

УДК 550.42:553.411.07

ЗОЛОТОНОСНЫЕ РОДИНГИТЫ АГАРДАГСКОГО МАССИВА ГИПЕРБАЗИТОВ (Ю. ТУВА, РОССИЯ) И ПРОБЛЕМЫ ИХ ГЕНЕЗИСА

© 2020 г. В. В. Мурзин^{a, *}, Г. А. Пальянова^{b, **}, Д. А. Варламов^c, С. Н. Шанина^d

^aИнститут геологии и геохимии УрО РАН, ул. Академика Вонсовского, 15, Екатеринбург, 620016 Россия

^bИнститут геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, просп. Академика Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

^cИнститут экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН, ул. Академика Осипьяна, 4, Черногоровка, Московская обл., 142432 Россия

^dИнститут геологии Коми Научного центра УрО РАН, ул. Первомайская, 54, Сыктывкар, 167982 Россия

*e-mail: murzin@igg.uran.ru

**e-mail: palyan@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 03.03.2019 г.

После доработки 14.08.2019 г.

Принята к публикации 09.09.2019 г.

Обобщены разрозненные в литературе сведения по изучению золотоносных альбит-пироксеновых родингитов в Агардагском массиве гипербазитов (Ю. Тува). Эти сведения дополнены новыми минералогическими, геохимическими, термобарогеохимическими и изотопно-геохимическими данными с целью выявления физико-химических условий минералообразования, источников рудного вещества и флюида при отложении золота в родингитах. Родингиты и сопровождающие их сланцеватые нефритоиды являются приразломными метасоматитами и приурочены к субширотной тектонической зоне в антигоритовых серпентинитах. Они сформированы в две стадии. Минералы первой стадии (пироксен, альбит и др.) слагают родингиты, а второй стадии (Na-содержащий актинолит, альбит и др.) слагают нефритоиды и выполняют прожилки, рассекающие родингиты. Вкрапленные сульфиды ряда Cu–S (халькозин, дигенит и другие) и минералы золота (тетра-аурикуприд и электрум) отлагались в течение обеих стадий. Температурный режим (500–250°C) и низкая доля CO₂ во флюиде (X_{CO₂} = 0.017–0.025) соответствуют условиям формирования типичных би-метасоматических родингитов. По степени окисленности газовых компонентов флюида CO₂/(CO₂ + Σвосст. газов) наблюдается увеличение окислительных свойств флюида в ряду родингиты (0.189) → нефритоиды (0.299) → антигоритовые серпентиниты (0.738). Изотопный состав силикатных минералов и рассчитанный изотопный состав флюида при антигоритовой серпентинизации (δ¹⁸O_{фл} = 5.8...7.6‰ и δD_{фл} = –66...–69‰) отвечает воде ювенильного и магматического резервуаров, а при нефритизации и родингитизации (δ¹⁸O_{фл} = 6...9.9‰ и δD_{фл} = –39...–46‰) – метаморфогенной воде с участием тяжелого кислорода, прошедшего осадочный цикл. Предполагается, что рудоносный флюид (7.3–7.6 мас. % экв. NaCl) имел магматическое происхождение и отделялся от габброидных расплавов. При взаимодействии с ультраосновными породами он испытал инверсию окислительного режима в восстановительный. Источником Na, PЗЭ, Au, Ag, Cu, Ni были основные и ультраосновные породы. Благоприятным фактором для высокой локальной концентрации золота является проявление деформаций с формированием жил и прожилков выполнения.

Ключевые слова: Агардагский ультрабазитовый массив, серпентиниты, нефритоиды, родингиты, антигорит, тетра-аурикуприд, электрум, стабильные изотопы, изотопная геохимия, термобарогеохимия

DOI: 10.31857/S0016777020020045

ВВЕДЕНИЕ

Базит-гипербазитовые рудообразующие системы, в том числе и золоторудные, входят в число перспективных источников высокотехнологичных металлов на территории России (Бортников и др., 2016). Объектом данного исследования явилось рудопроявление медистого и серебристо-

го золота в родингитах Агардагского массива офиолитовых гипербазитов (Южная Тува), открытое в 1984 году В.И. Кудрявцевым и К.С. Кужугетом (Кудрявцева, Кудрявцев, 2003). Несмотря на то что минералы ряда Ag–Au–Cu известны во многих базит-гипербазитовых комплексах мира (Ложечкин, 1939; Берзон, 1983; Leblanc, Lbouabi, 1988; Knipe, Fleet, 1997; Knight, Leitch 2001; Спи-

ридонов, Плетнев, 2002; Дамдинов и др., 2004; Мурзин и др., 2013; Чудненко, Пальянова, 2014; Перевозникова, Казаченко, 2017), их генезис трактуется неоднозначно.

Первооткрывателями Агардагского рудопроявления была выявлена локализация родингитов в зоне тектонических деформаций в серпентинитах, наличие приконтактной амфиболизации (нефритизации) серпентинита и приуроченность к родингитам и нефритоидам вкрапленной золото-сульфидной минерализации (Кудрявцева, Кудрявцев, 2003). Позднее было установлено, что золото на проявлении представлено золото-медными интерметаллидами и ртутьсодержащим электрумом, ассоциирующими с халькозином, дигенитом и маухеритом (Мурзин и др., 1987). Сведения о последовательности отложения минералов в родингитах и нефритоидах Агардагского массива, стадийности формирования золотоносных пород и особенностях состава и генезиса минералов золота и сульфидов меди описывались в (Мурзин и др., 2006; Пальянова и др., 2018). Механизм образования медистого золота на Агардагском рудопроявлении, заключающийся в замещении ранее отложенных богатых медью сульфидов (халькозин, дигенит) при участии более поздних Au-, Ag-содержащих низкосернистых щелочных флюидов в восстановительной обстановке, обоснован в (Пальянова и др., 2018).

В настоящей статье обобщены имеющиеся в литературе сведения по родингитам Агардагского массива, которые дополнены новыми минералогическими, геохимическими, термобарогеохимическими и изотопно-геохимическими данными. В результате исследования установлена эволюция флюидного режима рудообразования, выявлены источники рудного вещества и родингитизирующего флюида и обсуждены проблемы происхождения золота в родингитах.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АГАРДАГСКОГО ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА И ПРОЯВЛЕНИЙ РОДИНГИТОВ В НЕМ

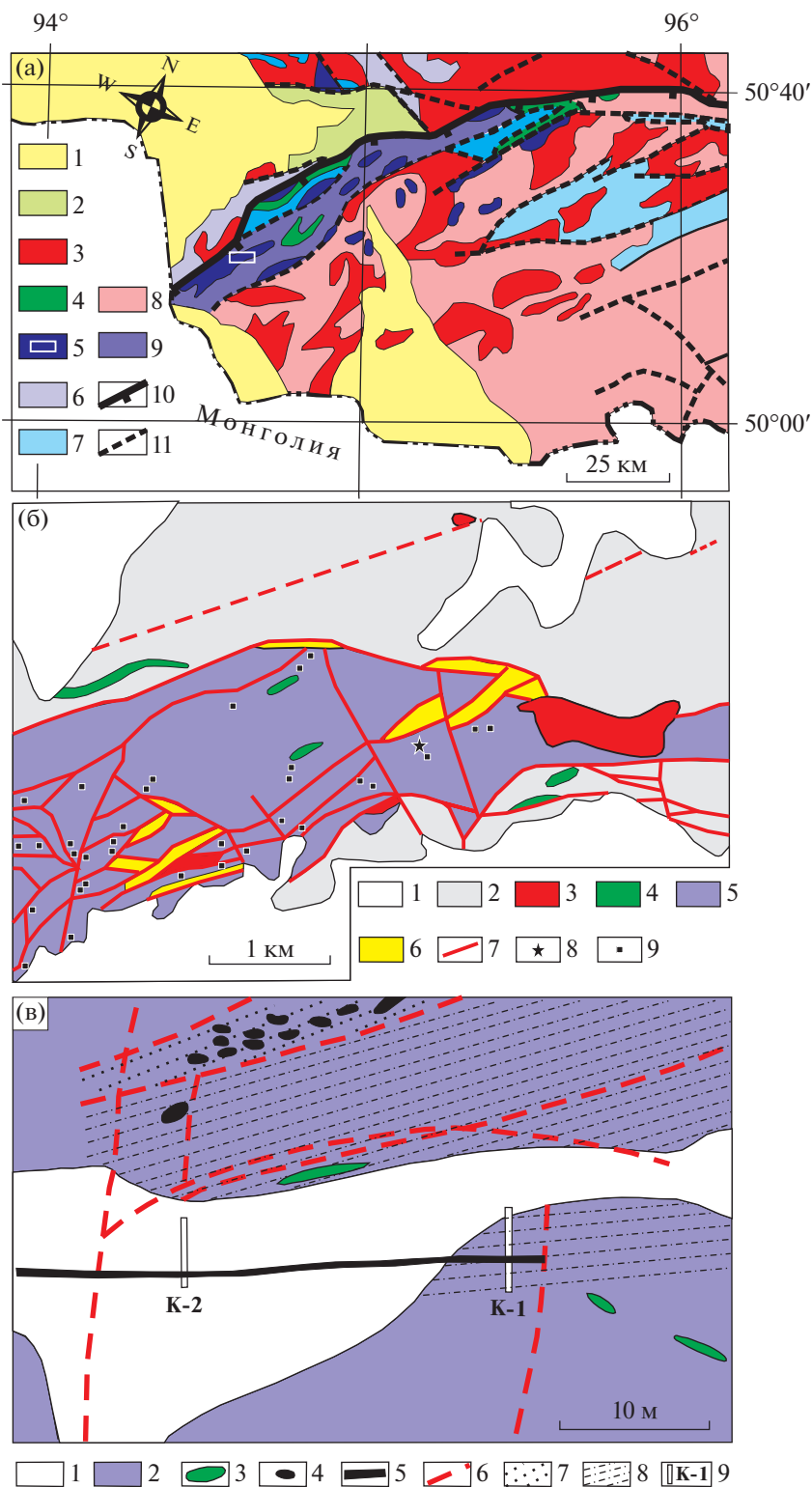
Агардагский гипербазитовый массив представляет собой фрагмент офиолитовой пластины (Изох и др., 1988) и входит в состав Южно-Тувинского офиолитового пояса, разделяющего области докембрийской складчатости нагорья Сангилен и салаирских структур Центральной Тувы. Массив вытянут в северо-восточном направлении согласно общему простиранию гипербазитового пояса на расстояние до 20 км при ширине до 4 км (фиг. 1а).

Массив сложен породами дунит-гарцбургитового комплекса, возраст которого, по данным ряда авторов, оценивается как поздний рифей (R_3): 570 ± 2 млн лет (Pfander et al., 1998), 569 ± 1 млн лет (Козаков и др., 2003). Он представляет собой сложно построенное линзовидное тело (фиг. 1б), круто падающее на северо-запад. Контакты его с породами вмещающей рамы тектонические (Гончаренко, 1989). Вмещающие породы представлены сланцами с прослоями известняков, кремнистых и терригенных пород (кускунугская свита, $V-E_1$) (Никитчин, 1969). Породы Агардагского массива прорываются мелкими дайко- и линзовидными телами габбро, габбро-долеритов, долеритовых порфиритов (E_{2-3}), которые часто превращены в родингиты, а также небольшими интрузиями плагиогранитов и гранодиоритов (D_{1-2}).

Массив сложен преимущественно дунитами и гарцбургитами, реже встречаются верлиты, лерцолиты и пироксениты. При частом чередовании полос дунитов и перидотитов мощностью от десятков сантиметров до первых метров выделяется дунит-перидотитовый полосчатый комплекс. В массиве выявлено большое количество хромитовых рудопроявлений, с которыми связывается платинометальное оруденение (Агафонов и др., 2005).

Первичные породы интенсивно серпентинизированы и превращены в антигоритовые и, в

Фиг. 1. Схема размещения Агардагского массива и рудопроявления золота в нем (Пальянова и др., 2018). а – геологическая схема размещения Агардагского массива гипербазитов (фрагмент геологической карты Тувы, составленной Б.М. Струниным по материалам госгеолкарт 1 : 1000000 и 1 : 200000, 2002 г.): 1 – отложения неогена и квартера; 2 – терригенно- и вулканогенно-осадочные породы ($S-D_1$); 3 – граниты, плагиограниты, гранодиориты, диориты, габбро раннего палеозоя (E_2-O_1); 4–7 – породы (R_3): габбро, габбро-нориты, долериты (4), дуниты, гарцбургиты, пироксениты, серпентиниты (5), эффузивы разного состава, их туфы, известняки (6), сланцы, мраморы, песчаники, кварциты (7); 8 – гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, граниты, плагиограниты, гранодиориты, диориты (PR_1); 9 – меланж сложного строения; 10 – надвиг, 11 – разломы. б – схема геологического строения северо-восточной части Агардагского гипербазитового массива по (Кудрявцев, 1980ф): 1 – четвертичные отложения; 2 – метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы (сланцы, песчаники, алевролиты, известняки, сланцы, порфириты кускунугской свиты, $V-E_1$); 3 – граниты, плагиограниты, гранодиориты сютхольского комплекса (D_{1-2}); 4 – габбро, габбро-долериты, долеритовые порфириты танноульского комплекса (E_{2-3}); 5 – дуниты, перидотиты и серпентиниты по ним авторакского комплекса (R_3); 6 – листовиты; 7 – разломы, 8 – Агардагское рудопроявление медистого золота; 9 – рудопроявления хромитов. в – геологическая схема размещения золотоносной минерализации в субширотной тектонической зоне Агардагского массива (Кудрявцева, Кудрявцев, 2003): 1 – щебнисто-глыбовый делювий, 2 – серпентиниты, 3 – дайки габбро-диоритов и апогаббровых альбититов, 4 – родингиты, 5 – зона развития золотой минерализации, 6 – разломы, 7 – милонитизированные серпентиниты, 8 – зоны дробления серпентинитов, 9 – каналы.



меньшей степени, лизардитовые и хризотилитовые серпентиниты. В эндоконтактных частях массива, а также внутри него в тектонических зонах, широко развиты тела лиственитов (фиг. 1б), сложенных брейнеритом, тальком, кварцем и фукситом. Из других метасоматических пород распространены тела родингитов, а также апогабброидных и апогранитоидных альбититов. На контактах этих образований с серпентинитами в некоторых случаях развита нефритизация. Лиственитизация, пироксенитизация и родингитизация связывается с внедрением раннепалеозойских гранитоидов тануольского комплекса и девонских субщелочных гранитов сютохольского комплекса (Велинский и др., 1999).

Среди многочисленных проявлений родингитов в Агардагском массиве Ч.К. Ойдуп и К.С. Кужугетом (1989) выделяются три генетические группы: апогабброидные, апопироксенитовые и апогипербазитовые, краткое описание которых мы приводим ниже.

Апогабброидные родингиты сложены преимущественно гроссуляром, клинопироксеном, клиноцоизитом, хлоритом, везувианом, альбитом. Они развиты в виде жил и линз мощностью до 1.5–2 м и протяженностью до 10 м в контактах расланцованных антигоритовых серпентинитов с основными породами или в виде более мелких бескорневых будиноподобных тел в тектонических зонах среди серпентинитов.

Апопироксенитовые родингиты развиты в восточной части массива. Они сложены клинопироксеном, гидрогроссуляром и хлоритом. Морфология и размеры тел этих родингитов аналогичны апогабброидным. Характерная черта их – наличие лейкократовой пироксен-хлорит-серпентиновой оторочки.

Апогипербазитовые родингиты встречаются в центральной части массива среди расланцованных серпентинитов со шширами лерцолитов и верлитов. Эти родингиты своеобразны. Прежде всего, они встречаются вне зон тектонических нарушений и не несут следов тектонического будинирования. В непосредственной близости от них нет даек габбро или пироксенитов. Кроме того, тела родингитов характеризуются очень мелкими размерами – от нескольких миллиметров до 25–30 см. Для минерального состава апогипербазитовых родингитов характерно отсутствие граната. Они сложены цоизитом, пумпеллиитом, хлоритом, тремолитом, кварцем, кальцитом. В них присутствуют также реликтовые антигорит, хромит и магнетит. Переход родингитов в серпентиниты отчетливо зональный: родингит → темный крупнозернистый хлорит → светло-зеленый мелкозернистый хлорит → хлорит + серпентин. Во всех зонах, мощностью не более 1–1.5 см, хлорит представлен клинохлором.

Образование апогипербазитовых родингитов требует весьма существенного привноса алюминия и кальция. Предполагается, что эти компоненты привнесены из ультраосновных пород (верлитов и лерцолитов), содержащихся в протопородах в достаточных количествах – 3–7% CaO и 4–6% Al₂O₃ (Ойдуп, Кужугет, 1989).

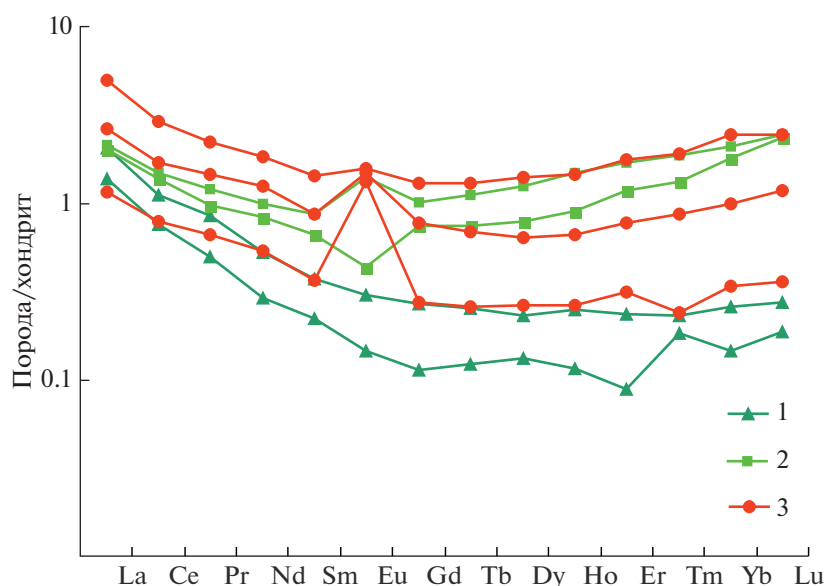
Кроме описанных выше трех типов родингитов, А.П. Секеринным (1982) в отдельную группу выделены родингиты, сложенные клиноцоизитом, эпидотом, тремолит-актинолитом, альбитом. Для них характерна приуроченность к тектоническим зонам, наличие ореольной антигоритизации и приконтактной амфиболитизации, ассоциация с телами нефритов. К этой группе принадлежат, по-видимому, золотоносные родингиты Агардагского рудопроявления, расположенного в стыке двух наиболее крупных тектонических блоков, на которые разбит массив в восточной его части.

Сведения о геологии Агардагского рудопроявления весьма скудны (Кудрявцева, Кудрявцев, 2003). Альбит-амфибол-пироксеновые родингиты с видимым золотом образуют линзовидные тела в субширотной зоне дробления серпентинитов (фиг. 1в). Параметры тел родингитов, вскрытых двумя канавами, в описании не обозначены. Вдоль контакта родингитов с серпентинитом развиты золотоносные сланцеватые нефритоиды, сложенные агрегатом волокнистого амфибола с небольшим количеством альбита. В 150–200 м к северу от рудопроявления находятся достаточно крупные тела лиственитов. В пределах и вблизи зоны дробления развиты небольшие тела габбродиоритов и апогабброидных альбититов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Химический состав проб пород (серпентинитов, родингитов, нефритоидов) проанализирован в ЦКП “Геоаналитик” в Институте геологии и геохимии УрО РАН. Основные компоненты определены рентгеноспектральным флуоресцентным (СРМ-35 и XRF 1800) и химическим (ППП и Fe₂O₃) анализами, а микроэлементы – методом ICP-MS (исполнители: Н.П. Горбунова, Л.А. Татарина, Г.С. Неупокоева, Г.А. Аввакумова, Д.В. Киселева).

Электронно-зондовый микроанализ рудных и нерудных минералов выполнен на электронных сканирующих микроскопах CamScan MV2300 и MIRA 3 LMU (TESCAN Ltd.), оснащенных энергодисперсионными рентгеновскими микроанализаторами Link INCA Energy, в ИЭМ РАН (аналитик Д.А.Варламов) и аналитическом центре многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (аналитик Н.С. Карманов).



Фиг. 2. Хондрит-нормализованные тренды распределения РЗЭ в серпентинитах (1), нефритоидах (2) и родингитах (3). Тренды построены по результатам анализа проб пород методом ICP-MS в ЦКП “Геоаналитик” в Институте геологии и геохимии УрО РАН.

Исследование газовой-жидких включений в альбите осуществлялось на термокриостатике THMSG-600 фирмы Linkam (Англия) в диапазоне температур $-196...600^{\circ}\text{C}$. Солевой состав растворов определялся по температурам эвтектик (Борисенко, 1997). Концентрация солей во включениях оценивалась по температурам плавления льда для солевой системы $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ (Vodnar, Vituk, 1994).

Исследования состава газов выполнялись пиролитическим способом на газовом хроматографе “Цвет-800” с гелием в качестве газа-носителя в ИГ КомиНЦ УрО РАН (аналитик С.Н. Шанина). Навески проб раздробленных пород крупностью $+0.25-0.5$ мм предварительно обрабатывались нагретой разбавленной HNO_3 (1 : 1), промывались водой методом декантации и сушились при 100°C в течение 5–6 часов. Подбор температурных диапазонов для анализа – до 300 и $300-600^{\circ}\text{C}$ и инертная среда его проведения исключают выделение газов за счет процессов разложения минералов, а также возможность протекания химических реакций между газами.

Анализ изотопного состава кислорода и водорода силикатов выполнен в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT 252 с использованием двойной системы напуска. Подготовка образцов к масс-спектрометрическому изотопному анализу кислорода силикатов проведена по методике фторирования, водорода – по лазерной методике выделения воды из минералов (Игнатьев, Веливецкая, 2004). Воспроизводимость определения

(1σ) $\delta^{18}\text{O}$ и δD составляет соответственно 0.1 и 2‰ . Для расчетов изотопного состава компонентов флюида применялся web-калькулятор фракционирования стабильных изотопов (Beaudoin, Therrien, 2009).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Химический состав пород

Химический состав серпентинитов, родингитов и нефритоидов приведен в табл. 1. По отношению к вмещающим антигоритовым серпентинитам родингиты и нефритоиды характеризуются значительно более высокими содержаниями CaO , SiO_2 и Al_2O_3 . Суммарное содержание железа всех изученных пород варьирует незначительно – $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 6.07-7.54$ мас. %. Трехвалентное его состояние преобладает в серпентинитах, что отражает присутствие в них магнетита, а двухвалентное – в нефритоидах и родингитах, в которых Fe^{2+} сосредоточено в клинопироксене и амфиболе. Родингиты и нефритоиды очень бедны такими “базальтоидными” элементами, как титан (<0.01 мас. % TiO_2) и фосфор (<0.03 мас. % P_2O_5). Содержание серы в родингитах не превышает 0.2 мас. %, а в нефритоидах и серпентинитах оно еще на порядок ниже.

По микроэлементному составу нефритоиды и родингиты существенно обогащены (на порядок и более) по отношению к антигоритовым серпентинитам такими элементами, как Ag , Zn , Ba , Sr , Y , Zr , Hf , As . Родингиты, кроме того, содержат наи-

Таблица 1. Химический состав пород Агардагского рудопоявления медистого золота (основные компоненты приведены в мас. %, микроэлементы в ppm)

| Порода | Антигоритовый серпентинит | | Родингит | | Нефритоид | |
|---------------------------------------|---------------------------|--------|----------|--------|-----------|--------|
| | 1479 | 1483 | 1480 | 386-6 | 1482 | 386-2 |
| № обр. | | | | | | |
| SiO ₂ | 42.01 | 42.82 | 54.50 | 60.00 | 59.02 | 57.61 |
| TiO ₂ | 0.02 | 0.025 | <0.005 | <0.005 | 0.057 | 0.009 |
| Al ₂ O ₃ | 0.51 | 0.63 | 1.64 | 11.45 | 2.66 | 0.73 |
| Fe ₂ O ₃ (расч) | 3.87 | 5.09 | 1.98 | 1.87 | 2.24 | 0.73 |
| FeO (хим) | 3.20 | 2.40 | 3.50 | 4.20 | 5.30 | 7.00 |
| MnO | 0.18 | 0.168 | 0.145 | 0.132 | 0.132 | 0.159 |
| MgO | 36.66 | 35.75 | 13.11 | 4.15 | 15.03 | 18.07 |
| CaO | 0.06 | 0.56 | 20.55 | 8.68 | 10.48 | 11.37 |
| Na ₂ O | 0.16 | 0.26 | 1.12 | 6.60 | 2.10 | 0.96 |
| K ₂ O | <0.03 | <0.03 | 0.16 | 0.11 | 0.10 | 0.17 |
| P ₂ O ₅ | <0.03 | <0.03 | <0.03 | <0.03 | <0.03 | <0.03 |
| Cr ₂ O ₃ | 1.17 | 0.37 | 0.13 | 0.04 | 0.05 | 0.44 |
| S | 0.015 | 0.017 | 0.18 | 0.20 | 0.00 | 0.02 |
| ППП (хим) | 12.0 | 11.2 | 1.8 | 0.7 | 2.1 | 2.0 |
| Сумма | 99.86 | 99.29 | 98.82 | 98.13 | 99.27 | 99.27 |
| Микроэлементы | | | | | | |
| P | 86.39 | — | — | 50.08 | — | 25.37 |
| B | 104.43 | — | — | 188.13 | — | 113.22 |
| Li | 4.13 | 1.92 | 1.30 | 1.54 | 0.52 | 1.90 |
| Be | 0.03 | 0.00 | 0.05 | 0.10 | 0.12 | 0.22 |
| Rb | 1.58 | 1.04 | 0.90 | 1.07 | 0.85 | 4.09 |
| Cs | 0.41 | 0.25 | 0.02 | 0.03 | 0.13 | 0.98 |
| Ag | 4.76 | 0.98 | 13.21 | 161.02 | 2.41 | 13.86 |
| Cd | 2.45 | 0.51 | 2.93 | 6.16 | 6.89 | 1.53 |
| Ge | 0.30 | 0.87 | 0.50 | 0.16 | 0.38 | 0.13 |
| Sc | 5.82 | 5.14 | 8.33 | 2.84 | 5.91 | 12.17 |
| In | 0.47 | — | — | 0.32 | — | 0.10 |
| Cr | 8288 | 110 | 158 | 472 | 69 | 1348 |
| Ti | 67.70 | 43.46 | 69.10 | 91.15 | 172.86 | 125.43 |
| V | 37.07 | 7.82 | 13.48 | 5.81 | 9.84 | 17.58 |
| Mn | 1678 | 1102 | 1299 | 1096 | 958 | 1407 |
| Co | 198.31 | 115.05 | 76.85 | 27.70 | 46.43 | 122.26 |
| Ni | 3337 | 1829 | 1911 | 683 | 892 | 3740 |
| Cu | 1344 | 380 | 10048 | 11461 | 820 | 908 |
| Zn | 90.87 | 51.42 | 27.25 | 278.35 | 258.33 | 139.23 |
| Pb | 0.83 | 0.54 | 2.39 | 8.55 | 0.71 | 1.22 |
| Bi | 0.47 | 0.11 | 0.36 | 0.55 | 0.07 | 0.64 |
| Ga | 1.57 | 0.91 | 1.54 | 13.68 | 1.90 | 0.62 |
| Ba | 5.35 | 4.89 | 86.84 | 77.36 | 19.37 | 51.64 |
| Sr | 6.41 | 4.70 | 51.97 | 62.07 | 67.25 | 97.75 |
| Y | 0.39 | 0.22 | 0.53 | 1.35 | 1.58 | 2.84 |
| Zr | 0.42 | 1.47 | 2.58 | 5.02 | 16.91 | 1.80 |

Таблица 1. Окончание

| Порода | Антигоритовый серпентинит | | Родингит | | Нефритоид | |
|--------|---------------------------|-------|----------|--------|-----------|-------|
| | | | | | | |
| Hf | 0.01 | 0.03 | 0.07 | 0.15 | 0.42 | 0.05 |
| Ta | 0.09 | 0.04 | 0.02 | 0.69 | 0.03 | — |
| Nb | 0.63 | 0.20 | 0.16 | 1.78 | 0.30 | 0.36 |
| W | — | 0.49 | 0.44 | — | 0.28 | — |
| Sn | — | 0.26 | 0.26 | — | 0.56 | — |
| Mo | 0.91 | 0.31 | 0.30 | 0.13 | 0.26 | 0.17 |
| Re | 0.00 | — | — | 0.00 | — | 0.00 |
| Sb | — | 0.16 | 0.78 | — | 0.19 | — |
| As | 44.35 | 22.19 | 263.98 | 182.69 | 61.08 | 1149 |
| Se | — | 0.07 | 0.95 | — | 0.11 | — |
| Te | — | 0.12 | 3.50 | — | 0.01 | — |
| Tl | 0.08 | 0.02 | 0.05 | 0.04 | 0.02 | 0.05 |
| Th | 0.026 | 0.026 | 0.026 | 0.082 | 0.091 | 0.046 |
| U | 0.066 | 0.022 | 0.031 | 0.079 | 0.074 | 0.180 |

Примечание. Fe_2O_3 (расч) = Fe_2O_3 общ – 1.1114*FeO (хим). ППП – потери при прокаливании. “—” Элемент не определялся.

Таблица 2. Содержания редкоземельных элементов в антигоритовых серпентинитах, родингитах и нефритоидах (в ppm, по данным ICP-MS)

| Порода | Антигоритовый серпентинит | | Родингит | | | Нефритоид | |
|--------------|---------------------------|-------|----------|-------|-------|-----------|-------|
| | | | | | | | |
| № обр. | 1479 | 1483 | 1480 | 386-6 | 1484 | 1482 | 386-2 |
| La | 0.510 | 0.338 | 0.494 | 0.523 | 0.652 | 1.232 | 0.287 |
| Ce | 0.709 | 0.484 | 0.877 | 0.957 | 1.100 | 1.859 | 0.511 |
| Pr | 0.083 | 0.048 | 0.094 | 0.118 | 0.141 | 0.215 | 0.065 |
| Nd | 0.250 | 0.138 | 0.396 | 0.476 | 0.600 | 0.868 | 0.256 |
| Sm | 0.058 | 0.034 | 0.102 | 0.135 | 0.134 | 0.220 | 0.056 |
| Eu | 0.018 | 0.008 | 0.025 | 0.082 | 0.088 | 0.092 | 0.078 |
| Gd | 0.055 | 0.023 | 0.153 | 0.209 | 0.158 | 0.269 | 0.057 |
| Tb | 0.010 | 0.005 | 0.028 | 0.042 | 0.026 | 0.049 | 0.010 |
| Dy | 0.059 | 0.034 | 0.202 | 0.319 | 0.164 | 0.357 | 0.068 |
| Ho | 0.014 | 0.007 | 0.052 | 0.084 | 0.038 | 0.083 | 0.015 |
| Er | 0.040 | 0.015 | 0.198 | 0.282 | 0.128 | 0.296 | 0.053 |
| Tm | 0.006 | 0.005 | 0.034 | 0.048 | 0.022 | 0.049 | 0.006 |
| Yb | 0.043 | 0.024 | 0.299 | 0.352 | 0.167 | 0.410 | 0.056 |
| Lu | 0.007 | 0.005 | 0.060 | 0.062 | 0.030 | 0.063 | 0.009 |
| Σ РЗЭ | 1.86 | 1.17 | 3.02 | 3.69 | 3.45 | 6.06 | 1.53 |

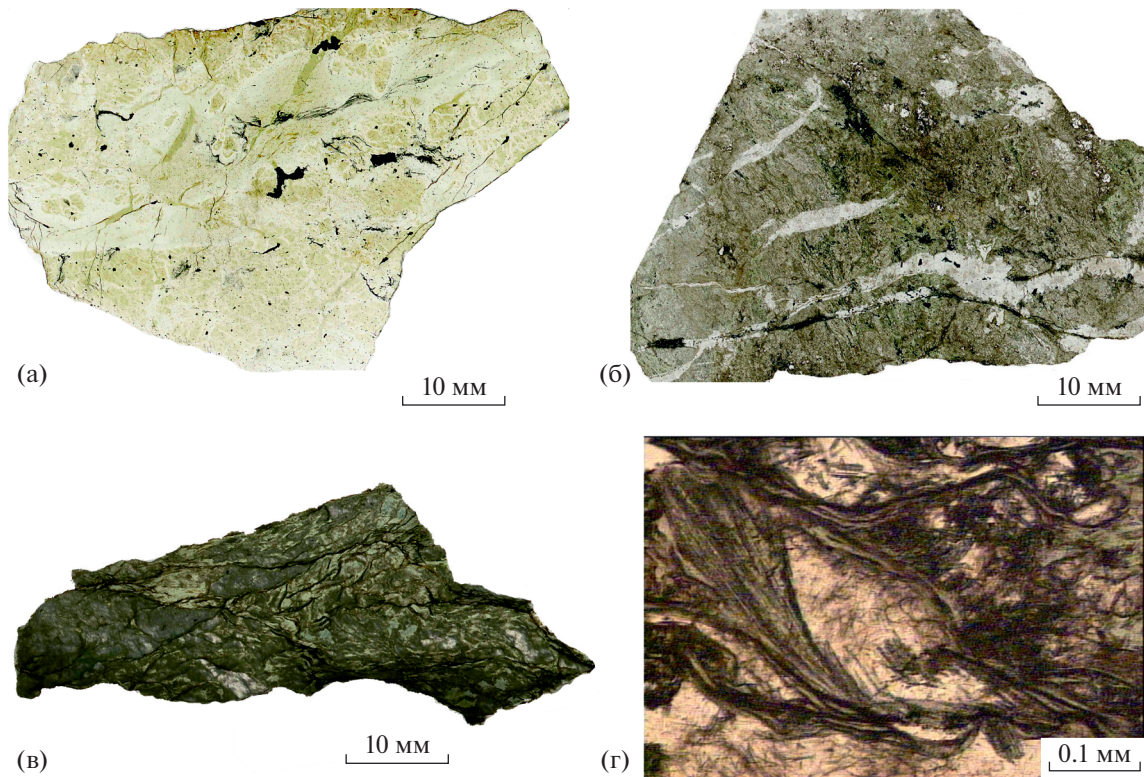
большие количества Cu, Pb, Sb, S, Se, Te по сравнению с серпентинитами и нефритоидами.

Содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) в родингитах и нефритоидах выше, чем в серпентинитах (табл. 2). В то же время, подковообразный профиль хондрит-нормализованных трендов РЗЭ характерен для всех этих пород (фиг. 2а). На трендах РЗЭ родингитов фиксируется положительная европиевая аномалия. В целом суммар-

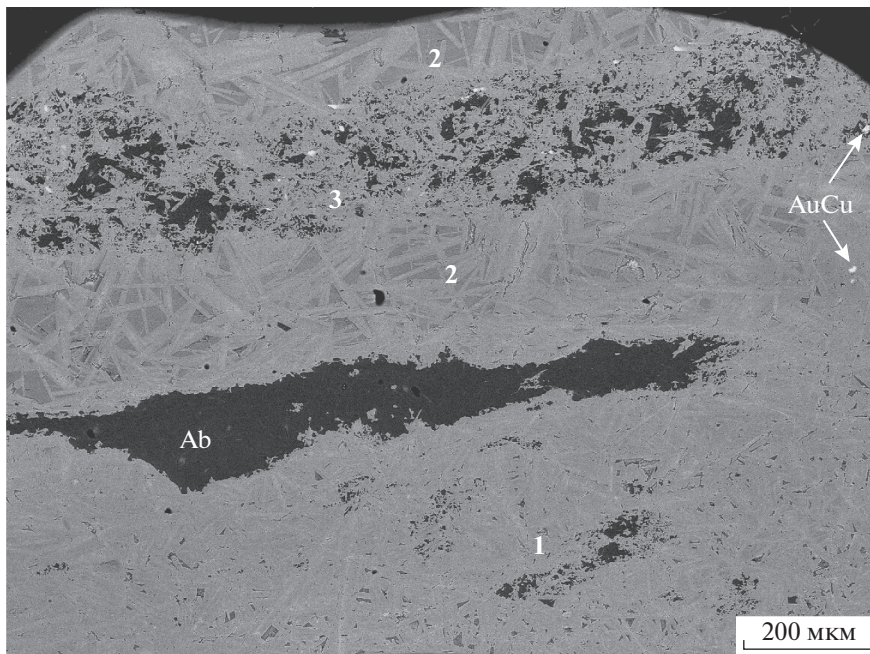
ное содержание РЗЭ в породах Агардагского рудопроявления, варьирующее от 1.5 до 6 г/т, отвечает его уровню в неизмененных ультраосновных и основных породах (Леснов, 2007).

*Минеральный состав пород
и стадийность минералообразования*

Серпентиниты (фиг. 3а) сложены агрегатами пластинчатого антигорита, развивающегося по сер-



Фиг. 3. Типовые образцы пород Агардагского рудопроявления медистого золота. Полированные сечения в отраженном (а–в) и в проходящем свете (г). а – антигоритовый серпентинит с вкрапленностью хромшпинелида (черный); б – альбит-пироксеновый родингит (основная масса) с прожилками альбита (светлые); в – раздробленный нефритовид; г – агрегаты волокнистого амфибола с линзами альбита.



Фиг. 4. Полосчатый альбит-амфибол-пироксеновый родингит. 1 – агрегат короткопризматического пироксена с небольшим количеством альбита (Ab); 2 – агрегат длиннопризматического Na-содержащего диопсида, сцементированного Na-содержащим актинолитом; 3 – реликты альбит-пироксенового состава, в которых альбит активно корродирует клинопироксен. В породе рассеяны мелкие частицы интерметаллида AuCu. Снимок на сканирующем электронном микроскопе в режиме обратно-рассеянных электронов (BSE).

Таблица 3. Минеральный состав родингитов и нефритоидов и стадийность минералообразования

| Стадии и подстадии | I | | | II |
|---------------------|----------------|-----------------|--------------------------|-----------|
| | Ia | Ib | Ic | |
| Минералы | Ab-Px родингит | Amf-Px родингит | прожилки Ab в родингитах | Нефритоид |
| Пироксен (диопсид) | +++ | +++ | | |
| Амфибол (актинолит) | | ++ | ++ | +++ |
| Альбит | ++ | + | +++ | ++ |
| Гранат | + | | | |
| КПШ | | | + | + |
| Ва-КПШ | + | | | |
| Апатит | | | + | |
| Циркон | | | | + |
| Титанит | | | | + |
| Доломит | + | | | |
| Хлорит | + | | | |
| Cu,Ni-серпентин | + | | | |
| Zn-хроммагнетит | + | | | |
| Маухерит | + | | + | + |
| Халькозин | + | + | ++ | + |
| Дигенит | + | | | |
| Анилит | | + | + | |
| Джирит | | + | + | |
| Спионкопит | | | +? | |
| Ярроуит | | | +? | |
| Тетра-аурикуприд | + | + | + | + |
| Орторомб. AuCu | | | | + |
| Электрум | | + | + | + |

Примечание. Обозначение минералов: Px – клинопироксен, Ab – альбит, Amf – амфибол. Количество минералов среди продуктов каждой стадии и подстадий: +++ – основной минерал, ++ – присутствуют в подчиненном количестве, + – акцессорные.

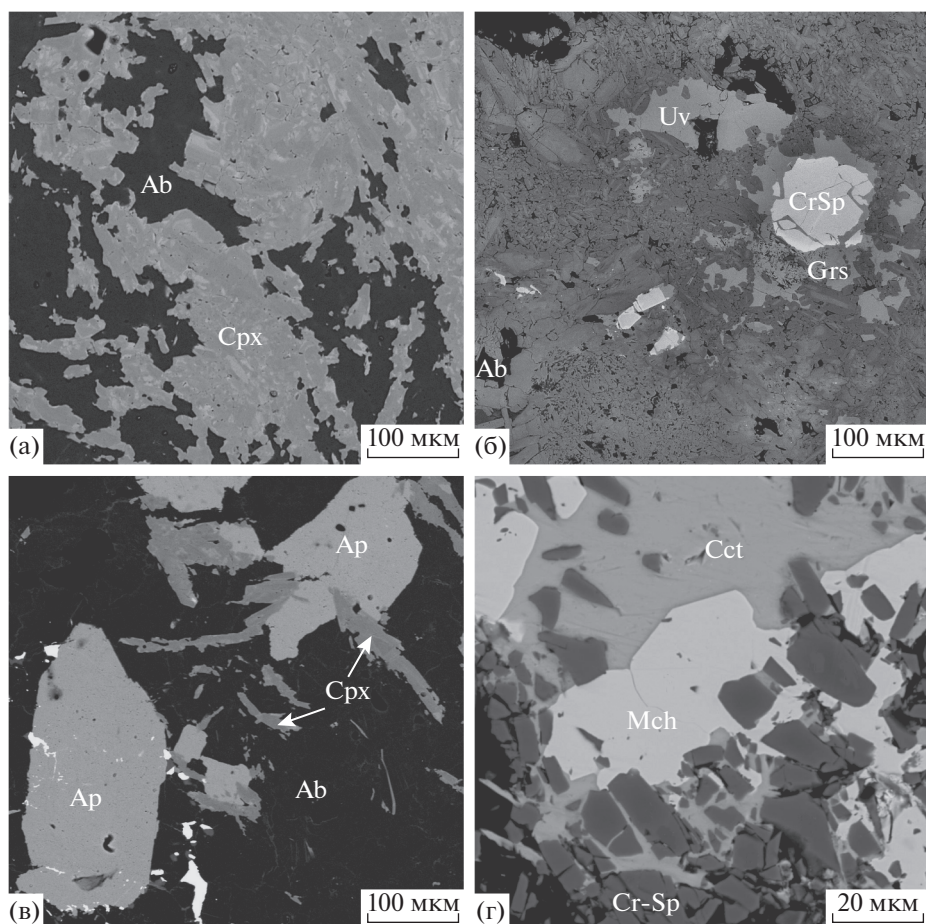
пентину мелкозернистого строения, возможно, лизардиту. Антигорит содержит 3.2–7.2 мас. % FeO, 0.1–1.3 мас. % Al₂O₃ и до 0.5 мас. % NiO. Акцессорные минералы серпентинитов составляют не более 1–2 объема породы и представлены реликтовым и метаморфизованным хромшпинелидом, магнетитом, арсенидами никеля – маухеритом (Ni₁₁As₈), орселитом (Ni_{4.77}As₂), сульфидами меди, никеля и висмута – халькозином (Cu₂S), дигенитом (Cu_{1.8}S), миллеритом (NiS) и паркеритом (Ni₃Bi₂S₂). Акцессорные минералы никеля и меди представлены мелкими зернами (обычно до 0.01 мм, редко до 0.1 мм), иногда в ассоциации с магнетитом. Характерны сростания орселита с маухеритом, а дигенита – с магнетитом и арсенидами никеля.

Альбит-пироксеновый родингит сложен агрегатами короткопризматических кристаллов Na-содержащего диопсида, интерстиции между которыми заполнены мелкозернистым (до 0.1–

0.2 мм) альбитом (фиг. 4). Для альбита характерны зазубренные края зерен и волнистое угасание. В альбит-клинопироксеновом родингите зафиксированы участки, сложенные длиннопризматическими кристаллами Na-содержащего диопсида, сцементированными Na-содержащим актинолитом. В амфибол-пироксеновых участках присутствуют реликты альбит-пироксенового состава, в которых альбит активно корродирует клинопироксен (см. фиг. 4).

Альбит- и амфибол-пироксеновые родингиты пересекаются маломощными прожилками (до 5 мм) альбита параллельно-шестоватого строения (фиг. 3б). Прожилковый альбит местами насыщен включениями волосовидного амфибола типа “волосатик”.

Вдоль контакта родингитов с серпентинитами развивается волокнистый амфибол. В родингитах он слагает тонкие прожилки, а в прилегаю-



Фиг. 5. Взаимоотношения минералов в родингите и нефритоиде. а – альбит (Ab)-клинопироксеновый (Cpx) родингит. Видна сильная неоднородность клинопироксена, обусловленная вариациями содержания Fe и Mg; б – выделения уваровита (Uv), гроссуляра (Grs), альбита (Ab) и хромшпинелида (Cr-Sp) в пироксеновом родингите. Гроссуляр развивается по хромшпинелиду; в – кристаллы апатита (Ap) в сростках с игольчатым клинопироксеном (Cpx) в альбите (Ab). Белая фаза – сульфид меди; г – маухерит (Mch) и халькозин (Cct) цементируют раздробленное зерно хромшпинелида (Cr-Sp) в нефритоиде. Снимки выполнены на сканирующем электронном микроскопе в режиме BSE.

шем к контакту серпентините образуются нефритоиды. Нефритоиды – деформированные, расланцованные породы, сложенные практически нацело волокнистым Na-содержащим актинолитом (фиг. 3в), местами с мелкими линзами альбита (фиг. 3г). Химический состав альбита всех стадий сходен и отвечает его стехиометрическому составу ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$). Содержание примесей CaO и K_2O в нем не превышает 0.2–0.3 мас. %.

В результате изучения взаимоотношений минералов, слагающих родингиты и нефритоиды, выявлена последовательность их отложения в двухстадийной схеме гипогенного минералообразования (табл. 3). Минералы I стадии слагают основную альбит-пироксеновую и амфибол-пироксеновую массу родингитов. Имеющиеся признаки неодновременного отложения минералов этой стадии в родингитах (коррозия раннего пироксена альбитом, появление системы микротрещин скалывания, выполненных параллельно-

шестоватым альбитом) позволяют выделить в ней три подстадии (Ia, Ib и Ic). Минералы II стадии слагают массу нефритоидов и микропрожилки волокнистого амфибола, рассекающие родингиты. Сульфиды меди и минералы золота являются сквозными, отлагаясь в течение всего процесса формирования родингитов и нефритоидов.

Минералы родингитов и нефритоидов

Хромшпинелид и магнетит. Во всех породах хромшпинелид является реликтовым минералом исходных ультраосновных пород, в различной степени измененным вторичными метаморфическими и метасоматическими процессами. В химическом составе реликтовых частей зерен хромшпинелида всех изученных пород содержание TiO_2 редко превышает 0.1 мас. %, достигая в отдельных зернах 0.2–0.3 мас. %, что отражает принадлежность их к офиолитовым гипербази-

Таблица 4. Химический состав типовых зерен клинопироксена и амфибола из родингитов и нефритовидов (мас. %)

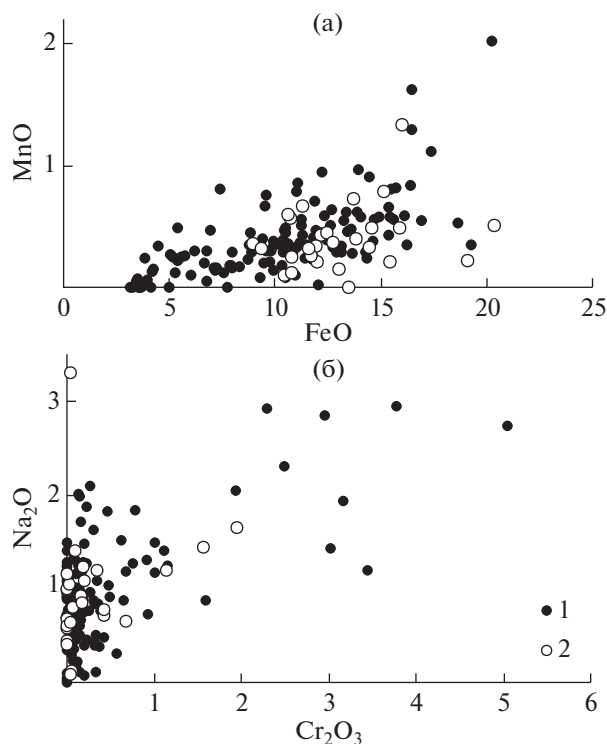
| № п.п. | № обр./ № зер. | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO* | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | Сумма | X(Mg) |
|--------|----------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------|-------------------|------------------|--------|-------|
| 1 | 1480/9 | 54.20 | 0.07 | 2.51 | 0.26 | 4.10 | 0.00 | 13.02 | 24.28 | 2.09 | 0.00 | 100.53 | 0.96 |
| 2 | 1480/22 | 52.98 | 0.00 | 0.31 | 0.33 | 7.59 | 0.12 | 12.63 | 25.18 | 0.11 | 0.02 | 99.27 | 0.75 |
| 3 | 1480 /103 | 52.01 | 0.00 | 1.53 | 0.15 | 14.60 | 0.38 | 8.20 | 21.75 | 1.99 | 0.16 | 100.77 | 0.59 |
| 4 | 1481/9 | 50.12 | 0.00 | 0.51 | 0.26 | 15.38 | 0.66 | 7.71 | 23.77 | 0.96 | 0.14 | 99.51 | 0.56 |
| 5 | 1481/25 | 50.52 | 0.17 | 0.90 | 3.44 | 11.31 | 0.43 | 10.00 | 22.24 | 1.19 | 0.00 | 100.20 | 0.68 |
| 6 | 386a/2 | 53.33 | 0.14 | 0.10 | 0.13 | 10.51 | 0.45 | 11.44 | 23.50 | 1.25 | 0.00 | 100.85 | 0.74 |
| 7 | 386a/26 | 52.53 | 0.11 | 0.34 | 1.93 | 9.97 | 0.36 | 10.46 | 21.99 | 2.05 | 0.00 | 99.74 | 0.75 |
| 8 | 1484/13 | 52.20 | 0.00 | 0.69 | 1.56 | 10.77 | 0.25 | 10.01 | 22.50 | 1.44 | 0.06 | 99.48 | 0.67 |
| 9 | 1484/14 | 50.94 | 0.10 | 0.55 | 0.16 | 15.13 | 0.79 | 7.76 | 23.99 | 0.92 | 0.00 | 100.34 | 0.55 |
| 10 | 1484/50 | 50.57 | 0.02 | 0.27 | 0.00 | 14.59 | 0.49 | 8.64 | 23.94 | 0.61 | 0.05 | 99.18 | 0.58 |
| 11 | 1484/17 | 52.28 | 0.25 | 0.53 | 0.20 | 12.16 | 0.43 | 10.07 | 23.33 | 1.08 | 0.08 | 100.41 | 0.85 |
| 12 | 1484/18 | 52.16 | 0.03 | 0.53 | 0.43 | 10.73 | 0.57 | 10.04 | 23.96 | 0.72 | 0.00 | 99.17 | 0.64 |
| 13 | 1484/45 | 49.96 | 0.00 | 0.28 | 0.05 | 20.36 | 0.51 | 4.96 | 23.60 | 0.12 | 0.01 | 99.85 | 0.31 |
| 14 | 1484/35 | 50.53 | 0.00 | 0.37 | 0.00 | 13.68 | 0.73 | 8.75 | 24.83 | 0.44 | 0.01 | 99.34 | 0.60 |
| 15 | 1484/21 | 52.38 | 0.31 | 0.43 | 1.14 | 11.95 | 0.34 | 9.86 | 23.02 | 1.19 | 0.00 | 100.62 | 0.64 |
| 16 | 1484/24 | 55.45 | 0.27 | 0.64 | 0.99 | 4.12 | 0.12 | 20.57 | 12.34 | 0.62 | 0.00 | 95.12 | 0.90 |
| 17 | 1484/9 | 52.08 | 0.00 | 0.50 | 0.48 | 16.53 | 0.21 | 11.64 | 11.37 | 1.00 | 0.32 | 94.13 | 0.55 |
| 18 | 1484/51 | 54.04 | 0.22 | 0.16 | 0.00 | 15.23 | 0.00 | 14.20 | 12.90 | 0.39 | 0.18 | 97.32 | 0.62 |
| 19 | 1481/44 | 55.66 | 0.06 | 0.08 | 0.13 | 11.42 | 0.17 | 16.11 | 12.40 | 0.24 | 0.02 | 96.29 | 0.71 |
| 20 | 1481/60 | 54.02 | 0.00 | 0.18 | 0.30 | 13.23 | 0.20 | 14.88 | 12.67 | 0.48 | 0.03 | 95.99 | 0.66 |
| 21 | 1482/8 | 55.54 | 0.00 | 0.62 | 3.01 | 9.80 | 0.54 | 15.60 | 7.71 | 3.35 | 0.15 | 96.32 | 0.74 |
| 22 | 1482/51 | 56.60 | 0.10 | 0.55 | 1.69 | 6.31 | 0.14 | 18.53 | 10.63 | 1.89 | 0.13 | 96.57 | 0.84 |
| 23 | 1482/55 | 56.78 | 0.00 | 0.33 | 0.00 | 6.63 | 0.10 | 19.76 | 13.23 | 0.87 | 0.00 | 97.70 | 0.84 |
| 24 | 386-2/2 | 57.03 | 0.16 | 0.37 | 0.09 | 5.85 | 0.22 | 20.38 | 12.14 | 0.64 | 0.35 | 97.23 | 0.88 |
| 25 | 386a/43 | 54.81 | 0.11 | 0.03 | 0.24 | 12.42 | 0.02 | 16.02 | 11.38 | 0.94 | 0.08 | 96.05 | 0.71 |

Примечание. Анализы: 1–7 – короткопризматический клинопироксен родингитов стадии Ia; 8–15 – длиннопризматический клинопироксен родингитов стадии Ib; 16–20 – амфибол родингитов стадии Ib; 20–25 – амфибол нефритовидов стадии II. FeO* – расчет на FeO по измеренному железу. X(Mg) = Mg/Mg + Fe²⁺. Здесь и в табл. 5, 6 курсивом выделены определения со значениями концентрации элемента ниже 2σ (среднеквадратичной ошибки анализа).

там. В антигоритовых серпентинитах вторичные изменения зерен хромшпинелида приводят к образованию хромсодержащего магнетита (1.47–3.98 мас. % Cr₂O₃) и кристаллов переотложенного “чистого” магнетита (не более 1 мас. % Cr₂O₃) в ассоциации с антигоритом. Магнетитизация зерен хромшпинелида начинает развиваться по сети микротрещин и нередко захватывает большую часть их объема. Переотложенный магнетит рассеян в массе серпентинита или образует оторочки на псевдоморфном магнетите. В нефритоидах и родингитах вторичные изменения проявлены значительно слабее, нежели в серпентинитах. Магнетит для этих пород не характерен. В то же время, в родингитах обнаружены мелкие кристаллики (до 50 мкм) новообразованного Zn-хроммагнетита, содержащего до 5.7 мас. % ZnO и до 1.1 мас. % MnO.

Клинопироксен. По химическому составу клинопироксен, слагающий основную массу родингитов, отвечает натрийсодержащему (до 3.3 мас. % Na₂O) диопсиду-геденбергиту (табл. 4). Существенных различий состава короткопризматического (Ia) и длиннопризматического (Ib) клинопироксена не обнаружено. Его магнезиальность Mg/(Mg + Fe²⁺) сильно варьирует в пределах от 0.31 до 0.96. Часто проявлена зональность кристаллов – магнезиальной (диопсидовой) компонентой обогащена их центральная часть, а железистой (геденбергитовой) – краевая (фиг. 5а).

Концентрации других примесей в клинопироксене не превышают 3 мас. % Al₂O₃, 0.6 мас. % TiO₂ и 2 мас. % MnO. При этом Al и Ti максимально концентрируются в фазах, бедных железом, а Mn, наоборот, в наиболее железистых. Содержания Mn и Fe в клинопироксене обнаруживают пря-



Фиг. 6. Содержания элементов (мас. %) в коротко- (1) и длиннопризматическом (2) клинопироксене на диаграммах MnO–FeO (а) и Na₂O–Cr₂O₃ (б).

мую корреляцию (фиг. 6а). Содержание хрома обычно находится на уровне менее 0.2 мас. % Cr₂O₃, однако в некоторых зернах оно повышается до 5.05 мас. % Cr₂O₃ (фиг. 6б). Наиболее богатые хромом зерна пироксена (более 2 мас. % Cr₂O₃) сосредоточены как среди агрегатов раздробленного хромшпинелида, так и среди общей альбит-пироксеновой массы.

Амфибол. Амфибол стадии Ib в родингитах цементирует агрегаты кристаллов клинопироксена, находится в виде волосовидных включений в прожилках альбита стадии Ic или выполняет микротрещины в альбит-пироксеновой породе. Волокнистый амфибол стадии II вместе с небольшим количеством альбита слагает нефритоиды. По химическому составу и магnezиальности (Mg/(Mg + Fe) = 0.55–0.90) амфибол всех стадий отвечает натрийсодержащему актинолиту (табл. 4). Содержание натрия в актинолите обычно не превышает 1.5 мас. %, однако в отдельных зернах достигает 3.35 мас. %. Эти же зерна содержат, как правило, более 1 мас. % Cr₂O₃ (до 4.5 мас. % Cr₂O₃).

Гранат. По химическому составу гранат относится к уграндитовому типу и встречается преимущественно в родингитах и изредка в нефритоидах. Идиоморфные или ксеноморфные зерна граната размером до 0.2 мм располагаются среди нерудных минералов пород. Гранат также часто

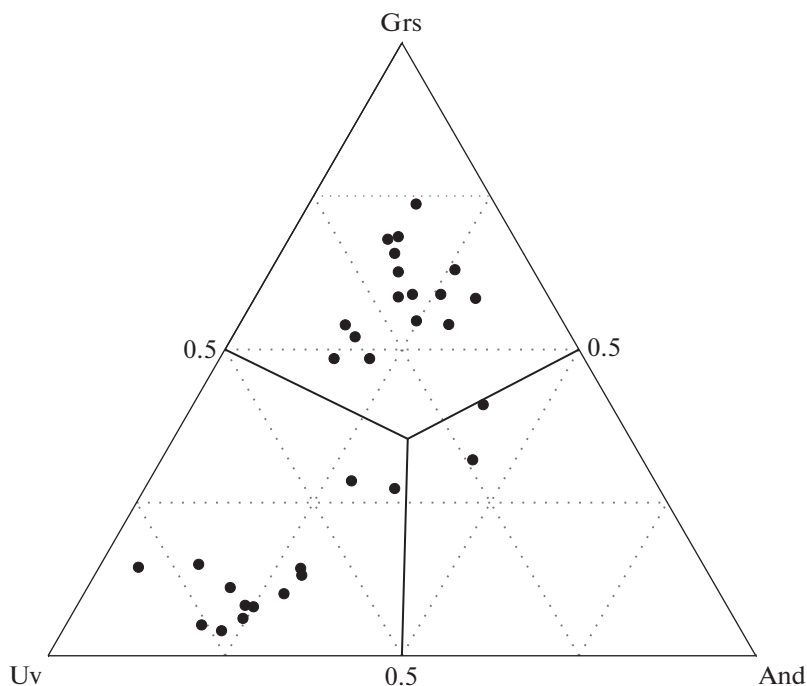
образует оторочки на зернах хромшпинелида (фиг. 5б). В его составе преобладает, как правило, один из миналов – гроссуляр или уваровит (фиг. 7). Гроссуляр замещает зерна раздробленного хромшпинелида в краевых частях его обломков. Иногда обнаруживаются зональные агрегаты, когда уваровит обрастает раздробленный хромшпинелид и развитый по нему гроссуляр. Химический состав типовых зерен граната приведен в табл. 5. Все железо в гранате находится в трехвалентном состоянии. Обычной примесью его является титан, содержание TiO₂ достигает 2.69 мас. %.

Акцессорные нерудные минералы. В родингитах в межзерновом пространстве клинопироксена присутствуют редкие выделения хлорита (содержит до 1.5 мас. % Cr₂O₃), серпентина (содержит 8.7 мас. % NiO) и доломита (примесь железа менее 0.2 мас. % FeO) размером менее 0.1 мм. В альбите заключены кристаллы апатита размером до 0.5 мм (фиг. 5в). В этом минерале обнаружены также ксеноморфные выделения калиевого полевого шпата размерами менее 20 мкм, состав которого отвечает чистому KAlSi₃O₈. В амфиболовой массе нефритоидов встречены мелкие зерна циркона (содержит 0.74 мас. % HfO₂ и 0.18 мас. % ThO₂).

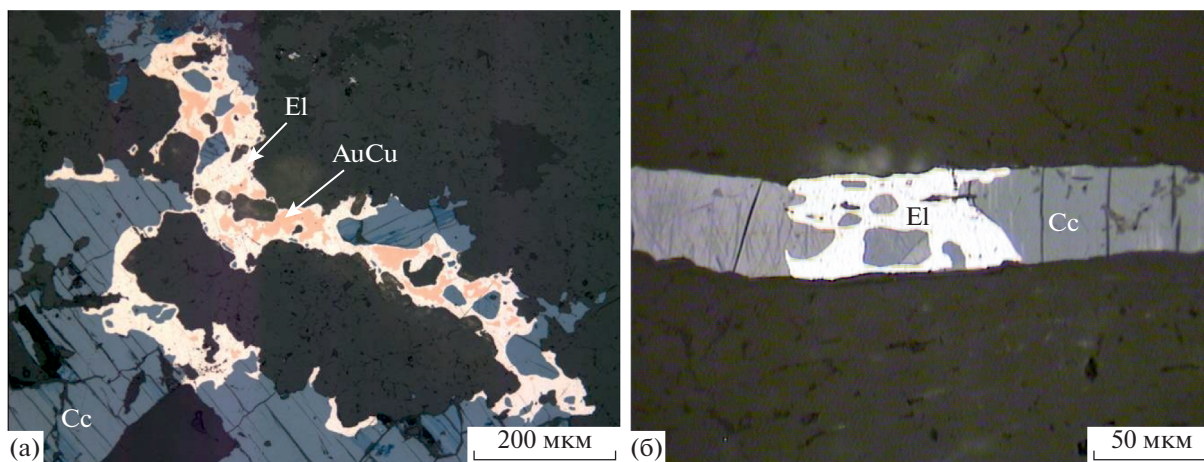
Арсениды никеля. Эти минералы в родингитах и нефритоидах представлены маухеритом, а в серпентинитах – маухеритом и орселитом. Мелкие кристаллики или угловатые частицы их размером до 0.1 мм рассеяны в массе пород и образуют раннюю генерацию стадии Ia. Более крупные выделения маухерита стадии Ic (до 0.8 мм) ассоциируют с халькозином и приурочены к микротрещинам в родингитах. Маухерит также вместе с халькозином цементирует обломки раздробленных зерен хромшпинелида (фиг. 5г). Химический состав арсенидов никеля приведен в табл. 6. В них постоянно присутствует примесь Fe и Co (до 1.1 мас. %). Содержание кобальта в маухерите возрастает от <0.1 до 1.1 мас. % в ряду пород: серпентиниты → нефритоиды → родингиты.

Сульфиды меди. Представлены минералами с различными соотношениями Cu : S (халькозин, дигенит, анилит, спионкопит, ярроуит). Они отлагались в течение всего периода формирования родингитов и нефритоидов. В родингитах угловатые выделения сульфидов меди размером до 0.5 мм выполняют прожилки или межзерновое пространство в агрегатах пироксена и альбита. В прожилках альбита размеры выделений сульфидов меди возрастают до 5 мм и даже более. В нефритоидах содержание сульфидов меди существенно меньше, чем в родингитах. Здесь размер их отдельных зерен, рассеянных полосами вдоль рассланцевания породы, не превышает 0.1 мм.

Самородное золото ассоциирует с сульфидами меди как в родингитах, так и нефритоидах (фиг. 8). Оно представлено тетрагональной (тетра-аури-



Фиг. 7. Химический состав граната на диаграмме уваровит (Uv) – гроссуляра (Grs) – андрадита (And).



Фиг. 8. Срастания электрума (El) с халькозином (Cc) (а, б) и тетрааурикупридом (AuCu) (а) в родингите. Оптическое фото в отраженном свете.

куприд) и орторомбической модификациями Au-Cu и электрумом. В родингитах мелкие кристаллы или ксеноморфные микровключения тетрааурикуприда размером до 50 мкм заключены в пироксене или альбите или совместно с электрумом срастаются с сульфидами меди. Для некоторых зерен самородного золота характерны решетчатые структуры распада, состоящие из двух фаз – тетрааурикуприда и электрума. Они, по-видимому, являются продуктами распада высокотем-

пературного твердого раствора Au–Cu–Ag (Мурзин, Сустанов, 1989). В прожилках альбита часто присутствуют совместные срастания сульфидов меди и самородного золота, в которых тетрааурикуприд обрастает электрумом (см. фиг. 8а). Частицы медистого золота в нефритоидах сложены смесью орторомбического и тетрагонального AuCu (Мурзин и др., 1987). Орторомбическая фаза заключена в тетрагональной матрице. Помимо медистого золота в нефритоидах присутствуют ча-

Таблица 5. Химический состав типовых зерен граната из родингитов (мас. %)

| № обр./зер. | 386-1/6 | 386-1/7 | 386-1/35 | 386-1/36 | 386-1/39 | 386-1/20 | 386-1/29 | 386-1/30 | 386-1/31 |
|--------------------------------|---------|---------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| SiO ₂ | 37.95 | 37.40 | 34.72 | 37.01 | 36.77 | 36.1 | 36.91 | 34.31 | 35.18 |
| TiO ₂ | 0.24 | 0.21 | 1.86 | 0.13 | 1.36 | 0.60 | 2.11 | 2.49 | 2.69 |
| Al ₂ O ₃ | 16.55 | 15.53 | 1.69 | 9.49 | 10.97 | 7.32 | 10.18 | 0.94 | 1.52 |
| Cr ₂ O ₃ | 5.86 | 6.63 | 20.58 | 6.27 | 11.96 | 8.14 | 9.6 | 21.65 | 19.57 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.49 | 3.30 | 6.19 | 11.69 | 4.73 | 13.54 | 6.36 | 5.67 | 7.50 |
| MnO | 0.33 | 0.31 | 0.85 | 0.16 | 0.35 | 0.08 | 0.00 | 0.40 | 0.22 |
| MgO | 0.40 | 0.04 | 0.14 | 0.00 | 0.07 | 0.00 | 0.32 | 0.06 | 0.11 |
| CaO | 36.25 | 36.56 | 33.07 | 35.28 | 35.45 | 35.22 | 35.16 | 32.84 | 33.22 |
| Na ₂ O | 0.23 | 0.04 | 0.18 | 0.4 | 0.05 | 0.10 | 0.24 | 0.16 | 0.35 |
| Сумма | 100.30 | 100.02 | 99.28 | 100.43 | 101.71 | 101.10 | 100.88 | 98.52 | 100.36 |
| Формульные коэффициенты | | | | | | | | | |
| Si | 2.91 | 2.90 | 2.90 | 2.94 | 2.88 | 2.89 | 2.91 | 2.90 | 2.91 |
| Ti | 0.01 | 0.01 | 0.12 | 0.01 | 0.08 | 0.04 | 0.13 | 0.16 | 0.17 |
| Al | 1.50 | 1.42 | 0.17 | 0.89 | 1.01 | 0.69 | 0.95 | 0.09 | 0.15 |
| Cr | 0.36 | 0.41 | 1.36 | 0.39 | 0.74 | 0.52 | 0.60 | 1.45 | 1.28 |
| Fe ³⁺ | 0.33 | 0.35 | 0.47 | 0.89 | 0.34 | 0.95 | 0.42 | 0.36 | 0.47 |
| Fe ²⁺ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Mn | 0.02 | 0.02 | 0.06 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 0.03 | 0.02 |
| Mg | 0.05 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.04 | 0.01 | 0.01 |
| Ca | 2.98 | 3.04 | 2.96 | 3.00 | 2.97 | 3.02 | 2.97 | 2.98 | 2.94 |
| Na | 0.03 | 0.01 | 0.03 | 0.06 | 0.01 | 0.02 | 0.04 | 0.03 | 0.06 |
| Миналы, мол. доли | | | | | | | | | |
| X(adr) | 0.15 | 0.16 | 0.23 | 0.41 | 0.16 | 0.44 | 0.21 | 0.19 | 0.25 |
| X(grs) | 0.67 | 0.65 | 0.08 | 0.41 | 0.48 | 0.32 | 0.48 | 0.05 | 0.08 |
| X(uv) | 0.16 | 0.18 | 0.66 | 0.18 | 0.35 | 0.24 | 0.30 | 0.75 | 0.67 |
| X(alm) | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| X(sps) | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 |
| X(prp) | 0.02 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 |

стицы ртутьсодержащего электрума стадии II с мелкими включениями AuCu.

Особенности химического состава рудных минералов и стадийность формирования золотоносных родингитов и нефритоидов Агардага детально изучены Г.А.Пальяновой с соавторами (2018). В I стадию образовалась ассоциация богатых медью сульфидов (халькозина и дигенита) и твердого раствора состава $\sim Au_{0.50}Cu_{0.33}Ag_{0.17}$, который впоследствии распался с образованием тетра-аурикуприда и электрума $Ag_{0.50-0.49}Au_{0.50-0.51}$ (пробность 650–660‰). Во II стадию образовалась ассоциация обедненных медью сульфидов (анилита, джирита, спионкопита, ярроуита), тетра-аурикуприда и электрума $Ag_{0.70-0.64}Au_{0.30-0.36}$ (пробность 440–510‰). Предполагается, что минералы золота могли образоваться при замещении сульфидов

меди под воздействием поздних Au-Ag-носных гидротермальных растворов (Пальянова и др., 2018).

Флюидный режим формирования родингитов и нефритоидов

Данные о составе минералообразующей среды при формировании родингитов и нефритоидов весьма ограничены. В минералах, слагающих нефритоиды, газово-жидкие включения под микроскопом практически не обнаруживаются. В пироксене и альбите родингитов флюидные включения имеют чрезвычайно малые размеры, не превышающие 3 мкм. И лишь единичные из них, заключенные в альбите Ic, достигают размера 7–8 мкм и пригодны для термодинамических исследований. Морфология таких включений угловатая или овальная с элементами

Таблица 6. Химический состав арсенидов никеля, мас. %

| № ан. | № обр./зер. | Ni | Co | Fe | Cu | S | As | Сумма |
|-------|-------------|-------|------|------|------|------|-------|--------|
| 1 | 1479/1 | 63.62 | 0.31 | 0.79 | 0.06 | 0.01 | 36.84 | 101.63 |
| 2 | 1479/4 | 64.31 | 0.06 | 0.91 | 0.00 | 0.13 | 35.45 | 100.86 |
| 3 | 1479/5 | 64.52 | 0.10 | 0.47 | 0.00 | 0.05 | 36.41 | 101.55 |
| 4 | 1479/14 | 63.41 | 0.02 | 0.85 | 0.15 | 0.00 | 35.22 | 99.65 |
| 5 | 1479/15 | 62.49 | 0.09 | 0.80 | 0.00 | 0.10 | 35.76 | 99.24 |
| 6 | 1479/9 | 51.90 | 0.04 | 0.65 | 0.00 | 0.00 | 45.52 | 98.11 |
| 7 | 1479/11 | 52.28 | 0.01 | 0.93 | 0.07 | 0.01 | 46.31 | 99.61 |
| 8 | 1479/13 | 53.58 | 0.00 | 0.80 | 0.20 | 0.06 | 45.31 | 99.95 |
| 9 | 386-2-3a/8 | 52.21 | 0.34 | 0.50 | 0.56 | 0.00 | 48.18 | 101.79 |
| 10 | 386-2-3/9 | 51.99 | 0.48 | 0.51 | 0.00 | 0.00 | 48.25 | 101.23 |
| 11 | 1482/16 | 50.03 | 0.35 | 1.05 | 0.00 | 0.09 | 49.78 | 101.30 |
| 12 | 1480/27 | 49.55 | 1.09 | 0.68 | 0.00 | 0.00 | 49.44 | 100.76 |
| 13 | 1480-2/4 | 50.28 | 0.68 | 0.39 | 0.00 | 0.00 | 47.60 | 98.95 |
| 14 | 1480-2b/1 | 51.48 | 0.69 | 0.27 | 0.00 | 0.00 | 47.73 | 100.17 |

Примечание. Анализы: 1–5 – орселит из серпентинитов, 6–14 – маухерит из серпентинитов (6–8), нефритоидов (9–11) и родингитов (12–14).

Таблица 7. Содержание газовых компонентов, выделившихся при ступенчатом нагревании проб серпентинита, нефритоида и родингита при 200–700°C

| Образец | T, °C | Содержание, мкг/г образца | | | | | | |
|---------|-------|---------------------------|----------------|-------|-----------------|------------------|-----------------|--------------------------------|
| | | H ₂ | N ₂ | CO | CO ₂ | H ₂ O | CH ₄ | ΣC _n H _m |
| 386-2 | 300 | 0.00 | 6.08 | 9.68 | 12.78 | 2631 | 0.009 | 0.412 |
| | 600 | 9.71 | 1.14 | 16.72 | 110.09 | 1645 | 3.760 | 4.817 |
| 3866 | 300 | 0.00 | 2.37 | 1.71 | 5.05 | 1323 | 0.024 | 0.849 |
| | 600 | 5.46 | 0.34 | 14.46 | 35.16 | 597.8 | 2.753 | 5.304 |
| 1479 | 200 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 2.53 | ≈5000 | Сл. | 0.00 |
| | 300 | 0.00 | 0.00 | 0.193 | 9.49 | 1785.2 | 0.00 | 0.247 |
| | 400 | 0.00 | 0.43 | 10.43 | 42.09 | 815.8 | 0.012 | 0.556 |
| | 500 | 0.00 | 0.00 | 7.21 | 56.88 | 1107 | 0.285 | 1.715 |
| | 600 | 0.20 | 0.01 | 2.28 | 22.45 | 857.2 | 0.929 | 0.485 |
| | 700 | 1.85 | 0.11 | 2.13 | 29.85 | ≈7100 | 0.464 | 0.00 |

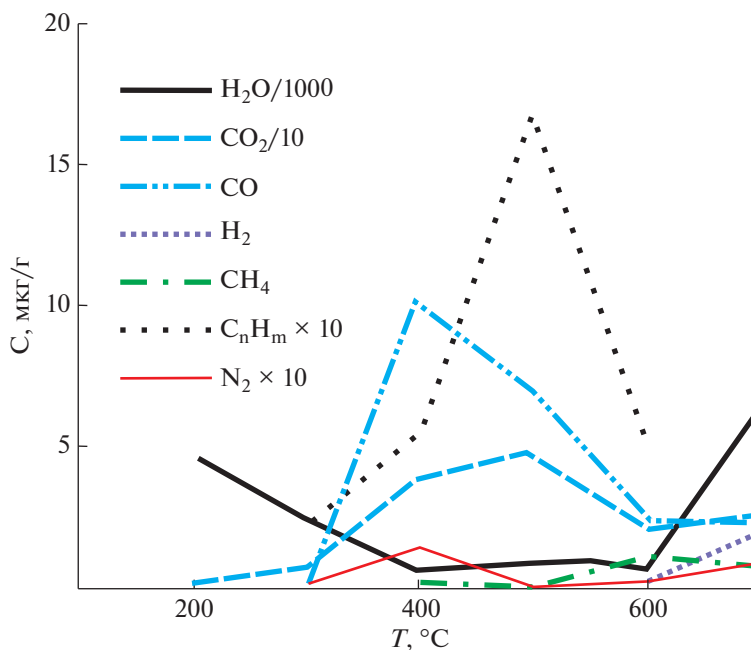
Примечание. Пробы: 386-2 – нефритоид, 3866 – альбит-пироксеновый родингит, 1479 – антигоритовый серпентинит. ΣC_nH_m – суммарное содержание тяжелых углеводородов.

огранки (форма отрицательного кристалла). Наполнение включений двухфазное – жидкость и газовый пузырек объемом 20–25 об. %.

Полный цикл термометрического изучения выполнен нами всего для трех включений из альбита Ic. Гомогенизация содержимого включений происходит в жидкую фазу при 246–284°C. Температура плавления эвтектики замороженных включений, составившая 23.2–23.8°C, отвечает водно-солевой системе NaCl–KCl и соответствует минеральному составу парагенезиса альбита с калиевым полевым шпатом. Концентрация солей во включениях опре-

делена по температура плавления льда –4.6...–4.8°C и составила 7.3–7.6 мас. % экв. NaCl. Поскольку температура гомогенизации газовой-жидких включений соответствует минимальной температуре их захвата, то можно сделать вывод о том, что образование минералов родингитов стадии Ic завершилось при температуре не ниже 250°C.

Изучение валового состава содержимого включений минералообразующей среды в породах методом газовой хроматографии выявило содержание воды и основных газовых компонентов, выде-



Фиг. 9. Динамика и состав газов, появляющихся при термическом вскрытии флюидных включений в антигоритовом серпентините.

лившихся при термическом вскрытии включений (табл. 7).

Выделение газов при ступенчатом нагреве антигоритового серпентинита до 700°C характеризуется большей интенсивностью по отношению к родингиту и нефритоиду (соответственно 0.97; 0.20 и 0.18 мас. %), а в составе газов резко преобладает H₂O_(г.). Динамика и состав газов, появляющихся при термическом вскрытии флюидных включений в антигоритовом серпентините, показаны на фиг. 9. Наиболее интенсивное выделение воды происходит в двух температурных диапазонах — 200–300°C и выше 600°C. Низкотемпературный диапазон интенсивного выделения H₂O_(г.) связан, вероятно, с выделением свободной воды (до 200°C) и частично с раскрытием газовой-жидких включений, а высокотемпературный — с дегидратацией серпентина, начинающейся обычно выше 620°C. Промежуточный температурный диапазон (300–600°C) характеризуется спадом интенсивности выделения H₂O_(г.) и увеличения коли-

чества CO_{2(г.)} и всех других газов, кроме H_{2(г.)}. При температуре выше 600°C синхронно с дегидратацией серпентина в небольшом количестве появляются H_{2(г.)} и N_{2(г.)}.

В родингите и нефритоиде динамика газовой выделение в целом сходна с серпентинитом. Максимальное выделение H₂O_(г.) имеет место ниже 300°C. При более высокой температуре (300–600°C) при относительно небольшом количестве выделившейся водной компоненты наблюдается резкое увеличение выделения CO_{2(г.)} и восстановленных газов — водорода, окиси углерода, метана и более тяжелых углеводородов. Мы полагаем, что в низкотемпературном диапазоне (ниже 300°C) выделяется адсорбированная вода пород и частично вода вторичных водных включений, а диапазон 300–600°C соответствует вскрытию первичных включений.

Анализ выделения газов при 300–600°C (вскрытия основной массы первичных включений) и пересчета их содержаний на состав флюида показал,

Таблица 8. Мольные доли и степень окисленности газовых компонентов флюида (C_{ок}) для интервала газовой выделение 300–600°C

| № обр. | Порода | H ₂ O | CO ₂ | CO | H ₂ | N ₂ | CH ₄ | ΣC _n H _m | C _{ок} |
|--------|---------------------------|------------------|-----------------|-------|----------------|----------------|-----------------|--------------------------------|-----------------|
| 3866 | Родингит | 0.883 | 0.021 | 0.014 | 0.073 | 0.000 | 0.005 | 0.004 | 0.189 |
| 386-2 | Нефритоид | 0.916 | 0.025 | 0.006 | 0.049 | 0.000 | 0.002 | 0.001 | 0.299 |
| 1479 | Антигоритовый серпентинит | 0.976 | 0.017 | 0.004 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.738 |

Примечание. C_{ок} = CO₂ / (CO₂ + Σвосст. газов).

Таблица 9. Изотопный состав кислорода и водорода минералов и равновесного с ними флюида, рассчитанный для диапазона $T = 300\text{--}500^\circ\text{C}$

| №№ проб | Минерал, стадия | $\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW | δD , ‰ SMOW | $\delta^{18}\text{O}_{\text{фл.}}$, ‰ | $\delta\text{D}_{\text{фл.}}$, ‰ |
|---------|-----------------|--------------------------------|---------------------------|--|-----------------------------------|
| 386-2 | Актинолит, II | 7.0 | -67.6 | 7.0...8.7 | -46...-39 |
| 1479 | Антигорит | 6.1 | -78.5 | 5.8...7.6 | -69...-66 |
| 386 б-1 | Альбит, Ic | 10.4 | | 6.0...9.1 | |
| 386 б-2 | Пироксен, Ia | 7.9 | | 8.3...9.9 | |

Примечание. Для расчета изотопного состава кислорода флюида использованы равновесия воды с диопсидом, актинолитом, антигоритом (Zheng, 1993a) и альбитом (Zheng, 1993b). Изотопный состав водорода флюида определен в соответствии с равновесиями воды с тремолитом, актинолитом (Graham et al., 1984) и антигоритом (Sakai, Tsutsumi, 1978).

что все изученные породы (серпентинит, нефритоид и родингит) сформированы с участием существенно водных флюидов с относительно невысокой мольной долей $\text{CO}_{2(\text{г.})}$ ($X_{\text{CO}_2} = 0.017\text{--}0.025$) (табл. 8). В то же время, флюид, захваченный при образовании родингита и, в меньшей степени, нефритоида, характеризуется значительной обогащенностью восстановленными газами, прежде всего, водородом. По доминирующим компонентам родингитизирующий флюид является водно-водородным, а антигоритизирующий – водно-углекислым. Значения степени окисленности флюидов, рассчитанные по уравнению $\text{CO}_2/(\text{CO}_2 + \Sigma\text{восстановленных газов})$ (см. табл. 8), указывают на увеличение окислительных свойств флюида в ряду родингиты (0.189) → нефритоиды (0.299) → антигоритовые серпентиниты (0.738).

Изотопный состав минералов и флюида

Изотопный состав кислорода и водорода антигорита серпентинитов, клинопироксена и альбита родингитов, амфибола нефритоидов приведен в табл. 9. Изотопный состав кислорода всех силикатных минералов родингитов и нефритоидов варьирует в достаточно узком диапазоне $\delta^{18}\text{O} = 7\text{--}10.4\text{‰}$, а изотопный состав водорода амфибола нефритоидов составил $\delta\text{D} = -67.6\text{‰}$. Эти изотопные характеристики отвечают составу минералов магматогенного происхождения (Фор, 1989). Расчет по изотопно-кислородному геотермометру для парагенезиса альбит + актинолит дал температуру равновесия при 421°C . В то же время, для ассоциаций диопсид-актинолит и актинолит-серпентин изотопное равновесие не достигается в любом диапазоне температур, что свидетельствует о неравновесности этих минералов.

Используя реакции изотопных равновесий в системе минерал–вода, рассчитан изотопный состав флюида, из которого отделились эти минералы (см. табл. 9). Для его расчета принят диапазон формирования нефритоидов и родингитов $300\text{--}500^\circ\text{C}$. Этот температурный диапазон обосновывается указанной выше температурой изо-

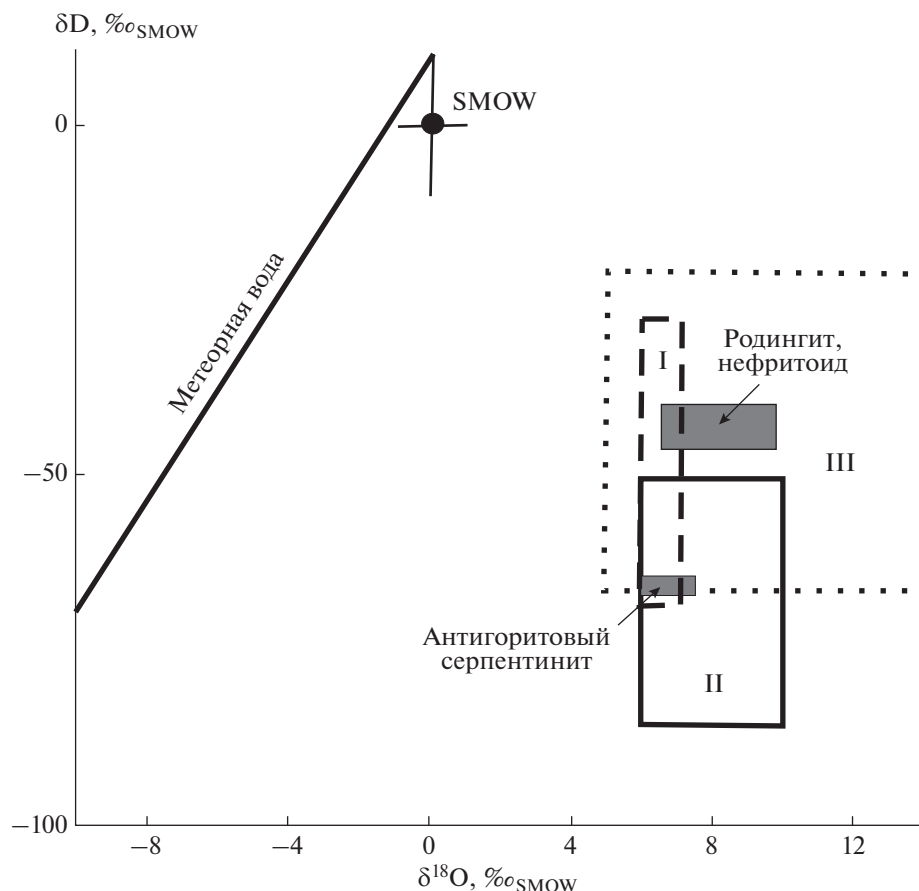
топного равновесия альбит + актинолит (421°C), данными о температуре гомогенизации включений в альбите стадии Ic (образовался при $T > 250^\circ\text{C}$) и точкой фазового перехода орторомбического AuCu в тетрагональный, зафиксированного в частицах золота из нефритоида (410°C). Приведенный в табл. 9 и на фиг. 10 изотопный состав флюида при антигоритовой серпентинизации ($\delta^{18}\text{O}_{\text{фл.}} = 5.8\text{--}7.6\text{‰}$ и $\delta\text{D}_{\text{фл.}} = -66\text{--}-69\text{‰}$) отвечает характеристикам воды ювенильного и магматического резервуаров, а при нефритизации и родингитизации ($\delta^{18}\text{O}_{\text{фл.}} = 6\text{--}9.9\text{‰}$ и $\delta\text{D}_{\text{фл.}} = -39\text{--}-46\text{‰}$) – метаморфогенной воде с участием тяжелого кислорода, прошедшего осадочный цикл.

ОБСУЖДЕНИЕ

Родингиты – широко распространенные метасоматические породы в массивах гипербазитов, однако те из них, которые несут золотую минерализацию, весьма редки. Они описаны в России (Ю. Урал, Саяны, Корякское нагорье, Сихотэ-Алинь) (Ложечкин, 1939; Речкин, 1974; Горелова, 1990; Дамдинов и др., 2004; Перевозникова, Казаченко, 2017; и др.), Канаде (Британская Колумбия) (Knipe, Fleet, 1997; Knight, Leitch 2001), Марокко (Бу-Аззер) (Leblanc, Lbouabi, 1988). Медистое золото в сростаниях с минералами родингитов обнаружены также в россыпях Тувы (Murzin et al., 2009) и Камчатки (Сидоров и др., 2013).

Типы золотоносных родингитов

Среди золотоносных родингитов по химическому и минеральному составу можно выделить две группы – кальциевые и кальций-натриевые. Наибольшей степенью изученности проявлений первой группы характеризуются родингиты Карабашского массива на Южном Урале (Ложечкин, 1939; Спиридонов, Плетнев, 2002; Мурзин и др., 2013; Murzin et al., 2018). Они сложены тремя основными минералами – диопсидом, андрадитом и хлоритом. В небольших количествах присутствует также кальцит, отложившийся в заключи-



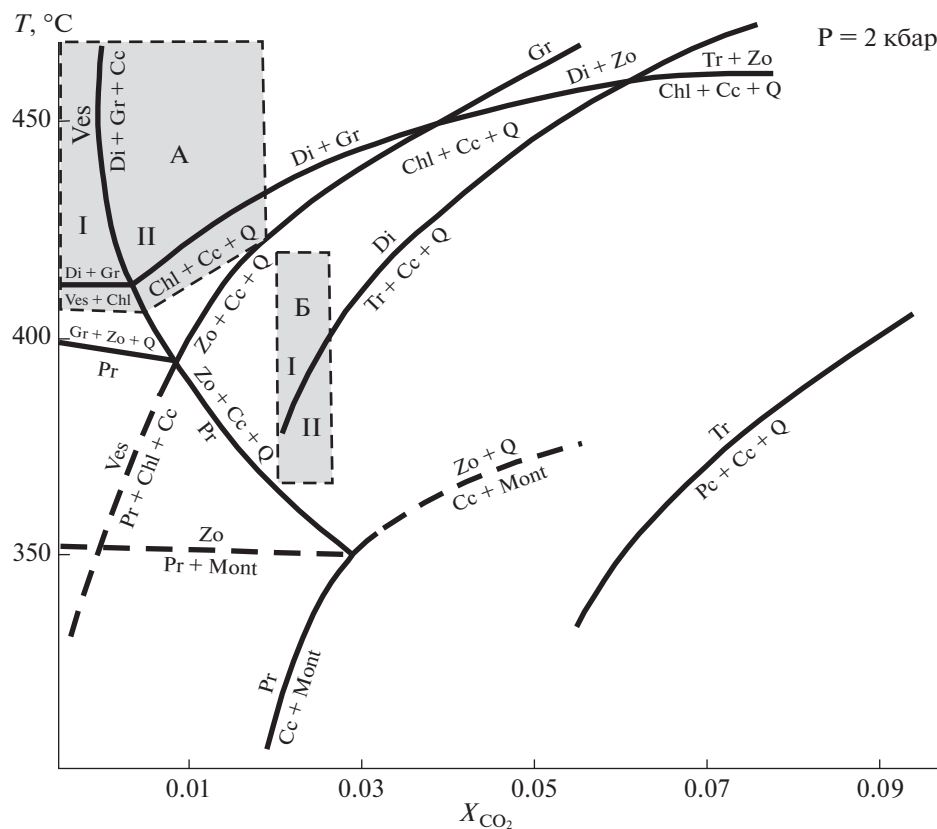
Фиг. 10. Расчетный изотопный состав флюида при формировании родингитов, нефритоидов и серпентинитов Агардагского массива. На диаграмму нанесены поля глобальных водных резервуаров по литературным данным (Taylor, 1974; Хёфс, 1983; Фор, 1989; и др.): I – ювенильный, II – магматический и III – метаморфический, а также метеорной и океанической (SMOW) воды.

тельную стадию. Тела родингитов сопровождаются оторочками золотоносных хлоритолитов на контакте их с серпентинитами. Содержание натрия в родингитах не превышает 0.2 мас. % Na_2O , а собственные минералы натрия для них не характерны. Самородное золото Карабашского массива представлено Au-Cu интерметаллидами и Au-Ag-Hg твердыми растворами.

Кальций-натриевые золотоносные родингиты распространены на Тихоокеанском побережье России – на Сахалине, Камчатке, Корякском Нагорье (Речкин, 1974; Юркова, Воронин, 2008). Здесь родингиты представлены широким спектром пород от ранних кальциевых гранат-диопсидитовых до поздних натриевых цеолитовых (анальдим-натролитовых). Эти породы являются продуктами полистадийных метасоматических изменений в результате внедрения в серпентиниты даек габбро, долеритов, плагиогранитов. Золото концентрируется в существенно натриевых цеолитовых слоях завершающего этапа измене-

ний при температуре ниже 400°C . Они сформированы при контактово-инфильтрационном метасоматозе в тектонически ослабленной зоне при поступлении в нее Na-содержащих растворов, связанных с внедрением плагиогранитов, завершающих формирование дайкового комплекса (Юркова, Воронин, 2008). Самородное золото ассоциирует с гидросиликатами кальция и натрия и небольшим количеством сульфидов (не более 5%) – пиритом и халькопиритом, замещающимся борнитом и халькозином. Данные по химическому составу золота весьма ограничены – известно, что оно имеет пробу 765–812 и содержит 3.7–8.6% неблагородных примесей (Речкин, 1974). Золото, таким образом, по отношению к собственно кальциевым породам (родингитам) является наложенным, связанным с натрийсодержащими магматогенными флюидами.

Натриевые метасоматиты (альбититы и альбитизированные породы) на Агардагском массиве развиты очень широко. Так, из 32 проявлений



Фиг. 11. $T-X_{CO_2}$ диаграмма минеральных равновесий в системе $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-CO_2$ по (Плюснина и др., 1993) и положение полей устойчивости парагенезисов родингитов различных (I и II) стадий месторождения Золотая Гора (А) и Агардагского рудопроявления (Б). Сокращенные обозначения минералов: Ves – везувиан, Di – диопсид, Gr – гранат, Cc – кальцит, Chl – хлорит, Zo – цоизит, Q – кварц, Tr – тремолит, Pr – пренит, Mont – монтмориллонит, Pc – пектолит.

нефритов, обнаруженных на массиве при поисковых работах, в 21 проявлении есть альбититы или альбитизированные породы (Кудрявцева, Кудрявцев, 2003). В том числе, непосредственно вблизи изученного проявления золота, также закартированы две линзы апогаббровых альбититов (см. фиг. 1в). На Агардагском проявлении альбит является сквозным минералом, образующимся на всем протяжении периода формирования родингитов и нефритоидов. Присутствие натрия в исходном родингитизирующем флюиде подтверждается выпадением из него альбита и Na-содержащих клинопироксена и амфибола. Общая направленность метасоматического процесса выражена в смене альбит-пироксенового парагенезиса альбит-пироксен-амфиболовым и далее альбит-амфиболовым.

Протолит родингитов и нефритоидов

Сведения о наличии минералов протолитовой породы родингитов Агардагского рудопроявления отсутствуют. Постоянное присутствие хромшпи-

нелида позволяет предположить, что субстратом при формировании нефритоидов и, возможно, родингитов были ультраосновные породы. Возможно, в качестве протолита выступали породы дунит-перидотитового полосчатого комплекса. В пользу предположения об ультраосновном составе субстрата родингитов свидетельствуют, кроме того, низкие содержания в них таких характерных для апобазитовых родингитов элементов, как Ti, P, V (соответственно, 70–170, 25–50 и 6–18 г/т), повышенные содержания хрома в амфиболе и клинопироксене, присутствие в парагенезисах с золотом арсенидов никеля.

Физико-химические условия формирования золотоносных родингитов

Проведенный нами ранее анализ особенностей формирования золотоносных родингитов (Мурзин и др., 2006) показал, что по ряду признаков, таких как многостадийность минералообразования, состав минеральных ассоциаций, PT-усло-

вия формирования, продуктивные родингиты не отличаются от непродуктивных.

Согласно температурному режиму, оцененному в 500–250°C, низкой доле углекислоты во флюиде ($X_{\text{CO}_2} = 0.017\text{--}0.025$) и восстановительной обстановке, изученные родингиты соответствуют условиям формирования типичных биметасоматических родингитов. Данный уровень углекислотности флюида, согласно экспериментальным данным (Плюснина и др., 1993), с одной стороны, способствует образованию в составе пород амфибола вместо пироксена, а с другой – препятствует появлению в родингите везувиана в высокотемпературной ассоциации и пренита – в низкотемпературной (фиг. 11). Безамфиболовые родингиты, такие как хлорит-гранат-пироксеновые в Карабашском массиве (Мурзин и др., 2013), образуются при еще более низкой углекислотности раствора ($X_{\text{CO}_2} = 0.002\text{--}0.003$ в I стадию и $0.005\text{--}0.019$ во II стадию). Изменчивость температуры и степени углекислотности флюида при образовании родингитов объясняет различия их минерального состава в Карабашском и Агардагском массивах. Низкая фугитивность серы и восстановительная обстановка обусловили образование медистого золота при замещении халькозина (Пальянова и др., 2018).

Происхождение золотоносных флюидов

Ряд исследователей связывает золотоносность родингитов с наложением на них лиственитизирующих растворов (Спиридонов, Плетнев, 2002; Плюснина и др., 2007). Листвениты с неотчетливо проявленной золотоносностью достаточно широко распространены в Агардагском массиве (см. фиг. 1). В то же время, в изученном нами Агардагском рудопроявлении не были получены какие-либо данные, свидетельствующие об участии при формировании золотоносных пород лиственитизирующих углекислотно-хлоридных растворов и соответствующих им парагенезисов минералов, включающих кварц, магнезиально-железистый карбонат и фуксит. Эти минералы не отмечались и в золотоносных родингитах других регионов – Урала (Мурзин и др., 2013), Приамурья (Молчанов и др., 2006), Канады (Kipre, Fleet, 1997).

Другие исследователи предполагают участие в формировании родингитов “антигоритизирующего флюида”, или чаще говорят о синхронности процессов родингитизации и серпентинизации, а также о родингитах как побочных продуктах серпентинизации (Coleman, 1963; Секерин, 1982; Берзон, 1983; Плюснина и др., 1993; Сазонов и др., 2002; Спиридонов, Плетнев, 2002; O’Hanley et al., 1992; и др.). Как было показано выше, родингитизирующий флюид Агардага является водно-водородным, а антигоритизирующий – водным или

водно-углекислым, что свидетельствует о несинхронности этих процессов.

Наши данные лучше укладываются в модель образования родингитов и нефритоидов Агардагского проявления как побочных продуктов антигоритизации, т.е. когда серпентинизирующий флюид, изменяя свои свойства, становится родингитизирующим. Изотопный состав антигоритизирующего флюида отвечает магматическому резервуару. Антигоритовые серпентиниты с изотопным составом водорода, отвечающим магматическим характеристикам, формируются при прогрессивном метаморфизме гипербазитов в краевых частях ультраосновных массивов (Брянчанинова и др., 2004). На Агардагском массиве он мог быть связан с телами габброидов (габбро, габбро-долеритов и долеритовых порфириров) танноульского комплекса, внедрившихся в ультраосновные породы в коллизионной обстановке в среднем-верхнем кембрии (Є₂₋₃) (Владимиров и др., 2005).

Флюид, отделившийся от магматического базитового очага, перемещается вдоль зон тектонических деформаций и, остывая в холодных ультраосновных породах, серпентинизирует их. При этом он изменяет свои окислительно-восстановительные свойства и становится родингитизирующим. Инверсия флюидных систем от окислительного состояния до восстановительного может быть результатом связывания воды в гидроксилсодержащих минералах с одновременным повышением концентраций восстановленных форм газов во флюиде (Летников, 1982). В частности, генерация водорода имеет место при гидратации оливина или окислении двухвалентного железа в оливине до трехвалентного в магнетите при серпентинизации (Klein et al., 2009; McCollom, Bach, 2009; и др.). Применительно к Агардагскому проявлению имеет место перерождение водного и водно-углекислого окисленного антигоритизирующего флюида в восстановленный водно-водородный, участвующий в процессе родингитизации. Различная степень окисления при формировании изученных пород проявлена и на минералогическом уровне. Для антигоритовых серпентинитов Агардага свойственна более высокая степень окисления железа (появление в них магнетита), нежели для родингитов и нефритоидов, в которых магнетит отсутствует, а железо находится в двухвалентной форме в пироксене и амфиболе.

Альтернативным источником флюида могут выступать также дегидратирующиеся серпентиниты. В частности, по мнению В.В. Велинского с соавторами (1999), ультраосновные и основные породы Восточной Тувы, в том числе Агардагского массива, являются разновременными образованиями. Апогипербазитовые серпентиниты сформированы раньше габброидных интрузий, которые

контаминировали ультраосновную матрицу. Взаимодействие базитового расплава с серпентинитами приводило к образованию пироксенитов в одних случаях и перидотитов и дунитов — в других. Пироксениты образовались при глубокой переработке ультрамафитового материала как результат дегидратации и перекристаллизации серпентинитов при 400–500°C (Велинский и др., 1999). Такой механизм объясняет образование пород полосчатого комплекса.

Формирование альбититов и лиственитов в Агардагском массиве могло быть связано с внедрением более поздних девонских субщелочных гранитов сютхольского комплекса (D_{1–2}) в тех участках, в которых внедряющиеся плагиограниты и гранодиориты взаимодействовали с несерпентинизированными ультрабазитами. Так, экспериментальными исследованиями локального биметасоматоза на контактах контрастных по кремнекислотности пород (дунит-плагиогранит) с участием хлоридного золотосодержащего флюида при 500°C и 1 кбар показано образование альбитита как продукта максимальной степени десицикации плагиогранита (Плюснина и др., 1994). Если отделяющийся от гранитоидов хлоридный флюид содержал золото, то генерируется обогащенный кремнеземом и золотом флюид, способный вызвать калиевый метасоматоз (лиственитизацию) и образование кварцевых золотоносных жил (Плюснина и др., 2009).

Источники вещества

Источником натрия в родингитизирующем флюиде являются внедряющиеся в гипербазиты тела габброидов, которые при остывании испытывают кальциевый метасоматоз, превращаясь в классические аподайковые родингиты, а натрий из них выносится (Плюснина и др., 1993). Из базитовых и гипербазитовых пород могли заимствоваться также рудные компоненты (золото, серебро, медь, никель) и сера.

Источником повышенного содержания РЗЭ в родингитах и нефритоидах (1.5–6 г/т) по отношению к серпентинитам (см. табл. 2) могли быть серпентинизирующиеся ультраосновные породы. Так, существенный вынос РЗЭ (до одного порядка) в процессе серпентинизации ультрамафитовых пород показан в (Чашухин, Вотяков, 2005). Была установлена также более высокая подвижность европия по сравнению с другими РЗЭ в гидротермально-метасоматических процессах (Колонин, 2006), что могло послужить причиной более активного выноса этого элемента из пород во флюид при серпентинизации с появлением обычно наблюдающейся отрицательной европиевой аномалии в серпентинитах (Чашухин, 2012). При разгрузке этого флюида в тектонически ослаб-

ленной зоне при образовании родингитов и нефритоидов “избыточный” европий проявляется в породах в виде положительной аномалии на кри-вых распределения РЗЭ (см. рис. 2).

ВЫВОДЫ

1. Полученные данные в наибольшей степени соответствуют представлению о том, что золотоносные родингиты и нефритоиды Агардагского рудопроявления являются приразломными метасоматитами, развитыми по серпентинизированным ультраосновным породам предположительно полосчатого дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса. Микропрожилки альбита, содержащие самородное золото и халькозин, образовались путем выполнения открытых трещин.

2. В предложенной схеме формирования родингитов и сопутствующих им нефритоидов Агардагского рудопроявления рудоносный хлоридно-натриевый флюид с низким содержанием серы имел магматическое происхождение и отделялся от габброидных расплавов. Этот флюид взаимодействовал с ультраосновными породами, антигоритизируя их и испытывая при этом инверсию окислительного режима в восстановительный. Основная масса натрия, РЗЭ и рудных компонентов, в том числе золото, серебро, медь, никель, были вынесены из основных и ультраосновных пород при их антигоритизации. Разгрузка флюида происходила вдоль зон тектонических деформаций в вышележащих породах полосчатого комплекса.

3. Наиболее масштабная золотая минерализация формируется 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. Концентрация золота имела место в течение всего процесса образования родингитов, однако наиболее продуктивными являлись поздние ассоциации минералов, развитые по сети открытых трещин.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны первооткрывателям Агардагского проявления А.И. Кудрявцевой и В.И. Кудрявцеву за предоставленную в наше распоряжение коллекцию образцов пород и руд, а также фондовые материалы.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследования проведены в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, ИГМ СО РАН и ИЭМ РАН (проекты № АААА-А18-118052590028-9, № 0330-2016-0001 и АААА-А18-118020590151-3) и при поддержке РФФИ (грант 16-05-00407а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агафонов Л.В., Лхамсурэн Ж., Кужугет К.С., Ойдуу Ч.К.* Платиноносность ультрамафит-мафитов Монголии и Тувы. Улаанбаатар: Монгольский государственный университет науки и технологии, 2005. 224 с.
- Берзон Р.О.* Золоторудные гипербазиты. М.: ВИЭМС, 1983. 72 с.
- Борисенко А.С.* Изучение солевого состава газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1997. № 8. С. 16–27.
- Бортников Н.С., Волков А.В., Галямов А.Л., Викентьев И.В., Аристов В.В., Лаломов А.В., Мурашов К.Ю.* Минеральные ресурсы высокотехнологичных металлов в России: состояние и перспективы развития // Геология руд. месторождений. 2016. Т. 58. № 2. С. 97–119.
<https://doi.org/10.7868/S0016777016020027>
- Брянчанинова Н.И., Дубинина Е.О., Makeев А.Б.* Геохимия изотопов водорода хромитоносных ультрабазитов Урала // ДАН. 2004. Т. 395. № 3. С. 392–396.
- Велинский В.В., Ойдуу Ч.К., Кужугет К.С., Лебедев В.И.* Акцессорные минералы базит-гипербазитовых комплексов Восточной Тувы // Записки Всероссийского минералогического общества. 1999. № 4. С. 1–10.
- Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С.* Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилен (ЮВ Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектогенеза // ДАН. 2005. Т. 405. № 1. С. 82–88.
- Гончаренко А.И.* Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1989. 404 с.
- 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., Жмодик С.М., Миронов А.Г., Очиров Ю.Ч.* Благороднометалльная минерализация в родингитах юго-восточной части Восточного Саяна // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 5. С. 577–587.
- Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А.* Лазерная методика выделения воды из ОН-минералов для измерения изотопного состава водорода. XVII Симпозиум по геохимии изотопов. М.: ГЕОХИ РАН, 2004. С. 98–99.
- Изох А.Э., Владимиров А.Г., Ступаков С.И.* Магматизм Агардагской шовной зоны (Юго-Восточная Тува) // Геолого-петроструктурные исследования Юго-Восточной Тувы. Новосибирск, 1988. С. 19–75.
- Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмлюк В.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю.* Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm–Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 491–511.
- Колонин Г.Р.* Физико-химические особенности европия как возможного индикатора условий минералообразования // ДАН. 2006. Т. 408. № 4. С. 508–511.
- Кудрявцева А.И., Кудрявцев В.И.* Проявление медистого и серебристого золота в благороднометалльном орудении 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.* Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Книга 1. Главные типы пород. Породообразующие минералы. Новосибирск: Академическое изд-во “ГЕО”, 2007. 401 с.
- Летников Ф.А.* О явлениях инверсии флюидных систем в магматическом процессе. Флюиды в магматических процессах. М.: Наука, 1982. С. 242–253.
- Ложечкин М.П.* Новые данные о химическом составе “медистого” золота // Докл. АН СССР. 1939. Т. 24. № 5. С. 454–457.
- Молчанов В.П., Плюснина Л.П., Ханчук А.И., Зимин С.С., Октябрьский Р.А.* Платино-золотоносные родингиты Усть-Депского офиолитового блока Среднего Приамурья // ДАН. 2006. Т. 406. № 5. С. 678–682.
- 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., Кудрявцев В.И., Берзон Р.О., Сустанов С.Г.* Медистое золото в зонах родингитизации // Геология руд. месторождений. 1987. № 5. С. 96–99.
- Мурзин В.В., Сазонов В.Н., Варламов Д.А., Шанина С.Н.* Золотое оруденение в родингитах массивов альпинотипных гипербазитов // Литосфера. 2006. № 1. С. 113–134.
- Мурзин В.В., Варламов Д.А., Ронкин Ю.Л., Шанина С.Н.* Происхождение золотоносных родингитов Карабашского массива альпинотипных гипербазитов на южном Урале // Геология руд. месторождений. 2013. Т. 55. № 4. С. 320–341.
<https://doi.org/10.7868/S0016777013040059>
- Никитчин П.А.* К вопросу о геологическом строении и хромитоносности Агардагского гипербазитового массива // Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл: Тув. кн. изд-во, 1969. Вып. 1. С. 43–47.
- Ойдуу Ч.К., Кужугет К.С.* О генезисе родингитов Агардагского гипербазитового массива // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Петрохимия, минералогия, геохимия. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1989. Вып. 5. С. 100–111.
- Пальянова Г.А., Мурзин В.В., Журавкова Т.В., Варламов Д.А.* Au–Cu–Ag минерализация родингитов и нефритоидов Агардагского гипербазитового массива (Ю. Тува, Россия) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 3. С. 300–321.
<https://doi.org/10.15372/GiG20180303>
- Перевозникова Е.В., Казаченко В.Т.* Первая находка родингитов с золото-палладий-платиновой минерализацией в Сихотэ-Алине // Литосфера. 2017. № 5. С. 127–146.
<https://doi.org/10.24930/1681-9004-2017-17-5-127-146>
- 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., Некрасов И.Я.* Растворимость золота в условиях взаимодействия контрастных по химизму пород с водно-хлоридными растворами при 500°C и 1 кбар // ДАН. 1994. Т. 336. № 6. С. 817–819.
- Плюснина Л.П., Лихойдов Г.Г., Молчанов В.П., Шека Ж.А.* Моделирование массопереноса золота при лиственизации и родингитизации на примере Усть-Депского

- офиолитового комплекса (Верхнее Приамурье) // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 5. С. 67–76.
- Плюснина Л.П., Лихойдов Г.Г., Кузьмина Т.В. Золото и флюидный режим ливневитизации // Литосфера. 2009. № 5. С. 85–90.
- Речкин А.Н. О новом типе золотого оруденения в ультрабазитах // Геология и геофизика. 1974. № 2. С. 49–53.
- Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Огородников В.Н., Волченко Ю.А. Золотое оруденение, сопряженное с альпийскими 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.
- Сидоров Е.Г., Сандимирова Е.И., Чубаров В.М., Анискин Л.П., Ибрагимова Э.К., Антонов А.В. Типоморфные особенности золота россыпных проявлений реки Ольховая 1-я (Камчатский мыс, Восточная Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 1. Вып. 21. С. 34–43.
- Спиридонов Э.М., Плетнев П.А. Месторождение медистого золота Золотая Гора (о “золото-родингитовой” формации). М.: Научный мир, 2002. 220 с.
- Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Хёфс Й. Геохимия стабильных изотопов. М.: Мир, 1983. 200 с.
- Чащухин И.С., Вотяков С.Л. Кристаллохимия минералов серпентиновой группы как индикатор процесса ранней серпентинизации ультрамафитов. Фация и источник серпентинизирующих вод // Геохимия. 2005. № 10. С. 1047–1061.
- Чащухин И.С., Чередниченко Н.В., Адамович Н.Н. О поведении редких элементов при ранней серпентинизации ультрамафитов // Ежегодник-2011. Тр. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. Вып. 159. С. 125–128.
- Чудненко К.В., Пальянова Г.А. Термодинамические свойства твердых растворов в системе Au–Ag–Cu // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 3. С. 449–463.
- Юркова Р.М., Воронин Б.И. Золоторудная минерализация в родингитах // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии: Матер. науч. конф., посвящ. 100-летию со дня рождения академика Ф.В. Чухрова. М.: ИГЕМ РАН, 2008. С. 377–380.
- Beaudoin G., Therrien P. The updated web stable isotope fractionation calculator. Handbook of stable isotope analytical techniques. V. II. Elsevier, 2009. P. 1120–1122.
- Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions. Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Edited by: *Benedetto De Vivo and Maria Luce Frezzotti*. Pontignano-Siena, 1994. P. 117–130.
- Coleman R.G. Serpentinities, rodingites and tectonic inclusions in Alpin-type mountain chains. Spec. Pap., 1963. № 73. 49 p.
- Klein F., Bach W., Jons N., McCollom T., Moskowicz B., Berqu T. Iron partitioning and hydrogen generation during serpentinization of abyssal peridotites from 15° N on the Mid-Atlantic Ridge // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2009. V. 73. P. 6868–6893.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.08.021>
- Knight J., Leitch C.H.B. Phase relations in the system Au–Cu–Ag at low temperatures, based on natural assemblages // *Canad. Miner.* 2001. V. 39. P. 889–905.
- Knippe S.W., Fleet M.E. Gold-copper alloy minerals from the Kerr Mine, Ontario // *Canad. Miner.* 1997. V. 35. P. 573–586.
- 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.
- McCollom T. M., Bach W. Thermodynamic constraints on hydrogen generation during serpentinization of ultramafic rocks // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2009. V. 73. P. 856–875.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.10.032>
- Murzin V.V., Oydup Ch. K., Varlamov D.A. New Finding of Cu–Au Alloy in Association with Rodingite Minerals in the Kaa-Khem Ophiolitic Belt, Tuva // *Geology of Ore Deposits*. 2009. V. 51. № 8. P. 784–793.
<https://doi.org/10.1134/S107570150908011X>
- Murzin V.V., Chudnenko K.V., Palyanova G.A., Varlamov D.A., Naumov E.A., Pirajno F. Physicochemical model of formation of Cu–Ag–Au–Hg solid solutions and intermetallic alloys in the rodingites of the Zolotaya Gora gold deposit (Urals, Russia) // *Ore Geol. Rev.* 2018. V. 93. P. 81–97.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.12.018>
- 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.
- Pfander J.A., Jochum K.P., Kroner A., Kozakov I., Oidup C., Todt W. Age and geochemical evolution of an early Cambrian ophiolite-island arc system in Tuva, South Central Asia. In: Generation and emplacement of ophiolites through time. *Geol. Surv. Finland. Spec. Pap.*, 1998. P. 26–42.
- 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.