флюида. В целом же, родингитизирующий флюид с зафиксированными нами соотношениями изотопов водорода может быть смесью вод: 1) выделяющейся при полной дегидратации серпентина, образованного в морских условиях с $\delta D = -30...-70$ ‰ [Wenner, Taylor, 1973; Уханов и др., 2002] и 2) поровой морской водой в этих серпентинитах с δD , близкой к 0 ‰.

Данные по реставрации изотопного состава флюида при формировании родингитов Золотой Горы, таким образом, указывают на участие воды морского происхождения, вещества ультраосновных и основных магматических пород и, на заключительной стадии, углерода карбоната морского происхождения. Серпентинизирующий флюид существенно отличается от родингитизирующего изотопным составом водорода, а также режимом уголекислоты. Мы полагаем, что на данной стадии исследований наиболее приемлемым вариантом в качестве источника родингитизирующего флюида является метаморфогенный флюид, выделяющийся при дегидратации серпентинизированных гипербазитов океанского дна. Такая модель лучше всего соответствует изотопному составу флюида Золотой Горы. Она объясняет участие морских компонентов при

Рис. 3. Прожилковая диопсид-хлорит-магнетитовая зонка в серпентините мощностью 2 см (скол в плоскости прожилка).

Кристаллические агрегаты белого диопсида сцементированы хлоритом и магнетитом. Мелентьевское проявление родингитов.



трансформации гипербазитов в коровых условиях, когда прямое участие морской воды в родингитизирующем флюиде представляется маловероятным. При дегидратации серпентинитов, очевидно, выделялась как поровая вода, так и гидроксильная.

Мелентьевское проявление. Родингиты, сопровождающиеся видимым самородным золотом, обнаружены В.В. Шалагиновым в пределах одноименного золото-полиметаллического месторождения на Южном Урале. Они приурочены к небольшим телам ультрабазитов, вскрытых одним из верхних добычных шахтных горизонтов. Породы магнетит-пироксен-хлоритового состава с вкрапленностью золота выполняют серию тонких (до 2-3 см) трещин в серпентинитах. Прожилки родингитов зональные – в центральной их части развиты крупнозернистые пироксен, хлорит и магнетит, сменяющиеся к краям тонко- мелкозернистыми, почти монохлоритовыми породами, часто рассеянными тонкими прожилками (до 1 мм) хлорита средней крупности (рис. 3).

Частицы самородного золота присутствуют во всех минералах родингита, однако, наиболее крупные из них приурочены к трещинам спайности в пироксене (рис. 4). Выделения золота сложены медистой или серебристой его разновидностями. Часто медистая и серебристая фаза слагают отдельные блоки в пределах одного выделения. Реже встречаются пластинчатые вроски серебристого золота в медистом. Медистое золото представлено преобладающей фазой, отвечающей по составу

тетрааурикуприду AuCu (до 0,2 % Ag), или, реже, аурикуприду AuCu_3 . Фиксировались зональные частицы медистого золота, когда в центральной части золотин, сложенных аурикупридом, присутствовали блоки тетрааурикуприда. Серебристое золото имеет низкую пробу – 670-860, содержит примеси меди (до 2 %) и ртути (до 1,2 %).

Пироксен родингитовых прожилков представлен диопсидом (не более 6 % FeO), хлорит всех разновидностей по крупности маложелезистый – клинохлор или пеннин, магнетит почти чистый (до 0,2 % Ti). Из рудных минералов, присутствующих в весьма незначительном количестве, в ассоциации с золотом встречается халькозин, а также кристаллы арсенидов никеля – кобальтодержущий маухерит $\text{Ni}_{11}\text{As}_8$ (2,1-2,3 % Co) и никелин NiAs (0,6-0,9 % Co и 0,4-0,7 % Fe), рассеянные в массе тонко-мелкозернистого хлорита.

Используя онтогенический подход В.А. Попов установил, что отложение минералов родингитов в хлоритизирующемся серпентините началось с кристаллов диопсида, отпечатки скульптуры граней которого присутствуют на самородном золоте, магнетите и крупнозернистом хлорите. Кристаллизация этих минералов происходила в открытом пространстве. Рост кристаллов диопсида к этому моменту прекратился, они были деформированы и затем регенерированы.

Аналогично родингитам Золотой Горы, по данным газохроматографического анализа, магнетит-диопсид-хлоритовые прожилки Ме-

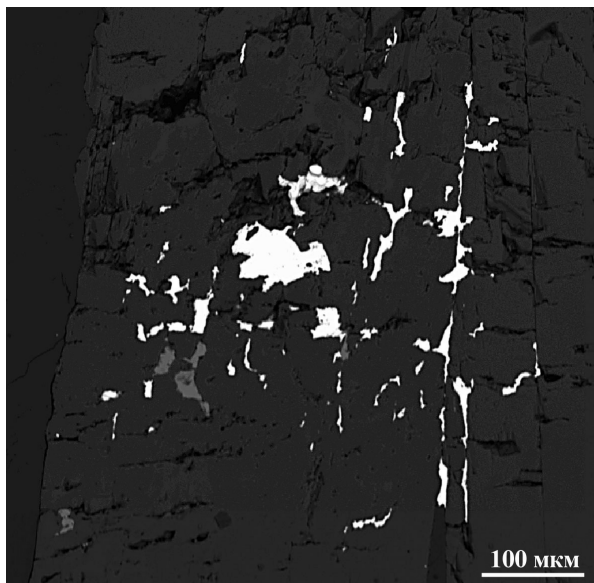


Рис. 4. Выделения самородного золота (белое) и магнетита (серое) в кристалле диопсида.

Снимок выполнен на сканирующем электронном микроскопе в режиме отраженных электронов. Мелентьевское проявление родингитов.

Мелентьевского месторождения сформированы из существенно водного флюида ($X_{H_2O} = 0,956$), содержащего восстановленные газы (водород, метан, тяжелые углеводороды) и характеризующегося очень низким химическим потенциалом уголекислоты – $X_{CO_2} = 0,009$.

Россыпь Моховое болото (Южный Урал).

Россыпь располагается в пределах Непряхинской группы золотокварцевых месторождений, на площади которой развиты тела габбро и серпентинизированных гипербазитов. В россыпи обнаружены обломки родингитов, сложенных агрегатами клинохлора, андрадита, диопсида, карбоната и магнетита и содержащих вкрапленность медистого золота [Попова и др., 2003]. На территории россыпи присутствуют крупные глыбы (коренные выходы?) пород, сложенных мелко-среднезернистым хлоритом с вкрапленностью октаэдрических кристаллов магнетита и рассеченных прожилками еще более крупнозернистого хлорита. Все перечисленные породы по минеральному составу соответствуют таковым месторождения Золотая Гора и Мелентьевского проявления родингитов.

Медистое золото представлено фазами $AuCu$ и имеет сложную индукционную поверхность срастания со всеми перечисленными выше минералами, что свидетельствует об одновременности их отложения. В россыпи обнаружены также частицы аурикуприда $AuCu_3$, содержащие многочисленные изометричные вросстки золото-серебряных фаз. Андрадит содержит относительно небольшую часть gros-

суляровой компоненты (до 4,5 % Al_2O_3), 1,4-5,4 % TiO_2 и 0,2-4,4 % Cr_2O_3 . Диопсид в обломках родингита представлен кристаллами белого (до 1 % FeO) или зеленоватого цвета (до 5-6 % FeO). Клинохлор относительно маложелезистый (4-9 % FeO).

Проявления Салатимского разлома (Северный Урал). Родингиты, содержащие частички самородного золота, обнаружены при геологической съемке в верховьях рек Вагран и Сосьва в небольших линзовидных телах альпинотипных гипербазитов (O_2-S_1), располагающихся вдоль Салатимского глубинного разлома (данные В.В. Шалагинова, В.С. Тюрикова и др., 1975). Тела гипербазитов представлены антигоритовыми и антигорит-хризотилowymi серпентинитами, развитыми за счет гарцбургитов, пироксенитов, дунит-гарцбургитов и дунитов. Родингиты развиты как на контактах тел серпентинитов с вмещающими метадиабазам, углисто-слюдисто-кварцевыми сланцами, так и внутри них, развиваясь по ксенолитам диабазов, жильным диабазам и пироксенитам. Мощность зон родингитов незначительная – обычно не более 30 см, редко до 1 м. Контакты их с серпентинитами всегда очень резкие, прямые или извилистые. Серпентиниты в зоне мощностью до 20 см, примыкающей к родингитам, интенсивно хлоритизированы, иногда содержат гидрогранат, сульфиды, магнетит. Переход родингитов в метадиабазы постепенный, фиксирующийся сменой окраски породы от зеленовато-желтого до темно-серого.

Апосерпентинитовые родингиты – мелкозернистые или скрытокристаллические светлоокрашенные породы, состоящие из агрегата, включающего цоизит, гранат, везувиан, хлорит, иногда кварц, диопсид, андалузит. Хлоритизированные серпентиниты рассекаются вместе с родингитами жилками более позднего крупночешуйчатого хлорита, талька. Родингиты по диабазам сложены агрегатом граната, развивающегося по плагиоклазу с сохранением очертаний последнего, хлорита, везувиана, цо-

изита, антигорита. Родингиты по сланцам изредка сохраняют реликтовую сланцеватую текстуру и, кроме граната и везувиана, содержат кварц, андалузит, альбит, диопсид, а в серпентинитах образуются цепочки выделений гранат-везувиан-цоизит-альбитового состава, параллельные контакту. Рудные минералы в родингитах представлены пиритом, галенитом, буланжеритом, магнетитом, золотом. Золото видимое, наблюдается по трещинам в виде тонких пластинок размером до 3 мм в родингитах или хлоритизированных серпентинитах, содержащих до 1 об. % сульфидов.

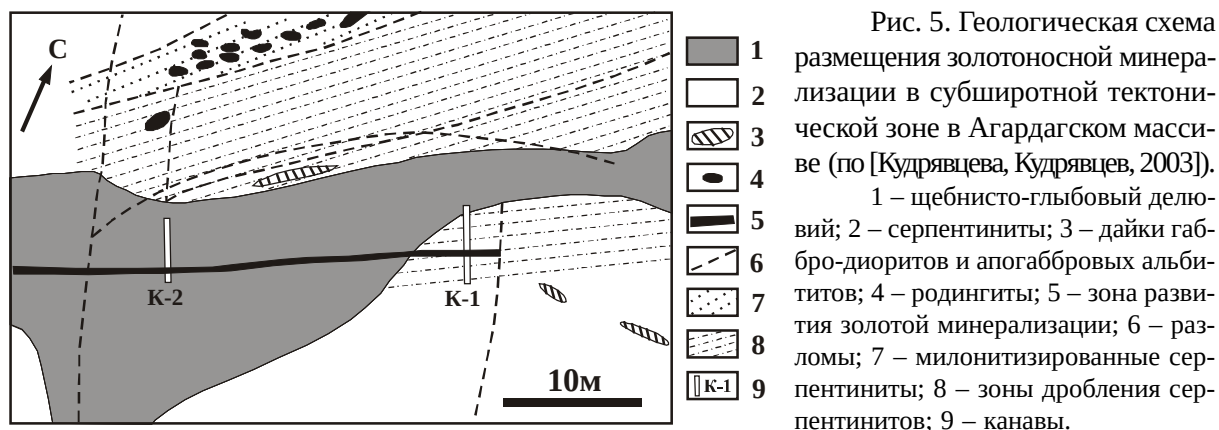
Крака (Южный Урал). Небольшие по мощности локально развитые тела апогаббровых родингитов наиболее широко распространены в южной части массива Средний Крака [Сначев и др., 2001; Савельев, 2000]. По минеральному составу выделены пренит-амфиболовые (тремолит, актинолит), эпидот-амфиболовые, эпидот-хлоритовые, эпидот-клиноцоизитовые родингиты. Родингиты содержат небольшое количество (менее 1 %) сульфидов – пирита, халькопирита и пирротина. По специализации на благородные металлы выделены два типа родингитов – золотоносные и платиноносные. «Платиноносные» родингиты специализированы на Pt и Pd (сумма ЭПГ 135-1170 мг/т, среднее 470 мг/т). «Золотоносные» родингиты содержат в среднем 1890 мг/т золота (1560-2000 мг/т) и 4030 мг/т серебра (2640-6720 мг/т). Авторы считают, что родингитизация сопряжена с серпентинизацией в коровых условиях. Источником благородных металлов являются гипербазиты.

Южная Тува. Здесь известно проявление видимого медистого золота в пределах Агардагского массива альпинотипных гипербазитов, которое было открыто в 1984 году В.И. Кудрявцевым и К.С. Кужугетом [Кудрявцева, Кудрявцев, 2003]. Агардагский массив входит в состав Южно-Тувинского офиолитового пояса, разделяющего области докембрийской складчатости нагорья Сангилен и салаирских структур Центральной Тувы. Массив вытянут в северо-восточном направлении, согласно общему простиранию гипербазитового пояса, на 17,5 км. Он представляет собой сложно построенное линзовидное тело, круто падающее на северо-запад. Массив прорывает нижнекембрийские вулканогенно-осадочные породы и, в свою очередь, прорывается мелкими дайко- и линзообразными телами габбро, габ-

бро-диабазов, диабазовых порфиров, а также небольшими интрузиями плагиогранитов и гранодиоритов (D_{1-2}).

Первичные породы массива – преимущественно дуниты и гарцбургиты – интенсивно серпентинизированы. Среди серпентинитов развиты антигоритовые и, в меньшей степени, лизардитовые и хризотилловые разновидности. Во всех разновидностях серпентинитов часты прожилки офита, метаксита и хризотил-асбеста. Местами серпентиниты карбонатизированы и оталькованы. В карбонатизированных серпентинитах развиты вкрапленники доломита, реже брейнерита размерами от 1-2 до 5-7 мм. В эндоконтактных частях массива и в тектонических зонах внутри него широко развиты тела лиственитов, сложенных брейнеритом, тальком, кварцем и фукситом. Мощность тел лиственитов достигает 100-150 м, а протяженность – 1 км.

Агардагское проявление расположено в стыке двух наиболее крупных тектонических блоков, на которые разбит массив в восточной его части. Наиболее высокие содержания золота приурочены к субширотной зоне дробления серпентинитов (рис. 5). В 150-200 м к северу от проявления находятся достаточно крупные тела лиственитов. В пределах и вблизи зоны дробления развиты небольшие (не более 5 м протяженностью) тела габбро-диоритов, апогаббровых альбититов и родингитов [Кудрявцева, Кудрявцев, 2003]. По нашим данным, родингиты сложены светло-зеленым натрийсодержащим пироксеном диопсид-геденбергитового ряда и альбитом, а вмещающие их серпентиниты превращены нацело в нефритоид – сланцеватый темно-зеленый тонкозернистый агрегат натрийсодержащего амфибола тремолит-актинолитового ряда. В качестве акцессорных минералов как в родингите, так и нефритоиде присутствуют реликтовый хромшпинелид, халькозин, арсенид никеля (маухерит), самородное золото и другие. Самородное золото преимущественно медистое и представлено орторомбической (рожковит) и тетрагональной (тетрааурикуприд – $AuCu$) разновидностями, редко аурикупридом ($AuCu_3$). Присутствуют частицы и обычного ртутьсодержащего (до 1,6 % Hg) серебристого золота низкой пробыности – 468-614. В последних, однако, часто присутствуют включения медистых фаз. Особенности строения и химического состава самородного золота и рудных минералов при-



ведены в ранее опубликованной нами работе [Мурзин и др., 1987].

Отложение продуктивной минерализации началось с момента формирования в субширотной тектонической зоне альбит-пироксенового родингита и нефритоида с рассеянными частицами мелкого медистого золота в ассоциации с маухеритом. Последующие вслед за ними повторные внутрирудные тектонические деформации, проявившиеся, по-видимому, преимущественно на контакте родингита с вмещающими амфиболитизированными серпентинитами, привели к формированию альбитовых и амфибол-альбитовых прожилков, насыщенных халькозином, медистым и серебристым золотом и редкими сфеном и апатитом (рис. 6). Деформации проявлены в дроблении раннего диопсида, волнистом угасании альбита и заживлении микротрещин альбитом второй генерации.

Формирование золотоносной минерализации в Агардагском проявлении началось при температуре не ниже 410°C. Это значение является температурой фазового перехода стехиометрического AuCu орторомбической модификации в тетрагональную, зафиксированного в частицах золота из нефритоида [Мурзин и др., 1987]. По данным газовой хроматографии рудоносный флюид был существенно водным – $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0,88-0,92$ с относительно низкой концентрацией углекислоты ($X_{\text{CO}_2} = 0,021-0,025$) и повышенной – водорода ($X_{\text{H}_2} = 0,049-0,073$).

Субстратом при формировании нефритоида была, несомненно, ультраосновная порода, о чем свидетельствует присутствие в нем реликтового хромшпинелида [Мурзин и др., 2005]. Последний активно замещается сначала более железистой и цинксодержащей его раз-

новидностью, а затем гранатом уграндитового типа. В значительно меньшем количестве реликтовый хромшпинелид обнаруживается и в пироксеновом родингите, что свидетельствует о том, что последний, по крайней мере частично, также апоультрабазитовый. Заключительная и наиболее продуктивная альбитовая минерализация с крупным золотом и халькозином, вероятно, сформирована путем выполнения открытых трещин.

Корякское Нагорье. В одном из гипербазитовых массивов Корякского Нагорья родингиты развиты в контакте гипербазитов с любыми породами с «кремнистым индексом» более 45 [Горелова, 1990]. «Это туфо-терригенные породы рамы, спилиты и базальты «останцов», а также поздние интрузии и дайки габброидов, пироксенитов, плагиогранитов и лампрофиров». Частички золота и минералов платиновой группы зафиксированы в пробе гранатизированных серпентинитов. В родингитах по терригенным породам (туфопесчаники и аркозовые песчаники) пробирно-атомно-абсорбционным анализом установлены содержания золота 0,02 г/т и палладия 0,07-0,08 г/т.

Тела родингитов имеют небольшие размеры (2-20 × 2-5 м), жилообразную или линзообразную форму. На контакте обычно развиты мономинеральные жильные образования, сложенные ксонотлитом, пектолитом или тремолитом. На удалении от контакта родингиты – массивные породы, сложенные ксонотлитом, пектолитом, пренином, гидрогроссуляром, андрадитом, диопсидом, тремолитом, актинолитом, цоизитом, магнезиальным хлоритом, титанитом. Они часто содержат реликты замещаемых пород.

Сахалин. Здесь известно золоторудное месторождение Березка в эндоконтактной зоне габброидного массива, прорывающего Южно-Шмидтовский массив альпинотипных гипербазитов [Речкин, 1974]. Золотоносны породы пренит-цеолит-хлоритового состава, а также секущие их анальцимовые и натролит-анальцимовые жилы, образовавшиеся по габброидам. Оруденение прослежено скважинами до глубины 250 м.

Пренит-цеолит-хлоритовые метасоматиты – монолитные хлоритовые породы с полосами и жилами, сложенными пектолитом, пренитом, натролитом и другими минералами, а также реликтивными зернами клинопироксена и роговой обманки. Анальцимовые жилы и прожилки мощностью от нескольких миллиметров до 1 м и длиной до 10 м развиты в зонах максимальной гидротермальной проработки габброидов на контакте их с серпентинитами. В рудах отсутствует кварц и развит пострудный кальцит.

Золото тесно ассоциирует с анальцимом, альбитом, хлоритом, датолитом, пренитом, пектолитом, натролитом, пиритом и халькопиритом (сульфидов не более 5 %). Золотины размером до 1 мм образуют включения в халькопирите, отлагаются среди агрегатов анальцима или в трещинках вместе с хлоритом. Частицы золота имеют пробность 765-812 и содержат 3,7-8,6 % неблагородных примесей.

По мнению А.Н. Речкина [1974], золотоносная низкотемпературная ассоциация жильных минералов образована в результате диафтореза по продуктам с более высокими РТ-условиями формирования, представленными гранатом, диопсидом, датолитом, биотитом и хлоритом. Золото отлагалось из щелочных растворов с высоким химическим потенциалом натрия и низким – кремнезема и углекислоты, на что указывает отсутствие тальк-карбонатного и лиственитового метасоматоза. Концентрирование золота в описанных процессах не связано

с процессом серпентинизации, хотя и отмечается наличие полосы хризотил-антигоритовых серпентинитов мощностью 20-50 м как ореола серпентинизации вокруг габброидного массива. Оно связано с натровым метасоматозом.

Британская Колумбия (Канада). Здесь известно проявление медистого золота «15 Миль», приуроченного к поясу серпентинитов, контролируемому региональным разломом [Knight, Leitch, 2001]. Золотоносны родингиты и зоны оталькования среди серпентинитов. Частицы самородного золота извлечены из концентрата протолок руд и имеют размеры от 0,1 до 0,25 мм. Химический состав их располагается в ряду золото-медь между $AuCu$ и Au_2Cu . Реже они более богаты золотом. В виде включений в золоте, а также в сростках с его частицами зафиксированы диопсид (свободный от железа), богатый кальцием гранат (гроссуляр?) и Ca-Al силикат (эпидот?, везувиан?), Ni-Sb сплав, халькозин, борнит.

Авторами указанной статьи изучены газозо-жидкие включения в минералах родингита (гроссуляре, диопсиде) и серпентинита этого проявления. Гомогенизация включений происходит в диапазоне температур 230-280°C. Температура замерзания от -0,2 до -1,4°C отвечает низкой солености флюида 1-2 % экв. NaCl. Температура эвтектики 30-43°C показывает, что могут присутствовать Mg (или Mg и Ca). Флюид относительно беден углекислотой.

Восточные Саяны. В их юго-восточной части известно Хурай-Жалгинское проявление родингитов, располагающееся в пределах одноименного массива, сложенного базитами и альпинотипными гипербазитами и отличающееся высоким содержанием сульфидов [Жмодик и др., 1998; Дамдинов и др., 2004; Дамдинов,



Рис. 6. Пироксен-альбитовый родингит, рассеченный прожилками альбита (светлые).

В породе присутствует вкрапленность рудных минералов – халькозина, реликтового хромшпинелида и самородного золота (черные). Агардагское проявление.

2004]. Основные и ультраосновные породы массива изменены до амфиболитов, амфиболизированных пород и серпентинитов. Породы в различной степени рассланцованы, катаклазированы и милонитизированы. Тела серпентинитов в виде протяженных прослоев и линз сложены антигоритом с прожилками хризотил-асбеста и примесными тремолитом, хлоритом и реликтовым орто- и клинопироксеном. Рудные минералы в них в количестве 3-5 % представлены пиритом, халькопиритом, магнетитом и зигенитом, образующими вкрапленность и редкие прожилки в породе.

Родингиты отмечаются в виде линз и будин мощностью до 2-3 м, приуроченных к тектоническим контактам амфиболитов с ультраосновными породами. Это интенсивно сульфидизированные породы, состав которых изменяется от гранатовых до гранат-хлоритовых и пироксеновых разновидностей. Гранатовые и гранат-хлоритовые родингиты сложены зернами андрадита, в интерстициях агрегатов которого располагаются клинохлор, сульфиды, а также реликтовые роговая обманка и тремолит. Сульфиды составляют до 30 % объема родингита и представлены пиритом и халькопиритом. В подчиненном количестве присутствуют зигенит и магнетит. Пироксеновые родингиты сложены диопсидом с подчиненным количеством тремолита. Они содержат также до 10 об. % вкрапленных пирита и халькопирита. В отношении специализации на благородные металлы, родингиты обогащены золотом (до 1,5 г/т), серебром (до 1,7 г/т) и палладием (до 0,55 г/т).

В амфиболитах и амфиболизированных породах развиты также протяженные (до 900 м) зоны с пирит-магнетитовой минерализацией. Химический состав амфиболитов соответствует среднему составу габбро. Они сложены эпидотом, амфиболами (магнезиальная роговая обманка и актинолит) и хлоритом, в подчиненном количестве присутствует кварц. Амфиболиты содержат благородные металлы на уровне первых мг/т. Сульфидизированные амфиболиты специализированы на Pt (до 0,16 г/т), Pd (до 0,19 г/т), Ag (до 1,1 г/т) и Au (до 0,2 г/т).

Минералы благородных металлов представлены фазами Au-Ag (высокопробное и низкопробное), Au-Hg (20,7-24,8 %Hg), Au-Ag-Cu, Cu-Au-Hg-Sn, а также сперрилитом. Размеры их частиц – до 50 мкм. Обнаружены также другие минералы олова – касситерит, интерметаллид олова и свинца, сульфид олова. Температура

отложения золото-серебромедного твердого раствора, оцененная по фазовой диаграмме – 470-480°C [Жмодик и др., 1998]. Авторы полагают, что формирование сульфидизированных родингитов и амфиболитов связано с поступлением флюида из глубинных частей зоны субдукции. Источником рудных компонентов являются флюиды из зоны субдукции и вмещающие породы. Источник золота в родингитах – амфиболиты.

Обсуждение результатов

Приведенные в обзоре данные, суммированные в таблице 4, свидетельствуют о том, что участие ультраосновного вещества в качестве исходных пород при формировании зональных колонок родингитов в большей или меньшей степени проявлено во всех случаях. Серпентиниты, вмещающие тела родингитов, всегда хлоритизированы или амфиболизированы. При этом околородингитовые оторочки часто содержат частицы благородных металлов, а по своему объему часто сопоставимы с объемом внутренней части колонки. Однако, несколько расширяя рамки данной статьи, следует отметить, что хлоритолитовые оторочки являются обычным элементом строения любых тел родингитов, независимо от типа эдуктов или того, зафиксированы в них концентрации благородных металлов или нет. Равно как не подлежит сомнению и участие в родингитизирующем процессе вещества основных пород, о чем свидетельствует наличие отчетливо выраженного «базитового» геохимического спектра элементов родингитов (Fe, Ti, P, Cu).

Представляется, что роль изменяющихся в процессах метаморфизма и метасоматоза ультрамафит-мафитовых пород как основных поставщиков петрогенных элементов (прежде всего кальция, алюминия и титана), золота и других металлов в родингитизирующий флюид была определяющей. Компоненты последнего могли быть заимствованы как в момент формирования самого флюида, в том числе дегидратации ультраосновного вещества, как это, по-видимому, имело место в месторождении Золотая Гора, так и по пути следования флюида к месту его разгрузки. Фильтрация гидротермального раствора происходит вдоль зон разломов через уже измененные, в том числе серпентинизированные, породы. Серпентинизированные породы в альпинотипных гиперба-

Таблица 4
Характеристика проявлений золотоносных родингитов

Месторождение, проявление БМ	Минеральный состав и стадийность формирования	Субстрат родингита	РТХ-условия формирования	Предполагаемый источник флюида и рудного вещества
Золотая Гора (Ю. Урал)	1)*хлорит, андрадит, диопсид 2)*диопсид, андрадит, магнетит, ильменит, халькозин 3)*кальцит	Серпентинит, пироксенит (?) Значительна роль тел выполнения	T=470-230° С, P=1-2 кбар. Флюид водный, восстановленный, обогащенный H ₂ и CH ₄ . X _{CO2} = 0,001-0,019	Флюид, освободившийся при дегидратации океанических серпентинитов, источник золота – ультраосновные породы.
Мелентьевское (Ю. Урал)	1) хлорит 2)*хлорит, диопсид, магнетит	Серпентинит, прожилки выполнения	Флюид водный, восстановленный, обогащенный H ₂ и CH ₄ . X _{CO2} = 0,009	
Россыпь Моховое болото (Ю. Урал)	*андрадит, клинохлор, диопсид, магнетит, карбонат	Тела выполнения		
Крака (Ю. Урал)	*амфибол (актинолит, тремолит), хлорит, пренит, эпидот, клиноцоизит	Габбро		Флюид серпентинизирующий, источник БМ – гипербазиты
Салатимский пояс (Сев. Урал)	1)*цоизит, гранат, везувиан, хлорит 2) хлорит, тальк	Метабазы, серпентинит		
Агардагское (Ю. Тува)	1)*пироксен (диопсид-геленбергит), альбит, амфибол 2)*альбит, амфибол, сульфиды (халькозин)	Серпентинит, габбро-диориты?, прожилки выполнения	T > 410°С. Флюид существенно водный, восстановленный, обогащенный H ₂ . X _{CO2} = 0,021-0,025	
Корякское Нагорье	*гранат, диопсид, тремолит, актинолит, цоизит, хлорит, ксоноллит, пектолит, пренит,	Серпентинит		
Березка (Сахалин)	1) клинопироксен, амфибол 2)*хлорит, пектолит, пренит, натролит 3)*анальцит, альбит, хлорит, дадолит, пренит, пектолит, натролит, сульфиды (пирит, халькопирит)	Габброиды, жилы выполнения	Флюид щелочной, относительно низкотемпературный	
15 Миль (Канада)	*гроссуляр, диопсид		T > 280°С. Флюид с концентрацией солей 1-2% экв. NaCl	
Хурай-Жалпгинское (В. Саяны)	*андрадит, диопсид, хлорит, сульфиды (пирит, халькопирит), тремолит, магнетит	Апогабброидные амфиболиты		Флюид из глубинных частей зоны субдукции

Примечание. Звездочкой помечены продуктивные минеральные ассоциации.

зитах, особенно в зонах разломов, обычно уже обогащены золотом и выступают в качестве своеобразных промежуточных коллекторов [Сазонов, 1998].

РТХ-условия формирования продуктивных родингитов отражены в составе слагающих их минеральных ассоциаций и достаточно стандартны для родингитов в целом. Ранние пироксен-, гранат- и везувиансодержащие родингиты образуются при температуре не ниже 400°C и умеренном давлении 1-3 кбар. Более низкотемпературная регрессивная ветвь их представлена гидросиликатами кальция (амфиболы, эпидот, цеолиты), иногда и натрия. Флюид был существенно водным, обогащенным восстановленными газами, прежде всего водородом и метаном, и характеризовался низкой мольной долей углекислоты $X_{CO_2} < 0,1$ и низкой соленостью [Плюснина и др., 1993; Плюснина, Зарайский, 1991; O'Hanley et al., 1992, и др.]. Благоприятная роль серы в концентрировании благородных металлов достаточно отчетливая, поскольку сульфиды в том или ином количестве присутствуют в составе продуктивных минеральных ассоциаций родингитов. Режим активности серы для гранат- и пироксен-содержащих парагенезисов соответствует медь-халькозиновому буферу, а для более низкотемпературных парагенезисов с амфиболом или гидросиликатами кальция – пирит-пирротиновому буферу (Сахалин, Восточные Саяны и др.).

Концентрация благородных металлов имела место в течение всего процесса образования родингитов, однако, наиболее продуктивными являлись поздние ассоциации минералов, телескопированные и отложенные по сети открытых трещин, что является типичным для практически всех золотопродуктивных метасоматических формаций. Концентрирование благородных металлов имеет место и на регрессивной щелочной натриевой ветви родингитизации (Агардагское проявление, месторождения Березка и др.). Появление в гидротермальной системе натрия обязано его высвобождению при замещении плагиоклаза исходных пород среднего-основного состава в различных метаморфических и метасоматических процессах, в том числе родингитизации. Так, экспериментальными работами [Плюснина и др., 1993] установлена нестабильность Na-содержащего плагиоклаза при контактовом взаимодействии габбро и дунита. При 400°C про-

исходит пренинизация, а при 500-600°C – аноритизация исходного плагиоклаза габбро. Чаще всего зоны Na-метасоматоза (альбитизации, жадеитизации) пространственно разобщены с родингитами [Леснов и др., 1976; Плюснина и др. 1993, и др.]. Однако, при наличии внутрирудных деформаций продукты натриевого метасоматоза могут, по-видимому, в той или иной степени накладываться на родингиты.

Здесь следует отметить, что породы регрессивной ветви родингитов, часто повышенной щелочности, по ассоциациям слагающих их минералов очень близки к метасоматитам пропилитовой формации [Сазонов, 1998]. Эта общность обусловлена, на наш взгляд, сходными РТ-условиями их формирования, а также относительно невысокой концентрацией углекислоты во флюиде $X_{CO_2} = 0,01-0,1$. Образования, сложенные клиноцоизитом, эпидотом, тремолит-актинолитом, альбитом, иногда выделяются в отдельную группу родингитов, характерными признаками которых является приуроченность к тектонически ослабленным зонам, наличие ореольной антигоритизации хризотил-лизардитовых серпентинитов, а также приконтактной амфиболизации серпентинитов, ассоциация с телами нефритов. Эти родингиты образуют отдельные дайкообразные тела или оторочки вокруг алюмосиликатных пород, однако, в некоторых случаях отмечается замещение ими родингитов, сложенных гранатом, пироксеном, везувианом и волластонитом [Секерин, 1982].

До конца невыясненным остается вопрос о происхождении рудоносного родингитизирующего флюида, поскольку такие данные практически отсутствуют. Возможно, этот фактор явится ключевым, определяющим формирование концентраций золота и других благородных металлов различных типов. Высказанному нами предположению о возможном участии воды, выделяющейся при дегидратации серпентинитов океанского дна, при формировании золотоносных метасоматитов в месторождении Золотая Гора литературные данные не противоречат. Близкие соображения относительно генезиса благороднометального оруденения в родингитах высказываются и другими исследователями [Жмодик и др., 1998; Дамдинов и др., 2004]. В частности, ими предлагается механизм формирования благороднометальных метасоматитов в альпинотипных ультрабазитах с участием флюида, освобожда-

ющего при дегидратации пород в зоне субдукции. Модель, предусматривающая в качестве источника метаморфогенный флюид, выделяющийся при дегидратации гипербазитов океанского дна, предлагалась также для образования войкаритов – антигоритовых и оливин-антигоритовых пород в альпинотипных гипербазитах Полярного Урала [Уханов и др., 2002].

Многие исследователи предполагают участие в формировании родингитов «антигоритизирующего флюида» или, чаще, говорят о синхронности процессов родингитизации и серпентинизации, а также родингитах как побочных продуктах серпентинизации [Coleman, 1963; Секерин, 1982; Берзон, 1983; Плюснина и др., 1993; Сазонов, 1998; Сазонов и др., 2002; Спиридонов, Плетнев, 2002; O'Hanley et al., 1992, и др.]. Основанием для таких предположений служит локализация тел родингитов в серпентинизированных породах, а также соответствие степени регионального метаморфизма вмещающих родингиты офиолитов и изменений в самих родингитах, носящих регрессивный характер. Химизм процесса родингитизации в случае присутствия алюмосиликатного субстрата для родингитов укладывается в рамки аллохимического метаморфизма. Между тем, во многих случаях наблюдаются отклонения от указанных закономерностей. Так, в Саяно-Байкальской горной области относительно высокотемпературные гранат- и пироксенсодержащие родингиты распространены среди лизардитовых и хризотил-лизардитовых серпентинитов низкой степени метаморфизма, в то время как родингиты, сложенные клиноцоизитом, эпидотом, амфиболом, альбитом, хлоритом и др., вмещаются антигоритовыми серпентинитами [Секерин, 1982]. Нами на месторождении Золотая Гора также показано, что родингиты и вмещающие их антигоритизированные лизардитовые и хризотил-лизардитовые серпентиниты сформированы флюидами с существенно различным изотопным составом водорода [Мурзин, Грабежев, 2005]. Исходя же из модели происхождения родингитизирующего флюида в результате дегидратации ультраосновных пород, вполне логично полагать, что область разгрузки этого флюида на более высоких гипсометрических уровнях будет определяться преимущественно фактором проницаемости пород, вне зависимости от их состава и степени серпентинизации ультраосновного вещества. Генезис же родингитов в

большей степени будет отвечать гидротермально-метасоматическому.

Между тем, учитывая соответствие относительно высокотемпературного режима формирования минералов родингитов и антигорита, а также близкий характер фракционирования изотопов водорода между водой, серпентином и хлоритом, мы полагаем, что ассоциация родингитов с локальными зонами антигоритовых серпентинитов вполне вероятна. Такие антигоритовые серпентиниты должны образовываться из флюидов, бедных алюминием (в противном случае будут формироваться хлоритолиты), и иметь изотопный состав водорода, соответствующий таковому хлорита родингита. Применительно к родингитам Золотой Горы равновесные с ними антигоритовые серпентиниты должны иметь $\delta D = -40 \dots -60 \text{ ‰}$.

Полученные нами данные свидетельствуют о том, что в Карабашском массиве в качестве родингитообразующего флюида вряд ли могли выступать флюиды, участвующие в региональном метаморфизме пород офиолитового комплекса. В силу вовлечения при региональном метаморфизме вулканогенно-осадочных пород рамы массива гипербазитов, генерируемые метаморфизмом флюиды должны характеризоваться утяжеленным изотопным составом кислорода (более 10 ‰), а также быть существенно обогащенными углекислотой ($X_{CO_2} > 0,1$) и азотом. Так, в [Кепенжинская, Томиленко, 1985] показано, что при региональном метаморфизме офиолитовых пород, «охватившем эти породы совместно с вулканогенно-осадочными толщами после выдвижения первых в кору в виде пластин», флюид характеризовался водно-углекислотным составом с незначительным по массе содержанием других компонентов (CO , N_2 , CH_4 , H_2). Методом газовой хроматографии (нагрев до $800^\circ C$) в данной работе показано, что газовый состав зависит от количественного соотношения магматического и осадочного членов офиолитового комплекса и степени его деформированности. Проведенный нами расчет мольной доли углекислоты по анализам, приведенным в указанной статье, показал, что при метаморфизме вулканогенно-осадочных пород флюид характеризовался $X_{CO_2} = 0,12-0,47$, лав среднего и основного состава – $0,03-0,21$ (однако при этом был сильно азотистым – X_{N_2} до $0,56$), габбро – от $0,03-0,08$ до $0,2$. Весьма характерным компонентом газового состава флюида является

азот, количество которого зависит от состава исходных пород и уменьшается в ряду: лавы среднего и основного состава (до 163 мг/кг), габбро (до 47 мг/кг), вулканогенно-осадочные породы (до 5 мг/кг).

Основные выводы

1. По стадийности минералообразования, составу минеральных ассоциаций, а также РТХ-условиям формирования родингиты, несущие благороднометальную минерализацию, существенно не отличаются от широко распространенных непродуктивных родингитов. Продуктивные и непродуктивные родингиты роднит также разнообразие пород, по которым они развиваются, однако наиболее масштабная минерализация благородных металлов имеет место при максимальной переработке вещества ультраосновных пород, вероятно, основного источника благородных металлов.

2. Практически во всех случаях родингиты, специализированные на золото и благородные металлы, приурочены к зонам разломов. Фактором, благоприятствующим высокой локальной концентрации золота, является проявление внутрирудных деформаций с формированием жил и прожилков выполнения, а также возникновение режима термостатирования.

3. Концентрация золота имела место в течение всего процесса образования родингитов, однако, наиболее продуктивными являлись поздние ассоциации минералов, телескопированные и отложенные по сети открытых трещин.

4. Данные об источниках родингитизирующих флюидов пока недостаточны для выяснения их роли в формировании высоких концентраций благородных металлов. Однако, на примере месторождения Золотая Гора нами показано, что привлечение модели происхождения родингитизирующего флюида в результате дегидратации серпентинитов океанического дна хорошо объясняет установленные закономерности условий формирования золотоносных родингитов.

5. Проявления родингитов с высокой локальной концентрацией золота обладают всеми признаками, заложенными в основу выделения руднометасоматических формаций [Сазонов, 1998], а выделение золото-родингитовой (хлограпитовой) формации представляется вполне обоснованным. Месторождение Золотая Гора

на Южном Урале может рассматриваться как эталонный объект золотоносных родингитов.

Авторы благодарят В.И. Кудрявцева и В.В. Шалагинова за содействие проведенным исследованиям.

Исследование осуществлялось при финансовой поддержке Российского Фонда фундаментальных исследований (грант № 04-05-64679), Министерства образования и науки (грант № РНП.2.1.1.1840), Федерального агентства по науке и инновациям (тема РИ – 112/001/081).

Список литературы

Белогуб Е.В., Удачин В.Н., Кораблев Г.Г. Карабашский рудный район. Материалы к путеводителю геолого-экологической экскурсии. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. 40 с.

Берзон Р.О. Золоторудные гипербазиты. М.: ВИЭМС, 1983. 72 с.

Берзон Р.О., Бородаевский Н.И. Месторождение Золотая Гора // Золоторудные месторождения СССР. Т. 1. М.: Недра, 1984. С. 187-195.

Берзон Р.О., Фадеичева И.Ф. Особенности метасоматических преобразований на золоторудном месторождении Золотая Гора // Метасоматизм и рудообразование. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 63-67.

Брянчанинова Н.И., Дубинина Е.О., Макеев А.Б. Геохимия изотопов водорода хромитоносных ультрабазитов Урала // Докл. РАН. 2004. Т. 395. № 3. С. 392-396.

Горелова Н.Н. Проявления локального метасоматоза и связь с ними рудной минерализации на одном из гипербазитовых массивов Корякского Нагорья // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1990. № 2. С. 73-78.

Дамдинов Б.Б. Нетрадиционные типы благороднометальной минерализации в офиолитах Восточно-Саянского и Джидинского поясов (минералогия, геохимия, генезис). Автореф. канд. дисс. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2004. 28 с.

Дамдинов Б.Б., Жмодик С.М., Миронов А.Г., Очиров Ю.Ч. Благороднометальная минерализация в родингитах юго-восточной части Восточного Саяна // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 5. С. 577-587.

Жмодик С.М., Миронов А.Г., Деревенец В.Г. и др. Новый тип олово-золото(ртуть)-платинOMETальной рудной минерализации в Восточном Саяне // Докл. РАН. 1998. Т. 361. № 4. С. 510-513.

Кепежинская К.Б., Томиленко А.А. Динамика изменения состава флюида при метаморфизме пород офиолитовых зон (на примере Восточного При-

хубсугуля) // Докл. АН СССР. 1985. Т. 285. № 4. С. 963-966.

Клевцов П.В., Леммлейн Г.Г. Поправка на давление к температурам гомогенизации водных растворов // Докл. АН СССР. 1959. Т. 128. № 6. С. 1250-1253.

Кудрявцева А.И., Кудрявцев В.И. Проявление медистого и серебристого золота в благороднометальном оруденении Южно-Тувинского гипербазитового пояса // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Геоэкология природной среды и общества. Кызыл: ТуВИКОПР СО РАН, 2003. С. 45-48.

Леснов Ф.П., Агафонов Л.В., Кузнецова И.К. Щелочной амфибол группы кросит-родусит из альбититов Южно-Шмидтовского гипербазитового массива // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. X. Новосибирск: Наука, 1976. С. 85-92.

Ложецкий М.П. Карабашское месторождение медистого золота // Труды УФАИ СССР. Вып. 4. Свердловск, 1935. С. 35-44.

Мурзин В.В., Варламов Д.А., Кудрявцев В.И. Хромшпинелиды альбитизированных родингитов и нефритоидов Агардагского проявления медистого золота (Южная Тува) // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2005. № 4. С. 90-95.

Мурзин В.В., Грабежнев А.И. Происхождение флюида при формировании золотоносных родингитов Карабашского массива альпинотипных гипербазитов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Чтения памяти П.Н. Чирвинского. Вып. 7. Пермь: Изд-во Пермского госуниверситета, 2005. С. 28-35.

Мурзин В.В., Кудрявцев В.И., Берзон Р.О., Сустанов С.Г. Медистое золото в зонах родингитизации // Геология рудных месторождений. 1987. № 5. С. 96-99.

Мурзин В.В., Сазонов В.Н. Происхождение оруденения с медистым золотом в альпинотипных гипербазитах // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 6. С. 797-798.

Мурзин В.В., Сазонов В.Н., Берлибле О.М. Стадийность и РТХ-условия формирования родингитов месторождения медистого золота Золотая Гора (Ю. Урал) // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Мат-лы науч. конф. X Чтения А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004а. С. 280-283.

Мурзин В.В., Сазонов В.Н., Берлибле О.М. О температурном режиме формирования золотоносных метасоматитов месторождения Золотая Гора (Карабашское) // Ежегодник-2003. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004б. С. 333-338.

Мурзин В.В., Сустанов С.Г. Твердофазные превращения в природном медистом золоте // Изв.

АН СССР. Сер. геол. 1989. № 11. С. 94-104.

Мурзин В.В., Шанина С.Н. Газовый состав и природа флюида при формировании золотоносных родингитов месторождения Золотая Гора по данным газовой хроматографии // Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 343-350.

Новгородова М.И., Цепин А.И., Кудревич И.М., Вальсов Л.Н. Новые данные по кристаллохимии и свойствам природных интерметаллических соединений системы медь-золото // Записки ВМО. 1977. Ч. 106. Вып. 5. С. 540-552.

Переляев А.П. Месторождение Золотая Гора // 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск: УФАИ СССР, 1948. С. 285-295.

Плюснина Л.П., Зарайский Г.П. Экспериментальное моделирование контактово-реакционных процессов в базит-ультрабазитовых комплексах // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319. № 2. С. 475-478.

Плюснина Л.П., Лихойдов Г.Г., Зарайский Г.П. Физико-химические условия формирования родингитов по экспериментальным данным // Петрология. 1993. Т. 1. № 5. С. 557-568.

Покровский П.В., Мурзин В.В., Берзон Р.О., Юников Б.А. К минералогии самородного золота месторождения Золотая Гора // Записки ВМО. 1979. Ч. 108. Вып. 3. С. 317-326.

Попова В.И., Попов В.А., Котляров В.А., Зазуляк И.А. Минералогия россыпи «Моховое болото» (Непряхинское месторождение, Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов. Формирование и освоение месторождений в островодужных системах. Миасс: Имин УрО РАН, 2003. С. 183-193.

Речкин А.Н. О новом типе золотого оруденения в ультрабазитах // Геология и геофизика. 1974. № 2. С. 49-53.

Савельев Д.Е. Сульфидный тип благороднометальной минерализации в гипербазитовых массивах Крака // Металлогения древних и современных океанов. Открытие, освоение и оценка месторождений. Миасс: Имин УрО РАН, 2000. С. 199-203.

Сазонов В.Н. Березит-лиственитовая формация и сопутствующее ей оруденение. Свердловск: УрО АН СССР, 1984. 208 с.

Сазонов В.Н. Золотопродуктивные метасоматические формации подвижных поясов (геодинамические обстановки и РТХ-параметры образования, прогностическое значение). Екатеринбург: УГГГА, 1998. 181 с.

Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Огородников В.Н., Волченко Ю.А. Золотое оруденение, сопряженное с альпинотипными ультрабазитами // Литосфера. 2002. № 4. С. 63-77.

Секерин А.П. Петрология родингитов Саяно-Байкальской горной области // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262. № 1. С. 175-177.

Сначев В.И., Савельев Д.Е., Рыкус М.В. Петрохимические особенности пород и руд габбро-ги-

пербазитовых массивов Крака. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2001. 212 с.

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

Спиридонов Э.М., Плетнев А.П., Перельгина Е.В., Рапопорт М.С. Геология и минералогия месторождения медистого золота Золотая Гора (Карабашское), Средний Урал (о проблеме «золото-родингитовой» формации). М.: Изд-во МГУ, 1997. 192 с.

Уханов А.В., Устинов В.И., Девирц А.Л. Изотопный состав кислорода и водорода гипербазитов на антигоритовой стадии серпентинизации (пример войкаритов Полярного Урала) // Геохимия. 2002. № 12. С. 1306-1313.

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

Coleman R.G. Serpentinities, rodingites and tectonic inclusions in Alpin-type mountain chains // Spec. Pap. 1963. № 73. 49 p.

O'Hanley D.S., Schandl E.S., Wicks F.J. The origin of rodingites from Cassiar, British Columbia, and their use to estimate T and P_(H₂O) during serpentinization // Geochim. Cosmochim. Acta 1992. V. 56. № 1. P. 97-108.

Graham C.M., Atkinson J., Harmon R.S. Hydrogen isotope fractionation in system chlorite-water //

NERC 6th Progress Report of Research 1981-1984, NERC Publication. Series D. 1984. №. 25. P. 139.

Knight J., Leitch C.H.B. Phase relations in the system Au-Cu-Ag at low temperatures, based on natural assemblages // Can. Mineral. 2001. V. 39. P. 889-905.

Ohmoto H., Rye R. O. Isotope of sulfur and carbon // Geochemistry of Hydrothermal deposits / H.L. Barnes (ed.). London: John Wiley and Sons, 1979. P. 509-567.

Taylor H.P.Jr. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition // Econ. Geol. 1974. V. 69. P. 843-883.

Wenner D.B., Taylor H.H.Jr. Oxygen and hydrogen isotope studies of the serpentinization of ultramafic rocks in oceanic environments and continental ophiolite complexes // American J. Sci. 1973. V. 237. P. 207-239.

Zheng Y.-F. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals // Geochim. Cosmochim. Acta. 1993a. V. 57. P. 1079-1091.

Zheng Y.-F. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates // Earth Planet. Sci. Lett. 1993b. V. 120. P. 247-263.

Zheng Y.-F. Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals // Geochem. J. 1999. V. 33. P. 109-126.

*Рецензенты член-корр. РАН В.Л. Русинов,
доктор геол.-мин. наук Г.П. Зарайский*