

Научная статья

УДК 553.21/24

DOI: 10.31084/2619-0087/2022-2-7

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОРЛОВСКОГО ОРОГЕННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ (ПО ДАННЫМ ХЛОРИТОВОГО ГЕОТЕРМОМЕТРА И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЗЭ В КАЛЬЦИТЕ)

С. Е. Знаменский, Н. М. Знаменская

Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, Znamensky_Sergey@mail.ru

Изучен химический состав хлорита из рудовмещающих альбит-биотит-кварц-хлорит-эпидот-актинолитовых сланцев и содержание РЗЭ в кальците сульфидно-карбонат-кварцевых прожилковых руд Орловского орогенного месторождения золота, расположенного в зоне Главного Уральского разлома на Южном Урале. Химический состав хлорита определен на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega Compact с энерго-дисперсионным анализатором Xploer 15 Oxford Instruments. Содержание РЗЭ в кальците изучено с помощью метода масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на приборе ELAN 9000 фирмы PerkinElmer. Установлено, что хлорит, представленный разновидностью, переходной по химическому составу от клинохлора к пикнохлориту ($5.78-6.0 \text{ Si ф. е.}; 0.27-0.28 \text{ Fe}_{\text{общ}}/(\text{Fe}_{\text{общ}}+\text{Mg})$) образовался при температуре $295.6-266.2^\circ\text{C}$. Спектры распределения РЗЭ в кальците, нормированные на хондрит C1, характеризуются накоплением легких лантаноидов ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=1.28-7.18$), величиной отношения $(\text{La}/\text{Lu})_{\text{N}}=1.1-6.58$, свидетельствующей о преобладании процессов сорбции редких земель во флюиде, небольшими отрицательными аномалиями церия ($\text{Ce}/\text{Ce}^*=0.71-0.92$) и положительными аномалиями европия ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=1.05-2.38$). Отрицательные аномалии Ce в кальците могут быть обусловлены взаимодействием флюида с известняками, а также присутствием в его составе в небольшом количестве метеорной воды. Положительные аномалии Eu указывают на низкотемпературные условия кристаллизации кальцита ($<250^\circ\text{C}$). Предложена модель формирования месторождения, предусматривающая генерацию минералообразующего флюида на прогрессивной стадии зеленосланцевого динамометаморфизма вмещающих пород и образование кальцита и золотоносной минерализации на регрессивной стадии. Данные по геохимии РЗЭ подтверждают гидротермально-метаморфогенный генезис золотоносной сульфидно-карбонат-кварцевой минерализации Орловского месторождения.

Ключевые слова: Южный Урал, орогенное месторождение золота, хлоритовый геотермометр, распределение РЗЭ, аномалия европия

Благодарности: Работа выполнена в рамках Программы государственного заказа Института геологии УФИЦ РАН № FMRS-2022-0011.

Для цитирования: С. Е. Знаменский, Н. М. Знаменская Физико-химические условия образования Орловского орогенного месторождения золота на Южном Урале (по данным хлоритового геотермометра и распределения РЗЭ в кальците) // Геологический вестник. 2022. №2. С. 81–87. DOI: 10.31084/2619-0087/2022-2-7

For citation: S. E. Znamensky, N. M. Znamenskaya (2022) Physical and chemical conditions for the formation of the Orlovka orogenic gold deposit in the Southern Urals (according to the data of a chlorite geothermometer and REE distribution in calcite) *Geologicheskii vestnik*. 2022. No. 2. P. 81–87. DOI: 10.31084/2619-0087/2022-2-7

© С. Е. Знаменский, Н. М. Знаменская, 2022

Original article

PHYSICAL AND CHEMICAL CONDITIONS FOR THE FORMATION OF THE ORLOVKA OROGENIC GOLD DEPOSIT IN THE SOUTHERN URALS (ACCORDING TO THE DATA OF A CHLORITE GEOTHERMOMETER AND REE DISTRIBUTION IN CALCITE)

S. E. Znamensky, N. M. Znamenskaya

Institute of Geology, Ufa Federal Research Center of RAS, 16/2, K. Marx St., Ufa, 450077, Russia, Znamensky_Sergey@mail.ru

The chemical composition of chlorite from ore-bearing albite-biotite-quartz-chlorite-epidote-actinolite schists and the REE content in calcite of sulfide-carbonate-quartz veinlet ores of the Orlovsky orogenic gold deposit located in the zone of the Main Ural Fault in the Southern Urals have been studied. The chemical composition of chlorite was determined on a Tescan Vega Compact scanning electron microscope with an Oxford Instruments Xplorer 15 energy-dispersive analyzer. The REE content in calcite was studied using inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) on a PerkinElmer ELAN 9000 instrument. It has been established that chlorite, represented by a variety with a transitional chemical composition from clinocllore to pycnochlorite (5.78–6.0 Si f. u.; 0.27–0.28 Fetot/(Fetot + Mg)) was formed at a temperature of 295.6–266.2°C. The REE distribution spectra in calcite, normalized to C1 chondrite, are characterized by the accumulation of light lanthanides (La/Yb) N=1.28–7.18, the value of the ratio (La/Lu) N=1.1–6.58, indicating the predominance of rare earth sorption processes in the fluid, small negative anomalies of cerium (Ce/Ce*=0.71–0.92) and positive anomalies of europium (Eu/Eu*=1.05–2.38). Negative Ce anomalies in calcite may be due to the interaction of the fluid with limestones, as well as the presence of meteoric water in its composition in a small amount. Positive Eu anomalies indicate low-temperature conditions for calcite crystallization (<250°C). A model of deposit formation is proposed, which provides for the generation of mineral-forming fluid at the progressive stage of greenschist dynamometamorphism of host rocks and the formation of calcite and gold-bearing mineralization at the regressive stage. Data on REE geochemistry confirm the hydrothermal-metamorphogenic genesis of the gold-bearing sulfide-carbonate-quartz mineralization of the Orlovsky deposit.

Keywords: Southern Urals, orogenic gold deposit, chlorite geothermometer, REE distribution, europium anomaly

Acknowledgments: The work was carried out within the framework of the Program of the State Order of the Institute of Geology of the Ural Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences No. FMRS-2022–0011.

Введение

Происхождение орогенных месторождений золота является дискуссионной проблемой [Kerrich et al., 2000]. В зоне Главного Уральского разлома на Южном Урале известны многочисленные, в основном, мелкие месторождения золота орогенного типа, которые залегают в ордовикско-нижнекаменноугольных осадочно-вулканогенных толщах, подвергшихся позднепалеозойским коллизионным деформациям и метаморфизму зеленосланцевой фации [Znamenskii et al., 2015]. К их числу относится Орловское золото-сульфидно-кварцевое месторождение.

Разработка геолого-генетических, а на их основе прогнозно-поисковых моделей орогенных золоторудных месторождений, относящихся к од-

ному из наиболее перспективных типов золотого оруденения на Южном Урале, является весьма актуальной задачей. С целью выяснения физико-химических параметров образования Орловского месторождения, нами изучен химический состав хлорита из рудовмещающих сланцев и распределение РЗЭ в кальците руд.

Краткая геологическая характеристика месторождения

Орловское месторождение расположено на Южном Урале в зоне Главного Уральского разлома в 60 км севернее города Учалы Республики Башкортостан (рис. 1). Оно локализовано в зоне чешуйчатого взброса юго-восточного падения, образовавшегося на позднепалеозойском этапе

общей коллизии. Разлом проходит вдоль контакта серпентинитов с расположенными восточнее блоками осадочных, вулканогенно-осадочных, и вулканогенных пород предположительно ранне-среднедевонского возраста. Зона взброса характеризуется чешуйчатой структурой и интенсивным зеленосланцевым метаморфизмом пород.

Основные запасы золота содержит Орловская рудная зона. Она приурочена к разлому, разделяющему тектонические пластины. К востоку от нее во вторичных разрывах чешуйчатого взброса вскрыто несколько мелких золотоносных зон. Промышленное значение имеет минерализованная зона Жила №2. Рудные тела представляют собой зоны альбит-биотит (или серицит) — кварц-хлорит-эпидот-актинолитовых сланцев, содержащих более поздние сульфидно-карбонат-кварцевые прожилки с самородным золотом. Иногда в прожилках отсутствуют альбит и пренит. Карбонат представлен кальцитом, который содержит (мас. %):

59.6–70.7 CaO, 0.07–0.4 MgO, 0.19–0.36 MnO, 0.14–0.2 Fe₂O₃. Среди сульфидов, развитых преимущественно в зальбандах прожилков, преобладает пирит. Кроме того, в незначительных количествах содержатся халькопирит, галенит и арсенопирит. Размещение прожилков контролируется главным образом локальными структурами растяжения (трещинами отрыва, трансенсивными дуплексами, тенями давления порфиروبластов и др.). За пределами рудовмещающих разрывов интенсивность динамометаморфических изменений падает. При этом количество карбонат-кварцевых прожилков и сульфидной минерализации заметно сокращается, а содержания золота становятся непромышленными.

По данным термобарогеохимических исследований кальцит и кварц руд образовались при температуре 217–170°C [Znamenskii et al., 2017]. Имеющиеся изотопные данные свидетельствуют о преимущественно метаморфогенном источнике серы, углерода и кислорода во флюидной системе месторождения, что позволяет связывать ее образование с процессами зеленосланцевого динамометаморфизма вмещающих пород.

Методы исследования

Электронно-микроскопические исследования и изучение состава хлорита производилось в полированных аншлифах на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega Compact с энерго-дисперсионным анализатором Xplorer 15 Oxford Instruments в ИГ УФИЦ РАН (Уфа, аналитик С.С. Ковалев). Обработка спектров выполнялась автоматически при помощи программного пакета Az Tee One с использованием методики TrueQ. При съемке использованы следующие установки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 4нА, время накопления спектра в точке 60 секунд в режиме «Point@ID», диаметр пучка составил — 3мкм.

Определение содержаний РЗЭ выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на приборе УДФТ 9000 фирмы PerkinElmer в Институте геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитик Д.В. Киселева). Методика исследований приведена в опубликованной работе [Вотяков и др., 2006].

Результаты и их обсуждение

По данным электронно-микроскопических исследований (табл. 1), хлорит из динамомета-

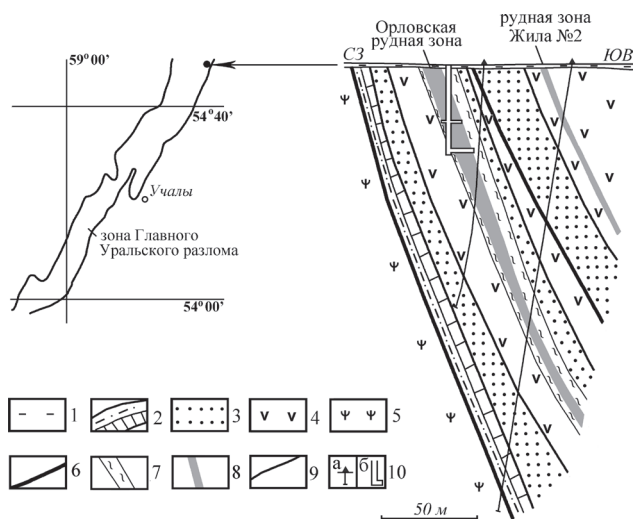


Рис. 1. Геологический разрез Орловского месторождения [Znamenskii et al., 2017].

Условные обозначения: 1 — четвертичные отложения; 2–4 — ранне-среднедевонские породы, снизу вверх: 2 — известняки, углеродсодержащие терригенно-кремнистые породы, 3 — вулканогенно-осадочные породы, 4 — пироксен-плагиоклазовые порфириды и их брекчии; 5 — серпентиниты; 6 — взбросы; 7 — зоны альбит-биотит-кварц-хлорит-эпидот-актинолитовых сланцев; 8 — рудные тела; 9 — геологические границы; 10 — скважины (а) и горные выработки (б)

Fig. 1. Geological cross-section of the Orlovka deposit [Znamenskii et al., 2017].

Legend: 1 — Quaternary deposits; 2–4 — Lower-Middle Devonian deposits, from the base upward: 2 — limestones, carbonaceous terrigenous — siliceous rocks, 3 — volcanogenic — sedimentary rocks, 4 — pyroxene — plagioclase porphyrites and their breccias; 5 — serpentinites; 6 — reverse faults; 7 — zones of albite — biotite — quartz — chlorite — epidote — actinolite schists; 8 — ore bodies; 9 — geological boundaries; 10 — borehole (a) and mine working (b)

морфических сланцев представлен разновидностью, переходной от клинохлора к пикнохлориту (5.78–6.0 Si ф. е.; 0.27–0.28 $Fe_{\text{общ}}/(Fe_{\text{общ}}+Mg)$). Температура образования хлорита, рассчитанная по геотермометру [Cathelineau, 1988], составляет 295.6–266.2°C. Полученные значения соответствуют температурному режиму динамометаморфизма зеленосланцевой фации.

Поведение редкоземельных элементов в гидротермальном флюиде и отлагающемся из него кальците зависит от ряда факторов: температуры, pH и Eh раствора, взаимодействия флюид/порода, наличия комплексообразующих лиганд, таких как HCO_3^- , CO_3^{2-} , Cl⁻ и OH⁻ [Debruyne et al., 2016].

Суммарные содержания РЗЭ в кальците Орловского месторождения составляет 1.4–53.5 г/т (табл. 2). Спектры распределения РЗЭ в кальците, нормированные на хондрит C_1 , показывают преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ($(La/Yb)_N=1.28-7.18$), наличие положительных аномалий Eu ($Eu/Eu^*=1.05-2.38$), а также небольших негативных аномалий Ce ($Ce/Ce^*=0.71-0.92$) (рис. 2). Обогащение легкими РЗЭ характерно для кислых растворов с низкими концентрациями комплексообразующих лиганд [Bau, 1991; Schwim, Markl, 2005]. Величина $(La/Lu)_N > 1$ указывает на преобладание процессов сорбции лантаноидов во флюиде, из которого кристаллизовался кальцит [Bau, 1991].

Положительные аномалии Eu являются показателем фракционирования РЗЭ в высокотемпературных обстановках, в которых доминировал Eu^{2+} [Bau, Möller, 1992]. Окислительно-восстановительный потенциал европия в водных растворах зависит от ряда параметров и главным образом от температуры [Sverjensky, 1984]. В водных растворах Eu может существовать в двухвалентной форме только при температуре выше 250°C [Bau, Möller, 1992]. В условиях сорбционного контроля взаимодействия флюид-порода Eu^{2+} , обладающий большим ионным радиусом по сравнению с Eu^{3+} и его трехвалентными соседями, значительно легче десорбируется, что приводит к накоплению его во флюиде. В низкотемпературных условиях (<250°C) восстановление значительного количества Eu^{3+} до двухвалентного состояния крайне затруднено, так как для этого требуется экстремально низкая фугитивность кислорода (<10⁻⁸⁰ бар) [Bau, 1991]. Однако при формировании кальцита Eu должен был находиться в трехвалентном состоянии, так как в противном случае спектры распределения РЗЭ показывали бы негативные аномалии Eu из-за существенно меньшей способности Eu^{2+} входить в кристаллическую решетку кальцита по сравнению с его трехвалентными соседями. Следовательно, кристаллизация кальцита Орловского месторождения происходила из низкотемпературных растворов (<250°C), в ко-

Таблица 1. Химический состав хлорита и температура его образования
Table 1. The chemical composition of chlorite and the temperature of its formation

Спектр/ элементы	35	22	34	41	45	64	65	66	69	72
SiO ₂	29.87	30.12	30.28	28.62	30.99	29.68	29.13	29.35	27.43	27.54
Al ₂ O ₃	18.35	18.8	17.7	18.54	18.8	18.56	18.48	18.44	18.76	19.38
Cr ₂ O ₃	0.8	0.3	1.22	0.82	0.97	0.23	0.31	0.17	0.13	0.17
FeO	16.21	16.77	16.07	17.11	16.21	15.96	16.4	16.41	25.85	24.39
MnO	н. о.	0.16	0.18	0.24	0.2	0.17	0.17	0.18	0.14	-
MgO	23.14	23.73	23.44	22.35	24.25	23.32	22.94	23.28	17.54	16.69
CaO	н. о.	0.15	н. о.	0.14	0.21	0.71	0.5	0.14	0.12	0.35
Сумма	88.71	90.11	87.98	90.56	91.78	89.03	87.92	88.04	90.17	89.33
Si	5.97	5.89	5.89	5.65	5.96	5.89	5.84	5.88	5.62	5.71
Al ^{IV}	2.03	2.11	2.11	2.35	2.04	2.11	2.16	2.12	2.38	2.29
X _(Fe)	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.27	0.28	0.28	0.45	0.45
T _p , °C	265.5	277.5	277.5	295.6	266.2	277	285.2	280	322	307

Примечание: Si — кремний в тетраэдрической позиции, Al^{IV} — алюминий в позиции Si, X_(Fe) — коэффициент железистости (Fe/(Fe+Mg)), рассчитаны по формульным коэффициентам на 20 ф. е. Температура рассчитана по [Cathelineau, 1988].

Note: Si is silicon in the tetrahedral position, Al^{IV} is aluminum in the Si position, X_(Fe) is the iron index (Fe/(Fe+Mg)), calculated by formula coefficients per 20 f. u. Temperature calculated from [Cathelineau, 1988].

торых при сохранении общего количества Eu^{2+} был окислен до Eu^{3+} . Этот вывод согласуется с температурами гомогенизации газовой-жидких включений в кальците, которые, как отмечалось выше, варьируют в интервале от 170 до 217°C [Znamenskii et al., 2017]. Положительные аномалии Eu отражают высокотемпературную эволюцию минералообразующего флюида до кристаллизации кальцита. Поскольку по изотопным данным в составе флюида преобладают компоненты метаморфогенного происхождения, есть основание полагать, что высокотемпературная обстановка характеризует условия генерации флюидной системы месторождения на прогрессивной стадии зеленосланцевого метаморфизма вмещающих пород.

Низкотемпературные условия, при которых формировался кальцит, по-видимому, существовали во флюидной системе месторождения на регрессивной стадии зеленосланцевого динамометаморфизма. Отложение кальцита происходило

из кислых растворов, обогащенных легкими редкоземельными элементами.

Негативные аномалии Ce, сочетающиеся с положительными аномалиями Eu, свидетельствуют об изменении окислительно-восстановительных условий в процессе миграции и эволюции флюида. Их появление на хондрит-нормированных спектрах распределения лантаноидов может быть обусловлено рядом факторов. Возможно, они являются результатом взаимодействия флюида с известняками, присутствующими в рудовмещающем разрезе. При взаимодействии флюид/карбонат аномалии Ce сохраняются [Castorina, Masi, 2008]. Спектры распределения РЗЭ в известняках [Знаменский и др., 2013] близки к графикам поведения лантаноидов в кальците из сульфидно-карбонат-кварцевых прожилков и также характеризуются накоплением легких лантаноидов, наличием негативных аномалий Ce (см. рис. 2). Кроме того в гидротермальную систему могли быть вовлечены окисленные метеорные воды,

Таблица 2. Содержание РЗЭ в кальците карбонат-кварцевых прожилков
Table 2. REE content in calcite of carbonate-quartz veinlets

Образец/ элемент	O1	O2	O3	O5	O7	O6	O10
La	5.7	12.48	1.56	0.97	0.17	2.89	0.97
Ce	9.9	20.83	2.83	1.5	0.35	5.87	1.7
Pr	1.5	2.2	0.42	0.19	0.06	0.69	0.27
Nd	6.7	8.8	1.83	0.92	0.27	3.0	1.3
Sm	1.1	1.36	0.51	0.18	0.08	0.71	0.41
Eu	0.84	0.47	0.31	0.17	0.08	0.32	0.21
Gd	0.9	1.8	0.52	0.23	0.09	0.99	0.61
Tb	0.11	0.21	0.08	0.03	0.01	0.15	0.1
Dy	0.59	1.45	0.5	0.21	0.09	1.02	0.69
Ho	0.14	0.38	0.12	0.06	0.02	0.24	0.16
Er	0.51	1.37	0.37	0.2	0.08	0.77	0.48
Tm	0.07	0.22	0.06	0.03	0.01	0.11	0.07
Yb	0.54	1.63	0.4	0.24	0.09	0.73	0.49
Lu	0.09	0.3	0.07	0.05	0.02	0.11	0.08
$\Sigma\text{PЗЭ}$	28.69	53.5	9.58	4.98	1.40	17.6	7.54
$\Sigma\text{L}/\Sigma\text{H}$	8.72	6.27	3.52	3.75	2.46	3.27	1.81
$(\text{La}/\text{Yb})_N$	7.18	5.21	2.65	2.75	1.28	2.69	1.35
$(\text{La}/\text{Lu})_N$	6.58	4.32	2.31	2.14	1.1	2.73	1.26
Eu/Eu*	2.1	1.05	1.58	2.11	2.38	1.18	1.25
Ce/Ce*	0.8	0.8	0.79	0.71	0.85	0.92	0.74

Примечание. Обр. O3, O5, O7 — Орловская рудная зона; обр. O1, O2, O6, O10 — безрудные сланцы. Нормирование на хондрит C1 [McDonough, Sun, 1995]. $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N / (\text{Sm}_N + (\text{Tb}_N + \text{Eu}_N)^{0.5})^{0.5}$, $\text{Ce}/\text{Ce}^* = \text{Ce}_N / ((2\text{La}_N + \text{Sm}_N)/3)$.
Note: Sample O3, O5, O7 — Orlovskaya ore zone; sample O1, O2, O6, O10 — barren shales. Normalization to C1 chondrite [McDonough, Sun, 1995]. $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N / (\text{Sm}_N + (\text{Tb}_N + \text{Eu}_N)^{0.5})^{0.5}$, $\text{Ce}/\text{Ce}^* = \text{Ce}_N / ((2\text{La}_N + \text{Sm}_N)/3)$.

обогащенные редкоземельными элементами (преимущественно легкими лантаноидами) в процессе взаимодействия с вмещающими породами. Спектры распределения РЗЭ во всех типах рудовмещающих пород Орловского месторождения обогащены легкими лантаноидами [Знаменский и др., 2013].

Таким образом, результаты исследований позволяют выделить две обстановки, в которых эволюционировал минералообразующий флюид Орловского месторождения золота: раннюю высокотемпературную (295.6–266.2 °С) и позднюю низкотемпературную (< 250 °С). Высокотемпературная обстановка характеризует условия генерации флюидной системы месторождения на прогрессивной стадии зеленсланцевого динамометаморфизма рудовмещающих пород. Ее показателем, помимо данных хлоритового геотермометра, являются положительные аномалии Eu в кальците руд. Кальцит сформировался

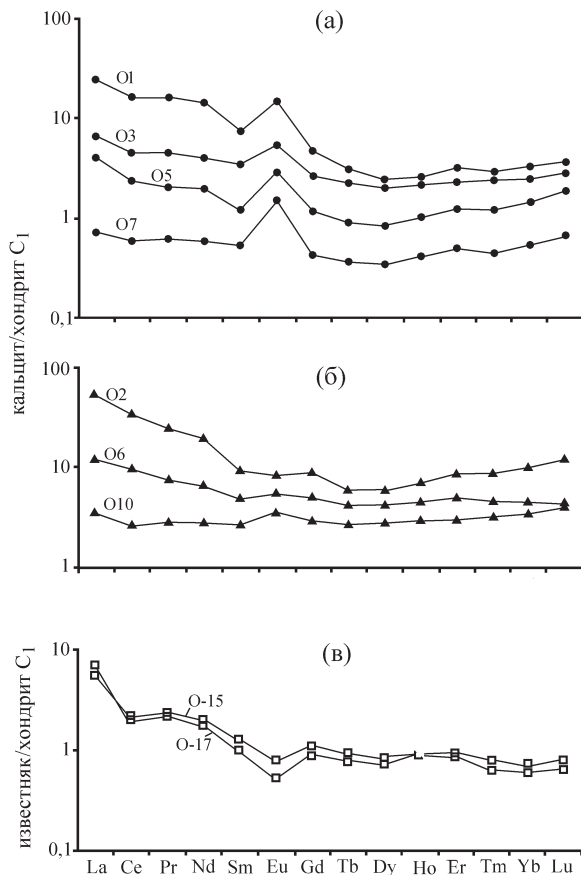


Рис. 2. Хондрит-нормированные спектры распределения РЗЭ в кальците из прожилков, распространенных в Орловской рудной зоне (а), во вмещающих породах (б) и в известняках (в).

Fig. 2. Chondrite-normalized REE patterns of calcite from veins, localized within the Orlovsk ore zone (а), in enclosing rocks (б) and limestone (в).

в низкотемпературной обстановке, по-видимому, существовавшей на регрессивной стадии динамометаморфизма. Негативные аномалии Се в карбонате могут быть обусловлены взаимодействием флюида с известняками, а также участием в рудообразовании окисленной метеорной воды. Данные по геохимии РЗЭ подтверждают гидротермально-метаморфогенный генезис золотоносной сульфидно-карбонат-кварцевой минерализации Орловского месторождения.

Список литературы:

- Вотьяков С. Л., Киселева Д. В., Шагалов Е. С., Чередниченко Н. В., Дерюгина Л. К., Денисов С. А., Чемпалов А. П., Узких С. Э., Орехов А. А. Мультиэлементный анализ геологических образцов методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой нВ ELAN 9000 // Ежегодник-2005. Труды Института геологии и геохимии им. акад. А. Н. Заварицкого, 2006. — Т. 153. — С. 425–430.
- Знаменский С. Е., Мичурин С. В., Анкушева Н. Н. Происхождение рудообразующих флюидов Орловского месторождения золота, Южный Урал // Руды и металлы. — 2013. — №4. — С. 52–60.
- Bau M. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and significance of oxidation state of europium // *Chemical Geology*. — 1991. — V. 93. — P. 219–230. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(91\)90115-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(91)90115-8)
- Bau M., Möller P. Rare Earth Element Fractionation in Metamorphic Hydrothermal Calcite, Magnesite and Sigerite // *Mineralogy and Petrology*. — 1992. — V. 45. — P. 231–246. Doi: 10.1007/BF01163114
- Cathelineau M. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature // *Clay minerals*. 1988. V. 23. P. 471–485. DOI: 10.1180/claymin. 1988.023.4.13
- Castorina F., Masi U. REE and Nd-isotope evidence for the origin siderite from the Jebel Awam deposit (Central Morocco) // *Ore Geol. Rev.* — 2008. — V. 34. — P. 337–342. Doi: 10.1016/j. oregeorev. 2008.03.001
- Debruyne D., Hulsbosch N., Muchez P. Unraveling rare earth element signatures in hydrothermal carbonate minerals using a source-sink system // *Ore Geol. Rev.* — 2016. — V. 72. — P. 232–252.
- Kerrich R., Goldfarb R. J., Groves D. I., Garwin S. The geodynamics of world-class gold deposits: characteristics, space-time distribution and origins // *Reviews Economic Geology*. — 2000. — V. 13. — P. 501–551.
- McDonough W. F., Sun S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. — 1995. — V. 120. — P. 223–253. Doi: 10.1016/0009-2541(94)00140-4
- Schwinn G., Markl G. REE systematics in hydrothermal fluorite // *Chemical Geology*. — 2005. — V. 216. — P. 225–248. Doi: 10.1016/j. chemgeo. 2004.11.012
- Sverjensky D. A. Europium redox equilibria in aqueous solution // *Earth Planet Science Letters*. — 1984. — V. 67. — P. 70–78.

Znamenskii S. E., Ankusheva N. N., Velivetskaya T. A., Shanina S. N. Composition and sources of mineral-forming fluids of the Orlovka orogenic gold deposit (Southern Urals) // *Russian Geology and Geophysics*. — 2017. — V. 58. — P. 1079–1082. Doi: 10.1016/j. rgg. 2017.08.003

Znamenskii S. E., Puchkov V. N., Michurin S. V. Sources of Ore-Forming Fluids and Formation Environments of Orogenic Au Deposits in the Main Uralian Fault Zone (Southern Urals) // *Doklady Earth Sciences*. — 2015. — V. 464. — Part. 1. — P. 910–913. Doi: 10.7868/S0869565215270237

References:

Votyakov S. L., Kiseleva D. V., Shagalov E. S., Cherednichenko N. V., Deryugina L. K., Denisov S. A., Chempalov A. P., Uzkikh S. E., Orekhov A. A. (2006) Mul'tielementny'j analiz geologicheskikh obrazczov metodom mass-spektrometrii s induktivno svyazannoj plazmoj nV ELAN 9000 [Multi-element analysis of geological samples by mass spectrometry with inductively coupled plasma nV ELAN 9000] // *Ezhegodnik-2005. Trudy» Instituta geologii i geokhimii im. akad. A. N. Zavariczko. V. 153. P. 425–430. (In Russian).*

Znamenskij S. E., Michurin S. V., Ankusheva N. N. (2013). Proiskhozhdenie rudoobrazuyushhikh flyuidov Orlovskogo mestorozhdeniya zolota, Yuzhny'j Ural [Origin of ore-forming fluids of the Orlovka gold deposit, South Urals] // *Rudy' i metally». №4. P. 52–60. (In Russian).*

Bau M. (1991). Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and significance of oxidation state of europium // *Chemical Geology. V. 93. P. 219–230. Doi:10.1016/0009–2541 (91) 90115–8*

Bau M., Möller P. (1992). Rare Earth Element Fractionation in Metamorphogenic Hydrothermal Calcite, Magnesite and

Sigerite // *Mineralogy and Petrology. V. 45. P. 231–246. Doi: 10.1007/BF01163114*

Cathelineau M. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature // *Clay minerals. 1988. V. 23. P. 471–485. DOI: 10.1180/claymin. 1988.023.4.13*

Castorina F., Masi U. (2008). REE and Nd-isotope evidence for the origin siderite from the Jebel Awam deposit (Central Morocco) // *Ore Geol. Rev. V. 34. P. 337–342. Doi: 10.1016/j. oregeorev. 2008.03.001*

Debruyne D., Hulsbosch N., Muchez P. (2016). Unraveling rare earth element signatures in hydrothermal carbonate minerals using a source-sink system // *Ore Geol. Rev. V. 72. P. 232–252.*

Kerrich R., Goldfarb R. J., Groves D. L., Garwin S. (2000). The geodynamics of world-class gold deposits: characteristics, space-time distribution and origins // *Reviews Economic Geology. V. 13. P. 501–551.*

McDonough W. F., Sun S. (1995). The composition of the Earth // *Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253. Doi: 10.1016/0009–2541 (94) 00140–4*

Schwinn G., Markl G. (2005). REE systematics in hydrothermal fluorite // *Chemical Geology. V. 216. P. 225–248. Doi: 10.1016/j. chemgeo. 2004.11.012*

Sverjensky D. A. (1984). Europium redox equilibria in aqueous solution // *Earth Planet Science Letters. V. 67. P. 70–78.*

Znamenskii S. E., Ankusheva N. N., Velivetskaya T. A., Shanina S. N. (2017). Composition and sources of mineral-forming fluids of the Orlovka orogenic gold deposit (Southern Urals) // *Russian Geology and Geophysics. V. 58. P. 1079–1082. Doi: 10.1016/j. rgg. 2017.08.003*

Znamenskii S. E., Puchkov V. N., Michurin S. V. (2015). Sources of Ore-Forming Fluids and Formation Environments of Orogenic Au Deposits in the Main Uralian Fault Zone (Southern Urals) // *Doklady Earth Sciences. V. 464 (1). P. 910–913. Doi: 10.7868/S0869565215270237*

Сведения об авторах:

Знаменский Сергей Евгеньевич, доктор геол.-мин. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. Znamensky_Sergey@mail.ru

Знаменская Нина Михайловна, младший научный сотрудник, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа, ninaznam@mail.ru

About the author:

Znamensky Sergei Evgenievich, doctor of geological and mineralogical sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. Znamensky_Sergey@mail.ru

Znamenskaya Nina Michailovna, Junior Researcher Associate, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. ninaznam@mail.ru

Статья поступила в редакцию 22.06.2022; одобрена после рецензирования 23.06.2022; принята к публикации 14.07.2022

The article was submitted 22.06.2022; approved after reviewing 23.06.2022; accepted for publication 14.07.2022