

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ИСТОЧНИКИ РУДООБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДОВ НИКОЛАЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Знаменский С. Е., Анкушева Н. Н., Сначёв А. В.

Аннотация

Изучены флюидные включения, элементы-примеси и изотопные соотношения кислорода, углерода и серы в минералах штокверковых сульфидно-карбонат-кварцевых руд Николаевского месторождения золота, связанного с порфировыми интрузиями островодужной вулкано-интрузивной ассоциации. Установлено, что флюидные включения в кварце гомогенизируются в интервале температур 260–200 °С, а в кристаллизовавшемся позднее кальците – 227–205 °С. Включения содержат К-Mg-Na водно-хлоридные растворы с соленостью 4.5–11.9 мас.% NaCl экв. Методом рамановской спектроскопии во включениях в кварце выявлены CO₂ (29–34 мол. %), CH₄ (40–55 мол. %) и N₂ (4–30 мол. %). По данным LA-ICP-MS кварц обладает невысокими концентрациями Al (11.7–102 г/т) и Ti (0.0–0.64 г/т), свидетельствующими о его отложении из низкоглиноземистого слабокислого флюида при T < 350 °С. Спектры распределения РЗЭ в кальците характеризуются накоплением тяжелых лантаноидов (LaN/YbN = 0.2–0.9), что указывает на повышенную щелочность флюида; негативными аномалиями Ce (0.39–0.82) и положительными аномалиями Eu (1.99–5.25). Негативные аномалии Ce могут быть обусловлены взаимодействием флюида с известняками и присутствием в его составе метеорной воды. Положительные аномалии Eu отражают высокотемпературную обстановку (>250 °С), существовавшую до кристаллизации кальцита. Значения Y/No в кальците (28.7–54.1) позволяют предполагать присутствие во флюиде компонентов магматогенной природы и извлеченных из известняков, а также морской воды. Значения δ¹⁸O_{H₂O} (3.6...5.6 ‰) флюида свидетельствуют об участии в рудообразовании магматической и метеорной воды, а величины δ¹³C_{CO₂} флюида – углерода магматогенной природы и экстрагированного из известняков. Тяжелый изотопный состав серы пирита (6.88...9.87 ‰) и арсенопирита (8.7 ‰) может быть связан с ее мобилизацией из вмещающих пород или с вовлечением в рудогенез сульфат-иона [SO₄]²⁻ морской воды. По результатам исследований Николаевское месторождение отнесено к группе островодужных (Au±Cu)-кварц-сульфидных месторождений переходного от порфирового к эпитермальному типу.

Ключевые слова:

Южный Урал, золото-порфировое месторождение, флюидные включения, редкоземельные элементы, изотопы углерода, изотопы кислорода, изотопы серы, Николаевское месторождение

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ИСТОЧНИКИ РУДООБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДОВ НИКОЛАЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

С.Е. Знаменский¹, Н.Н. Анкушева^{2,3}, А.В. Сначёв¹

¹Институт геологии УФИЦ РАН, 45077, Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, Россия

²Институт минералогии УрО РАН, 456317, Миасс, Ильменский заповедник, 1,
Россия

³Южно-Уральский госуниверситет, филиал в г. Миассе, 456304, Миасс, ул. 8 Июля,
10, Россия

ВВЕДЕНИЕ

Николаевское (Nikolaevka) месторождение расположено в зоне Главного Уральского разлома (ГУР) на северном замыкании Магнитогорской (Magnitogorsk) мегазоны Южного Урала (рис. 1). По пространственной ассоциации с островодужными порфирированными интрузиями, штокверковой морфологии рудных тел и пропилютому составу околорудных метасоматитов оно было отнесено к месторождениям редкого на Урале золото-порфирированного типа [Знаменский, Холоднов, 2018]. Однако источники, физико-химические параметры и состав минералообразующих флюидов месторождения не были изучены.

Согласно Р.Х. Силлитое [Sillitoe, 2010], золото в медно-порфирированных (порфириро-эпитермальных по В.А. Коваленкеру [Kovalenker, 2003]) рудообразующих системах концентрируется на разных глубинных уровнях. Золоторудная минерализация может входить в состав руд порфирированных и скарновых месторождений, формирующихся в гипабиссальных условиях. На субвулканическом уровне она связана с эпитермальными проявлениями различных типов. Золото содержат также жильные полиметаллические и кварц-сульфидные месторождения переходного от порфирированного к эпитермальному типу [Corbett, Leach, 1998]. Р.Х. Силлитое [2010] предложил называть их субэпитермальными. На удалении от порфирированных интрузий в карбонатных породах нередко развита гидротермально-метасоматическая Zn-Pb-Ag±Au (Cu) минерализация. Выяснение факторов, ведущих к образованию в порфириро-эпитермальных системах золоторудного оруденения различных типов, является весьма актуальной задачей.

Николаевское месторождение, как и подавляющее большинство известных в Магнитогорской мегазоне Cu (±Au, Mo)-порфирированных месторождений, соответствует диоритовой модели порфирированных систем [Грабежев и др., 2017]. В то же время оно заметно отличается от других объектов порфирированного семейства по петролого-геохимическим особенностям рудоносных интрузий и геодинамическим условиям формирования. По современным представлениям [Plotinskaya et al., 2017], образование Cu (±Au, Mo)-порфирированных месторождений происходило в Магнитогорской мегазоне на двух стадиях ее развития: 1) островодужной в среднем девоне (Cu-порфирированные Салаватское (Salavat), Вознесенское (Voznesenka), Cu-Au- порфирированное Медногорское (Mednogorskoe) и другие месторождения), 2) ранней коллизии девонской островной дуги с краем Восточно-Европейской платформы в позднедевонско-раннекаменноугольное время (Au-порфирированное

Юбилейное месторождение, Мо-порфиновые Верхнеуральское (Verkhneuralskoe) и Моссовское (Mossovskoe) рудопроявления). Продуктивные интрузии гранитоидов, за исключением субщелочных массивов, вмещающих Мо-порфировую минерализацию, как правило, имеют известково-щелочной состав [Грабежев, 2009].

Николаевское месторождение связано с островодужной вулкано-интрузивной ассоциацией, объединяющей низкокалиевые магматиты преимущественно основного состава, принадлежащие толеитовой и переходной от толеитовой к известково-щелочной петрохимическим сериям [Знаменский, Холоднов, 2018]. По геохимическим параметрам породы золотоносной ассоциации близки к вулканитам баймак-бурибаевской свиты (Baumak-Buribay) (D_{1e2}), датированным по конодонтам на многих участках в северной части зоны ГУР на Южном Урале [Маслов, Артющкова, 2010], и относятся к их возрастным аналогам. Вулканогенные комплексы баймак-бурибаевской свиты, слагающие фронтальную палеостровную дугу [Косарев и др., 2005], в южных районах Магнитогорской мегазоны вмещают колчеданные месторождения (Гай (Gai), Бакр-Тау (Bakr-Tau) и др.). Предполагается, что Николаевское месторождение сформировалось в зоне сочленения северного замыкания фронтальной дуги с задуговым бассейном [Знаменский, Холоднов, 2018]. В этой зоне в позднеэмское время господствовал геодинамический режим относительного сжатия, благоприятный для формирования порфирового оруденения [Sillitoe, 2000].

С целью выяснения физико-химических условий, обусловивших формирование в колчеданоносных комплексах золотого оруденения, состава и возможных источников минералообразующих флюидов, нами на Николаевском месторождении изучены флюидные включения, элементы-примеси и изотопные соотношения углерода, кислорода и серы в минералах руд.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Николаевское месторождение приурочено к тектоническому блоку осадочных и вулканогенных пород, залегающему среди меланжированных серпентинитов. В основании рудовмещающего разреза залегает пачка слоистых глинисто-кремнистых сланцев, известняков и вулканомиктовых пород (см. рис. 1). Вышележащая часть сложена плагиофировыми и пироксен-плагиофировыми базальтами, туфами и тефроидами основного состава. Стратифицированные отложения прорваны телами крупнозернистых габбро и более поздними многочисленными дайками плагиофировых долерит-порфиритов, мелкозернистых габбро-диорит-порфиритов и их магматогенных брекчий. Эффузивные и интрузивные породы, обладающие геохимическими характеристиками надсубдукционных образований, по химическому составу близки между собой и объединяются в вулкано-интрузивную ассоциацию [Знаменский, Холоднов, 2018].

Рудные тела Николаевского месторождения представляют собой линейные сульфидно-карбонат-кварцевые штокверки (рис. 2), локализованные главным образом в эндо-экзоконтактных зонах даек долерит-порфиритов, габбро-диорит-порфиритов и магматогенных брекчий. Методом LA-ICP-MS установлено, что карбонат в рудных прожилках представлен кальцитом ($CaO=51.9-56.38$ %, $MgO=0.05-0.13$ %, $FeO=0.07-0.18$ %, $MnO=0.25-0.6$ %, $SrO=0.13-0.43$ %, $BaO \leq 0.0005$ %, $PbO \leq 0.0002$ % $ZnO \leq 0.0001$, $n=14$ ан.). Среди сульфидов преобладает пирит. В подчиненном количестве присутствуют

пирротин, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, самородное тонкодисперсное золото и, возможно, теннантит. Количество сульфидов не превышает 10 об. %.

Рудовмещающие породы, включая дайки, подверглись дорудной пропилитизации (ассоциация актинолита, эпидота, хлорита и пирита) (рис. 3). Метасоматические изменения этого типа происходят при температурах выше 300 °С [Метасоматизм..., 1998]. Золоторудная минерализация сопровождается пропилитами более низкотемпературной альбит-хлоритовой фации. В состав околорудных метасоматитов входят альбит, хлорит, кальцит, кварц, пренит и местами серицит и биотит. По данным А.И. Грабежева и Е.А. Белгородского [1992], метасоматиты пропилитового типа являются отличительной особенностью порфировых проявлений зоны ГУР, связанных с низкокалийевыми гранитоидами. На Николаевском месторождении довольно широко развиты послерудные кварц-карбонатные и карбонатные прожилки. Рудовмещающий разрез нарушен разломами надвигового типа, по-видимому, сформировавшимися в позднем палеозое на коллизионной стадии развития зоны ГУР.

По результатам поисковых работ, выполненных в 2007–2009 г.г. ОАО «Башкиргеология» (Bashkirgeologiya), прогнозные ресурсы Николаевского месторождения по категории Р₁ оценены в 9.5 т при среднем содержании золота 6.01 г/т. Содержание серебра в рудах не превышает 3.9 г/т, составляя в среднем 1.28 г/т. Концентрации Cu и Mo в рудах не определялись.

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

Проведены микротермометрические исследования флюидных включений в кварце и кальците золотоносных сульфидно-карбонат-кварцевых прожилков. Кроме того, методом рамановской спектроскопии определен газовый состав индивидуальных флюидных включений в кварце.

Микротермометрические исследования

Анализ проводился в микротермокамере Linkam TMS-600 с использованием оптического микроскопа Olympus BX 51 и программного обеспечения LinkSystem 32 DV-NC в лаборатории термобарогеохимии Южно-Уральского государственного университета (г. Миасс, аналитик Н.Н. Анкушева). Погрешность измерительной аппаратуры составляет $\pm 0.1^\circ\text{C}$ в интервале $-20\dots+80^\circ\text{C}$ и $\pm 1^\circ\text{C}$ – за пределами этого интервала. Солевой состав растворов оценивался по температурам эвтектик [Davis et al., 1990; Spencer et al., 1990]. Температуры гомогенизации включений фиксировались в момент растворения газовой фазы при нагревании шлифа в микротермокамере. Концентрации солей в растворах включений определены по температурам плавления последних кристаллических фаз во включениях с использованием [Bodnar, Vityk, 1994]. Проанализировано более 100 включений в кварце и в кальците. Обработка результатов выполнена в программе Statistica 6.1.

В кварце Николаевского месторождения изучены первичные и первично-вторичные двухфазные флюидные включения размером 10–20 мкм уплощенной, часто удлиненной формы без отростков с элементами кристаллографических граней (рис. 4). Объем газовой фазы во включениях достигает 20–30 %. Кроме того, выявлены вторичные включения, которые располагаются в виде цепочек или скоплений вдоль трещин.

Первичные и первично-вторичные включения в кварце имеют сходные термобарогеохимические характеристики и содержат растворы с температурами эвтектики от -31.0 до -37.8 °С ($n=80$), что свидетельствует о присутствии водно-солевого раствора состава $MgCl_2-NaCl-H_2O$. Отдельные флюидные включения этой же ассоциации содержат растворы с температурами эвтектики $-23...-24$ °С ($n=15$). Эти температуры близки к температурам плавления эвтектик водно-солевых растворов состава $NaCl-H_2O$ с примесью KCl . Концентрации солей составляют $5.8-9.6$ мас. % $NaCl$ -экв. с пиком значений на гистограмме $7-8$ мас. % $NaCl$ -экв. (рис. 5) Включения гомогенизировались в жидкую фазу при температурах от 200 до 260 °С. Распределение температур гомогенизации на гистограмме полимодальное с широким пиком $230-250$ °С.

В кальците из рудных прожилков, образующем скрытокристаллические агрегаты и тонкие прожилки, секущие зерна кварца, также выявлены двухфазные флюидные включения размером до 5 мкм (см. рис. 4). Они имеют округлую форму и образуют группы по $3-4$ включения. Температуры эвтектики растворов включений варьируют в интервале от -23 до -23.7 °С ($n=10$), что отражает присутствие в растворе солевой системы $NaCl-H_2O$ с примесью KCl . Концентрации солей составили $4.1-6.4$ мас. % $NaCl$ -экв. Пик значений солёности приходится на интервал $4.5-5$ мас. % (см. рис. 5). Гомогенизация включений происходила при $205-227$ °С с пиком значений на гистограмме $210-215$ °С.

Газовый состав включений в кварце

Определение газового состава флюида во включениях в кварце выполнено с использованием рамановского спектрометра Horiba LabRam HR800 Evolution с микроскопом Olympus BX-FM (объектив MPlan N x100) и He-Ne-лазером (длина волны возбуждения 514 нм), дифракционной решеткой 1800 шт/мм, работающего в режиме конфокальной съемки с пространственным латеральным разрешением порядка 2 мкм и по глубине порядка 3 мкм в Институте геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитик Е.А. Панкрушина).

По спектрам рамановского рассеяния [Burke, 2001] во включениях в кварце идентифицированы CO_2 , N_2 , CH_4 в следующих соотношениях: CO_2 (от 29.3 до 34.4 мол. %), CH_4 (от 40.2 до 55.4 мол. %), N_2 (от 8.6 до 30.5 мол. %) (табл. 1).

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В КВАРЦЕ СУЛЬФИДНО-КАРБОНАТНО-КВАРЦЕВЫХ ПРОЖИЛКОВ

Элементы-примеси в кварце определялись методом лазерной абляции на масс-спектрометре Agilent 7700x с программным комплексом MassHunter и лазерной приставкой New Wave Research Up-213 в Институте минералогии УрО РАН (г. Миасс, аналитик Д.А. Артемьев). Параметры лазера: Nd:YAG, длина волны излучения 213 нм, энергия пучка – $15-17$ Дж/см², частота повторения импульсов $10-15$ Hz. Диаметр пятна абляции – 100 мкм, предабляции – 110 мкм, несущий газ – He, скорость потока – 0.65 л/мин. Время работы лазера: 10 с (предабляция) + 30 с (холостой ход) + 60 с (время анализа). Параметры масс-спектрометра: RF Power – 1550 Вт, рабочий газ – Ar, скорость несущего потока 1.05 л/мин. Калибровка масс-спектрометра осуществлялась на калибровочных мультиэлементных растворах. Время интегрирования составляло $10-30$ мс. Для градуировки и расчета использовались международные стандарты стекол – NIST

SRM-612 и USGS BCR-2g. Расчет производился в программе Iolite с использованием 29Si в качестве стандарта. Для исследований использованы два образца, в каждом из которых изучено по 5 зерен кварца.

В кварце установлены следующие элементы-примеси: Li, Na, Mg, Al, P, K, Ca, Sc, Ti, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Ge, As, Sr, Ag, Cd, Sn, Sb, Ba и Pb (табл. 2). Основными примесями являются Na (15.7–62 г/т), Al (11.7–102 г/т), P (25.7–36.5 г/т), K (4.44–49 г/т), Ca (33–64 г/т) и в некоторых пробах Fe (до 113 г/т) и Cu (до 58 г/т). Изучение химического состава кварца методом лазерной абляции выполнено впервые на месторождениях золота Южного Урала.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ И ИТТРИЯ В КАЛЬЦИТЕ СУЛЬФИДНО-КАРБОНАТНО-КВАРЦЕВЫХ ПРОЖИЛКОВ

Определение редкоземельных элементов и иттрия выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на приборе ELAN 9000 фирмы PerkinElmer в Институте геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитик Д.В. Киселева). Нормирование производилось на хондрит CI [McDonough, Sun, 1995]. Аномалии Eu и Ce рассчитывались по формулам: $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N / (Tb_N \times Eu_N)^{0.5})^{0.5}$, $Ce/Ce^* = Ce_N / ((2La_N + Sm_N)/3)$. Результаты определений приведены в табл. 3.

Кальцит имеет следующие содержания РЗЭ, Y и значения геохимических коэффициентов: $\sum PZ\text{Э} = 1.37\text{--}10.88$, $Y = 0.91\text{--}11.64$, $La_N/Yb_N = 0.2\text{--}0.9$, $La_N/Lu_N = 0.07\text{--}1.07$, $Eu/Eu^* = 1.99\text{--}5.25$, $Ce/Ce^* = 0.39\text{--}0.82$, $Y/No = 28.7\text{--}54.1$.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА КАЛЬЦИТА СУЛЬФИДНО-КАРБОНАТНО-КВАРЦЕВЫХ ПРОЖИЛКОВ

Аналитические исследования выполнены в ЦКП «Геонаука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН на масс-спектрометре DELTA V Advantage (рук. Л.Н. Андреев), а также в аналитическом центре Дальневосточного геологического института ДВО РАН (рук. Т.А. Веливецкая) на изотопном масс-спектрометре MAT 253 (Thermo Fisher Scientific). Точность определений $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ в первой лаборатории составляла $\pm 0.2\%$, во второй – $\leq 0.1\%$. Результаты измерений $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ (табл. 4) даны в отношении к международным стандартам PDB и SMOW, соответственно. Для контроля сходимости результатов в пробе Н-1 изотопный состав углерода и кислорода определен в обеих лабораториях. Различия в полученных результатах сопоставимы с аналитической погрешностью.

Изотопные соотношения кислорода в кальците золотоносных сульфидно-карбонатно-кварцевых прожилков варьируют в интервале от 11.9 до 13.9 ‰, а углерода – от -4.5 до 0.5 ‰. Значения $\delta^{18}O_{H_2O}$ рудообразующего флюида, рассчитанные для температуры гомогенизации флюидных включений в кальците 230 °С [Zheng, 1999], составили 3.6...5.6 ‰. Величины $\delta^{13}C_{CO_2}$ флюида, равновесного с кальцитом при температуре 230 °С [Ohmoto, Rye, 1979], изменяются от -4.1 до 1.4 ‰.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ СУЛЬФИДОВ СУЛЬФИДНО-КАРБОНАТНО-КВАРЦЕВЫХ ПРОЖИЛКОВ

Стабильные изотопы серы изучены в пирите и арсенопирите золотых руд (табл. 5). Определения изотопного состава серы выполнены на масс-спектрометре Delta^{PLUS} Advantage, сопряженным с элементарным анализатором EA Flash 1112 и интерфейсом ConFlo III в Институте минералогии УрО РАН (г. Миасс, аналитик С.А. Садыков). Погрешность определений $\delta^{34}\text{S}$ составила 0.27 ‰. Результаты измерений даны относительно международного стандарта CDT. Согласно полученным данным, значения $\delta^{34}\text{S}$ в пирите составляют 6.75–9.87 ‰, в арсенопирите – 8.7 ‰.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Результаты термобарогеохимических исследований показали, что флюидные включения в кварце Николаевского месторождения гомогенизируются при температурах 260–200 °С, а в кристаллизовавшемся позднее кальците – при температурах 227–205 °С. В изученных образцах трехфазных включений с жидкой углекислотой не обнаружено, что не позволило ввести поправку на давление к температуре гомогенизации и установить истинную температуру минералообразования. Микротермометрические данные хорошо согласуются с температурой формирования околорудных пропицитов альбит-хлоритовой фации, которая составляет 200–250 °С [Метасоматизм..., 1998]. Исходя из этого, мы считаем, что температура гомогенизации включений близка к истинной температуре минералообразования. По-видимому, в зонах биотитизации температура в околорудном ореоле была выше. Например, в современных геотермах биотит устойчив в интервале температур 280–340 °С [Reyes, 1998]. В целом, температуры образования околорудных метасоматитов, а также карбонат-кварцевых прожилков соответствуют уровню мезозоны. Отложение кварца и кальцита происходило из К-Mg-Na водно-хлоридных флюидов, обладавших невысокой соленостью (4.5–11.9 мас.% NaCl экв.). По данным рамановской спектроскопии минералообразующий флюид содержит CO_2 , N_2 и CH_4 .

С помощью высокочувствительного метода LA-ICP-MS установлено, что рудный кварц характеризуется невысокими содержаниями алюминия (11.7–102 г/т) и титана (0.051–0.64 г/т). Согласно результатам моделирования [Rusk et al., 2008], концентрации алюминия в кварце отражают растворимость этого элемента в гидротермальном флюиде, которая контролируется рН флюида. Общая тенденция заключается в падении концентраций Al в кварце при увеличении рН флюида. Результаты исследований дают основание предполагать, что кварц Николаевского месторождения кристаллизовался из низкоглиноземистого слабокислого флюида.

Концентрации Ti в кварце являются функцией температуры флюида и закономерно повышаются при ее увеличении [Rusk et al., 2006; Wark, Watson, 2006]. Эмпирически установлено, что содержания титана менее 10 г/т характерны для гидротермального кварца, формирующегося при $T < 350^\circ\text{C}$ [Rusk et al., 2008]. По-видимому, низкие содержания Ti в рудном кварце Николаевского месторождения в значительной мере обусловлены невысокой температурой его кристаллизации.

Количественные соотношения алюминия и титана в кварце могут быть использованы для оценки (вероятно, предварительной) формационной принадлежности месторождений. Б.Г. Раском [Rusk, 2012] предложена диаграмма для разделения по этому показателю эпitherмальных, орогенных золоторудных (мезотермальных) и порфировых месторождений (рис. 6). На диаграмме Al-Ti точки составов кварца Николаевского

месторождения концентрируются между полями мезотермальных и эпитеермальных месторождений, частично попадая в поле последних.

К числу информативных индикаторов процессов гидротермального рудогенеза относятся модели распределения РЗЭ и Y в кальците, так как лантаноиды и иттрий имеют близкие к кальцию ионные радиусы и могут замещать его в кристаллической решетке этого минерала.

Кальцит Николаевского месторождения обладает невысокими концентрациями РЗЭ (1.19–10.88 г/т). Спектры распределения РЗЭ, нормированные на хондрит, отличаются накоплением тяжелых лантаноидов ($La_N/Yb_N=0.24-0.9$) (рис. 7), что характерно для карбоната, кристаллизующегося из флюида повышенной щелочности и обогащенного комплексообразующими лигандами [Schwim, Matk, 2005]. Судя по значениям $La_N/Lu_N (<1)$, ведущую роль во фракционировании РЗЭ во флюиде играл механизм комплексообразования [Bau, 1991].

На спектрах распределения РЗЭ отчетливо выражены положительные аномалии Eu (1.99–5.25) и отрицательные аномалии Ce (0.39–0.82). Положительные аномалии Eu свидетельствуют о том, что кальцит кристаллизовался в низкотемпературной обстановке ($<250^{\circ}\text{C}$) из гидротермальных растворов, которые приобрели спектры распределения РЗЭ в процессе взаимодействия порода/флюид в высокотемпературной обстановке ($>250^{\circ}\text{C}$), существовавшей до кристаллизации кальцита [Bau, Möller 1992; Castorino, Mos, 2008; Znamensky et al., 2017], скорее всего на стадии формирования дорудных актинолит-эпидотовых пропилитов. В высокотемпературных условиях во флюиде доминировал Eu^{2+} , который при понижении температуры был окислен до Eu^{3+} . При этом общее его количество во флюиде не изменилось. По сравнению с двухвалентной формой, Eu^{3+} имеет меньший ионный радиус и обладает большой способностью входить в кристаллическую решетку кальцита. Это и обусловило появление на спектрах распределения РЗЭ положительных аномалий европия.

Позитивные аномалии Eu, сочетающиеся с негативными аномалиями Ce, указывают на изменение окислительно-восстановительных условий в процессе миграции и эволюции флюида. Отрицательные аномалии Ce могут быть обусловлены рядом факторов. Возможно, они являются результатом взаимодействия минералообразующего флюида с морскими известняками, присутствующими в разрезе месторождения. Для морских известняков характерны отрицательные аномалии Ce. Они выявлены, в частности, в нижнедевонских известняках зоны ГУР [Знаменский и др, 2013]. В процессе взаимодействия флюид/известняк аномалии Ce сохраняются [Castorina, Masi, 2008]. При этом происходит деплетация легких редких земель, так как по сравнению с ними тяжелые лантаноиды образуют более устойчивые комплексные соединения. Обогащение кальцита Николаевского месторождения тяжелыми лантаноидами может служить индикатором такого взаимодействия.

Кроме того, в гидротермальную систему месторождения, по всей вероятности, вовлекались метеорные воды, хондрит-нормированные графики распределения РЗЭ в которых отличаются наличием отрицательных аномалий Ce [Elderfield et al., 1990].

О возможных источниках рудообразующих флюидов позволяют судить величина отношения Y/No в минералах руд [Bau, 1996; Bao et al., 2008; и др.]. Значения Y/No в кальците Николаевского месторождения варьируют в широких пределах от 28.7 до 54.1. Часть из них попадает в интервал величин Y/No магматического кальцита и рудоносных даек долерит-порфиритов и габбро-диорит-порфиритов Николаевского месторождения, а

другая – в интервал значений Y/No морских карбонатов, в том числе и нижнедевонских известняков зоны ГУР, а также морской воды (рис. 8). Полученные данные позволяют предполагать участие в формировании кальцита Николаевского месторождения компонентов как магматогенной природы, так и извлеченных из известняков. По-видимому, в процессах минералобразования участвовала также морская вода, захороненная в порах пород. Накопление вулканогенных и осадочных пород Николаевского месторождения происходило в подводных условиях в пределах энсиматической островной дуги, формировавшейся в Палеоуральском океаническом бассейне [Пучков, 2010]. Поэтому присутствие в рудовмещающих породах океанической воды представляется весьма вероятным.

Значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ в кальците Николаевского месторождения варьируют в интервале от 11.9 до 13.9 ‰ и от -5.0 до 0.5 ‰ соответственно (табл. 4). Судя по модельным величинам $\delta^{18}O_{H_2O}$ флюида (3.6...5.6 ‰) в равновесии с кальцитом при температуре 230 °С (максимальной температуре гомогенизации флюидных включений в кальците), в его состав, по крайней мере, во время отложения кальцита, входила смесь метеорной и магматической воды (рис. 9). Как уже отмечалось выше, на присутствие во флюиде метеорных вод указывают отрицательные аномалии $\delta^{13}C$ на спектрах распределения РЗЭ в кальците. Судя по небольшой величине аномалий $\delta^{13}C$, ее доля, по-видимому, была незначительной.

Значения изотопного состава углекислоты флюида, равновесного с кальцитом при температуре 230 °С, свидетельствуют об участии в рудообразовании наряду с магматическим углеродом ($\delta^{13}C = -4.1...-3.5$ ‰) углерода, извлеченного из вмещающих пород, по-видимому, главным образом из известняков ($\delta^{13}C = -1.3...-1.4$ ‰). Результаты изотопных исследований хорошо согласуются с приведенными выше данными по распределению РЗЭ и Y в кальците.

Изотопные соотношения серы в пирите Николаевского месторождения составляют 6.88...9.87 ‰, в арсенопирите – 8.70 ‰ (табл.5). Тяжелый изотопный состав серы может быть связан с ее мобилизацией из вмещающих осадочных пород и известняков, которые содержали морские сульфаты, или с вовлечением в рудогенез сульфат-иона $[SO_4]^{2-}$ морской воды, захороненной в порах. Следует отметить, что на другом золото-порфировом объекте Южного Урала – Юбилейном месторождении – пирит также обогащен тяжелым изотопом серы (8.5...9.0‰), что, по мнению А.И. Грабежева [2014], свидетельствует об изотопном обмене флюида с вмещающими породами.

Таким образом, золоторудная минерализация Николаевского месторождения сформировалась в мезотермальных условиях. В рудообразовании участвовали флюиды преимущественно магматической природы с подчиненным количеством метеорной воды и, по-видимому, морской воды, захороненной в порах пород. Установлены геохимические признаки взаимодействия флюида с вмещающими породами. Кристаллизация кварца и кальцита рудных прожилков происходила из К-Mg-Na водно-хлоридных флюидов с невысокой соленостью. При этом кварц отлагался из низкоглиноземистых слабокислых гидротерм, а кальцит – из флюида повышенной щелочности, обогащенного тяжелыми лантаноидами. По условиям образования Николаевское месторождение сходно с (Au±Cu)-кварц-сульфидными месторождениями переходного от порфирового к эпитермальному типа, выделяемого Г.Д. Корбеттом и Т.М. Личем [Corbett, Leach, 1998] в островодужных порфирово-эпитермальных системах юго-западной части Тихоокеанского рудного пояса.

Изотопные и геохимические исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 17-45-020717). Термобарогеохимические исследования поддержаны г/б темой Института минералогии УрО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

Грабежев А.И. Sr-Nd-C-O-H-S изотопно-геохимическая характеристика медно-порфировых флюидно-магматических систем Южного Урала: вероятные источники вещества // Литосфера, 2009, № 6, с. 66–89.

Грабежев А.И. Юбилейное Cu-Au-порфировое месторождение (Южный Урал, Россия): SHRIMP-II U-Pb-возраст циркона и изотопно-геохимические особенности рудоносных гранитоидов // Доклады АН, 2014, т. 454 (3), с. 315–318.

Грабежев А.И., Белгородский Е.А. Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений. Екатеринбург, Наука, Урал. отделение, 1992, 199 с.

Грабежев А.И., Шардакова Г.Ю., Ронкин Ю.Л., Азовска О.Б. Систематика U-Pb возрастов цирконов из гранитоидов медно-порфировых месторождений Урала // Литосфера, 2017, т.17 (5), с. 113–126.

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.

Знаменский С.Е., Холоднов В.В. Петролого-геохимические особенности рудовмещающих эффузивных и интрузивных пород Николаевского месторождения золото-порфирового типа (Южный Урал) // Литосфера, 2018, т. 18 (4), с. 607–620.

Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. (2005) Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом аспекте// Литосфера, 2005, № 4, с. 22–41.

Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа, ДизайнПолиграфСервис, 2010, 288 с.

Метасоматизм и метасоматические породы / под. ред. В.А. Жарикова. М., Научный мир, 1998, 492 с.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа, ДизайнПолиграфСервис, 2010, 280 с.

Bao S., Zhou H., Peng X., Ji F., Yao H. Geochemistry of REE and yttrium in hydrothermal fluids from the Endeavour segment, Juan de Fuca Ridge // Geochemical Journal, 2008, v. 42, p. 359–370.

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.

Bau M. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf and lanthanide tetrad effect // Contrib. Mineral. Petrol., 1996, v. 123, p. 323–333.

Bau M., Möller P. Rare Earth Element Fractionation in Metamorphogenic Hydrothermal Calcite, Magnesite and Siderite // Mineralogy and Petrology, 1992, v.45, p. 231–246.

Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications (Eds. De Vivo B. and Frezzotti M.L). Pontignana-Siena, Virginia Polytechnic Institute and State University, 1994, p. 117–130.

Burke E.A.J. Raman microspectrometry of fluid inclusions // Lithos, 2001, v. 55, p. 139–158.

Castorina F., Masi U. REE and Nd-isotope evidence for the origin siderite from the Jebel Awam deposit (Central Morocco) // Ore Geology Reviews, 2008, v. 34, p. 337–342.

Corbett G.J., Leach T.M. Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: Structure, Alteration and Mineralization. Special Publications of the Society of Economic Geologists, 1998, № 6, 214 p.

Davis D.W., Lowenstein T.K., Spenser R.J. Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl₂-H₂O and CaCl₂-NaCl-H₂O // *Geochim. Et Cosmochim. Acta*, 1990, v. 54, p. 591–601.

Elderfield H., Upstill-Goddard R., Sholkovitz E.R. The rare earth elements in rivers, estuaries and coastal seas and their significance to the composition of ocean waters // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1990, v. 54, p. 971–991.

McDonough W. F., Sun S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*, 1995, v. 120, p. 223–253.

Keller J., Hoefs J. Carbonatite volcanism: Oldoinyo Lengai and the petrogenesis of natrocarbonatites. Berlin, Springer, 1995, 123 p.

Kovalenker V.A. Porphyry-epithermal ore-forming systems: contours of problem // Proceedings of the International scientific and practical geological conference "Problems of ore deposits and maximizing the prospecting efficiency". Tashkent: IMP, 2003, p. 148–149/

Ohmoto H., Rye R.O. Isotopes of sulfur and carbon // *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (Eds. Barner H.L.). New York, Wiley, 1979, p. 509–567.

Plotinskaya O.Yu., Grabezhev A.I., Tesselina S., Seltnann R., Groznova E.O., Abramov S.S. (2017) Porphyry deposits of the Urals: Geological framework and metallogeny // *Ore Geology Reviews*, 2017, v. 85, p. 153–173.

Reyes A.G. Petrology and mineral alteration in hydrothermal systems: From diagenesis to volcanic catastrophes. Geothermal Training Programme. Report 1998, № 8, 78 p.

Rollinson H. R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. London : Longman Scientific and Technical, 1993, 352 p.

Rusk B.G. Cathodoluminescent textures and trace elements in hydrothermal quartz // *Quartz: Deposits, Mineralogy and Analytics*. New-York, Springer, 2012, 360 p.

Rusk B.G., Lowers H.A., Reed M.H. Trace elements in hydrothermal quartz: Relationships to cathodoluminescent textures and insights into vein formation // *Geology*, 2008, v. 36, № 7, p. 547–550.

Rusk B.G., Reed M.H., Dilles J., Kent A. Intensity of quartz cathodoluminescence and trace content of quartz from the porphyry copper deposit in Butte, Montana // *American Mineralogist*, v. 91, p. 1300–1312.

Spenser R.J., Moller N., Weare The prediction of mineral solubilities in mineral waters: a chemical equilibrium model for the Na-K-Ca-Mg-Cl-SO₄ sistem at temperatures below 25°C // *Geochim. Et Cosmochim. Acta*, 1990, v. 54, № 3, p. 575–602.

Schwinn G., Markl G. REE systematics in hydrothermal fluorite // *Chemical Geology*, 2005, v. 216, p. 225–248.

Sillitoe R.H. Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery // *SEG Reviews*, 2000, v. 13, p. 315–345.

Sillitoe R. H. Porphyry Copper Systems // *Economic Geology*, 2010, v. 105, p. 3–41.

Taylor, B. Magmatic volatiles: Isotopic variation of C, H, and S // *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes: Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy* (Eds Valley J.W., etc), 1986, v. 6, p. 185–225.

Wark D., Watson E.B. TinaniQ: a tinanium-in-quartz geothermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2006, v. 152, p. 743–754.

Zheng Y.-F. Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals // *Geochemical Journal*, 1999, v. 33, p. 109–126.

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. 1070–1080.

Знаменский Сергей Евгеньевич
Тел.: 89610433312
e-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru

Подрисуночные подписи к статье С.Е. Знаменского, Н.Н. Анкушевой, А.В. Сначева «Условия формирования и источники рудообразующих флюидов Николаевского месторождения золота (Южный Урал)»

Рис. 1. Геологический разрез Николаевского месторождения по профилю Н-7 (составлен с использованием данных Учалинского филиала ОАО «Башкиргеология»)

1 – слоистые туфы и тефроиды основного состава; 2 – пироксен-плагиофировые, иногда плагиофировые базальты и их туфы; 3 – плагиофировые базальты, с подчиненными прослоями туфов основного состава; 4 – глинисто-кремнистые сланцы, вулканомиктовые алевриты, песчаники и гравелиты; 5 – органогенные известняки; 6 – дайки долерит-порфиритов и габбро-диорит-порфиритов; 7 – габбро; 8 – магматогенные брекчии габбро-диорит-порфиритов; 9 – серпентиниты; 10 – геологические границы; 11 – разломы; 12 – рудные тела.

Рис. 2. Прожилковые сульфидно-карбонатно-кварцевые руды Николаевского месторождения.

Рис. 3. Метасоматическая зональность по профилю Н-7.

1 – дорудные пропилиты эпидот-актинолитовой фации; 2 – околорудные пропилиты альбит-кальцит-хлоритовой фации. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

Рис. 4. Флюидные включения в кварце (а) и кальците (б).

Рис. 5. Результаты исследований флюидных включений.

а-б – распределение значений солёности и температур гомогенизации включений, в – соотношение солёности и температур гомогенизации включений; 1 – кварц, 2 – кальцит.

Рис. 6. Диаграмма Al-Ti для кварца Николаевского месторождения.

Римскими цифрами обозначены поля составов рудного кварца эпитермальных (I), орогенных золоторудных (II) и порфировых (III) месторождений [Rusk, 2012].

Данные по Николаевскому месторождению показаны полыми кружками.

Рис. 7. Графики распределения РЗЭ в кальците.

Рис. 8. Величина отношений Y/No в кальците.

Значения Y/No в хондрите, магматическом кальците, морских известняках, современной морской воде по [Вау, 1996], в нижнедевонских известняках зоны ГУР по [Знаменский и др., 2013], базальтах, долерит-порфиритах и габбро-диорит-порфиритах Николаевского месторождения по [Знаменский, Холоднов, 2018].

Рис. 9. Изотопный состав углерода и кислорода минералообразующего флюида в равновесии с кальцитом.

А – поле карбонатитов [Keller, Hoefs, 1993]; изотопные составы: Б – углерода магматического или глубинного корового флюида [Taylor, 1986], В – морских известняков, Г – кислорода метеорной воды, Д – кислорода магматической воды [Rollinson, 1993].

Данные по Николаевскому месторождению показаны полыми кружками.

Табл. 1. Расчетные значения мольной доли компонентов X_a (мол. %) флюидных включений в кварце

№ п/п	№ образца	$X_{CO_2} \pm \Delta X_{CO_2}$	$X_{N_2} \pm \Delta X_{N_2}$	$X_{CH_4} \pm \Delta X_{CH_4}$
1	H-5	29.3±9.4	30.5±12.4	40.2±9.9
2	H-7	34.4±5.5	8.6±4.2	55.4±4.5

Табл. 2. Содержание (г/т) элементов-примесей в кварце

Элемент/ образец	Н-5-1	Н-5-2	Н-5-3	Н-5-4	Н-5-5	Н-7-1	Н-7-2	Н-7-3	Н-7-4	Н-7-5
Li	1.28	2.71	0.81	0.57	1.39	1.04	0.39	0.73	1.09	0.67
Na	35.2	62	24.7	40.7	23.8	21.4	27.2	15.7	46.1	26.5
Mg	2.86	3.25	0.56	1.21	1.93	0.36	3.9	0.53	0.33	1.11
Al	50	55.5	45.8	34.2	54.7	71.8	102	11.7	76.3	12.1
P	36.5	35.8	36.2	35.2	36.9	31.5	29.9	26.5	25.7	38.3
K	19.6	22.8	11.1	14.3	15.8	32.5	49	4.44	37.1	6.49
Ca	49	37	33	37	49	50	64	54	48	44
Sc	2.42	2.4	2.42	2.26	2.37	2.36	2.1	2.24	2.14	2.18
Ti	0.41	0.41	0.36	0.23	0,44	0.33	0.64	0.051	0.197	0.087
V	0.012	0.029	0.003	<0.002	<0.001	<0.004	0.23	0.003	0.003	0.006
Cr	0.72	1.94	0.72	0.48	0.53	0.28	1.23	0.49	0.53	0.5
Mn	0.017	0.008	0.008	0.016	0.03	<0.009	<0.003	0.027	0.055	0.017
Fe	<0.18	<0.13	<0.69	<0.36	0.17	73	113	51,5	55	67.9
Ni	0.51	0.46	0.282	0.36	0,3	0,26	0.28	0.3	0.32	0.33
Cu	0.038	0.148	0.148	0.227	0.093	31	58	23	24.8	37.1
Zn	0.43	0.49	0.136	0.15	0.17	0.56	1.55	0.34	0.36	0.67
Ge	0.47	0.55	0.45	0.48	0.44	1.63	1.46	1.04	1.52	0.95
As	0.62	0.48	0.48	0.7	0.54	1.14	2.77	1.11	1.32	1.24
Sr	0.112	0.052	0.096	0.087	0.106	0.037	0.112	0.048	0.05	0.083
Mo	<0.016	0.001	<0.012	0.003	<0.001	<0.007	0.009	<0.016	<0.012	<0.014
Ag	0	<0.003	0.009	0.006	0.007	0.006	0.052	0.002	0.016	0.084
Cd	0.183	0.049	0.026	0.068	0.043	0.049	0.112	0.047	0.146	0.082
Sn	0.132	0.168	0.184	0.163	0.179	0.144	0.173	0.142	0.107	0.132
Sb	0.175	0.298	0.282	0.215	0.209	0.258	0.138	0.025	0.124	0.062
Ba	1.2	0.72	0.89	0.6	0.85	0.64	1.38	0.19	0.64	0.247
W	0.009	0.013	0.014	0.028	0.003	0.003	0.025	<0.003	0.005	0.013
Pb	0.117	0.119	0.067	0.046	0.043	0.073	0.081	0.037	0.063	0.056

Табл. 3. Содержание (г/т) редкоземельных элементов в кальците

Элемент/образец	H-1	H-2	H-3	H-4	H-5	H-6	H-7	H-9	H-10
La	0.04	0.79	0.32	0.31	0.76	0.12	0.1	0.51	0.14
Ce	0.11	1.69	0.58	0.72	1.53	0.19	0.21	0.52	0.19
Pr	0.02	0.26	0.13	0.15	0.27	0.04	0.04	0.17	0.05
Nd	0.12	1.43	0.81	0.86	1.21	0.21	0.22	0.93	0.31
Sm	0.06	0.52	0.33	0.36	0.41	0.07	0.08	0.35	0.13
Eu	0.26	1.25	0.64	0.91	0.42	0.09	0.08	0.39	0.31
Gd	0.15	0.84	0.59	0.60	0.61	0.15	0.1	0.67	0.27
Tb	0.03	0.14	0.11	0.11	0.13	0.03	0.02	0.11	0.05
Dy	0.20	0.99	0.72	0.75	0.95	0.26	0.13	0.76	0.42
Ho	0.05	0.28	0.16	0.16	0.24	0.06	0.03	0.20	0.11
Er	0.17	1.06	0.48	0.43	0.71	0.21	0.08	0.68	0.4
Tm	0.02	0.17	0.07	0.06	0.1	0.03	0.01	0.11	0.07
Yb	0.12	1.25	0.33	0.31	0.76	0.21	0.08	0.78	0.5
Lu	0.06	0.21	0.04	0.04	0.12	0.03	0.01	0.13	0.09
$\Sigma P3\Delta$	1.37	10.88	5.31	5.77	8.22	1.7	1.19	6.31	3.04
(La/Yb) _N	0.24	0.45	0.7	0.72	0.72	0.41	0.9	0.47	0.2
(La/Sm) _N	0.43	0.98	0.63	0.56	1.2	1.11	0.81	0.94	0.69
(Gd/Yb) _N	1.03	0.55	1.48	1.6	0.97	0.59	1.03	0.71	0.45
(La/Lu) _N	0.07	0.4	0.86	0.83	0.68	0.43	1.07	0.42	0.17
Eu/Eu*	5.25	3.94	3.18	3.96	1.99	2.21	2.08	2.18	3.56
Ce/Ce*	0.80	0.82	0.61	0.46	0.82	0.63	0.73	0.39	0.53
Y	1.63	11.64	4.59	8.65	7.03	2.23	0.91	8.69	4.61
Y/Ho	32.6	41.2	28.7	54.1	29.3	37.2	30.3	43.5	41.9

Табл. 4. Изотопный состав углерода и кислорода в кальците и равновесном с ним флюиде

№ п/п	№ образца	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$, PDB	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$, SMOW	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}\text{‰}$, PDB	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}\text{‰}$, SMOW
Николаевское месторождение					
1	Н-1*	-4.5*(-4.4)	12.1* (12.3)	-3.6* (-3.5)	3.8* (4.0)
2	Н-2*	-2.0	11.9	-1.1	3.6
3	Н-3*	-1.3	13.0	-0.4	4.7
4	Н-4*	0.5	11.9	1.4	3.6
5	Н-16*	-4.0	13.9	-3.1	5.6
6	Н-7	-2.2	12.7	-1.3	4.4
7	Н-13	-5.0	12.5	-4.1	4.2
8	Н-14	-4.4	13.3	-3.5	5.0
9	Н-15	-0.9	13.3	0	5.0

Примечание. *-анализы выполнены в ИГ Коми УрО РАН, остальные – в ДВГИ ДВО РАН.

Табл. 5. Изотопный состав серы в сульфидах

№ п/п	№ обр.	Минерал	$\delta^{34}\text{S}\text{‰}$, CDT
Николаевское месторождение			
1	Н-5	пирит	6.88
2	Н-6	-//-	7.40
3	Н-7	-//-	9.20
4	Н-8	-//-	9.87
5	Н-9	-//-	6.95
6	Н-10	-//-	6.75
7	Н-12	-//-	7.82
8	Н-11	арсенопирит	8.70

















