

УДК 550.42:553.411.07(470.5)

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗОЛОТОНОСНЫХ РОДИНГИТОВ КАРАБАШСКОГО МАССИВА АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

© 2013 г. В. В. Мурзин\*, Д. А. Варламов\*\*, Ю. Л. Ронкин\*, С. Н. Шанина\*\*\*

\* *Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН  
620075, Екатеринбург, Почтовый пер., 7*

\*\* *Институт экспериментальной минералогии РАН  
142432, Черногоровка, ул. Институтская, 4*

\*\*\* *Институт геологии Коми Научного центра Уральского отделения РАН  
167982, Сыктывкар, ул. Первомайская, 54*

Поступила в редакцию 08.10.2010 г.

Изучена полоса родингитов Карабашского массива, расположенного в 40 км севернее г. Миасс, которая прослеживается на 2.5 км непрерывно вдоль центральной части массива. На всем протяжении полосы эти породы несут до 1% вкрапленных сульфидов, а также частиц золота с высоким содержанием меди (до 40 мас. %). Центральная часть полосы родингитов наиболее богата золотом и служила объектом его добычи на месторождении Золотая Гора. Золотоносные родингиты зональны и сформированы в три стадии. Внутренняя их зона сложена хлорит-андрадит-диопсидовыми породами 1 стадии, пересекающимися существенно диопсидовыми прожилками 2 стадии и кальцитовыми 3 стадии. Промежуточная зона сложена мелкозернистыми хлоритолитами 1 стадии и крупнозернистыми прожилками хлорита 2 стадии. Внешняя зона метасоматической колонки – вмещающие антигортитовые и хризотил-лизардитовые серпентиниты.

Исследованием не установлены реликты пород и минералов замещаемого субстрата, за исключением отдельных зерен хромшпинелида. Самородное золото отлагалось в течение всего периода формирования родингитов. В рамках современных представлений об эволюции Уральской складчатой области изохронный Sm-Nd возраст формирования родингитов –  $369.4 \pm 8.8$  млн. лет – совпадает с периодом коллизионного сжатия океанических и островодужных комплексов S-D и выдвигания к поверхности блока меланократового основания, подстилающего эти комплексы. На основании изучения минерального состава руд, геохимии РЗЭ, а также исследования минералов методами термобарогеохимии и изотопной геохимии предложена модель формирования золотоносных родингитов. В модели обосновывается положение, что они, в отличие от непродуктивных “классических” аподайковых биметасоматических родингитов, являются жилами (телами выполнения), сопровождающимися метасоматическими изменениями вмещающих серпентинитов. Реставрация исходного изотопного состава компонентов флюида свидетельствует о том, что исходный рудоносный флюид имел метаморфогенное происхождение ( $\delta D_{\text{фл}} = -4...-13\text{‰}$ ,  $\delta^{18}O_{\text{фл}} = 5.9...8.3\text{‰}$ ). Компоненты флюида формировались при дегидратации океанических серпентинитов в основании выдвигающегося к поверхности блока меланократовых пород, а также сопряженных с ними габброидов. Эти породы явились источником золота и других компонентов (Ca, Al, Ti, Cu, Ni, REE, P и др.).

DOI: 10.7868/S0016777013040059

### ВВЕДЕНИЕ

В современной отечественной и зарубежной литературе под родингитами понимаются низко- и среднетемпературные известково-силикатные биметасоматические образования, формирующиеся в результате контактово-реакционного взаимодействия на границе серпентинитов и алюмосиликатных пород. Обычно они развиваются по дайкам и ксенолитам магматитов среднего и основного состава, реже формируются в тектонически ослабленных зонах в ультрабазитах

или на их контактах с кремнистыми терригенно-осадочными породами. Чаще всего метасоматический процесс происходит не в полной мере и выявление протолита таких родингитов не вызывает особых сложностей.

Абсолютное большинство проявлений родингитов в мире не несут какой-либо рудной минерализации, однако в некоторых из них наблюдаются высокие концентрации благородных металлов, прежде всего золота. Наиболее известным примером таких проявлений являются родингиты Карабашского массива альпинотипных гипербазитов на Южном Урале. Специфическими чертами

Адрес для переписки: В.В. Мурзин. E-mail: murzin@igg.uran.ru

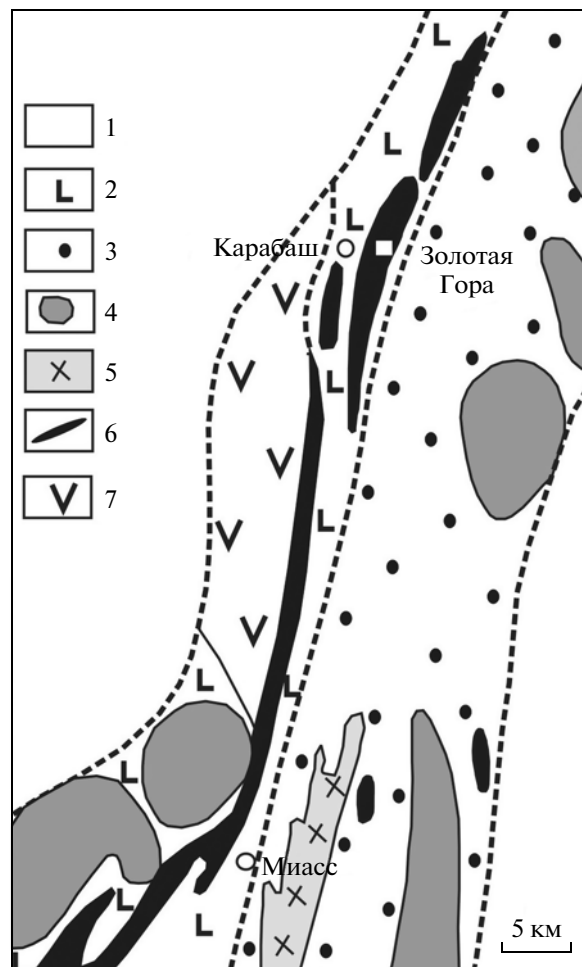
родингитов этого массива, ставших объектом настоящего исследования, является не только их рудная специализация (они эксплуатировались на месторождении Золотая Гора в 1902–1946 гг.), но и необычный медистый состав частиц золота, жильная морфология тел и отсутствие реликтов пород замещаемого субстрата (Ложечкин, 1935; Переляев, 1948; Берзон, Бородаевский, 1984; и др.). На Урале выявлены также другие проявления золота в родингитах – Мелентьевское (Ю. Урал), в телах альпинотипных ультрабазитов Салатимского разлома на Сев. Урале (Мурзин и др., 2006). Кроме того, известны данные о повышенном содержании золота и платиноидов в массиве альпинотипных гипербазитов Крака (Сначев и др., 2001). Что касается других регионов, то имеются сведения о проявлениях золота в родингитах на Сахалине, в Британской Колумбии, золота и платиноидов на Корякском Нагорье, Южной Туве и Восточных Саянах, серебра в месторождении Бу-Аззер (Марокко) (Речкин, 1974; Мурзин и др., 1987; Leblanc, Lbouabi, 1988; Горелова, 1990; Жмодик и др., 1998; Knight, Leitch, 2001; Дамдинов и др., 2004; Юркова, Воронин, 2008; и др.).

Исследователями Карабашского массива альпинотипных гипербазитов не были обнаружены какие-либо породы, кроме серпентинитов, которые могли бы рассматриваться в качестве протолита золотоносных родингитов. Данный факт позволил обосновать положение об апосерпентинитовой природе этих образований, а их высокая золотоносность и хлорит-гранат-пироксеновый минеральный состав послужили основанием для выделения золотопродуктивной хлограпитовой (родингитовой) формации (Сазонов, 1998). В то же время рядом исследователей правомерность выделения данной формации ставится под сомнение, а пространственная связь золотой минерализации с телами родингитов объясняется наложением на них золотоносных листовенитов (Спиридонов, Плетнев, 2002; Плюснина и др., 2009).

Настоящее исследование направлено на решение проблем, связанных с объяснением происхождения золотоносных родингитов.

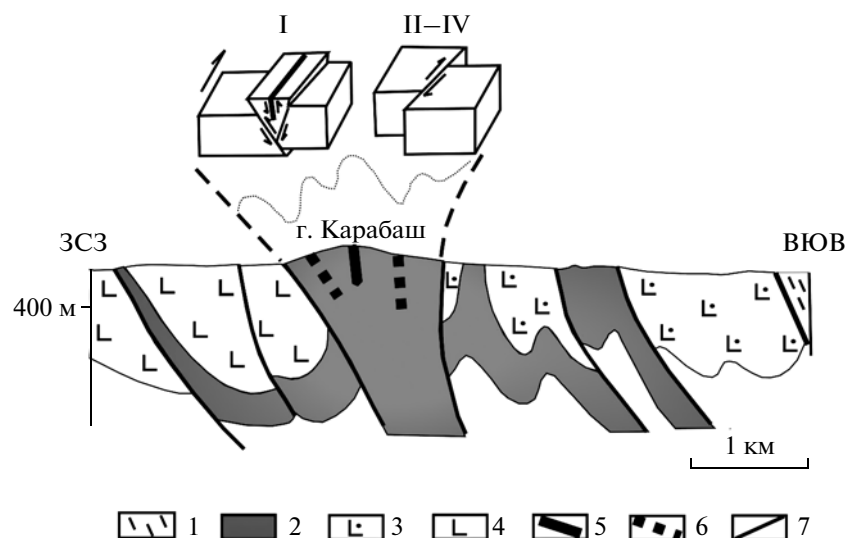
## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СТРОЕНИЕ КАРАБАШСКОГО МАССИВА

Карабашский массив альпинотипных гипербазитов находится на Южном Урале в 40 км севернее г. Миасс и локализован в зоне Главного Уральского разлома (ГУР), разделяющего палеоконтинентальный и палеоокеанический секторы Урала (фиг. 1). На широте г. Карабаш зона ГУР сложена серпентинизированными ультраосновными породами ( $O_{2-3}$ ), залегающими среди океанических и островодужных осадочно-вулканогенных комплексов Магнитогорского мегасинклинория (S–D). Согласно современным структурным исследованиям (Серавкин и др., 2003; Знаменский, 2009), вулканогенно-осадочные породы подстилаются породами меланократового основания на глубине всего 1–1.5 км от современной поверхности. Блоки меланократового основания океанических и островодужных комплексов, одним из которых является Карабашский массив, были выжаты к поверхности и образовали веерообразную структуру. Вулканогенно-осадочные комплексы при этом сильно деформированы в условиях широтного сжатия (покровообразования) и образуют серию чешуй, разделенных взбросами восточного падения (фиг. 2). В этих чешуях последовательно сменяются отложения поляковской ( $S_{1-2}$ ), ирендык-



**Фиг. 1.** Структурная карта района Карабашского массива гипербазитов по Г.Г. Кораблеву (Белогуб и др., 2003). 1 – допалеозойские метаморфические породы Западно-Магнитогорской мегазоны (Башкирское поднятие, зона Уралтау, Уфалейский блок); 2 – палеозойские океанические и островодужные вулканогенно-осадочные породы зоны ГУРа и Западно-Магнитогорской структурной зоны; 3 – допалеозойские метаморфические породы Ильмено-Вишневогорского комплекса; 4 – диориты, плагиограниты, гранодиориты; 5 – миаскиты; 6 – метагипербазиты дунит-гарцбургитовой формации; 7 – метагипербазиты дунит-верлит-клинопироксенит-габровой формации.

ногенно-осадочные породы подстилаются породами меланократового основания на глубине всего 1–1.5 км от современной поверхности. Блоки меланократового основания океанических и островодужных комплексов, одним из которых является Карабашский массив, были выжаты к поверхности и образовали веерообразную структуру. Вулканогенно-осадочные комплексы при этом сильно деформированы в условиях широтного сжатия (покровообразования) и образуют серию чешуй, разделенных взбросами восточного падения (фиг. 2). В этих чешуях последовательно сменяются отложения поляковской ( $S_{1-2}$ ), ирендык-



**Фиг. 2.** Геологический разрез и схема тектонических деформаций I–IV стадий через Карабашский массив (упрощенный, по Серавкину и др., 2003). 1 – метаморфические породы Ильменогорского комплекса (AR<sub>2</sub>); 2 – серпентиниты; 3 – вулканогенно-осадочные толщи силура; 4 – вулканогенно-осадочные толщи девона; 5 – зона родингитов; 6 – зоны тектонического меланжа в серпентинитах; 7 – разломы.

ской (D<sub>1–2</sub>), караламыташской (D<sub>2</sub>), улутауской (D<sub>2</sub>) и колтубанской (D<sub>3</sub>) свит.

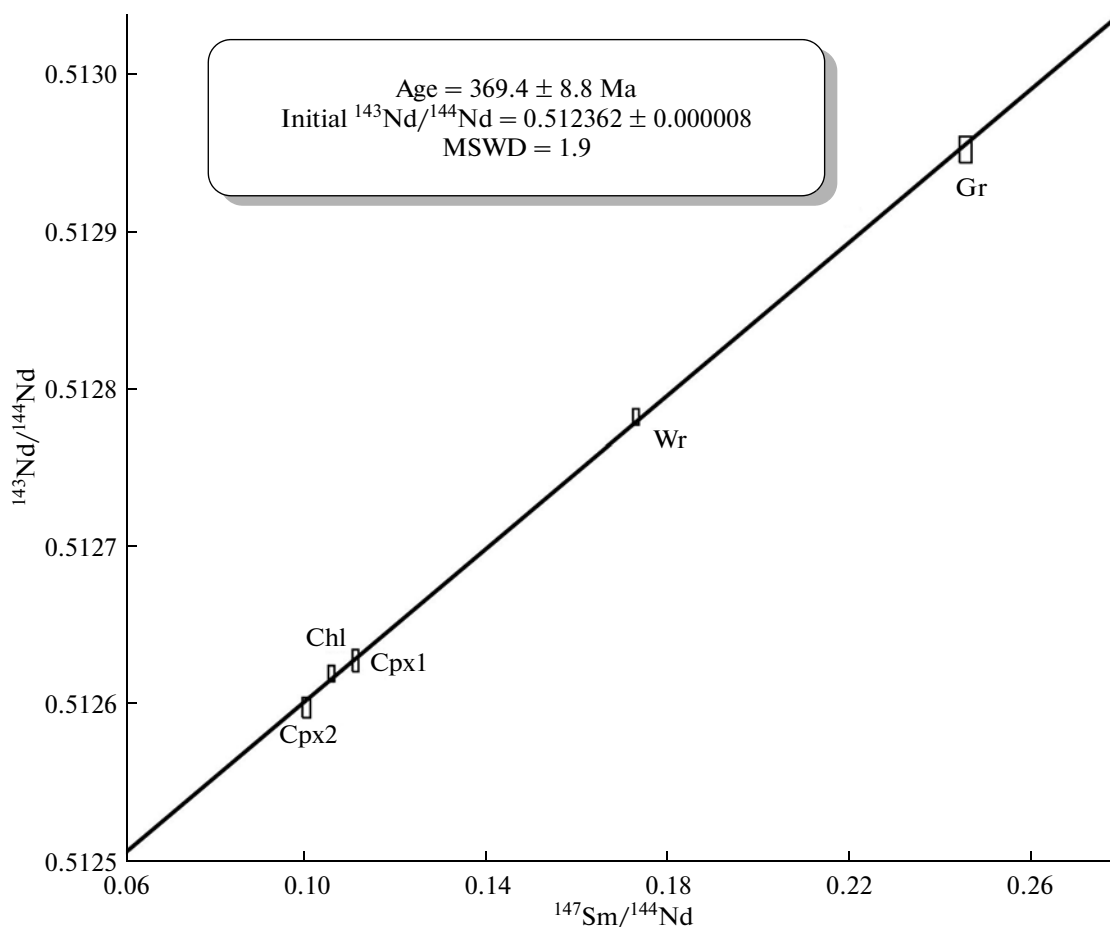
В тектонической истории Карабашского массива проявлено четыре стадии деформаций. I стадия становления – выдвигание серпентинового диапира, ограниченного с запада надвигом, а с востока взбросом, имеющими встречное падение. В ядре диапира сформировалась серия крутых взбросов, представленных в современной структуре интенсивно смятыми и рассланцованными серпентинитами и серпентиновым меланжем с фрагментами вулканогенных и осадочных пород. Во II стадию деформаций взбросы трансформировались в правосторонние сдвиги, состоящие из эшелонированных разрывов, образующих дуплексы растяжения и сжатия. С деформациями II стадии связано формирование родингитовых жил. В III стадию деформаций в условиях правых сдвиговых смещений были сформированы родингитовые прожилки второй генерации. В IV стадию при сохранении поля напряжений предыдущей стадии сформировались мелкие сколы, сместившие родингитовые тела на расстояние до 1.5 м.

Родингиты Карабашского массива синхронизируются, таким образом, с началом интенсивных деформаций горизонтального сжатия, геологический возраст которых может быть оценен как послеверхнедевонский, поскольку этим возрастом датируются наиболее молодые образования колтубанской свиты, подвергшиеся деформациям. Кроме того, нами был получен Sm-Nd изотопный возраст для типичного образца родингита хлорит-гранат-диопсидового состава, составивший  $369.4 \pm 8.8$  млн. лет, что соответствует

верхнему девону – началу нижнего карбона (фиг. 3, табл.1).

Породы Карабашского массива, слагающие в современном рельефе одноименный хребет с абсолютными отметками до 611.8 м (г. Карабаш), протягиваются в ССВ направлении (фиг. 4). Длина массива 15 км, максимальная ширина 3 км. С запада к нему примыкают девонские вулканогенно-осадочные породы перечисленных выше свит – преимущественно мраморизованные известняки, метаморфизованные туфы базальтовых порфиритов, туфопесчаники, граувакковые песчаники и др., которые вмещают Карабашскую группу медноколчеданных месторождений. С востока развиты силуро-девонские породы – алевролиты, туфолевролиты, кремнистые сланцы (часто углеродистые), базальтовые и андезитово-базальтовые порфириты и др.

Массив сложен апогарцбургитовыми и аподунитовыми антигоритовыми и, в меньшей степени, хризотилowymi и лизардитовыми серпентинитами. В северной части массива на вершине Золотой Горы (588.5 м) вскрываются аполерцолитовые серпентиниты. По мнению Э.М. Спиридонова и П.А. Плетнева, намечается стратификация массива – в нижней части разреза развиты дуниты, сменяющиеся на верхнем уровне гарцбургитами и далее лерцолитами (Спиридонов, Плетнев, 2002). Этими исследователями в ультраосновных породах зафиксированы многочисленные дайки офиолитовых низкотитанистых пироксенитов и габброклинопироксенитов, имеющих очень малую мощность и протяженность. К послеофиолитовым магматическим образованиям ими отнесены протяженные тела измененных титанистых габброи-



**Фиг. 3.** Sm-Nd изохрона для типичного золотоносного родингита хлорит-гранат-диопсидового состава месторождения Золотая Гора. Родингит содержит рассеянные акцессорные минералы, концентрирующие РЗЭ (кальциоанкилит, Се-алланит, титанит, перовскит и др.), что определяет небольшие отклонения коэффициентов распределения изотопов для фракций хлорита (Chl), граната (Gr) и клинопироксена (Cpx) относительно положения точки для породы в целом (Wr).

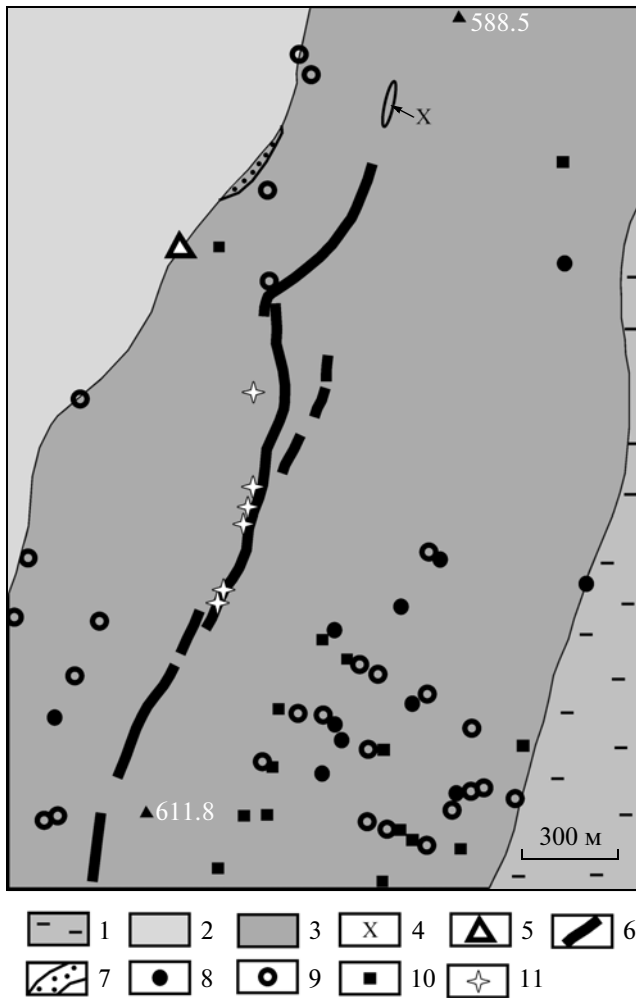
дов ( $D_{2-3}$ ) (современные родингиты), единичные мелкие тела (менее 100 м) пропилизитированных роговообманковых габбро-диоритов ( $D_{2-3}$ ), а также неизмененных кварцевых диоритов, плагио-

гранитов, плагиогранит-порфиров (гранодиоритовая формация  $C_1$ ). Все послефиолитовые малые интрузии и дайки приурочены к северо-западному контакту массива. Наконец, среди

**Таблица 1.** Sm-Nd ID-TIMS данные для типичного золотоносного родингита хлорит-гранат-диопсидового состава месторождения Золотая Гора

Материал	Sm [ppm]	Nd [ppm]	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$
Cpx2	0.751	4.53	0.1002	0.0008	0.512599	0.000006
Chl	5.28	30.1	0.1059	0.0005	0.512621	0.000005
Cpx1	2.55	13.9	0.1111	0.0006	0.512629	0.000007
Wr	16.5	57.6	0.1731	0.0009	0.512783	0.000005
Gr	41.3	102	0.2458	0.0012	0.512953	0.000008

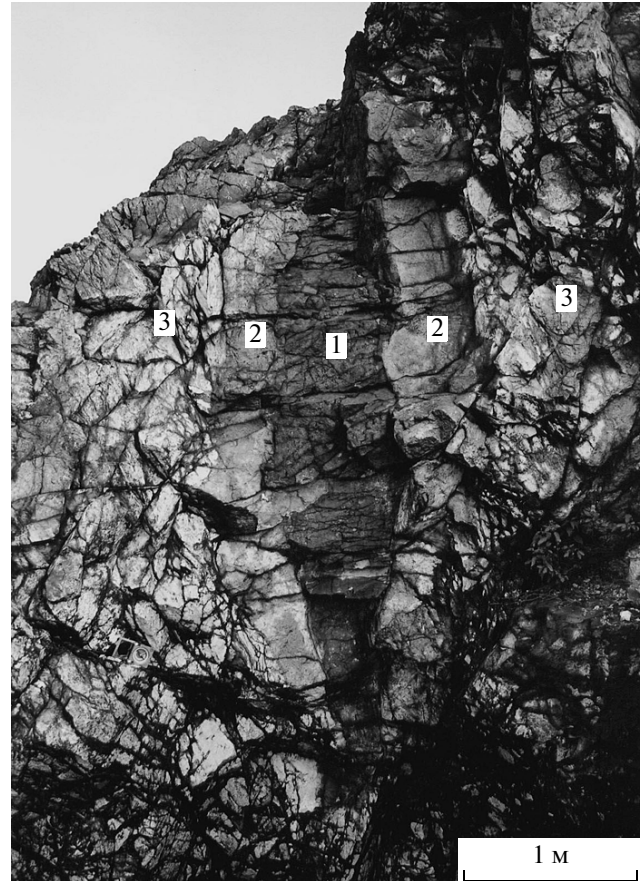
Примечание. Минеральные фракции: Chl – хлорит, Gr – гранат, Cpx – клинопироксен. Wr – образец породы в целом. Определение концентраций Sm, Nd и их изотопного состава производилось масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления (ID) с применением смешанного трассера  $^{150}\text{Sm}+^{149}\text{Nd}$  и использованием твердофазного (TIMS) прецизионного анализатора Finnigan MAT-262. Более подробные сведения о методике Sm-Nd-датирования можно найти в работе (Ронкин и др., 2009). Возрастные расчеты и определение параметров Sm-Nd-системы осуществлялись с помощью программы Isoplot/Ex. Ver. 3.6 (Ludwig, 2008).



**Фиг. 4.** Схематическая геологическая карта центральной части Карабашского массива (составлена по фоновым материалам М.П. Ложечкина, 1935 г.). 1 – кремнистые и кварц-серицитовые сланцы, метавулканиты  $O_2$ ; 2 – андезиты, базальты, сланцы кварц-серицитовые и др. эйфеля и живета; 3 – серпентиниты; 4 – диорит-порфириды; 5 – кварцевые диорит-порфириды; 6 – родингитовые жилы; 7 – листвениты; 8 – эпидот-хлорит-гранатовые породы; 9 – хлоритовые и хлорит-карбонатные породы; 10 – рибекитовые породы; 11 – горные выработки (штольни и шахты).

брекчированных серпентинитов ЮВ контакта массива (восточное подножие г. Карабаш) обнаружено небольшое (первые сотни метров) интрузивное тело наиболее молодых магматических пород – неизмененных сиенитов.

Ультраосновные породы Карабашского массива повсеместно серпентинизированы. Среди серпентинитов выделены: площадные ранние немагнитные лизардитовые (в центре массива) и магнетит-лизардитовые, а также поздние магнетит-антигоритовые. Кроме того, среди площадных серпентинитов развиты локальные полосы (отдельные пятна) антигоритовых пород с обильным магнетитом и прожилками, сложенными крупно-



**Фиг. 5.** Линзообразное тело родингита гранат-диопсидового состава (1), отороченного зоной хлоритолиита (2), в антигоритовом серпентините (3). Хорошо видны поперечные поздние сдвиговые деформации. Северная часть Карабашского массива.

зернистыми антигоритом, хлоритом, магнетитом (Спиридонов, Плетнев, 2002).

Метасоматические образования представлены, прежде всего, телами родингитов. Полоса родингитов имеет направление, согласное с простиранием массива, и прослеживается непрерывно вдоль центральной его части на 2,5 км (фиг. 4). Отдельные тела родингитов имеют мощность до 2–3 м, местами до 8 м и протяженность до 600–700 м и сложены агрегатами трех основных минералов – диопсида, граната и хлорита различной зернистости, присутствующими в различных количественных соотношениях. Они оторачиваются зонами хлоритоцитов, которые, в свою очередь, постепенно переходят в хризотилитовые или антигоритовые серпентиниты (фиг. 5). Массивные родингиты и хлоритоциты разбиваются сетью лестничных прожилков существенно диопсидового или кальцитового состава.

В краевых частях массива локализованы цепочки тел малой протяженности (десятки – первые сотни метров) апогипербазитовых метасо-

матитов гранат-хлоритового, эпидот-гранат-хлоритового, магнетит-хлорит-карбонатного, магнетит-хлоритового, магнетит-хлорит-тальк-карбонатного, тальк-карбонатного, кварц-рибекитового состава. В работе (Спиридонов, Плетнев, 2002) родингиты, а также существенно хлоритовые метасоматиты с карбонатом, тальком, магнетитом отнесены к локальным метаморфическим пропилитам хлоритовой фации, а щелочные рибекитовые метасоматиты ассоциируются со становлением тел сиенитов. В то же время существенно карбонатные (магнетит-хлорит-доломитовые, доломит-кальцитовые) тела с оторочками хлоритов относятся рядом исследователей к карбонатитам (Белогуб и др., 2003).

Лиственитизированные гипербазиты, по нашим наблюдениям, а также данным различных исследователей Карабашского массива (Н.И. Бородаевского, М.П. Ложечкина, В.Н. Сазонова и др.), пользуются крайне ограниченным распространением. Их полоса мощностью до 15 м сопряжена с дайкой диорит-порфирита, приуроченной к западному контакту серпентинитов с кремнистыми сланцами вмещающей вулканогенно-осадочной толщи. Листвениты сложены типовым парагенезисом минералов анкерит+хлорит+кварц и содержат черный турмалин, гематит и реликтовый хромшпинелид. Порода рассечена кварцевыми и кварц-анкеритовыми прожилками мощностью до 1 см. Листвениты, связанные с телами гранитоидов, широко распространены среди девонских вулканогенно-осадочных пород, а южнее, в Миасском районе, с ними связаны многие золото-рудные месторождения (Наилинское, Тьелгинское, Алтын-Таш и др.).

Значительно большую роль лиственитам в Карабашском массиве отводит Э.М. Спиридонов с соавторами (Спиридонов, Плетнев, 2002). С процессом лиственитизации этими исследователями связывается формирование наложенного на родингиты золотого оруденения. Как “лиственитизированные” при этом описываются родингиты, пронизанные массой прожилков и просечек чистого кальцита, кальцита с хлоритом и кварцем, изредка кварца с магнетитом. Продуктивность этих прожилков связана с присутствием в них убогой вкрапленности медистого золота, сопровождаемой халькозином, борнитом, галенитом и другими редкими рудными минералами. Избирательная приуроченность карбонатного штокверка к родингитам объясняется высокой хрупкостью родингитов в целом и, особенно, прожилков диопсида лестничного типа в них.

Выделение на месторождении метасоматитов березит-лиственитовой формации неоднократно критиковалось уральскими исследователями (Р.О. Берзон, В.Н. Сазонов), в том числе авторами данной публикации. Серьезными фактами, противоречащими этим взглядам, являются данные об отсутствии в массе родингитов свойственного

лиственитам парагенезиса минералов кварц+фуксит+карбонат (магнетит-брейнерит, доломит-анкерит, кальцит), а также об относительно высокой температуре отложения золота, представленного распавшимися золото-серебро-медными твердыми растворами (более 400°C) (Мурзин, Сустанов, 1989). Кроме того, наши наблюдения, а также фондовые и литературные материалы периода отработки месторождения (М.П. Ложечкина, А.П. Переляева, Н.И. Бородаевского и других) свидетельствуют о том, что между золотой минерализацией и родингитами имеется прямая пространственная и генетическая связь. Прежде всего, эта связь проявлена в приуроченности частиц золота ко всем членам многостадийной зональной гидротермально-метасоматической колонки родингитов, а не только к карбонатсодержащей ее части. Более того, по нашим наблюдениям, максимальное развитие карбонаты получили в северной части зоны родингитов, а не в центральной, где расположено собственно месторождение Золотая Гора. Кварц в составе руд нами не был обнаружен, как и не описывался всеми предыдущими исследователями месторождения, а карбонат не обнаруживается во многих случаях даже в образцах родингитов с густой вкрапленностью видимого золота. Столь неоднозначная трактовка карбоната как носителя медистого золота объясняется нами существенным искажением реальной представительности образцов с золотом в отвалах горных выработок.

#### ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Родингиты Карабашского массива на всем протяжении их полосы золотоносны, однако промышленных значений содержание золота достигало лишь в центральной части полосы на участке длиной 350–400 м (месторождение Золотая Гора). В контуры рудных тел попадают как жиллообразные тела родингитов, так и некоторые участки примыкающих к ним хлоритовых пород. Всего было выделено 6 рудных тел, из которых три – западное, восточное и южное – эксплуатировались до глубины 200 м. Рудные тела крутопадающие – под углом 60–70° на ЮВ. Средняя мощность рудных тел 2–3 м, в раздувах она увеличивалась до 8 м, а в пережимах уменьшалась до 0.1–0.3 м. Ниже 200 м оруденение не выклинивалось, однако содержание золота, достигавшее на верхних горизонтах нескольких сотен г/т и составившее в среднем 5–6 г/т, резко падало. Содержание платиноидов в рудах мало – до 115 мг/т Pt и до 65 мг/т Pd (Спиридонов, Плетнев, 2002).

Распределение золота в рудных телах неравномерное, столбовое. Столбы в проекции на вертикальную плоскость имеют крутое погружение на север (фиг. 6). Положение рудных столбов обусловлено неравномерностью проявления хрупких



**Фиг. 6.** Распределение золота в продольном разрезе наиболее продуктивной части зоны родингитов (по фондовым материалам Н.И. Бородаевского). 1 – очень богатые руды с кустовым распределением золота; 2 – богатые руды; 3 – руды со средним содержанием; 4 – бедные и очень бедные руды; 5 – горные выработки.

субширотных секущих трещин в телах родингитов, выполненных наиболее продуктивными диопсидовыми прожилками лестничного типа. Эта неравномерность связана, на наш взгляд, с дуплексным характером сдвиговых деформаций при рудообразовании – чередовании участков растяжения и сжатия.

Характерно, что даже в самых богатых золотом рудах содержание рудных минералов чрезвычайно мало. Лишь несколько минералов – магнетит, ильменит и халькозин – могут содержаться в количествах до 2–3%, большинство же минералов относится к категории минералогических находок. Среднее содержание сульфидов не превышает 1% от массы руды, валовое содержание серы – 0.2 мас. %.

Максимальные содержания медистого золота связаны с лестничными диопсидовыми прожилками, в которых его частицы, как правило, выполняют трещины спайности в диопсиде или цементируют листоватую массу хлорита, иногда образуют вроски в гранате, магнетите. Аналогичные соотношения частиц золота с породообразующими минералами характерны и для родингитов основной массы рудных тел.

Самородное золото месторождения Золотая Гора весьма специфично как по химическому и фазовому составу, так и по строению его частиц. Детальное исследование золота, результаты которого приводятся в ряде публикаций (Новгородова и др., 1977; Покровский и др., 1979; Мурзин, Сустанов, 1989; и др.) указывает на то, что подавляющая масса его частиц представлена продуктами твердофазных температурных превращений трехкомпонентного золото-серебро-медного твердого раствора с небольшой примесью ртути. При остывании гидротермальной системы вследствие резкого сужения области устойчивости трехкомпонентного твердого раствора он распадается на пластинчатые или решетчатые агрегаты бинарных фаз Au-Ag (с Hg) и Au-Cu. Этот распад был многоступенчатым с образованием промежуточ-

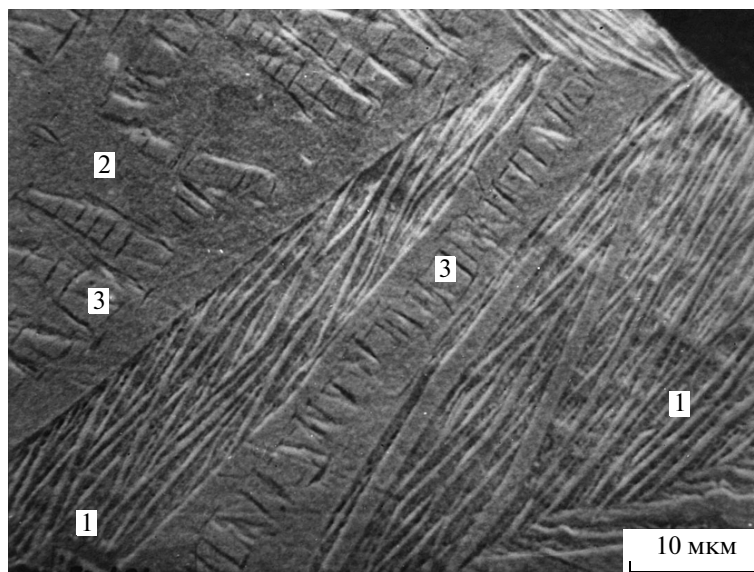
ных твердых растворов медистого золота – пересыщенных или недосыщенных золотом соединений  $AuCu_3$ ,  $AuCu$  и  $Au_3Cu$  (соединения Курнакова), а также обогащенного медью и ртутью серебристого золота. Распад промежуточных золото-медных твердых растворов сопровождался упорядочением структуры фаз стехиометрического состава, особенно ярко проявленным для  $AuCu$ , в полном соответствии с этим процессом в искусственных сплавах. В результате твердофазных превращений фазовый состав частиц золота усложняется, а современная их микроструктура становится чрезвычайно неоднородной (фиг. 7).

Распространенность минералов золота в рудах Золотой Горы такова: 45% –  $AuCu$  (тетраурикуприд и рожковит), 25% – аурикуприд ( $AuCu_3$ ), 15% – продукты распада фаз, близких по составу к  $Au_3Cu_2$ , 5% – минерал  $Au_3Cu$ , 10% – амальгамы Au-Ag и лишь около 1% – обычное самородное золото (Спиридонов, Плетнев, 2002).

#### МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ОТЛОЖЕНИЯ МИНЕРАЛОВ

Минеральный состав родингитов массива изучался многими исследователями (М.П. Ложечкиным, А.П. Переляевым, Н.И. Бородаевским, М.И. Новгородовой, П.В. Покровским, Р.О. Берзоном и др.), однако наиболее полные данные о составе минералов и последовательности их отложения получены Э.М. Спиридоновым и П.А. Плетневым (Спиридонов, Плетнев, 2002). Этими исследователями выделены ранние родингиты, поздние родингиты, наиболее поздние жильные родингиты трех поколений, хлоритолиты реакционной оторочки, а также наиболее поздние листвениты, с которыми связана высокая золотоносность пород, представленные кальцитовыми прожилками.

В данном исследовании применен этапно-стадийный подход. Этот подход базируется на выде-



**Фиг. 7.** Неоднородное строение частицы медистого самородного золота, испытавшего твердофазные превращения. Продукты превращения – пластинчатый агрегат упорядоченного тетрааурикуприда AuCu (1), фаза Au<sub>3</sub>Cu (2) и ртуть-содержащий электрум (3). Электронно-микроскопический снимок травленной поверхности частицы золота.

лении этапов, разделенных перерывами в процессе рудообразования и между стадиями внутри этапов. Стадии, в течение которых происходит отложение присущих им парагенезисов минералов, выделяются по наличию разделяющих их кратковременных периодов деформаций и дробления (Бетехтин и др., 1958; Смирнов В.И., 1982; Петровская Н.В., 1967; и др.). Реализация этого подхода привела нас к заключению, что процесс рудообразования на месторождении является одноэтапным, сопряженным со становлением собственно родингитов, и трехстадийным (табл. 2). В качестве межстадийных рассматриваются правосторонние сдвиговые деформации II и III стадий по (Знаменский, 2009).

Химический состав минералов, слагающих родингиты, достаточно полно приведен в (Спиридонов, Плетнев, 2002). Полученные нами дополнительные данные в целом хорошо согласуются с таковыми в цитируемой работе. Поэтому в настоящей статье приводятся только химические составы некоторых аксессуарных минералов, обнаруженных в изученных родингитах впервые (табл. 3).

#### *Родингиты 1 стадии*

Это 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 и, соответственно, различно окрашенными. Переходы между разностями пород посте-

пенные, и какие-либо закономерности в распределении их указать трудно.

По данным (Спиридонов, Плетнев, 2002), гранат родингитов принадлежит к Ti-гидроандрадиту и Ti-гидрогроссуляр-гидроандрадиту (до 9.5 мас. % TiO<sub>2</sub>), а при замещении им хромшпинелида – хромсодержащему гидроандрадиту (до 6 мас. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Гроссуляровая компонента граната составляет обычно менее 10%, однако фиксировались отдельные зерна со значительно более высоким ее содержанием – до 47%. Клинопироксен представлен Fe-диопсидом (до 7.6 мас. % FeO). Хлорит в везувиансодержащих родингитах – пеннин и талькохлорит, в диопсидсодержащих – пеннин и клинохлор. Почти повсеместно родингиты содержат 1–2, до 5% апатита. Апатит не содержит значимых количеств F и Cl и является, по-видимому, гидроксилapatитом.

Аксессуарные минералы родингитов 1 стадии представлены как реликтовым хромшпинелидом, так и новообразованными – халькозином, самородной медью, арсенидами никеля (маухерит и никелин), медистым золотом, а также впервые установленными нами на месторождении цирконом, бадделеитом, алланитом-Sr, торианитом и уранинитом.

Частицы аксессуарных минералов присутствуют в ранних родингитах в виде мелких (менее 0.1 мм) ксеноморфных выделений среди агрегатов породообразующих минералов, реже в виде включений в них. Кристаллы хромшпинелида корродированы нерудными минералами и неоднородны. В краевых частях, а также вдоль отдельных микротрещин в них фиксируются зоны резкого обогащения марганцем и цинком, ширина которых не пре-



**Таблица 2.** Минеральный состав родингитов и хлоритолитов различных стадий минералообразования на месторождении Золотая Гора

Минералы	Стадии рудообразования		
	1	2	3
	Родингиты		
Основные	Хлорит (клинохлор, пеннин), гранат (Ti-гидроандрадит), клинопироксен (Fe-диопсид)	Клинопироксен (диопсид), гранат (гидроандрадит)	Кальцит
Второстепенные	Везувиан, апатит	Хлорит (пеннин), апатит, магнетит, ильменит, доломит, кальцит	Хлорит (пеннин), магнетит
Акцессорные	Mn-Zn-хромшпинелид, халькозин, никелин NiAs, маухерит, самородная медь, циркон*, бадделеит ZrO <sub>2</sub> *, торианит ThO <sub>2</sub> *, алланит-(Ce)*, уранинит UO <sub>2</sub> *	Титанит CaTiSiO <sub>5</sub> , перовскит CaTiO <sub>3</sub> , кальциоанкилит-(Ce) (Ca,Sr)Ce(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> (OH) · (H <sub>2</sub> O)*, самородная медь, маухерит Ni <sub>11</sub> As <sub>8</sub> , халькозин, халькопирит, борнит, Со-пентландит CoNi <sub>3</sub> Fe <sub>5</sub> S <sub>8</sub> , Со-купропентландит CuCo <sub>2.5</sub> Ni <sub>2.5</sub> Fe <sub>3</sub> S <sub>8</sub>	Титанит, ильменит, рутил, куприт, галенит, халькозин, гринокит CdS, самородные Cu, Sb и Pb, антимониды Cu, Ni, Fe (нисбит NiSb <sub>2</sub> , сейняюкит FeSb <sub>2</sub> , купростибит Cu <sub>2</sub> Sb, златогорит CuNiSb <sub>2</sub> , гудмундит FeSbS, ульманнит NiSbS, брейтгауптит NiSb)
Минералы золота	Тетрааурикуприд AuCu, аурикуприд AuCu <sub>3</sub>	Аурикуприд AuCu <sub>3</sub> , Hg-электрум	Самородное золото Au-Ag, Hg-серебро
	Хлоритолиты		
Основные	Хлорит (клинохлор, пеннин)	Хлорит	Хлорит
Второстепенные	Fe-диопсид, антигорит, магнетит	Магнетит	Кальцит
Акцессорные	Апатит, самородная медь, пентландит, хизлевудит Ni <sub>3</sub> S <sub>2</sub>	Халькозин, пентландит, маухерит Ni <sub>11</sub> As <sub>8</sub> , орселит Ni <sub>5-x</sub> As <sub>2</sub> , никелин NiAs, хизлевудит Ni <sub>3</sub> S <sub>2</sub> , годлевскит (Ni,Fe) <sub>7</sub> S <sub>6</sub> , миллерит NiS	Магнетит
Минералы золота		Распавшиеся твердые растворы AuCu- Au <sub>3</sub> Cu <sub>2</sub> -Au <sub>3</sub> Cu	

Примечание. \* – обнаружены впервые.

вышает 5–6 мкм. Концентрации марганца и цинка (до 6.45 мас. % MnO и до 2.21 мас. % ZnO) связаны между собой прямой зависимостью, эти элементы изоморфно замещают магний в структуре хромшпинелида. Никелин (NiAs) и маухерит (Ni<sub>11</sub>As<sub>8</sub>) обнаружены в виде мелких включений в гранате. Эти арсениды никеля содержат примеси Fe и Co, соответственно, до 1.5–2.5 и 1–3 мас. %. Самородная медь – чистая, практически не содержащая примеси других элементов.

Алланит-(Ce) образует хорошо ограненные зональные кристаллы размером 0.1–0.2 мм, выполняющие совместно с апатитом, хлоритом и минералами титана полости в гранат-диопсидовом агрегате. Центральная часть кристаллов алланита часто содержит пустоты – поры, иногда заполненные редкими минералами 2 стадии (кальциоанкилитом, Ca-REE карбонатно-силикатными и кар-

бонатно-фосфатными фазами). Выделяются две разновидности алланита-(Ce) (табл. 3). Первая разновидность этого минерала, локализуемая в виде небольших участков в центральной части зональных кристаллов, характеризуется наиболее высокими концентрациями Fe, Al, LREE. Вторая разновидность алланита слагает промежуточные и внешние части кристаллов и более богата по отношению к первой Ca, Ti, Mg. Следовательно, реализуется характерная для структуры эпидота схема гетеровалентного изоморфизма – Ca<sup>2+</sup>Al<sup>3+</sup> ↔ REE<sup>3+</sup>Fe<sup>2+</sup>(Mg<sup>2+</sup>). Концентрации титана в алланите достигают 8.5 мас. % TiO<sub>2</sub>.

Минералы редких и радиоактивных элементов представлены мелкими (до 60 мкм) кристаллами циркона с мелкими включениями бадделеита (ZrO<sub>2</sub>), уранинита (UO<sub>2</sub>) и торианита (ThO<sub>2</sub>). Об-

**Таблица 3.** Типовые химические составы титанита, перовскита, алланита-(Ce) и кальциоанкилита из родингитов

№ зер.	1/4	2/78	2/79	1/5	2/77	2/97	3/104	1/70	2/96	3/148	1/94	2/98
минерал	ttn	ttn	ttn	ps	ps	all-1	all-1	all-2	all-2	anc	anc	anc
SiO <sub>2</sub>	30.11	29.12	29.97	0.48	0.25	30.19	28.53	29.81	30.13	0.21	н.о.	0.78
TiO <sub>2</sub>	39.09	37.82	38.64	56.28	56.80	2.36	3.34	6.01	5.81	0.62	н.о.	н.о.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.18	0.41	0.42	0.04	0.15	10.87	9.14	5.25	5.27	0.97	0.16	н.о.
FeO*	0.57	0.79	0.71	0.76	0.31	11.75	15.12	6.48	6.56	0.76	0.12	0.68
MnO	н.о.	н.о.	0.04	н.о.	н.о.	0.72	0.74	0.34	0.40	н.о.	н.о.	н.о.
MgO	н.о.	н.о.	0.06	0.32	н.о.	4.27	3.18	4.43	5.73	1.16	1.56	н.о.
CaO	27.76	26.74	28.05	39.59	39.35	9.48	9.80	23.49	24.07	9.82	7.25	7.73
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.58	0.64	0.67	0.56	0.74	0.19	0.08	0.54	0.29	н.о.	0.26	0.11
SrO	0.21	н.о.	0.16	0.77	0.29	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.21	2.02	4.24
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	н.о.	0.20	0.22	0.40	0.08	0.20	0.17	н.о.	0.32	н.о.	н.о.
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.32	0.12	0.72	0.40	1.51	14.01	9.80	4.22	5.77	13.99	11.25	27.45
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.84	0.13	0.63	0.92	1.19	12.80	14.73	10.80	10.44	30.46	29.96	22.81
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.53	н.о.	0.83	0.77	2.50	3.31	0.75
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	н.о.	0.08	н.о.	0.08	н.о.	0.23	0.78	2.57	1.37	6.90	8.43	1.81
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	н.о.	0.07	0.03	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.88	н.о.	0.22	0.56	н.о.
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	н.о.	0.62	0.10	н.о.	н.о.	0.32	н.о.	0.33	н.о.	0.48	0.76	н.о.
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	н.о.	0.58	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.32	0.20	0.74	1.30	0.32
Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	н.о.	0.28	н.о.	0.01	н.о.	0.11	0.14	0.59	0.23	0.62	1.13	н.о.
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	н.о.	0.24	н.о.	0.85	н.о.	0.03	н.о.	0.43	н.о.	н.о.	0.44	н.о.
ThO <sub>2</sub>	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.51	0.12	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
F	н.о.	1.27	2.48	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма	99.91	98.91	102.88	101.37	100.99	97.94	96.09	97.61	97.04	70.08	68.51	66.68

Примечание. Минералы: титанит (ttn), перовскит (ps), алланит (all), кальциоанкилит (anc). Электронно-зондовый микроанализ выполнен в ИЭМ РАН на электронном сканирующем микроскопе CamScan MV2300 с энергодисперсионным рентгеновским микроанализатором Link INCA Energy 450 (ИЭМ РАН). FeO\* – измеренное железо рассчитано на FeO. н.о. – ниже пределов обнаружения.

наруженные в данном исследовании частицы самородного золота из родингитов 1 стадии имеют размер до 0.5 мм и локализованы в хлоритовой массе родингита. Они представлены тетрааурикупримом (AuCu) с широкой каймой, сложенной аурикупримом (AuCu<sub>3</sub>). Мелкие зерна аурикуприда (2–5 мкм) фиксировались также в ассоциации с маухеритом и никелином в виде включений в гранате.

Синхронно со становлением тел родингитов 1 стадии, в их экзоконтактной зоне шириной до 3 м, вмещающие серпентиниты были превращены в хлоритолиты – породы, сложенные почти нацело тонко- и мелкозернистым хлоритом. Хлорит этих пород, как и в родингитах, – пеннин и клинохлор, однако обогащен примесным никелем – до 1% по (Спирidonов, Плетнев, 2002). В хлоритолитах местами сохраняется реликтовый антигорит. Хлоритовые породы насыщены также выделениями магнетита, в центральных частях которых часто наблюдаются хроммагнетит и хло-

рит – продукты замещения хромшпинелида. Акцессорные минералы хлоритолитов – апатит, самородная медь, пентландит, хизлевудит (Спирidonов, Плетнев, 2002).

#### *Родингиты 2 стадии*

Становление родингитов 2 стадии отделено от более ранних периодом внутрирудных деформаций, выраженных в образовании зон брекчирования, смятия, кливажирования ранних образований, а также появлению в них открытых трещин субширотного простирания и южного падения. Вдоль этих трещин родингиты 1 стадии перекристаллизованы с возникновением прожилков лестничного типа более крупнозернистых пород (поздние родингиты и наиболее поздние родингиты первого и второго поколения по Э.М. Спирidonову). Перекристаллизация пород местами сменялась переотложением вещества и перемещением его вдоль трещин в боковые серпентини-

ты на расстояние до 2 м в виде жил крупнозернистого диопсида мощностью до 10 см. Жилы диопсида являются определенно телами выполнения, иногда с зонами геометрического отбора.

Продукты 2 стадии часто развиты в виде не только жильных образований, но и рассеянных минералов, образованных в результате метасоматического замещения массы раннего родингита в наименее деформированных его участках (поздние родингиты по Э.М. Спиридонову). Особенностью участков совмещения продуктов 1 и 2 стадий является химическая неоднородность всех породообразующих минералов — клинопироксена, граната и хлорита. Эта неоднородность является результатом неполного замещения Fe-диопсида, Ti-андрагита, хлорита менее титанистыми и железистыми разновидностями этих же минералов. Освободившиеся в результате замещения Fe и Ti зафиксированы во вновь образованных магнетите, ильмените, перовските, титаните.

В целом, в образованиях 2 стадии преобладает мало- или безжелезистый диопсид (не более 2–3 мас. % FeO) и титаносодержащий андрадит (менее 1%, редко до 3–5 мас. % TiO<sub>2</sub>, до 10%grossулярового минала). В меньших количествах присутствуют хлорит — клинохлор-пеннин (2.85–10.01 мас. % FeO), иногда в смеси с пикнохлоритом-диабантином (17.2–20.6 мас. % FeO), а также апатит, магнетит (содержит до 0.5 мас. % Co), ильменит (4–9 мас. % MnO, 1–2 мас. % MgO) и карбонат. Концентрации фтора и хлора в апатите не превышают чувствительности микроанализа. В то же время иногда дефицит суммы измеряемых в апатите рентгеноспектральным микроанализом компонентов составляет 7–8 мас. %, что, возможно, указывает на его принадлежность к карбонат-гидроксил-апатиту. Отдельные зерна апатита также существенно обогащены стронцием (до 4.8 мас. % SrO). Карбонат, заполняющий небольшие полости в родингите и цементирующий кристаллы диопсида, представлен доломитом, практически не содержащим железа и других примесей. В этой же позиции часто присутствует и кальцит, однако по отношению к доломиту он более поздний и, возможно, синхронизируется с прожилковым кальцитом 3 стадии. Кальцит, в отличие от доломита, постоянно содержит стронций — 0.9–1.3 мас. % SrO.

Акцессорные минералы родингитов 2 стадии представлены, прежде всего, минералами титана — титанитом и перовскитом, часто ассоциирующими с апатитом. Титанит в виде частиц размером, как правило, менее 0.2 мм, иногда содержит фтор (до 2.5 мас. %). Перовскит образует вроски в центральных частях зерен титанита, возможно, он реликтовый. Оба минерала титана характеризуются повышенным содержанием легких редкоземельных элементов (РЗЭ) — до 1.5 мас. % La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и до 2.0 мас. % Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Легкие РЗЭ максимально концентрируются в собственных минеральных фазах — кальциоанкилите (Ca,Sr)REE(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>(OH)·(H<sub>2</sub>O), недоизученных Ca-REE карбонатно-силикатных и карбонатно-фосфатных фазах, богатых La, Ce, Pr, Nd, Sr. В диопсиде обнаружены также мелкие включения частиц граната, содержащего до 4 мас. % REE. Выделения кальциоанкилита (0.7–0.8 ф.е. Ca) размером 5–20 мкм выполняют интерстициальные полости в агрегатах Ti-андрагита. Он представлен почти непрерывным изоморфным (R<sub>corr</sub> = –0.91) рядом между La и Ce разностями от преимущественно лантановых (La + Pr/Ce + Nd > 1.1) до существенно цериевых (La + Pr/Ce + Nd < 0.5). Содержание стронция варьирует от почти полного отсутствия до 4.25 мас. % SrO, т.е. от практически чистого кальциоанкилита до промежуточного члена ряда кальциоанкилит — анкилит.

Среди рудных акцессорных минералов в диопсидовых прожилках 2 стадии обнаружены наиболее крупные частицы медистого золота (до 2–3 мм), сложенные аурикупритом. Аурикуприт обычно содержит вроски Hg-электрума (до 12 мас. % Hg). В поздних родингитах ранее (Спиридонов, Плетнев, 2002) описаны самородная медь, маухерит, а также ряд сульфидов меди, кобальта и никеля (халькозин, халькопирит, борнит, Со-пентландит, Со-купропентландит), которые также могут быть выделены в составе родингитов 2 стадии.

Прилегающие к родингитам серпентиниты и хлоритолиты повторно хлоритизированы по сети тонких трещин. В отличие от раннего хлорита, поздняя прожилковая генерация этого минерала образует крупнозернистые агрегаты. Хлоритовые прожилки вместе с диопсидовыми и диопсид-хлоритовыми жилами формируют оторочки вдоль тел родингитов с максимальной мощностью до 1.5 м в их лежачем боку. Прожилки хлорита часто содержат вкрапленность медистого золота, представленную продуктами распада золото-серебро-медных твердых растворов с содержанием золота более 50 ат. % (Мурзин, Сустанов, 1989). Среди акцессорных минералов хлоритолитов описаны также халькозин, арсениды и сульфиды никеля — маухерит, никелин и орселит Ni<sub>5-x</sub>As<sub>2</sub> (содержит до 4 мас. % Co), хизлевудит, пентландит, годлевскит, миллерит (Спиридонов, Плетнев, 2002).

### *Родингиты 3 стадии*

Минерализация закончилась отложением кальцита в родингитах, а местами в хлоритолитах и серпентинитах (наиболее поздние родингиты третьего поколения и листовитизированные родингиты по Э.М. Спиридонову). Отложению кальцита предшествовал период деформаций, в результате которых родингиты ранних стадий участками деформированы и рекристаллизованы. Кальцит развит по сети тонких (не более 2–3 см)

прожилков, слагает цемент брекчий деформированных родингитов ранних стадий или отлагается в свободном пространстве среди агрегатов минералов крупнозернистых родингитов. Вместе с кальцитом в заметных количествах отлагались хлорит (пеннин и талькохлорит) и магнетит. Местами вдоль стенок трещин отчетливо проявлено замещение кальцитом ранних минералов — диопсида и, особенно активно, Ti-граната. Продуктами такого замещения являются магнетит (содержит до 1 мас. % Co), ильменит (пластинки в магнетите), титанит и рутил (кристаллы в кальците). Освобождающийся кремнезем связывается в хлорите и лишь очень редко он фиксируется в виде тонких (не более 1–2 мм) прожилков прозрачного кварца, который в свободном пространстве трещин образует натечные почковидные формы. Последнее обстоятельство может свидетельствовать и о гипергенном происхождении такого кварца. Кальцит из прожилка этого минерала как в родингите, так и во вмещающем серпентините, характеризуется низким содержанием всех примесей, кроме стронция — 1.2–2.2 мас. % SrO.

В 3 стадию отлагались также акцессорные рудные минералы — самородная медь, ртутистое серебро (19–26 мас. % Hg), куприт (замещает по краям медь), халькозин (содержит до 0.5 мас. % Se), маухерит, никелин, гринокит. Кроме того, в одном из образцов кальцита ранее было обнаружено гнездо самородной сурьмы с многочисленными мелкими включениями нисбита, купростибита, златогорита, ульманнита, сейнйюкита, гудмундита, а также галенита и свинца (Спиридонов, Плетнев, 2002).

Как уже говорилось выше, ряд исследователей указывает на преимущественную приуроченность частиц медистого золота к кальцитовым прожилкам и их зальбандам (Спиридонов, Плетнев, 2002). По их мнению, медистое золото замещает кальцит, самородную медь или же образует метасоматические вростки в агрегатах хлорита и диопсида поздних родингитов. Нами выделения золота в карбонате встречены только однажды — на стенке полости в диопсид-хлоритовой массе, заполненной кальцитом. Частицы золота размером до 1 мм имели желтый цвет, свидетельствующий об их принадлежности к золото-серебряным фазам. Находки медистого золота в кальците мы склонны относить к минералам более ранних стадий родингитизации, сохранившимся после замещения кальцитом силикатных минералов родингитов.

#### ТИП ЭДУКТОВЫХ ПОРОД РОДИНГИТОВ

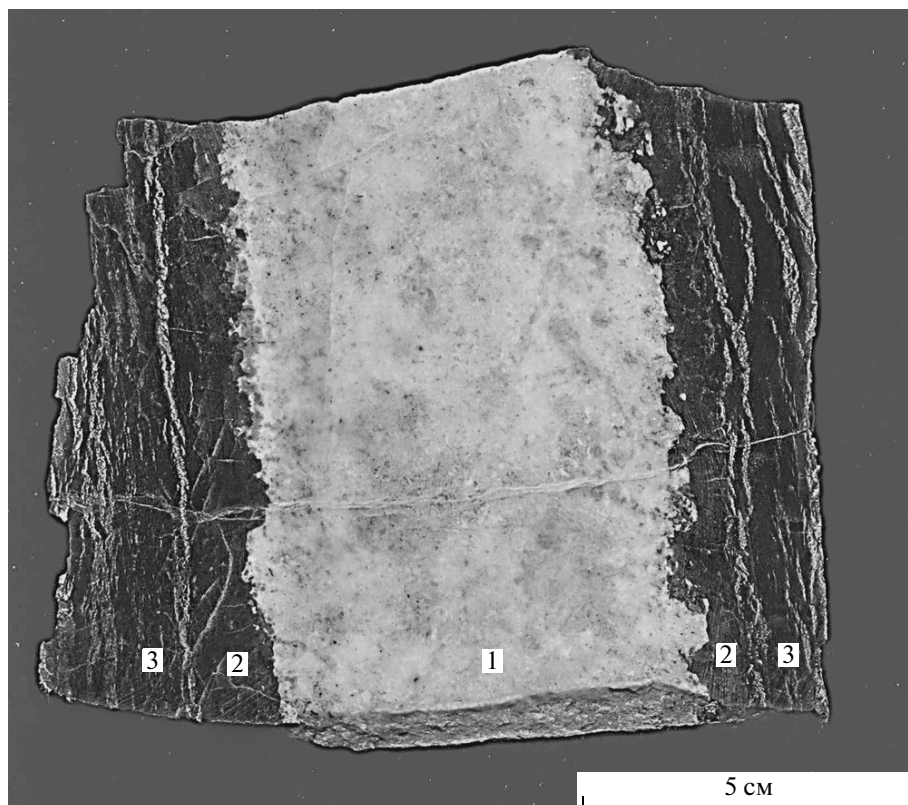
Наши исследования опираются на три основных гипотезы о субстрате золотоносных родингитов Карабашского массива: 1) будины андезитов и базальтов в зонах меланжа, тектонически внедренных в тело гипербазитов; 2) дайковые породы

среднего и основного состава, в том числе титанистых габбро и клинопироксенитов (высказывания А.П. Переляева, Н.И. Бородаевского, В.Н. Сазонова, Э.М. Спиридонова и др.); 3) гарцбургиты и апогарцбургитовые серпентиниты (мнение Р.О. Берзона, В.Н. Сазонова, В.В. Мурзина). Рассматривалось также предположение о том, что родингиты — это гидротермально-метасоматические образования, являющиеся преимущественно жилами выполнения, сопровождающимися метасоматическими преобразованиями вмещающих серпентинитов. Для анализа представлений о субстрате золотоносных родингитов нами использовалось сравнение их с классическими аподайковыми незолотоносными биметасоматическими родингитами Баженовского массива на Среднем Урале.

Прежде всего, отметим, что в классических биметасоматических родингитах зона хлоритолита развивается в большей степени по веществу дайки и лишь незначительно по вмещающему серпентиниту (фиг. 8). Вследствие неравномерности развития биметасоматического процесса контакт родингита и хлоритолита чаще всего извилистый, а в зоне хлоритолита часто остаются реликты замещающейся породы. Напротив, для золотоносных родингитов Карабашского массива характерны очень резкие контакты, а также развитие хлоритолитов исключительно по серпентиниту. Такие особенности метасоматоза в большей степени отвечают механизму формирования жильных гидротермально-метасоматических образований.

Реликты вулканогенных или дайковых пород на всем протяжении зоны развития родингитов нами не были обнаружены. В приконтактовых частях тел родингитов и на их выклинках часто фиксируются небольшие деформированные ксенолиты вмещающего серпентинита размером до нескольких десятков сантиметров, превращенного в хлоритолит. В хлоритолите, а местами и в родингите, присутствуют выделения магнетита, иногда с ядрами хромшпинелида и хроммагнетита с тонкими листочками хлорита, что, несомненно, свидетельствует о псевдоморфном его развитии по хромшпинелиду.

Факт присутствия реликтового хромшпинелида в родингитах Карабашского массива привлекался более ранними исследователями (Сазонов, 1998; Берзон, Бородаевский, 1984; и др.) для обоснования их апогипербазитовой природы. Другие исследователи (Спиридонов, Плетнев, 2002) полагают, что хромшпинелид в родингите присутствует как ксеногенный материал, захваченный расплавом при внедрении даек титанистых габброидов, служащих протолитом для родингита. Химический состав неизменных центральных частей зерен этого минерала из серпентинитов, хлоритолитов и родингитов соответствуют акцессорной разновидности хромшпинелида из пород альпинотипных гипербазитов Урала в целом, в том числе и для Ка-



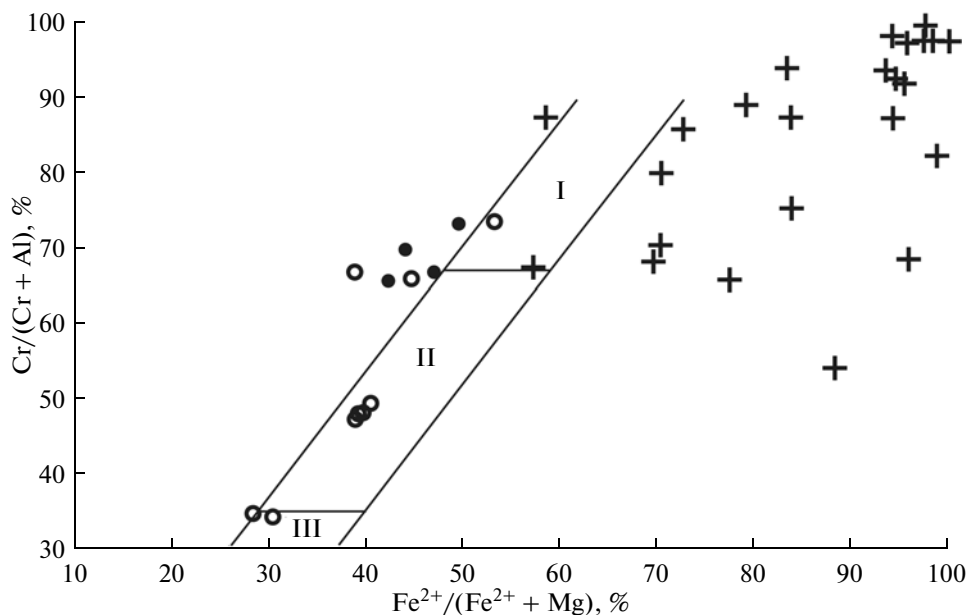
**Фиг. 8.** Родингитизированная дайка диорита Баженовского массива. Между вмещающим хризотил-антигоритовым серпентинитом, насыщенным прожилками хризотила (3), и родингитом (1) развита зона хлоритолита (2). Хлоритолит развит преимущественно по веществу дайки.

рабашского массива (фиг. 9). Краевые части зерен хромшпинелида, как было отмечено выше, обогащены цинком и марганцем, имеют тенденцию к полной ферритизации (очистке от всех примесей, кроме железа) и являются результатом метаморфизирующего воздействия флюидов при серпентинизации (Спиридонов, Плетнев, 2002; Мурзин и др., 2007).

Анализ литературных данных по петрохимическим особенностям родингитов различных регионов, а также данных экспериментальных исследований подвижности компонентов при родингитизации показывает, что химизм процесса родингитизации по алюмосиликатному субстрату укладывается в рамки аллохимического метаморфизма и что ключевым моментом для установления природы субстрата этих метасоматитов является подвижность алюминия и редкоземельных элементов.

В условиях формирования биметасоматических родингитов Al обладает слабой миграционной способностью, несколько увеличивающейся лишь при перепаде его содержания в смежных зонах метасоматитов, а также недосыщенности субстрата кремнеземом (Лихойдов, Плюснина, 1992; Плюснина и др., 1993; и др.). Петрохимическим следствием низкой подвижности глинозема явля-

ется соответствие глиноземистости родингитов уровню глиноземистости исходных пород и прямая корреляция между концентрациями Al и Mg в продуктах родингитизации пород среднего и основного состава (фиг. 10). Если исходить из предположения о биметасоматическом происхождении золотоносных родингитов Карабашского массива, их субстратом должны быть низкоглиноземистые породы, отвечающие по соотношению Al и Mg серпентинитам или пироксенитам (фиг. 11). Концентрации этих элементов в продуктах родингитизации обнаруживают обратную корреляцию. На минералогическом уровне о низкой подвижности Al свидетельствует присутствие в аподайковых родингитах глиноземистых минералов – граната гроссулярового ряда и везувияна, которые замещают кальциевые алюмосиликаты (прежде всего плагиоклаз и цоизит). Особенностью же золотоносных родингитов Карабашского массива является присутствие вместо гроссуляра андрадита и лишь sporadическое развитие везувияна, т.е. наиболее вероятно, что в их субстрате алюмосиликаты отсутствовали. Между тем развитие вокруг тел золотоносных родингитов мощных зон хлоритолитов с содержанием глинозема, достигающим его уровня в породах среднего-основного состава, свидетельствует о высокой подвиж-



**Фиг. 9.** Химический состав неизменных (кружки) и метаморфогенных (кресты) частей зерен хромшпинелида из родингита (залитые кружки), серпентинитов и хлоритолитов (незалитые кружки) Карабашского массива на диаграмме  $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$  и  $Cr/(Cr + Al)$ . На диаграмму нанесены поля акцессорного хромшпинелида из дунитов (I), гарцбургитов (II) и лерцолитов (III) (по Чашухину и др., 2004). Анализы авторские, а также заимствованные из (Спиридонов, Плетнев, 2002).

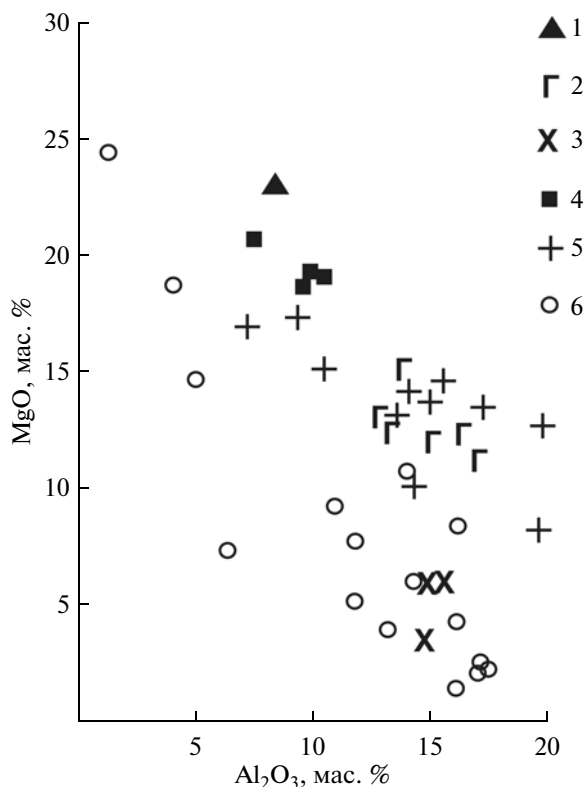
ности Al при их формировании. Термодинамические расчеты реакции замещения антигорита клинохлором в присутствии ионов алюминия в широком диапазоне pH и  $T = 200\text{--}500^\circ\text{C}$  (Рахов, 2005) показывают, что для осуществления такого замещения в условиях щелочной среды требуется весьма высокая суммарная активность ионов алюминия, достижимая только при привносе этого компонента поступающим родингитизирующим флюидом.

Анализ подвижности РЗЭ в различных процессах показал, что они наиболее мобильны при гидротермальных и метасоматических процессах, менее мобильны при низко- и умереннотемпературном метаморфизме и условно инертны при высокотемпературном метаморфизме (Скублов, 2005). Имеющиеся в литературе данные по геохимии РЗЭ в аподайковых родингитах показывают, что родингиты в целом наследуют геохимический профиль базитового протолита (Dubinska, 1997; Attoh *et al.*, 2005). При родингитизации же более кислых пород (кварцевые диориты, плагиограниты) из них могут выноситься все РЗЭ, особенно активно — легкие (Leblanc, Lbouabi, 1988).

Содержание и характер распределения РЗЭ биметасоматические родингиты наследуют от состава дайкового протолита, и этим, с нашей точки зрения, объясняются особенности поведения этих характеристик РЗЭ в родингитах Баженовского массива. Эти родингиты характеризуются низким суммарным содержанием РЗЭ (2–20 г/т) и пологими хондрит-нормализованными тренда-

ми их распределения ( $La_N/Yb_N = 0.3\text{--}2.0$ ) с сильной положительной или отрицательной европиевой аномалией. По характеру распределения РЗЭ родингиты разделяются на две группы — апогаббровые с низким суммарным их содержанием и положительной европиевой аномалией и аподиоритовые с более высоким содержанием РЗЭ и отрицательной европиевой аномалией (фиг. 12). При этом в каждую из групп попадают родингиты разных стадий образования, в том числе и наиболее поздние и низкотемпературные гидросиликатные пренит-натролитовые.

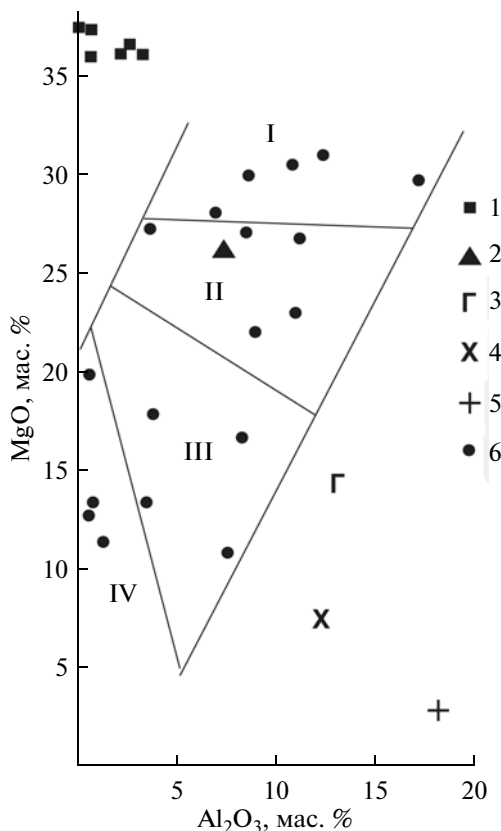
Тренды распределения РЗЭ в родингитах Карабашского массива описываются кривыми, отражающими резкое обогащение их легкими РЗЭ относительно тяжелых ( $La_N/Yb_N = 11\text{--}53$  до 289) (фиг. 13). Продукты различных стадий существенно отличаются по суммарному содержанию РЗЭ, снижающемуся от ранней стадии к поздней. Ранние гранат-диопсид-хлоритовые и гранат-диопсидовые родингиты 1 стадии характеризуются на графике компактной группой трендов, отражающих максимальное обогащение их всеми РЗЭ (339–481 г/т,  $La_N/Yb_N = 11\text{--}12$ ). Прожилки выполнения — диопсидовые 2 стадии ( $\Sigma\text{РЗЭ} 8.7$  г/т,  $La_N/Yb_N = 27$ ) и кальцитовые 3 стадии ( $\Sigma\text{РЗЭ} 67.9$  г/т,  $La_N/Yb_N = 289$ ) — более дифференцированы относительно хондрита и обеднены всеми РЗЭ, особенно тяжелыми, по отношению к ранним родингитам. Процесс перекристаллизации раннего мелко-среднезернистого гранат-диопсид-хло-



**Фиг. 10.** Соотношения MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в незолотоносных родингитах и породах Баженовского массива. Анализы заимствованы из работ (Антонов, 2003; Ерохин, 2005; Соколова, 1960; Татаринев, 1928; Ефимов, 2004). 1 – микропироксениты; 2 – метагабброиды; 3 – диориты; 4 – родингиты апопироксенитовые; 5 – родингиты апогаббровые; 6 – родингиты аподиоритовые.

ритового родингита в крупнозернистую гидрогранат-диопсидовую породу также сопровождается выносом РЗЭ. При этом легкие РЗЭ практически инертны, в то время как средние и особенно тяжелые РЗЭ активно выносятся, что отражается в увеличении отношения  $La_N/Yb_N$  от 12 в исходном родингите до 53 в конечной существенно диопсидовой породе.

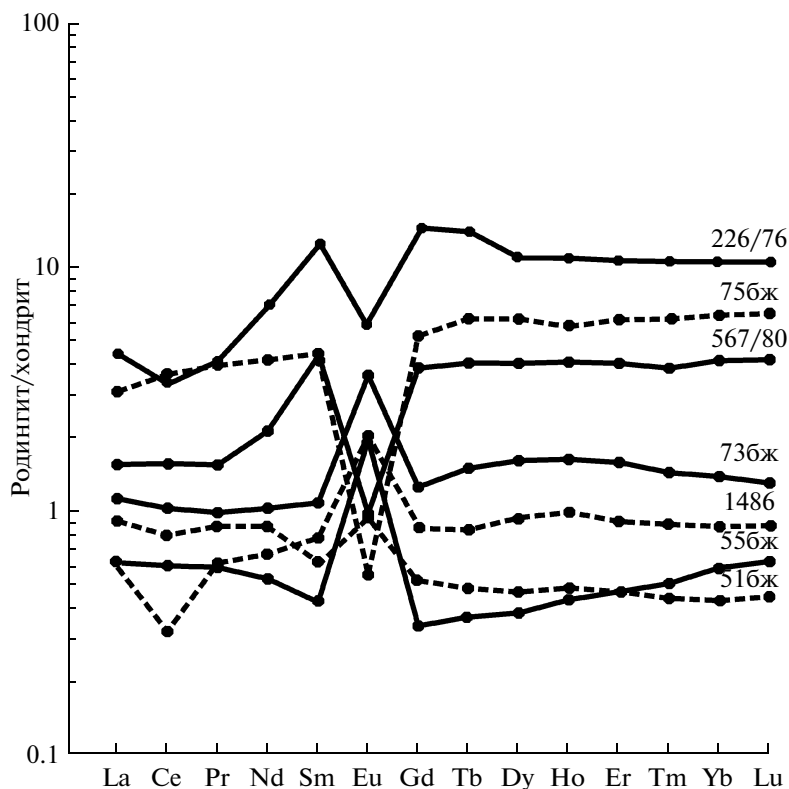
Обогащение РЗЭ свойственно не только родингитам Карабашского массива, но и примыкающим к ним хлоритолитам и серпентинитам. Хондрит-нормализованные тренды распределения РЗЭ в этих породах сходны с таковыми в родингитах – они также сильно обогащены легкими РЗЭ по отношению к тяжелым ( $La_N/Yb_N = 16-56$ ), однако располагаются в области более низких концентраций РЗЭ (фиг. 14). Зона обогащения РЗЭ околородингитовых серпентинитов имеет ширину, по меньшей мере, до 2 м. Эти породы характеризуются  $\Sigma РЗЭ$  6.4–13.9 г/т, что значительно превышает этот показатель для серпентинитов крайних частей массива при значительном удалении их от тел родингитов ( $\Sigma РЗЭ$  0.4–0.6 г/т). На спай-



**Фиг. 11.** Соотношения MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в золотоносных родингитах и породах Карабашского массива. Анализы заимствованы в опубликованных и фондовых материалах М.П. Ложечкина, Р.О. Берзона, Г.Г. Кораблева, Э.М. Спиридонова (Ложечкин, 1935; Берзон, Бородаевский, 1984; Спиридонов, Плетнев, 2002). 1 – апогарцбургитовые и аподунитовые серпентиниты; 2 – метаклинопироксениты; 3 – титанистое габбро; 4 – габбро-порфирит; 5 – кварцевый диорит-порфир; 6 – зональные метасоматиты – хлоритолиты (поле I), ранние родингиты (поле II), поздние родингиты (поле III) и существенно диопсидовые породы с кальцием (поле IV).

дер-диаграммах последние описываются U-образными кривыми ( $La_N/Yb_N = 2-3$ ) и практически совпадают с трендами распределения РЗЭ в океанических лизардитовых апогарцбургитовых серпентинитах.

Зафиксированные особенности геохимии РЗЭ в изученных золотоносных родингитах, таким образом, не соответствуют по уровню и характеру распределения РЗЭ породе любого ранее предполагавшегося протолита. Резкое их обогащение РЗЭ возможно лишь при условии привноса этих элементов родингитизирующим флюидом и превышении объема флюида на два-три порядка по сравнению с обычным его объемом при метаморфизме или инфильтрационном метасоматозе (Вау, 1991; Колонин, 2006). Представляется, что золотоносные родингиты – гидротермально-метасоматические образования, являющиеся пре-



**Фиг. 12.** Хондрит-нормализованные тренды распределения РЗЭ в родингитах Баженовского массива: 226/76 – диопсид из волластонит-клинопироксенового родингита, 746ж – клинопироксен-гранатовый родингит, 567/80 – гранат-клинопироксеновый родингит, 736ж – пренит-натролитовый родингит, 1486 – клинопироксен-гранатовый родингит, 556ж – гроссуляр из клинопироксен-гранатового родингита, 516ж – диопсид из гранат-везувиан-клинопироксенового родингита. Нормализация содержаний РЗЭ по хондриту произведена по (Evensen *et al.*, 1978).

имущественно жилами выполнения, сопровождающимися метасоматическими преобразованиями вмещающих серпентинитов.

Следует отметить, что в зонах тектонического меланжа, особенно в краевых частях Карабашского массива, были обнаружены родингиты, отнесенные к классическим, развитым по будинированным реликтовым блокам вулканогенных или дайковых пород (Ерохин, 2009). Однако по отношению к изученным нами породам эти родингиты не пользуются широким распространением и образуют будинированные тела небольших размеров (до 2–3 м в длину и 1–2 м в ширину). Они сложены преимущественно глиноземистыми минералами – пироксен-гранатовым агрегатом, а нередко и гроссуляритом с резко подчиненным количеством хлорита и характеризуются пониженным содержанием РЗЭ.

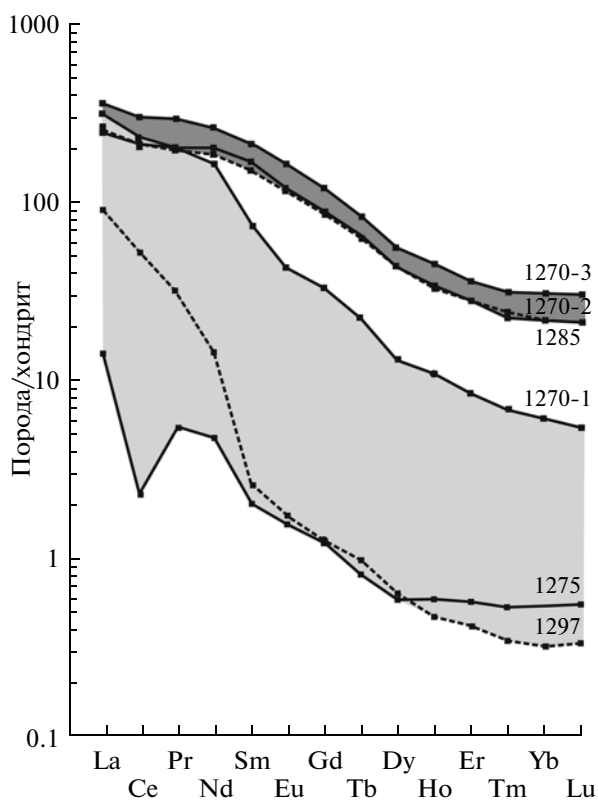
#### ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КОМПОНЕНТОВ ФЛЮИДА

Флюидный режим формирования родингитов изучался методами: оценки температурных условий минералообразования по парагенетическим

ассоциациям и твердофазным превращениям в медистом золоте, термо- и криометрии газожидких включений в минералах, газовой хроматографии, изотопного анализа минералов и расчета изотопных характеристик флюида по реакциям изотопного обмена между минералами и компонентами флюида. Результаты этого исследования детально рассмотрены в специальной статье (Мурзин, Шанина, 2007) и сведены в табл. 4.

Формирование родингитов 1 и 2 стадий имело место при стандартных для родингитов в целом условиях:  $T = 420\text{--}470^\circ\text{C}$ ,  $P = 2\text{--}3$  кбар,  $X_{\text{CO}_2} = 0.001\text{--}0.02$ . В заключительную 3 стадию происходило снижение  $PT$ -параметров (0.5–1 кбар,  $230\text{--}310^\circ\text{C}$ ) и повышение  $X_{\text{CO}_2}$  до 0.04. Газовый состав родингитизирующего флюида описывается системой С–Н–О с незначительным содержанием азота ( $X_{\text{N}_2}$  менее 0.002) и отсутствием  $\text{H}_2\text{S}$ . Флюид характеризуется экстремально высокой мольной долей воды  $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0.942\text{--}0.981$ , значительным преобладанием среди газовых компонентов водорода  $X_{\text{H}_2} = 0.012\text{--}0.023$ , существенно хлоридно-магниевым солевым составом, возможно с

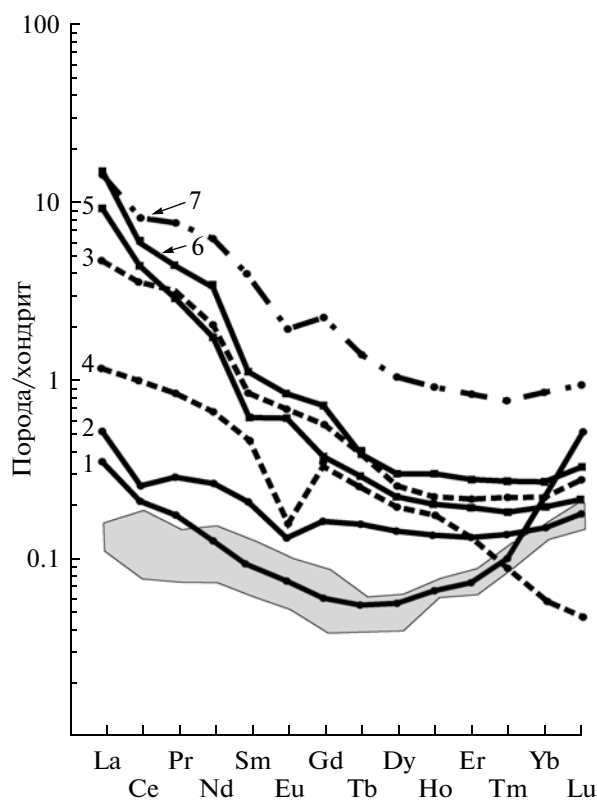




**Фиг. 13.** Хондрит-нормализованные тренды распределения РЗЭ в золотоносных родингитах Карабашского массива. 1270-3 и 1285 – гранат-диопсид-хлоритовый 1 стадии; 1270-2 – гранат-диопсидовый 1 стадии; 1270-1 – гранат-диопсидовый перекристаллизованный 2 стадии; 1275 – диопсидовый прожилковый 2 стадии; 1297 – прожилки кальцита 3 стадии.

небольшим количеством хлоридов кальция и железа, низкой соленостью – 2.6–6.7 мас. %-экв. NaCl. По степени окисленности летучих компонентов флюида фиксируется, что родингиты и хлоритолиты 1 и 2 стадий формировались в восстановительном режиме (менее 0.35), а кальцитовые прожилки 3 стадии – в окислительном (0.83). Степень окисления летучих при серпентинизации имеет промежуточное значение между указанными значениями.

Расчетный изотопный состав родингитизирующего флюида сходен с магматическим, а также ювенильным, лишь по кислороду (фиг. 15). Однако по этой характеристике он может отвечать и метаморфогенной воде при условии метаморфизма пород, не прошедших осадочный цикл, т.е. с облегченным изотопным составом кислорода. По изотопному составу водорода поле родингитизирующего флюида ( $\delta D_{H_2O} = -4...-34\%$ ) не перекрывается с магматическим и располагается между полями вод метаморфогенной и морской. Получены также изотопные свидетельства участия морского карбоната в формировании родингитов.



**Фиг. 14.** Хондрит-нормализованные тренды распределения РЗЭ в хлоритолитах и серпентинитах Карабашского массива. 1 – антигоритовый серпентинит краевой восточной части массива; 2 – карбонатизированный антигоритовый серпентинит краевой западной части массива; 3 – тонкозернистый хлоритолит в контакте с родингитом; 4 – тонкозернистый хлоритолит с прожилковыми участками перекристаллизованного средне-крупнозернистого хлорита из околородингитовой зоны; 5 и 6 – хризотил-лизардитовый антигоритизированный серпентинит в 1–2 м от контакта с телом родингита; 7 – антигоритовый серпентинит в 1 м от контакта с родингитом. Затухнуло поле океанического лизардитового апогарцбургитового серпентинита Кемпирсайского массива по (Чашухин, Вотяков, 2005).

Изотопный состав углерода углекислоты флюида 3 стадии ( $\delta^{13}C_{CO_2(фл)} = -0.9...+2.2\%$ ) существенно утяжелен по отношению к ювенильному или магматическому и соответствует составу углерода морских карбонатов ( $-0...+5\%$ ), возможно, немного облегченного за счет смешивания ее с изотопно легкими компонентами серпентинитов ( $CO_2, CO, CH_4$ ). Изотопный состав кислорода этой углекислоты, равновесной с кальцитом, дал значения  $\delta^{18}C_{CO_2(фл)} = 19...21.3\%$ , т.е. такие, которые можно ожидать для углерода, выделяющегося при растворении или замещении силикатами морского карбоната, заключенного в метаморфизирующихся океанических серпентинитах.

**Таблица 4.** Основные параметры флюида при формировании зональной метасоматической колонки родингитов

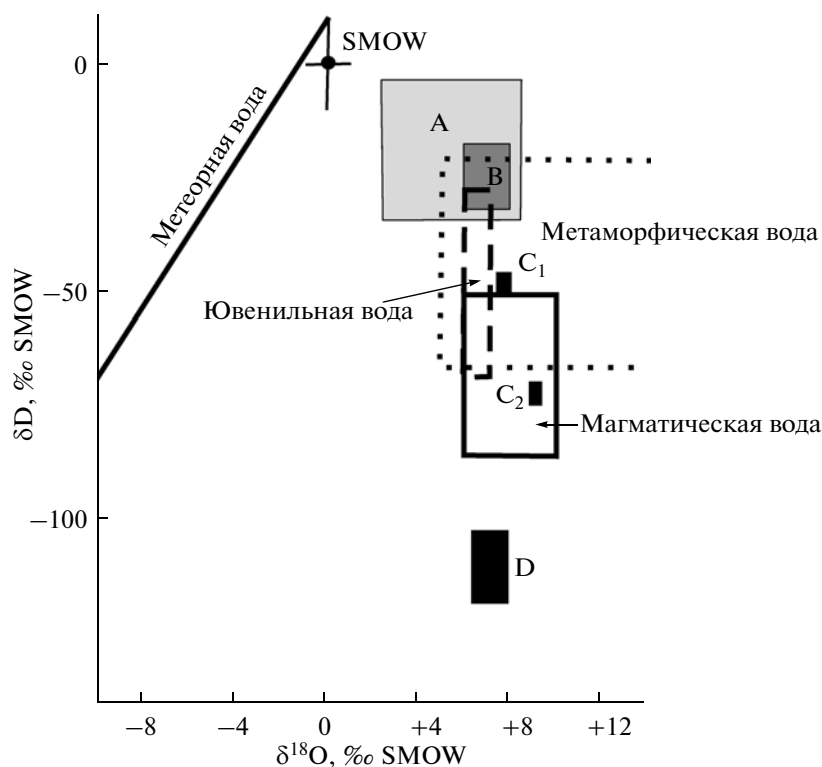
Параметры флюида	Родингит			Хлоритолит		Серпентинит
	1 ст.	2 ст.	3 ст.	1 ст.	2 ст.	
$T, ^\circ\text{C}$	470–420		310–230			
$P$ , кбар	2–3	1–2				
Тип солевой системы	$\text{MgCl}_2$	$\text{MgCl}_2\text{--CaCl}_2$				
Концентрация солей, г-экв. $\text{NaCl}$ , мас. %	0.5–6.7		3.4–8.3			
Мольные доли компонентов:						
$X_{\text{CO}_2}$	0.003	0.005–0.019	0.039	0.002	0.005–0.012	0.011–0.014
$X_{\text{CO}}$	0.002	0.002–0.007	0.004	0.002	0.002–0.009	0.004–0.006
$X_{\text{H}_2}$	0.012–0.015	0.014–0.023	0.015	0.012	0.013–0.048	0.007–0.011
$X_{\text{N}_2}$	0.0005–0.00008	0.00005	0.0034	0.00000	0.00004	0.00010
$X_{\text{CH}_4}$	0.001	0.001–0.005	0.002	0.0000	0.001	0.003
$\Sigma X_{\text{CnNm}}$	0.0014	0.0008–0.0038	0.0007	0.0006	0.0005–0.0015	0.0004–0.0006
$X_{\text{H}_2\text{O}}$	0.977–0.981	0.942–0.978	0.935	0.983	0.929–0.978	0.967–0.972
Степень окисленности ( $\text{CO}_2/\text{CO}_2+\text{CO}+\text{H}_2+\text{CH}_4$ )	0.14–0.16	0.22–0.35	0.83	0.11	0.17–0.25	0.41–0.44
Изотопный состав компонентов флюида:						
$\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$ , ‰ SMOW	5.6...8.3	6.3...8.3	2.3...5.9	6.5...7.9	7.1...7.7	7.4...8.0
$\delta\text{D}(\text{H}_2\text{O})$ , ‰ SMOW	–3.6...–13.4		–17...–18	–14.6...–24.4	–9.8...–34.2	–52...–45
$\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ , ‰ PDB			–0.9...2.2			
$\delta^{18}\text{O}(\text{CO}_2)$ , ‰ SMOW			19...21.3			

### МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОНОСНЫХ РОДИНГИТОВ

Взгляды на происхождение родингитов в Карабашском массиве гипербазитов неоднозначны. Е.А. Кузнецов, А.П. Переляев, Н.И. Бородаевский (Кузнецов, 1928; Бородаевский, 1948; Переляев, 1948) связывали родингиты с “гранитизирующими” растворами. М.П. Ложечкин, Р.О. Берзон, В.Н. Сазонов (Ложечкин, 1935; Берзон, 1983; Сазонов, 1998) относят родингиты к продуктам приразломной антигоритизации под воздействием мантийных флюидов. В (Спиридонов, Плетнев, 2002) предложена комбинированная модель их формирования. Согласно этой модели, ранние родингиты образовались при участии метаморфогенного флюида – продукта регионального метаморфизма гипербазитов, а поздние родингиты сформированы при локальном метаморфизме под воздействием флюидного магматогенного  $\text{H}_2\text{O}$ – $\text{CO}_2$  потока, сопряженного со становлени-

ем тел гранодиоритов. Нами, в том числе и в данном исследовании, развивается модель метаморфогенного происхождения родингитизирующего флюида в изученном массиве (Мурзин, 2006).

Приведенные выше данные о флюидном режиме формирования золотоносных родингитов в целом не согласуются с положением об участии постмагматического флюида на всех стадиях формирования золотоносных родингитов. Обычно магматогенные гидротермальные растворы формируют в ультраосновных породах тальк-карбонатные метасоматиты или листвениты. Они обогащены углекислотой в большей степени, нежели наблюдаемые в родингитах, содержат в газовой фазе азот и углеводород, имеют хлоридно-натриевый солевой состав с высокой соленостью (Бортников, 2006). Представляется также очевидным, что при формировании родингитов Карабашского массива вряд ли участвовал флюид, высвобождающийся при региональном метамор-



**Фиг. 15.** Изотопный состав флюида при формировании родингита (поле A), хлоритолита (поле B), антигоритового серпентинита, вмещающего родингит (поле C<sub>1</sub>), и краевой части массива (поле C<sub>2</sub>), антигорит-хризотилового серпентинита (поле D). На диаграмму нанесены поля изотопного состава водных резервуаров, участвующих при гидротермальном рудообразовании по литературным данным (Taylor, 1974; Фор, 1989; Хёфс, 1983 и др.).

физме пород офиолитового комплекса. В силу вовлечения при региональном метаморфизме вулканогенно-осадочных пород рамы массива гипербазитов, генерируемые метаморфизмом флюиды должны быть существенно обогащены углекислотой ( $X_{CO_2} > 0.1$ ), а также азотом (Кепежинская, Томиленко, 1985).

По нашему мнению, флюид, сформировавший золотоносные родингиты Карабашского массива, являясь по сути метаморфогенным, специфичен. С одной стороны, он был, по-видимому, результатом локального метаморфизма пород самого массива, не затрагивающего палеозойские вулканогенно-осадочные породы рамы, а с другой — имел изначально утяжеленный изотопный состав водорода и углерода за счет воды и углекислоты морского происхождения. Полученное нами первичное изотопное отношение  $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512362$  ( $\epsilon_{Nd} = +3.9$ ) для родингита Карабашского массива соответствует породам с мантийным источником, что согласуется с имеющимися изотопными и иными свидетельствами об отсутствии вовлечения значительных объемов осадочных пород рамы массива при формировании родингитизирующего флюида. Кроме того, отчетливая геохимическая специализация родингитов на Ti, P и Cu свидетельствует о вовлечении

в метаморфический процесс базитового вещества, вероятно, габбро и пироксенитов меланократового основания.

В качестве наиболее приемлемого источника метаморфогенного флюида при формировании родингитов Карабашского массива могут рассматриваться метаморфизирующиеся океанические серпентиниты в основании выдвигающегося на поверхность тектонического клина меланократового основания, сложенного гипербазитами и габброидами и имеющего в изученном районе неглубокое залегание (1–1.5 км). Источником тепла для дегидратации могли быть тектонические деформации на контактах этого клина. При метаморфизме выделяется как гидроксильная (десерпентинизация), так и (в меньшей степени) поровая морская вода. В зонах локальной десерпентинизации пород в данной модели должны формироваться породы с парагенезисами безводных и маловодных минералов — оливина, антигорита, талька, а высвобождающийся флюид — взаимодействовать с веществом базитов, обогащаясь нехарактерными для гипербазитов рудными и нерудными компонентами, в том числе кальцием, глиноземом, железом, титаном, золотом, никелем, кобальтом и другими.

Область разгрузки этого флюида на более высоком гипсометрическом уровне определяется

преимущественно фактором высокой проницаемости пород в тектонически ослабленных зонах массива вне зависимости от их состава и степени серпентинизации ультраосновного вещества. Вследствие инфильтрации флюида через сильно проницаемые лизардитовые серпентиниты ( $\delta D = -127...-128\text{‰}$ ) в открытом пространстве формируются гидротермальные тела ранних родингитов, а во вмещающих породах — зоны метасоматических хлоритолитов и обогащенных РЗЭ антигоритовых серпентинитов. Изотопный состав водорода хлорита и антигорита в зональной колонке определяется отношением вода—порода ( $W/R$ ) в зонах с различной проницаемостью. Проведенные нами расчеты изотопно-водородного материального баланса для закрытой системы, исходя из начального изотопного состава водорода флюида 1 стадии ( $\delta D_{\text{фл.}} = -4...-13\text{‰}$ ), показывают, что формирование хлоритолита 1 стадии произошло при  $W/R = 3.5-37$  (Мурзин, Шанина, 2007). Очевидно, что столь высокие значения  $W/R$  в закрытой системе могли достигаться при наличии большого объема свободного пространства, т.е. в мощных зонах сильно трещиноватых пород. Отношение  $W/R$  при образовании антигоритового серпентинита околородингитовой зоны и антигоритового серпентинита вне зон меланжа в краевой части массива составляло соответственно 1.3–2.0 и 0.5–0.7.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Согласно современным представлениям, классические родингиты являются продуктами диффузионного биметасоматоза и развиты в сравнительно небольших изолированных системах на контактах контрастных по составу пород. Как было показано выше, по масштабности проявления, степени изолированности гидротермальной системы, источнику флюида золотоносные родингиты Карабашского массива существенно отличаются от классических и принадлежат к гидротермально-метасоматическим образованиям. Непродуктивность классических родингитов на золото обосновывается не только практикой их исследования, но и экспериментально. Так, при изучении растворимости золота в водно-хлоридных и водно-углекисло-хлоридных растворах при  $T = 300-500^\circ\text{C}$  и  $P = 1$  кбар установлено, что в существенно водном флюиде, каковым является родингитизирующий флюид, перенос золота весьма ограничен и возможен лишь в условиях градиента его концентраций в контактирующих породах ультрабазит-базитового состава (Плюснина, Лихойдов, 1997; Плюснина и др., 2009). При этом концентрирование золота происходит локально в зоне контакта смежных пород. Этими же экспериментами установлено также негативное влияние углекислоты на растворимость золота в гидротермальных растворах, что, в свою очередь, обуславливает высо-

кую роль карбонатсодержащих пород, в том числе лиственитов, как эффективного барьера, на котором осаждается золото. Следствием этих исследований является вывод о том, что родингиты и серпентиниты золотоносны только там, где они лиственитизированы.

Не подвергая сомнению специализацию лиственитизированных ультраосновных пород на золото, что подтверждается на многочисленных магматогенно-гидротермальных золото-кварц-сульфидных месторождениях (Сазонов, 1998), отметим, что нами не были обнаружены какие-либо существенные свидетельства, которые бы позволили относить золотоносные карбонатсодержащие родингиты Карабашского массива к лиственитам. В то же время в краевых частях массива нами описаны продукты углекислотного метасоматоза — зоны магнетит-хлорит-карбонатных пород, которые по своей Au-P-Ti-REE-специализации и ряду других признаков сходны как с родингитами 3 стадии, так и с карбонатитами лестварит-карбонатит-хлоритолитового комплекса, развитого в допалеозойских метаморфических породах Ильмено-Вишневогорского комплекса к востоку от Карабашского массива (Мурзин и др., 2005). Генетические соотношения продуктивных на золото родингитов и углекислотных метасоматитов пока не ясны и являются предметом дальнейших исследований.

### ВЫВОДЫ

Sm-Nd возраст формирования золотоносных родингитов ( $369.4 \pm 8.8$  млн. лет) совпадает с периодом коллизионного сжатия океанических и островодужных комплексов и выдвигения к поверхности блоков меланократового основания, подстилающих эти комплексы.

Данные изотопных исследований свидетельствуют о том, что исходный рудоносный флюид имел метаморфогенное происхождение ( $\delta D_{\text{фл.}} = -4...-13\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{фл.}} = 5.9...8.3\text{‰}$ ) и возник при метаморфизме океанических серпентинитов и ассоциирующих с ними базитовых пород. Компоненты флюида формировались при дегидратации пород — десерпентинизации и, в меньшей степени, выделении поровой морской воды серпентинитов. Источником тепла для дегидратации могли быть деформации в основании выдвигающегося к поверхности блока меланократовых пород — серпентинитов, а также сопряженных с ними габброидов. Эти породы явились источником золота и других компонентов (Ca, Al, Ti, Cu, Ni, REE, P и др.).

Область разгрузки родингитизирующего флюида на более высоком гипсометрическом уровне определяется главным образом фактором высокой проницаемости пород в тектонически ослабленных зонах массива, а сами родингиты являются гидротермально-метасоматическими образо-

ваниями, преимущественно телами выполнения, с широким вовлечением вмещающих серпентинитов в метасоматический процесс.

Формирование родингитов было трехстадийным и началось при стандартных для родингитов в целом условиях:  $T = 420\text{--}470^\circ\text{C}$ ,  $P = 2\text{--}3$  кбар,  $X_{\text{CO}_2} = 0.001\text{--}0.02$ . В заключительную стадию происходило снижение  $P$ - $T$  параметров ( $0.5\text{--}1$  кбар,  $230\text{--}310^\circ\text{C}$ ) и повышение  $X_{\text{CO}_2}$  до 0.04. Родингитизирующий флюид характеризуется экстремально высокой мольной долей воды  $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0.942\text{--}0.981$ , значительным преобладанием среди газовых компонентов водорода  $X_{\text{H}_2} = 0.012\text{--}0.023$ , существенно хлоридно-магниевым составом, возможно, с небольшим количеством хлоридов кальция и железа, низкой соленостью 2.6–6.7 мас. %-экв. NaCl.

Медистое и медьсодержащее самородное золото отлагалось в течение всего периода формирования родингитов, поэтому выделение золото-родингитовой формации является оправданным. Возможно, следует согласиться с предложениями о закреплении за золотоносными родингитами термина “хлограпиты”, введенного Н.В. Соболевым для апосерпентинитовых родингитов, в том числе жильных (Сазонов, 1998).

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН (проект № 09-Т-5-1011) и Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 12-05-00734 а).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антонов А.А. Минералогия родингитов Баженовского гипербазитового массива. СПб: Наука, 2003.
- Белогуб Е.В., Удачин В.Н., Кораблев Г.Г. Карабашский рудный район (Южный Урал). Материалы к путеводителю геолого-экологической экскурсии. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003.
- Берзон Р.О. Золотоносность гипербазитов. М.: ВИЭМС, 1983.
- Берзон Р.О., Бородаевский Н.И. Месторождение Золотая Гора // Золоторудные месторождения СССР. Т. 1. М.: Недра, 1984.
- Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н. Текстуры и структуры руд. М.: Гогеолтехиздат, 1958.
- Бородаевский Н.И. Типы золоторудных месторождений, подчиненных ультраосновным породам в Миасском и Учалинском районах Южного Урала // 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1948. С. 316–330.
- Бортников Н.С. Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геология руд. месторождений. 2006. Т. 48. № 1. С. 3–28.
- Горелова Н.Н. Проявления локального метасоматоза и связь с ними рудной минерализации на одном из гипербазитовых массивов Корякского Нагорья // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1990. № 2. С. 73–78.
- 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.
- Ерохин Ю.В. Родингитизация высокотитанистых диоритовых даек в Баженовском ультраосновном массиве // Ежегодник-2004, Институт геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2005. С. 211–215.
- Ерохин Ю.В. О находке “классических” родингитов в Карабашском гипербазитовом массиве (Южный Урал) // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: Матер. III междунар. конф. Т. 1. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2009. С. 173–175.
- Ефимов В.И. Родингиты Баженовского месторождения хризотил-асбеста // Уральский геологический журнал. 2004. № 2. С. 93–122.
- Жмодик С.М., Миронов А.Г., Деревенец В.Г. и др. Новый тип олово-золото(ртуть)-платинометальной рудной минерализации в Восточном Саяне // Докл. РАН. 1998. Т. 361. № 4. С. 510–513.
- Знаменский С.Е. Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. Уфа: Гилем, 2009.
- Кепежинская К.Б., Томиленко А.А. Динамика изменения состава флюида при метаморфизме пород офиолитовых зон (на примере Восточного Прихубсугулья) // Докл. АН СССР. 1985. Т. 285. № 4. С. 963–966.
- Колонин Г.Р. Физико-химические особенности европия как возможного индикатора условий минералообразования // Докл. РАН. 2006. Т. 408. № 4. С. 508–511.
- Кузнецов Е.А. Петрографическое описание Соймановской долины // Сугурские горы и г. Карабаш. Труды ин-та прикладной минералогии и металлургии. Вып. 37, 1928.
- Лихойдов Г.Г., Плюснина Л.П. Родингиты Северного Сахалина и физико-химические условия их формирования // Тихоокеанская геология. 1992. № 2. С. 53–65.
- Ложецкий М.П. Карабашское месторождение медистого золота // Тр. УФАН СССР. Вып. 4. 1935. С. 35–44.
- Мурзин В.В. Происхождение флюида при формировании золотоносных родингитов по изотопным данным (на примере Карабашского массива альпинотипных гипербазитов, Южный Урал) // Докл. РАН. 2006. Т. 406. № 5. С. 683–686.
- Мурзин В.В., Сустанов С.Г. Твердофазные превращения в природном медистом золоте // Изв. АН СССР. Сер. геологическая. 1989. № 11. С. 94–104.
- Мурзин В.В., Шанина С.Н. Флюидный режим формирования и происхождение золотоносных родингитов Карабашского массива альпинотипных гипербазитов на Южном Урале // Геохимия. 2007. № 10. С. 1085–1099.
- Мурзин В.В., Кудрявцев В.И., Берзон Р.О., Сустанов С.Г. Медистое золото в зонах родингитизации // Геология руд. месторождений. 1987. Т. 29. № 5. С. 96–99.
- Мурзин В.В., Варламов Д.А., Попов В.А. и др. Минералого-геохимические особенности золото-редкометалло-редкоземельной минерализации хлорит-карбонатных пород Карабашского массива гипербазитов (Юж-

- ный Урал) // Уральский минер. сборник № 13. Миасс: ИМин УрО РАН, 2005. С. 123–145.
- Мурзин В.В., Сазонов В.Н., Варламов Д.А., Шанина С.Н. Золотое оруденение в родингитах массивов альпийно-типных гипербазитов // Литосфера. 2006. №1. С. 113–134.
- Мурзин В.В., Варламов Д.А., Шанина С.Н. Новые данные о золото-антигоритовой формации Урала // Докл. РАН. 2007. Т. 417. № 6. С. 810–813.
- Новгородова М.И., Цепин А.И., Кудревич И.М., Вяльсов 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: УФАН СССР, 1948. С. 285–295.
- Петровская Н.В. О понятии “парагенетическая минеральная ассоциация” // Геология руд. месторождений. 1967. Т. 9. № 2. С. 69–78.
- Плюснина Л.П., Лихойдов Г.Г. Контактново-реакционное взаимодействие гранитоидов и габбро с гипербазитами и его влияние на подвижность золота и платины // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 4. С. 95–101.
- 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.
- Плюснина Л.П., Лихойдов Г.Г., Кузьмина Т.В. Золото и флюидный режим лиственитизации // Литосфера. 2009. № 5. С. 85–90.
- 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.
- Рахов Е.В. Поведение алюминия при развитии зон хлоритизации в ультраосновных породах // Ежегодник-2004, Институт геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 206–211.
- Речкин А.Н. О новом типе золотого оруденения в ультрабазитах // Геология и геофизика. 1974. № 2. С. 49–53.
- Ронкин Ю.Л., Шардакова Г.Ю., Маслов А.В. и др. Гранитоиды Уфалейского блока (Южный Урал): Sr-Nd систематика, геодинамическая позиция, генетические реконструкции // Стратиграфия, геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 2. С. 29–38.
- Сазонов В.Н. Золотопродуктивные метасоматические формации подвижных поясов (геодинамические обстановки и РТХ-параметры образования, прогностическое значение). Екатеринбург: УГГГА, 1998.
- Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Главный Уральский разлом на Южном Урале: Структура и основные этапы формирования // Геотектоника. 2003. № 3. С. 42–64.
- Скублов С.Г. Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах. СПб: Наука, 2005.
- Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982.
- Сначев В.И., Савельев Д.Е., Рыкус М.В. Петрохимические особенности пород и руд габбро-гипербазитовых массивов Крака. Уфа: Ин-т геологии УНЦ РАН, 2001.
- Соколова Л.А. Петрография пород Баженовского месторождения хризотил-асбеста и некоторые вопросы метаморфизма этих пород // Труды ИГЕМ АН СССР. 1960. Вып. 47. С. 3–42.
- Спиридонов Э.М., Плетнев П.А. Месторождение медистого золота Золотая Гора. М.: Научный мир, 2002.
- Татаринов П.М. Материалы к познанию месторождения хризотил-асбеста Баженовского района на Урале // Тр. Геолкома, 1928. Вып. 185. С. 90.
- Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989.
- Хефс Й. Геохимия стабильных изотопов. М.: Мир, 1983.
- Чащухин И.С., Мамина В.М., Сурганов А.В. и др. Закономерности состава акцессорной и рудообразующей хромшпинели в ультрамафитах Первомайского массива // Ежегодник-2003, Институт геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С.206–217.
- Чащухин И.С., Вотяков С.Л. Кристаллохимия минералов серпентиновой группы как индикатор процесса ранней серпентинизации ультрамафитов. II. Фация и источник серпентинизирующих вод // Геохимия. 2005. № 10. С. 1047–1061.
- Юркова Р.М., Воронин Б.И. Золоторудная минерализация в родингитах // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии: Матер. Научн. конф., посвященной 100-летию со дня рождения академика Ф.В. Чухрова. М.: ИГЕМ РАН, 2008. С. 377–380.
- Attoh K., Evans M.J., Bickford M.E. Geochemistry of an ultramafic-rodingite rock association in the Paleoproterozoic Dixcove greenstone belt, southwestern Ghana // Journal of African Earth Sciences. 2005. V. 45. Is. 3. P. 333–346.
- Bau M. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium // Chemical Geology. 1991. V. 93. Is. 3–4. P. 219–230.
- Dubinska E. Rodingites and amphibolites from the serpentinites surrounding Góry Sowie block (Lower Silesia, Poland): Record of supra-subduction zone magmatism and serpentinization // N. Jahrb. Mineralogie, Abh. 1997. V. 171. N 3. P. 239–279.
- Evensen N.M., Hamilton P.J., Nions R.K. Rare-earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. P. 1199–1212.
- Knight J., Leitch C.H.V. Phase relations in the system Au-Cu-Ag at low temperatures, based on natural assemblages // Can. Miner. 2001. V. 39. P. 889–905.
- Leblanc M., Lbouabi M. Native silver mineralization along a rodingite tectonic contact between serpentinite and quartz diorite (Bou Azzer, Morocco) // Econ. Geol. 1988. V. 83. P. 1379–1391.
- Ludwig K.R. User's Manual for Isoplot 3.6. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center, Special Publication. N. 4. 2008.
- Taylor H.P.Jp. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition // Econ. Geol. 1974. V. 69. P. 843–883.