

**ГАЗОВЫЙ СОСТАВ И ПРИРОДА ФЛЮИДА
ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ЗОЛОТОНОСНЫХ РОДИНГИТОВ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТАЯ ГОРА
ПО ДАННЫМ ГАЗОВОЙ ХРОМАТОГРАФИИ**

В.В. Мурзин, С.Н. Шанина

Родингиты Карабашского массива альпинотипных гипербазитов на Южном Урале являются весьма специфическими образованиями. Они отличаются от широко распространенных в мире пород аналогичного состава своей специализацией на золото, медистым составом последнего, а также отсутствием среди реликтов субстрата пород среднего-основного состава, на контактах которых с ультраосновными породами развиваются обычно родингиты. Основными минералами, слагающими родингиты Золотой Горы, являются хлорит, гранат и пироксен. Поэтому в литературе они часто фигурируют также под названием “хлограпиты”, рассматриваясь как продукты зонального апосерпентинитового метасоматоза [Берзон, Фадеичева, 1974 и др.]. Существует также точка зрения о том, что эти породы являются, тем не менее, обычными родингитами, развитыми по дайкам титанистых габбро, а их золотоносность, проявленная в пределах месторождения Золотая Гора, связана с наложением на них листовенитизирующих растворов [Спиридонов и др., 1997; Спиридонов, Плетнев, 2002]. В то же время в ряде работ [Сазонов и др., 2002; Мурзин, Сазонов, 1999] было показано, что выделение листовенитизированных родингитов на месторождении Золотая Гора является необоснованным ни по геологической позиции оруденения, ни по минеральному составу указанной ассоциации нерудных минералов. Нам представляется, что выявление типа субстрата родингитов месторождения Золотая Гора, а также проис-

хождение рудоносного флюида являются ключевыми аспектами для выявления природы их золотоносности.

Детальное описание месторождения, петрографическое и минералогическое описание пород и руд можно найти в ряде публикаций, в том числе монографического плана [Переляев, 1948; Спиридонов и др., 1997; Спиридонов, Плетнев, 2002]. Здесь дадим лишь короткое описание родингитов, а также схему стадийности их формирования, что необходимо для восприятия результатов проведенного нами исследования газового состава родингитизирующего флюида.

Тела родингитов (хлограпитов) мощностью до 3 м локализуются в субмеридиональной тектонической зоне в центральной части Карабашского массива и протягиваются на расстояние около 3 км. В краевых частях этого массива распространены также зоны золотоносных метасоматитов магнетит-хлорит-карбонатного, магнетит-хлоритового, гранат-хлоритового состава небольшой протяженности – первые десятки метров. Породами, вмещающими родингиты, являются антигоритовые и хризотил-антигоритовые серпентиниты с рассеянными в них выделениями хромшинелида, замещающегося хроммагнетитом, хлоритом, магнетитом. Участками в антигоритовых серпентинитах развита вкрапленность магнезита, который является, по-видимому, продуктом карбонатизации брусита.

Наиболее ранними метасоматическими образованиями, отнесенными нами к 1 стадии, являются темноокрашенные мелко-среднезернистые существенно хлоритовые, гранат-хлоритовые, везувиан-гранат-хлоритовые породы (ранние родингиты по Э.М. Спиридонову), которые плавно сменяются хлорит-гранат-пироксеновыми породами с различными соотношениями этих минералов и, соответственно, различно окрашенными (поздние родингиты по Э.М. Спиридонову). Синхронно с формированием родингитов первой стадии во вмещающих серпентинитах в зоне шириной до 3 м развита ранняя хлоритизация (хлоритолиты по Э.М. Спиридонову). Это породы черного цвета, сложенные почти нацело мелкозернистым хлоритом с реликтовыми участками антигорита и насыщенные выделениями магнетита.

Одним из основных элементов строения тел родингитов является наличие в них участков внутрирудных деформаций преимущественно субширотного простирания и южного падения. Этот период деформаций разделяет образования 1 и 2 стадий. Вдоль этих трещин родингиты перекристаллизованы с формированием прожилков лестничного типа 2 стадии более крупнозернистых родингитов (наиболее поздние родингиты первого и второго поколения по Э.М. Спиридонову). В количественном отношении в образованиях 2 стадии резко преобладает клинопироксен, представленный мало- или безжелезистым диопсидом. В меньших количествах присутствует хлорит и гидроандрадит. Новообразованные минералы 2 стадии – магнетит и ильменит. Перекристаллизация пород местами сменялась переотложением вещества и перемещением его вдоль трещин в боковые серпентиниты на расстояние до 2 м в виде жил мощностью до 10 см. Прилегающие к родингитам серпентиниты и тонкозернистые хлоритолиты также интенсивно повторно хлоритизированы (поздняя хлоритизация) по сети тонких трещин. В отличие от раннего, поздний хлорит более крупнозернистый и часто содержит вкрапленность медистого золота. Прожилки позднего хлорита могли быть образованы как по механизму выполнения микротрещин, так и путем перекристаллизации раннего хлорита. Хлоритовые прожилки, вместе с диосидовыми и диопсид-хлоритовыми, формируют оторочки вдоль тел хлограпитов, максимальная мощность которых достигает 1.5 м в лежащем боку тел.

Формирование родингитов закончилось

отложением кальцита 3 стадии, в хлоритолитах и серпентинитах иногда безжелезистого доломита (наиболее поздние родингиты третьего поколения по Э.М. Спиридонову). Ей предшествовал период деформаций, в результате которых родингиты 1 и 2 стадий участками пластично и хрупко деформированы, местами рекристаллизованы с образованием мелкозернистой, сахаровидной структуры. Отложение кальцита происходило по сети тонких (первые миллиметры, редко до нескольких сантиметров) прожилков, а также в свободном пространстве, среди агрегатов минералов крупнозернистых родингитов. Помимо кальцита и небольшого количества магнетита, в третью стадию отлагались титанит, а также частицы самородной меди размерами до 1-1.5 мм, замещающиеся в краевой части купритом.

Задачей данного исследования явилось выявление газового состава минералообразующей среды, заключенной в минералах родингитов в виде газовой-жидких включений. Исследования состава газов выполнялись в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (аналитик С.Н. Шанина) на газовом хроматографе "Цвет-800", соединенным с пиролитической приставкой. Пиролиз образцов весом 500 мг и крупностью 0.25-0.5 мм осуществлялся в кварцевом реакторе при ступенчатом нагреве. В качестве газа-носителя использовался гелий. Данная методика позволяет определять следующие газовые компоненты: H_2 , N_2 , CO , CO_2 , H_2O , H_2S , SO_2 , CH_4 , C_2H_4 , C_2H_2 , C_2H_6 , $C_3H_6 + C_3H_8$, $изоC_4H_{10}$, C_4H_8 , $n-C_4H_{10}$. Обработка хроматографических сигналов осуществлялась с помощью программы TWS - MaxiChrom. Все образцы, кроме карбонатных, предварительно обрабатывались нагретой разбавленной азотной кислотой (1:1) с последующей промывкой водой методом декантации и подвергались сушке при температуре $100^\circ C$ в течение 5-6 часов. Подбор температурных диапазонов для газохроматографического анализа – до $300^\circ C$ и $300-600^\circ C$ (для карбонатов $300-450^\circ C$) и инертная среда его проведения исключают существенное газовыделение за счет процессов разложения минералов или возможность химических реакций между выделяющимися газами. В то же время верхний температурный предел превышает на $100-200^\circ C$ предполагаемую температуру минералообразования, что обеспечивает относительную полноту вскрытия газовой-жидких включений. Для уточнения динамики выделения отдельных га-

РУДООБРАЗОВАНИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ,
МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

зов, особенно водорода, отдельные пробы не подвергались кислотной обработке и нагревались ступенчато до 800°C, т.е. выше температуры начала разложения отдельных минералов, слагающих породу.

Результаты хроматографического анализа газа проб из различных зон родингитов и вмещающих пород приведены в табл. 1. В целом газовый режим формирования родингитов описывается системой С-Н-О с незначительным содержанием азотистых и отсутствием сернистых газов. В составе флюида резко преобладает вода, CO₂, СО и, что особенно характерно, восстановленные газы – Н₂, СН₄. Другие углеводороды присутствуют в подчиненных количествах.

Газовыделение при ступенчатом нагреве антигорит-лизардитового серпентинита, вмещающего родингит, характеризуется очень высокой интенсивностью с резким его спадом при 400 – 500°C, а в составе газов резко преобладает вода (рис. 1). Выделение ее происходит в двух температурных диапазонах – 100-300°C и выше 500°C и не прекращается при достижении 800°C, что, несомненно, связано с дегидратацией серпентина, начинающейся обычно при 620°C

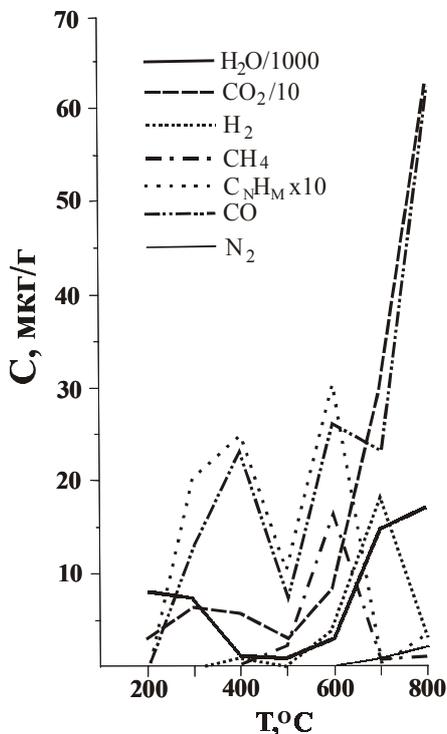


Рис. 1. Характер газовыделения из пробы антигорит-лизардитового серпентинита (проба Зр-1303), вмещающего родингиты месторождения Золотая Гора, при ступенчатом нагреве (до 800°C с шагом 100°C).

[Иванова и др., 1974]. Низкотемпературный диапазон выделения воды связан, вероятно, с раскрытием газовой-жидких включений. Аналогично воде, при 600°C наблюдается резкое возрастание выделения CO₂, что мы отождествляем с началом разрушения карбонатных минералов, прежде всего магнезита. Восстановленные газы – метан, водород, тяжелые углеводороды имеют один температурный диапазон выделения – при 500-700°C. Прекращение их выделения при более высокой температуре, когда дегидратация серпентина еще не закончена, свидетельствует о том, что восстановленные газовые компоненты не связаны со структурой этого минерала и находятся в составе самостоятельных включений. Выделение СО несколько необычно. До 700°C оно происходит вместе с восстановленными газами, а выше этой температуры, резко возрастая, вместе с водой и углекислотой.

Ступенчатый нагрев пробы хлорит-гранат-диопсидового среднезернистого родингита характеризуется в целом значительно меньшим газовыделением, нежели серпентинита, однако качественный состав выделяющихся газов из этих пород очень близок (рис. 2). Вода – резко преобладающий компонент флюида. Первый

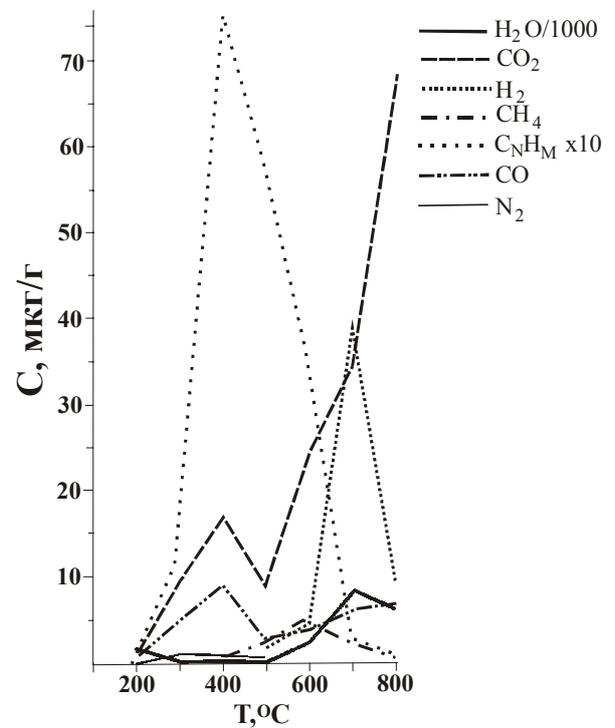


Рис. 2. Характер газовыделения из пробы хлорит-гранат-пироксенового родингита (проба Зр-1285) месторождения Золотая Гора, при ступенчатом нагреве (до 800°C с шагом 100°C).

Таблица 1

Содержание газов, выделяющихся при термодесорбции проб пород месторождения Золотая Гора

№ пробы	Т, °С	Содержание, мкг/г образца													
		H ₂	N ₂	CO	CO ₂	H ₂ O	CH ₄	C ₂ H ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₆ +C ₃ H ₈	i-C ₄ H ₁₀	C ₄ H ₈	n-C ₄ H ₁₀		
1283	300	0	3.24	25.22	22.2	19957	0.067	0.101	0	0.469	0	0.061	0.263		
	600	12.12	1.5	66.31	344.56	9443	23.75	3.381	0.517	2.779	0.059	0.102	0.078		
1303	200	0	0.67	0.05	5.97	7994	0.001	0.004	0	0.03	0.001	0.005	0.079		
	300	0	0	12.99	63.9	6776	0.285	0.222	0	0.812	0.12	0.22	0.624		
	400	0.69	0	23.09	58.23	1134	0.833	1.235	0	1.142	0.032	0.015	0.017		
	500	0.19	0	7.6	32.35	903.5	1.52	0.63	0	0.401	следы	следы	следы		
	600	3.91	0	26.22	81.63	3381	16.54	1.912	0.236	0.907	следы	следы	следы		
	700	18.07	1.31	23.19	293.03	14516	1.061	0.044	0	0	0	0	0		
	800	2.87	2.51	61.09	627	16964	1.26	0.279	0	0	0	0	0		
	300	0	2.09	0.74	3.56	2993	0.028	0.056	0	0.735	0.114	0.31	0.419		
	600	10.96	0	22.87	36.18	7758	3.07	2.302	0.22	5.991	0.033	0.76	0.394		
	300	0	2.37	1.09	4.74	1787	0.029	0.05	0	0	0.064	0.127	0.211		
	600	9.74	0	26.11	53.83	1707	1.578	1.17	0.018	2.877	0.006	0.314	0.168		
	300	0	1.54	1.56	7.56	1091	0.014	0.023	0	0.199	0.004	0.264	0.462		
1276	600	6.49	0.31	16.92	58.27	4515	3.123	1.497	0.354	2.641	0.023	0.443	0.337		
	200	0	0.22	0.51	1.04	1471	0.001	0	0	0	0	0	0		
	300	0	0.99	5.07	9.74	542.8	0.008	0.063	0.009	0.381	0.002	0.241	0.502		
	400	0	0.56	8.87	17.07	243.5	0.8	1.659	0.59	3.783	0.254	0.763	0.54		
	500	2.17	0.23	2.4	9.03	94.4	1.906	1.474	0.929	3.015	0.038	0.201	0.135		
	600	4.74	0	4.06	24.49	2569	4.894	0.946	0.737	2.027	0	0	0		
	700	39.18	0	6.16	34.74	8658	2.044	0.18	0.014	0.12	0	0	0		
	800	8.62	0	7.27	68.66	6472	0.825	0.05	0	0	0	0	0		
1268	300	0	3.17	8.86	3.97	2434	0.015	0.022	0	0.332	0.005	0.33	0.875		
	600	8.8	0.62	16.68	38.34	5135	6.315	3.98	1.246	8.106	0.115	1.445	1.03		
1293-2	300	0	1.38	6.12	5.51	548.2	0.016	0.033	0	0.218	0.004	0.306	0.347		
	600	5.56	0.29	11.31	41.89	3541	2.511	1.977	0.538	2.801	0.062	0.362	0.273		
1281	300	0	1.75	4.92	10.28	4086	0.017	0.052	0	0.412	0.007	0.358	0.612		
	600	5.28	0.15	22.64	94.94	1929	9.542	4.275	1.807	7.589	0.111	1.44	1.064		
1301	300	0	0	0	7.27	273.7	0.004	0	0	0	0	0	0		
	600	1.01	1.97	4.19	87.83	564.4	1.264	1.172	0.308	0.942	0.003	0.071	0.017		

Примечание. Пробы: 1283 и 1303 – серпентинит антитерит-лизардитовый, 1293-3 – серпентинит хлоритизированный (мелк оторочки родинитов, 1275-3 – среднезернистый хлоритолит (прожилки в мелкозернистом), 1276 – прожилок крупнозернистого хлорит 1268 – ранний хлорит-гранат-диоксидный родинит, 1293-2 и 1281 – поздний существенно диоксидный родинит, 1301 – прожилки родините. В пробах 1303, 1293-3 и 1293-2 в диапазоне до 300°C зафиксирован пик NO.

РУДООБРАЗОВАНИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ, МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

температурный диапазон ее выделения – до 200°C. Он отвечает вскрытию вторичных водных газовой-жидких включений, содержащих небольшое количество CO_2 , CO , N_2 и NO . Выше 200°C происходит интенсивное выделение CO_2 , CO , углеводородов, достигающее своего максимума при 300-400 °C, которое происходит на фоне снижения выделения воды. Выше 500°C начинается новое более мощное синхронное выделение воды, CO_2 , CO , H_2 , CH_4 , которое продолжается вплоть до 800°C. При этом максимальное выделение метана происходит, как и в серпентините, в диапазоне 500-600°C, а водорода – 600-700°C. Очевидно, что значительная часть выделяющейся при высокой температуре воды связана с дегидратацией минералов родингита (хлорит, гидрогранат), а часть CO_2 – с началом деструкции кальцита, небольшое количество которого часто присутствует в родингите.

Мы полагаем, таким образом, присутствие в минералах родингитов трех типов включений, различающихся газовым составом: 1) выделяющиеся при нагреве до 200-300°C – вторичные существенно водные с небольшими количествами CO_2 , CO , N_2 и NO ; 2) выделяющиеся в диапазоне 300-500°C – первичные, существенно водные, обогащенные CO_2 , CO и углеводородами и 3) выделяющиеся выше 500°C – первичные, водные, возможно газовые, обогащенные восстановленными газами (H_2 , CH_4 , углеводородами), CO_2 и CO .

Для анализа эволюции газового состава флюида, принимающего участие в формировании минералов родингитов различных стадий, использованы результаты газовой выделения, пересчитанные на мольные доли (табл. 2). Прежде всего, обращает на себя внимание, что качественный и количественный состав включений, вскрывшихся в температурном диапазоне ниже 300°C для всех исследованных проб, отражает состав остаточного флюида, из которого удалено значительное количество газовых компонентов, а сами включения являются вторичными. Поэтому состав флюида при формировании продуктов разных стадий в большей степени отражает газовой выделение в температурном диапазоне 300-600°C, которое характеризует вскрытие первичных включений в минералах и исключает разрушение самих минералов.

Как серпентинизирующий, так и родингитизирующий флюиды характеризуются значительным преобладанием среди газовых компонентов водорода, однако первый, кроме того,

обогащен также и CO_2 , CO , CH_4 . Рассчитанная нами мольная доля водорода (X_{H_2}) в родингитизирующем флюиде составила 0.012-0.048, а в серпентинизирующем – 0.007-0.011. Между тем эти значения являются заниженными по отношению к реальным, поскольку основная масса водорода выделяется выше верхнего температурного предела, использованного нами. Оценка реальных значений мольной доли водорода при термическом способе вскрытия включений невозможна, поскольку вместе с водородом выше 600°C выделяется также и вода за счет дегидратации водосодержащих минералов.

Одним из важнейших факторов, определяющих минеральные равновесия в системе $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ является химический потенциал углекислоты [Плюснина и др., 1993]. Расчет этого параметра по первичным включениям показал, что ранние родингиты 1 стадии Золотой Горы сформированы при весьма низких значениях $X_{\text{CO}_2}=0.001\text{-}0.003$, что находится в полном соответствии с экспериментальными данными о верхнем пределе устойчивости родингитов при $X_{\text{CO}_2}=0.007 \pm 0.001$ [Плюснина и др., 1993], а также оценками X_{CO_2} , выполненными нами по парагенезисам минералов родингитов этого месторождения [Мурзин и др., 2004]. В то же время имеется тенденция повышения X_{CO_2} во флюиде по мере развития метасоматического процесса и формирования поздних родингитов 2 стадии до $X_{\text{CO}_2}=0.005\text{-}0.019$ и, особенно, наиболее поздних кальцитовых прожилков 3 стадии ($X_{\text{CO}_2}=0.039$).

При формировании примыкающих к родингиту мелкозернистых хлоритолитов, флюид характеризовался очень низкой величиной $X_{\text{CO}_2}=0.002$, что сближает его с раствором 1 стадии родингитизации. Более крупнозернистые прожилковые агрегаты хлорита в хлоритолите и вмещающем серпентините образованы при более углекислотном флюидном режиме – $X_{\text{CO}_2}=0.005\text{-}0.012$, аналогичном режиму 2 стадии родингитизации. Повышение химического потенциала углекислоты наблюдается и для флюида из включений вмещающего антигоритового серпентинита ($X_{\text{CO}_2}=0.011\text{-}0.014$).

В составе как родингитизирующего, так и серпентинизирующего флюида присутствует также и восстановленная форма окиси углерода – CO . Мольная доля ее в 1.5-3 раза меньше, чем углекислоты, однако характер распределения CO во включениях из различных зон метасоматитов аналогичен CO_2 .

Таблица 2

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

№ пробы	Порода, стадия	100-300°C										300-600°C					
		H ₂ O	CO ₂	CO	N ₂	H ₂	CH ₄	? C _n H _m	H ₂ O	CO ₂	CO	N ₂	H ₂	CH ₄	ΣC _n H _m		
1283	Серпентинит вмещающий	0.999	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.967	0.014	0.004	0.000	0.011	0.003	0.000		
1303	То же	0.997	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.972	0.011	0.006	0.000	0.007	0.003	0.001			
1293-3	Хлоритолит м/з, I	0.999	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.983	0.002	0.002	0.000	0.012	0.000	0.001			
1275-3	Хлоритолит ср/з, II	0.998	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.929	0.012	0.009	0.000	0.048	0.001	0.001			
1276	Хлорит кр/з прожилковый, II	0.995	0.003	0.001	0.001	0.000	0.000	0.978	0.005	0.002	0.000	0.013	0.001	0.001			
1285	Родингит ранний, I	0.998	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.981	0.003	0.002	0.000	0.012	0.001	0.001			
1268	То же	0.996	0.001	0.002	0.001	0.000	0.000	0.977	0.003	0.002	0.000	0.015	0.001	0.001			
1293-2	Родингит поздний, II	0.987	0.004	0.007	0.002	0.000	0.001	0.978	0.005	0.002	0.000	0.014	0.001	0.001			
1281	То же	0.998	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.942	0.019	0.007	0.000	0.023	0.005	0.004			
1301	Кальцит прожилковый, III	0.989	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000	0.935	0.039	0.004	0.002	0.015	0.002	0.002			

РУДООБРАЗОВАНИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ, МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Мольная доля азота в составе флюидов весьма невелика и обычно не превышает 0.001. Этот компонент отчетливо концентрируется в составе вторичных включений (до $X_{N_2} = 0.002$), однако в пробах серпентинита и кальцита родингита фиксируется и высокотемпературный диапазон его выделения – 700-800°C. Обогащение азотом вторичных включений может быть связано с тем, что при гидратации минералов азот не входит в состав гидратированных минералов, а обогащает остаточный флюид [Кепенжинскас, Томиленко, 1985].

Метан также малый компонент серпентинизирующего и родингитизирующего флюидов. Максимальные концентрации его ($X_{CH_4} = 0.002-0.005$), так же как и для CO обнаружены в пробах серпентинита, а также позднего родингита и кальцита из него.

Выявленные закономерности вариации флюида на различных стадиях формирования родингитов мы трактуем с позиций привноса CO₂, а также CO и CH₄ из серпентинита, при вскрытии блоков последних субширотными трещинами, заложение которых предшествовало формированию родингитов 2 и 3 стадий. При данной модели имеет место постепенное равновесное насыщение углекислотой остаточного флюида в условиях повышенной температуры после формирования ранних родингитов 1 стадии. Повышение мольной доли CO₂ в остаточном флюиде происходит за счет порового флюида серпентинита, замещения магниезального карбоната хлоритом в зоне хлоритолита, а также связывания воды в водосодержащих минералах (хлорите, гидрогранате). К концу процесса родингитизации, при понижении температуры до 400°C и ниже, равновесные концентрации углекислоты в составе газовой компоненты также понижаются [Никольский, 1987], кальциевые силикаты становятся неустойчивыми и замещаются кальцитом.

В заключение коснемся вопроса об источнике родингитизирующего флюида в изученном массиве гипербазитов. Существуют, по крайней мере, три точки зрения на данную проблему. Ранние исследователи месторождения (Е.А. Кузнецов, А.П. Переляев, Н.И. Бородаевский) связывали возникновение родингитов Золотой Горы с “гранитизирующими” растворами. Другие исследователи (М.П. Ложечкин, Р.О. Берзон, В.Н. Сазонов и другие) считают, что родингиты (хлограпиты) являются побочным продуктом антигоритовой серпентинизации под воздействием мантийных флюидов, поступаю-

щих по глубинным разломам. Наконец, ряд авторов (Э.М. Спиридонов, П.А. Плетнев, М.С. Рапопорт и др.) предлагает многоэтапную модель формирования минерального наполнения тел родингитов [Спиридонов и др., 1997]. Согласно этой модели, ранние родингиты являются продуктом догранитного низкоградного регионального метаморфизма даек габброидов в условиях пренит-пумпелиитовой и пумпелиит-актинолитовой фаций, охватившего как гипербазиты, так и вмещающие вулканогенно-осадочные породы. Поздние же родингиты сформированы при локальном низкоградном метаморфизме под воздействием флюидного H₂O-CO₂ потока, сопряженного со становлением гранодиоритовой формации. И наконец, золотоносные существенно кальцитовые образования в родингитах связываются с флюидами, отделившимися при становлении дайковых членов гранитоидов той же гранодиоритовой формации.

Полученные нами данные о газовом составе родингитизирующего и серпентинизирующего флюидов свидетельствуют о том, что в Карабашском массиве в качестве родингитообразующего флюида вряд ли могли выступать как серпентинизирующие растворы, так и флюиды, участвующие при региональном метаморфизме 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. Так, в [Кепенжинскас, Томиленко, 1985] показано, что при региональном метаморфизме офиолитовых пород, “охватившем эти породы совместно с вулканогенно-осадочными толщами после выдвигания первых в кору в виде пластин”, флюид характеризовался водно-углекислотным составом с незначительным по массе содержанием других компонентов (CO, N₂, CH₄, H₂). Методом газовой хроматографии (нагрев до 800°C) в данной работе показано, что газовый состав зависит от количественного соотношения магматического и осадочного членов офиолитового комплекса и степенью его деформированности. Проведенный нами расчет мольной доли углекислоты по анализам, приведенным в указанной статье, показал, что при метаморфизме вулканогенно-осадочных пород флюид характеризовался $X_{CO_2} = 0.12-0.47$; лав среднего и основного состава – 0.03-0.21 (однако при этом был сильно азотистым – X_{N_2} до 0.56), габбро – от 0.03-0.08 до 0.2. Весьма характерным компо-

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

Отделившиеся от гранитоидной магмы гидротермальные растворы обычно формируют в ультраосновных породах тальк-карбонатные метасоматиты, а также листвениты. Участие таких растворов при становлении поздних родингитов 2 стадии и карбонатных образований 3 стадии также маловероятно, поскольку такие флюиды должны быть обогащены углекислотой в большей степени, нежели наблюдаемые. Так, выполненные нами исследования газового состава флюида, сформировавшего фуксит-кварц-карбонатные метасоматиты (листвениты) в южном контакте вулканогенно-осадочных и ультраосновных пород Карабашского массива, а также золотоносных магнетит-карбонат-хлоритовых пород в его пределах показывают, что X_{CO_2} во флюидах составляло, соответственно, 0.137 и 0.087-0.124 (по газовой выделению в диапазоне 300-450°C). Однако следует отметить, что пока до конца не исследована возможность эволюции первично углекислотного флюида в родингитизирующий при фильтрации его через толщу ультраосновных пород, например через бруситсодержащие серпентиниты, когда CO_2 связывается в магнезиевые карбонаты. В предложенной нами модели эволюции флюидного режима при родингитизации нет необходимости объяснять появление в родингитах небольшого количества кальцита дополнительным привнесением углекислоты лиственитизирующим раствором, как это полагается в [Спиридонов и др., 1997; Спиридонов, Плетнев, 2002].

Серпентинизирующий флюид, как это было показано выше, имеет определенную схожесть газового состава с родингитизирующим, отличаясь от последнего повышенной мольной долей CO_2 , CO , CH_4 . Эта схожесть, однако, легко объясняется не подвергающемуся сомнению участием вещества ультраосновных пород при формировании родингитов, особенно с позиций признания этих пород в качестве субстрата последних. Изотопный состав водорода антигоритлизардитового серпентинита ($\delta D = -127-128\%$), оказавшийся, по нашим данным, существенно беднее дейтерием, чем таковой хлорита из родингитов ($\delta D = -42.8-44.3\%$), не позволяет отождествлять флюиды, сформировавшие эти породы [Мурзин, Грабежев, 2004].

Исследование осуществлялось при финансовой поддержке Российского Фонда фундаментальных исследований (грант РФФИ 04-05-64679).

Список литературы

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

Иванова В.П., Касатов Б.К., Красавина Т.Н., Розинова Е.Л. Термический анализ минералов и горных пород. Ленинград: Недра, 1974. 399 с.

Кекеждинская 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.

Мурзин В.В., Грабежев А.И. Изотопный состав кислорода и водорода минералов золотоносных родингитов месторождения Золотая Гора (Ю. Урал) // *XVII Симпозиум по геохимии изотопов им. акад. А.П.Виноградова*. Москва: ГЕОХИ РАН, 2004 (в печати)

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

Мурзин В.В., Сазонов В.Н., Берлибле О.М. Стадийность и РТХ-условия формирования родингитов месторождения медистого золота Золотая Гора (Ю.Урал) // *Геология и металлогения ультрамафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей: Материалы научной конференции (X Чтения А.Н.Заварицкого)*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 280-283.

Никольский Н.С. Флюидный режим эндогенного минералообразования. М.: Наука, 1987. 199 с.

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

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.

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

Спиридонов Э.М., Плетнев П.А. Месторождение медистого золота Золотая Гора. М.: Научный мир, 2002. 220 с.

Спиридонов Э.М., Плетнев П.А., Перельгина Е.В., Рапопорт М.С. Геология и минералогия месторождения медистого золота Золотая Гора (Карабашское, Средний Урал) // М.: МГУ, 1997. 192 с.