

УДК 553.411'48(571.65)

МИНЕРАЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИХ КОБАЛЬТОВЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОБХОД (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

Е. Е. Колова, М. А. Малиновский

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н. А. Шило ДВО РАН,
г. Магадан*

E-mail: kolova@neisri.ru, max_malinovsky@neisri.ru

Проведены минералогические, геохимические и термобарогеохимические исследования кобальтовых руд месторождения Обход, локализованного в юрских осадочных отложениях в экзоконтакте раннемелового амфибол-биотитового гранитоидного массива. Описаны главные рудные минералы. Установлена геохимическая специфика руд – золотоносность, повышенные концентрации в рудах Cu, Ni, Bi, Te. Показано, что рудная минерализация формировалась в присутствии CO₂ в температурном интервале от 436 до 202°C из среднеконцентрированных (22,0–0,53 мас. %-экв. NaCl) гидротермальных растворов, плотность которых варьировала от 0,7 до 1,0 г/см³, а в составе преобладали ионы Na, Fe, Mg, Cl (T_{звт.} = -34 ... -22°C). На основании парагенезиса минералов составлена схема стадийности минералообразования. При КР-спектроскопии дочерних фаз флюидных включений идентифицирован ферропирит. На основании совокупности полученных признаков мы поставили вопрос об отнесении месторождения Обход к Co-Cu-Au типу месторождений, локализуемых в метаосадочных породах.

Ключевые слова: Лево-Сеймканский гранитоидный массив, Co-Cu-Au тип, кобальтин, термобарогеохимия.

ВВЕДЕНИЕ

Гидротермальные кобальтовые месторождения являются важными источниками кобальта, который широко применяется в качестве легирующего элемента при изготовлении сверхтвёрдых, жаропрочных, инструментальных, кислотоупорных, износостойких сплавов и постоянных магнитов, а также в качестве высокоэффективного положительного электрода для производства Li-ion аккумуляторов. Мировая добыча кобальта, по данным USGS, увеличивается каждый год на 10% и уже достигает 110 тыс. т в год, а мировые разведанные запасы этого металла оцениваются всего в 7500000 т (www.usgs.gov), в связи с чем кобальт входит в первую десятку списка критически значимых материалов (экономическое значение / риск поставок сырья), определённого Европейской комиссией по предпринимательству и промышленности в 2010 г. (http://ec.europa.eu/enterprise/policies/raw-materials/files/docs/report-b_en.pdf). Добыча кобальта ведётся в 20 странах мира. Крупнейшие страны-производители кобальтовой руды и концентратов – Республика Конго, Канада, Китай, Россия, Замбия, Австралия, Куба, Марокко. Несмотря на растущее значение экзогенных Co-Ni месторождений, ос-

новым источником Co остаются гидротермальные сульфидные Ni и Cu руды, на долю которых приходится примерно 63% добываемого сырья (Yong, Xinyou, 2000; <http://www.cmmarket.ru>). В последние годы из-за увеличения количества разведываемых в мире новых месторождений цветных металлов доля отечественных запасов Co постепенно снижается и уже составляет менее 5% от мировых. В связи этим поиск, разведка и изучение новых месторождений цветных металлов в России являются одной из важных составляющих экономической безопасности нашей страны.

В рудах мезотермальных месторождений Магаданской области кобальт встречается в виде примесей в сульфидах, реже – в виде кобальтина. В процессе геологического изучения региона были установлены пять мелких месторождений кобальта (Верхне-Сеймканское, Ветвистое, Волочек, Лево-Сеймканское, Обход), отнесенные ранее к Co-As формации (Борисенко и др., 1984; Гамянин, Горячев, 2011). Сейчас они находятся в Госрезерве (www.vsegei.ru). Описание минералого-геохимического состава руд из большинства этих объектов приведено в ряде научных публикаций (Соколова, 1956; Грачева, Крылова, 1959; Кругов, 1974; Goryachev, Gamyagin, 2004; Геодинамика..., 2006; Гамянин, Горячев, 2011). В 2011 г. на удалённом от федеральной дороги

месторождении Обход (было открыто в 1940 г. геолого-поисковым отрядом под руководством И. Р. Якушева и В. С. Ракитиной и после проведения поисковых работ признано в то время перспективным) нам удалось провести несколько маршрутов с отбором образцов для минералогического и геохимического исследования неспецифичных для региона руд.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучены образцы руд, отобранные из рудных тел № 1, 5 и зоны прожилкования в районе рудного тела № 7 месторождения Обход. Минеральный состав, текстурные, структурные особенности и минеральные парагенезисы изучали под оптическим микроскопом в отраженном и проходящем свете. Составы минеральных фаз определяли с помощью рентгеновского электронно-зондового микроанализатора Camebax (г. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, аналитик Т. В. Субботникова). Количественное определение широкого круга химических элементов в рудах проведено на атомно-эмиссионном спектрографе с полуавтоматической просыпкой УСА-5 по разработанной методике «ЭКСА» (г. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, аналитик Т. П. Козырева). Статистическая обработка данных спектрального анализа выполнена в программе Статистика 6.0. Содержания Au, Cu, Ni, Co определяли атомно-абсорбционным методом (г. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, аналитик В. П. Колесова). Микротермометрические исследования флюидных включений осуществлены с использованием измерительного комплекса на основе микротермокамеры THMSG-600 фирмы Linkam, микроскопа Motic, снабженного длиннофокусным объективом 50× фирмы Olimpus и видеокамеры Moticam solution 3 Mpx в соответствии с имеющимися методиками (Ермаков, Долгов, 1979; Калужный, 1982; Реддер, 1987; Мельников и др., 2008). Солевой состав растворов и их концентрацию определяли методом криометрии согласно экспериментальным данным (Борисенко, 1977; Bodnar, Vityk, 1994) (г. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, аналитик Е. Е. Колова). Температуры α - β перехода в кварце изучены на приборе Термоскан (г. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, аналитик Е. С. Санько) с шагом нагрева 20°C/мин. КР-спектроскопия выполнена в ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, при поддержке гранта РФФИ № 13-05-90703 на дисперсионном Раман-микроскопе Lab Ram HR в широком спектральном диапазоне 150–3800 см⁻¹ с возбуждающей линией 514 нм He-Ne лазера и спектральной шириной щели 2 см⁻¹ (аналитик Е. Е. Колова). Разложение сложных контуров проведено с помощью программы Origin 7.5.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА И МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОБХОД

Месторождение расположено в 145 км на северо-запад от г. Магадана в пределах Лево-Сеймканского рудного узла в междуречье Сеймкан (левый приток р. Яна) – Армань (рис. 1) на оси Охотско-Колымского водороздела. В состав Лево-Сеймканского рудного узла входят месторождения Co (Лево-Сеймканское, Обход), Au-Ag (Дударь) и Sn (Террасовый) типов (см. рис. 1). В региональном плане рассматриваемая территория расположена на сочленении структур Вилигинского террейна и Охотско-Корякского орогенного пояса (Геодинамика..., 2006). В этом районе интенсивно проявлен магматизм, отличающийся разнообразием проявлений, длительностью времени образования и широким развитием процессов ассимиляции и метасоматических замещений. Рудный узел локализуется в северном экзоконтакте раннемелового (142–135 МА) Лево-Сеймканского гранитоидного массива, представленного на 90% амфибол-биотитовыми лейкократовыми субщелочными гранитами и на 10% – диоритами, монцодиоритами, а также телами микропегматитовых и миароловых гранит-порфиров (Соболев, 1989; Умитбаев, 1986; Котляр и др., 2001). Площадь массива 55 км². Его северный контакт полого погружается под интенсивно измененные (ороговикованные, скарнированные, пропилитизированные) терригенные отложения верхоянского комплекса, южный – крутопадающий. Ширина ореола контактовых изменений колеблется в пределах 5–10 км. Геолого-поисковыми работами в Лево-Сеймканском рудном узле установлены обширные вторичные ореолы рассеяния Au, Sb, Co, Bi. Для гранитоидов и породообразующих минералов (роговые обманки и биотит) Лево-Сеймканского интрузива свойственны повышенные содержания Fe (отношение FeO + Fe₂O₃/MnO в среднем равно 69), K и Na (отношение K₂O/Na₂O = 0,8–1,2) (Умитбаев, 1986; Соболев, 1989). В шлиховых пробах, отобранных в долинах водотоков, размывающих рудные поля, предшественниками установлены знаки самородного золота (Закандырин, 1956 г.). Разрывные нарушения преимущественно имеют субширотное и север-северо-восточное простирание, к ним приурочены известные рудные проявления и точки минерализации. Рудные тела на всех проявлениях локализуются в оперяющих трещинах отрыва субмеридионального, север-северо-западного и северо-восточного направлений.

Месторождение Обход. Рудное поле расположено в экзоконтактовой зоне Лево-Сеймканского гранитоидного массива. Сложено метаморфически (контактовое ороговикование) и метасоматически (скарнирование, пропилитизация) измененными раннеюрскими глинистыми сланцами с редкими прослоями туфопесчаников,

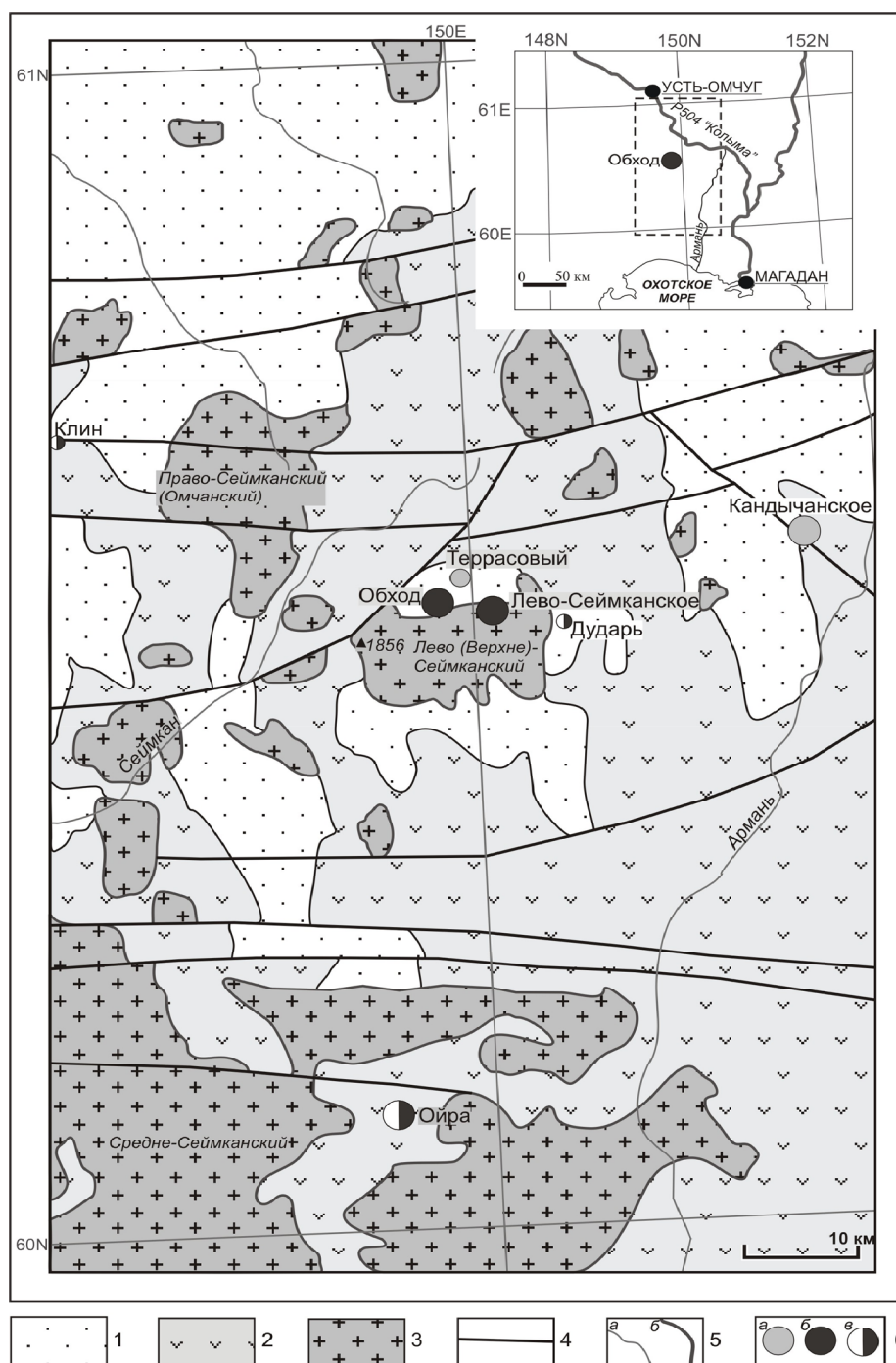


Рис. 1. Геологическая схема междуречья Сеймкан – Армань и сопредельных территорий (по данным Электронного атласа Дальневосточного федерального округа России – http://hags.north-east.ru/flexviewers/atlas_ne): 1 – палеозойские и раннемезозойские терригенные образования верхоянского комплекса; 2 – мезозойские вулканогенные и вулканогенно-терригенные образования Охотско-Корякского орогенного пояса; 3 – раннемеловые гранитоиды сибердыкского комплекса; 4 – тектонические нарушения; 5 – гидросеть (а), федеральная автодорога (б); 6 – месторождения: а – Sn, б – Co, в – Au. На вставке географическое положение участка исследований

Fig. 1. Geological scheme of the area between the Seymkan and Arman rivers and of the adjacent areas (according to the Electronic Atlas of the Far Eastern Federal District of Russia – http://hags.north-east.ru/flexviewers/atlas_ne): 1 – Paleozoic and Early Mesozoic clastic formations of the Upper Yana complex; 2 – Mesozoic volcanic and volcano-clastic formations of the Okhotsk-Koryak orogenic belt; 3 – Early Cretaceous granitoids of the Siberdik complex; 4 – tectonic faults; 5 – drainage system (a), federal highway (b); 6 – deposits: a – Sn, b – Co, v – Au. The inset shows the geographic location of the research area

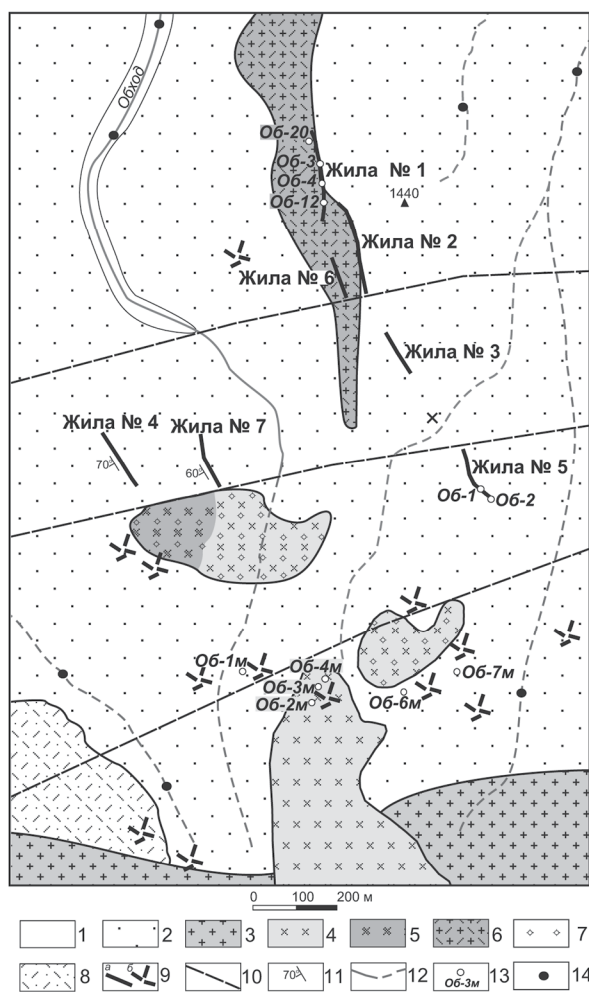


Рис. 2. Геологическая схема месторождения Обход (с использованием фондовых материалов И. В. Демина, 1944 г.; В. К. Уласевича, И. П. Хабарова, 1950 г.; В. В. Закандырина, 1963 г.): 1 – нерасчлененные аллювиально-делювиальные четвертичные отложения; 2 – метасоматически измененные, скарнированные раннеюрские терригенные отложения; 3 – раннемеловые амфибол-биотитовые лейкограниты, гранодиориты, граниты; 4 – диориты; 5 – кварцевые диориты; 6 – риолиты; 7 – порфириды; 8 – вулканогенные образования Хольчанской свиты преимущественно кислого состава; 9 – жилы кварц-хлоритового и кварц-турмалинового состава (а), зоны прожилкования, прослеженные по делювиальным развалам (б); 10 – тектонические нарушения; 11 – элементы залегания рудных тел; 12 – водотоки; 13 – места отбора проб; 14 – шлиховые пробы, содержащие знаки самородного золота

Fig. 2. Geological scheme of the Obkhod Deposit (using collections by I. V. Demin, 1944; V. K. Ulasevich, I. P. Habarova, 1950; V. V. Zakandyrina, 1963): 1 – undifferentiated alluvial-deluvial Quaternary sediments; 2 – metasomatically altered Upper Jurassic terrigenous deposits; 3 – Early Cretaceous amphibole-biotite leucogranites, granodiorites, granites; 4 – diorites; 5 – quartz diorites; 6 – rhyolites; 7 – porphyries; 8 – volcanic rocks of the Holchan suite of mostly acidic composition; 9 – veins of quartz-chlorite and quartz-tourmaline composition (a) veinlet zones tracked by deluvial razvals (b); 10 – tectonic disturbances; 11 – elements of ore body occurrences; 12 – watercourses; 13 – sampling locations; 14 – schlich samples containing native gold marks

прорванных телами риолитов, диоритов, диорит-порфиридов, кварцевых диоритов (рис. 2). Рудные тела представлены шестью хлорит-кварцевыми (№ 1, 2, 3, 4, 5, 6) и одной турмалин-кварцевой (№ 7) крутопадающими (70–80°) жилами, северо-западного, чаще меридионального простирания мощностью 0,1–0,8 м, протяженность от 80 до 200 м, преимущественно с восточным падением под углами 70–80°. Жилы сопровождаются тонкими опережающими и параллельными к ним прожилками. Текстуры руд массивные, гнездово-вкрапленные, брекчиевые, прожилковые.

Содержание основных элементов в рудах по результатам атомно-абсорбционного анализа достигает, г/т: Со – до 326, Си – до 9740, Ni – до 195, Au – до 0,79. Средние значения отношений (по шести пробам): Со/Ni – 2,1, Со/Cu – 0,3, Со/Au – 1586,6.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОБХОД

Жильные минералы представлены кварцем, кальцитом, хлоритом, флюоритом, турмалином; сульфиды – преимущественно пирротин и халькопирит, в подчиненном количестве присутствуют пирит, сфалерит, галенит. Наряду с

ними в рудах отмечены кобальтин, висмутин, сульфотеллуриды висмута, самородное золото, самородный висмут. Кроме того, установлены вторичные минералы – эритрин, бисмит, теллуриды, халькозин, ковеллин. Полный список минералов дан на рис. 6. Рудные минералы отлагаются в интерстициях кварца в виде гнезд и вкрапленников. Количество рудных минералов в жилах и жильно-прожилковых зонах варьирует от 1 до 5, редко до 10%.

Особенность вещественного состава руд месторождения Обход – присутствие повышенных содержаний никеля – до 195 г/т при отсутствии его самостоятельных минералов.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

Самыми ранними рудными минералами являются пирротин и пирит, они образуют неравномерную вкрапленность, скопления в виде линзочек и прерывистых прожилков как в зонах хлоритизации и окварцевания вмещающих пород, так и в кварц-хлоритовых жилах.

Арсенопирит встречается редко, выполняет неравномерную вкрапленность в кварц-хлоритовой жиле № 1. Образует идиоморфные

призматические и игольчатые кристаллы размером до 0,2 мм. В составе арсенипирита рентгено-спектральным микроанализом установлена примесь Co – до 6,6 и Ni – до 2,3 мас.% (табл. 1) при небольшом дефиците Fe, что характерно для химизма этого минерала, поскольку он является конечным членом непрерывного ряда FeAsS – CoAsS (Берри и др., 1987; Справочник-определитель..., 1988).

Галенит отмечается в кварц-хлоритовых жилах в виде ксеноморфных гнезд размером до 0,6 мм в ассоциациях с халькопиритом и сфалеритом. Часто катаклазирован, трещины заполнены кобальтином и сульфотеллуридами висмута (рис. 3).

Сфалерит выполняет вкрапленность в кварц-хлоритовых жилах. Представлен тетраэдрическими кристаллами размером до 0,4 мм. Образует парагенезисы с галенитом, кобальтином, халькопиритом, который выполняет в нем эмульсионную вкрапленность (см. рис. 3).

Халькопирит распространен повсеместно в виде как неравномерной гнездовой вкрапленности в кварце в ассоциации с кобальтином, так и в виде эмульсионной вкрапленности в сфалерите и пирротине (см. рис. 3).

Кобальтин – самый распространенный рудный минерал. Обычно образует идиоморфные кристаллы, реже – округлых форм, размером до 1 мм (см. рис. 3). Распределен в кварце в виде вкраплений единичных зерен либо гнезд, за-

частую катаклазирован, всегда сопровождается **эритрином** (см. рис. 3), который окрашивает кварц в розовато-сиреневый цвет. Иногда наблюдаются полигональные кристаллы, количество зон достигает 5–6 (см. рис. 3), что характерно для кобальтовых месторождений (Борисенко и др., 1984). Кобальтин ассоциирует с халькопиритом, сульфотеллуридами висмута, самородным висмутом. В составе кобальтина с помощью рентгеноспектрального микроанализа установлены примеси Ni – от 0,6 до 1,3 мас.% и Fe – от 1,2 до 4 мас.% (см. табл. 1), при этом количество Ni не имеет зависимости от количества Fe.

В рудах месторождения Обход наряду с кобальтином и другими сульфидами широко распространены **висмутин** (см. табл. 1, рис. 3), **сульфотеллуриды висмута** и **висмут самородный**. Они выполняют интерстиции в кварце и трещины в сульфидах (см. рис. 3), определяются по оптическим характеристикам – высокому отражению, зеленоватому оттенку серого и заметной анизотропии. Быстро окисляются на воздухе, покрываясь пленками бисмита в виде землистых серо-зеленых масс.

Самородное золото установлено только в образцах из жилы № 5. Оно представлено обособлениями продолговатой формы размером не более 50 мкм светло-желтого цвета, зачастую в «рубашке» гидроксидов Fe. Локализуется в интерстициях в кварце, заполненных мелкочешуй-

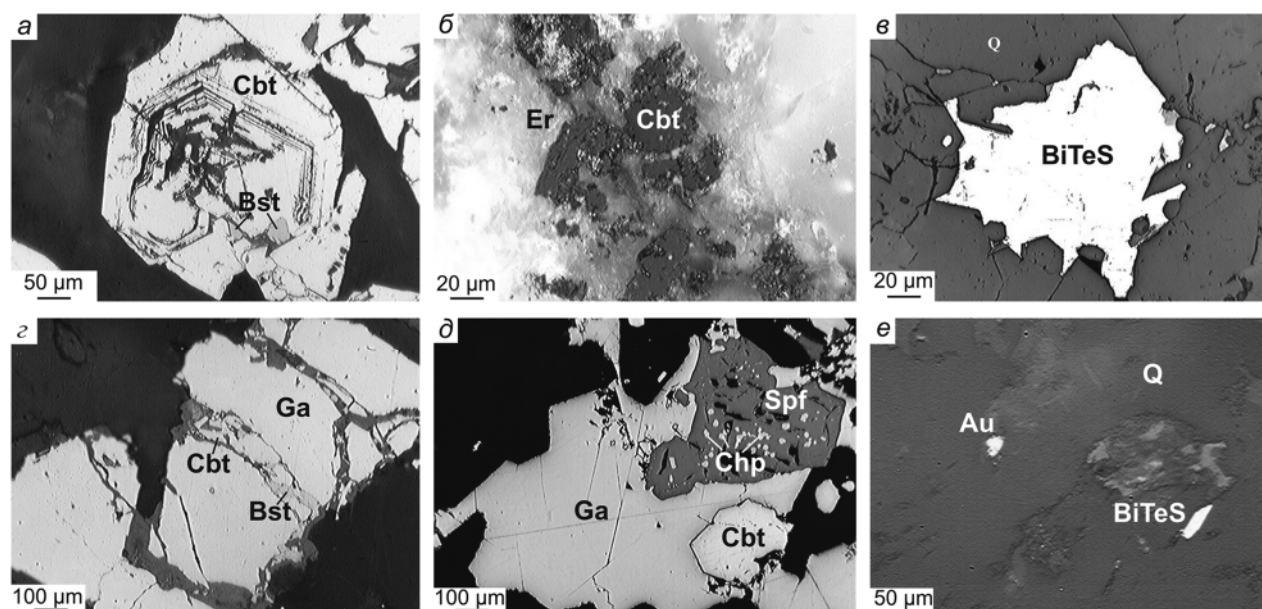


Рис. 3. Минералы и минеральные парагенезисы в рудах месторождения Обход: а – кобальтин (Cbt) с включением висмутинита (Bst); б – кобальтин в окружении эритрина (Er) (NiX); в – интерстиционное зерно сульфотеллурида висмута (BiTeS); г – галенит (Ga), трещины которого заполнены кобальтином и висмутином; д – минеральная ассоциация галенита, сфалерита (Spf), халькопирита (Chp); е – самородное золото в ассоциации с сульфотеллуридом висмута

Fig. 3. Minerals and mineral parageneses in the Obkhod Deposit ores: а – cobaltite (Cbt) with inclusion bismuthinite (Bst); б – cobaltite surrounded by erythrite (Er) (NiX); в – an interstitial grain of bismuth sulfotelluride (BiTeS); г – galena (Ga), with cracks filled with cobaltite and bismuth; д – mineral association of galena, sphalerite (Spf), chalcopyrite (Chp); е – native gold in association with bismuth sulfotelluride

Таблица 1. Химический состав кобальтина, висмутита и арсенопирита в рудах месторождения Обход по данным рентгеноспектрального микроанализа, мас. %

Table 1. Chemical composition of cobaltite, bismuthine, and arsenopyrite in the Obkhod Deposit ores, according to the X-ray microanalysis, wt. %

Образец	Co	As	S	Fe	Ni	Bi	Sb	Сумма	Формула минерала
Кобальтин									
Об-1	32,1	44,3	19,3	2,9	1,2	н	н	99,8	$\text{Co}_{0,90}\text{As}_{0,98}\text{S}_{0,99}(\text{Fe}_{0,08}\text{Ni}_{0,03})$
Об-2-5	32,7	44,0	20,9	4,0	0,0	н	н	101,6	$\text{Co}_{0,89}\text{As}_{0,94}\text{S}_{1,048}(\text{Fe}_{0,11})$
Об-2-2	31,9	43,1	20,4	4,0	1,3	н	н	100,7	$\text{Co}_{0,89}\text{As}_{0,935}\text{S}_{1,034}(\text{Fe}_{0,12}\text{Ni}_{0,03})$
Об-1-1	33,0	43,7	21,2	1,9	0,8	н	н	100,6	$\text{Co}_{0,93}\text{As}_{0,94}\text{S}_{1,07}(\text{Fe}_{0,05}\text{Ni}_{0,02})$
Об-2-1	29,7	44,4	24,6	1,2	0,6	н	н	100,5	$\text{Co}_{0,84}\text{As}_{0,97}\text{S}_{1,15}(\text{Fe}_{0,04}\text{Ni}_{0,02})$
Висмутин									
О-2-5	н	н	18,9	н	н	81,1	н	100,0	$\text{Bi}_{1,98}\text{S}_{3,015}$
О-2-5	н	н	18,8	н	н	79,7	н	98,5	$\text{Bi}_{1,97}\text{S}_{3,03}$
О-2-5	н	н	18,8	н	н	80,8	н	99,6	$\text{Bi}_{1,98}\text{S}_{3,013}$
О-2-5	н	н	18,9	н	н	81,9	н	100,8	$\text{Bi}_{1,99}\text{S}_{3,03}$
О-2-5	н	н	19,2	н	н	80,4	н	99,6	$\text{Bi}_{1,95}\text{S}_{3,04}$
Арсенопирит									
Л. с. 2-3	1,1	46,1	19,5	31,3	1,6	н	н	99,5	$\text{Fe}_{0,92}\text{As}_{1,01}\text{S}_{0,99}(\text{Co}_{0,03}\text{Ni}_{0,05})$
Л. с. 4	6,6	49,1	17,2	24,5	2,3	н	1,0	100,8	$\text{Fe}_{0,74}\text{As}_{1,0}\text{S}_{0,89}(\text{Co}_{0,19}\text{Ni}_{0,06}\text{Sb}_{0,01})$
Л. с. 6	5,2	49,3	17,1	27,0	1,6	н	н	100,2	$\text{Fe}_{0,81}\text{As}_{1,10}\text{S}_{0,89}(\text{Co}_{0,15}\text{Ni}_{0,04})$
Л. с. 2-2	0,9	46,7	19,0	32,7	0,7	н	н	100,0	$\text{Fe}_{0,96}\text{As}_{1,02}\text{S}_{0,97}(\text{Co}_{0,02}\text{Ni}_{0,02})$

Примечание. «н» – не обнаружено.

чатым минералом, предположительно светлой слюдой (см. рис. 3). Ассоциаций самородного золота с рудными минералами не установлено, но отмечена пространственная сближенность с выделениями сульфотеллуридов висмута (см. рис. 3) и халькопирита.

Кварц – главный жильный минерал. Имеет преимущественно мелко- и среднезернистую, редко крупнокристаллическую структуру. Цвет молочно-белый, полупрозрачный, иногда серо-фиолетовый, аметистоподобный. Выделяется кварц четырех разновидностей: метаморфический – окварцевание вмещающих пород; пневматолитовый – в кварц-турмалиновой жиле; гидротермальный рудный – выполняющий кварц-хлоритовые жилы и прожилки, вмещающие вкрапленность рудных минералов; гидротермальный пострудный – средне- и крупнозернистый (в жиле № 1 – аметистоподобный) в ассоциации с карбонатами и флюоритом, слагающий кварц-карбонатные и кварц-флюоритовые прожилки, которые секут кварц с рудными минералами. Температура α - β перехода для рудного кварца 566°C, для аметистоподобного пострудного кварца из жилы № 1 – 570°C, что ниже температуры перехода от высокотемпературной к низкотемпературной модификации кварца и является свидетельством повышенной скорости кристаллизации, обусловленной перенасыщением минералообразующего раствора кремнекислотой, а также

Al, Na, Li, которые в виде структурных примесей существенно влияют на силы связи в кристаллической решетке (Юргенсон, 1984).

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ОРУДЕНЕНИЯ

При визуальном исследовании кварца из рудных тел месторождения Обход были обнаружены два типа флюидных включений (ФВ), отличающихся при комнатной температуре по фазовому составу: газово-жидкие (наиболее распространенные); газовые, наполненные газом на 70–100%. ФВ в кварце распределены неравномерно, преимущественно обладают изометричными, реже округлыми и неравновесными формами.

Для крио- и термометрических исследований подбирались первичные и первично-вторичные ФВ размером 3–30 μm в диаметре.

ФВ в кварце всех рудных тел гомогенизируются в температурном диапазоне 436–202°C (рис. 4, табл. 2). Средние температуры гомогенизации ФВ в кварце всех рудных тел примерно равны и находятся в интервале от 252 до 265°C. Распределение температур гомогенизации имеет полимодальный характер: I – от 436 до 330°C; II – от 330 до 220°C; III – от 240 до 200°C.

Измерения температур эвтектики ($T_{\text{эвт.}}$) выявили стабильность состава растворов, который можно охарактеризовать как близкий к NaCl с примесью ионов Mg, Fe, K ($T_{\text{эвт.}} = -41 \dots -25^\circ\text{C}$),

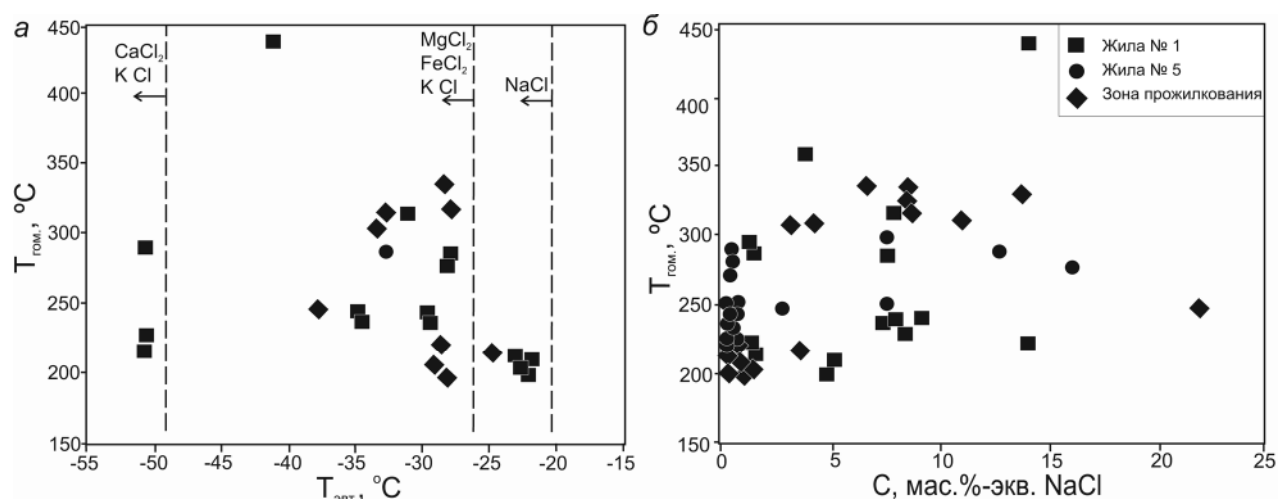


Рис. 4. Диаграммы соотношений: а – температура гомогенизации – температура эвтектики; б – температура гомогенизации – концентрация (соленость) в кварце рудных тел Co-Au месторождения Обход

Fig. 4. Diagrams of relations: а – the homogenization temperature – the temperature of the eutectic; б – the temperature of homogenization – concentration (salinity) in quartz ore bodies Co-Au deposits Obhod

Таблица 2. Результаты микротермометрических исследований двухфазовых газово-жидких флюидных включений в кварце месторождения Обход

Table 2. Results of microthermometric studies of two-phase gas-liquid fluid inclusions in the Obkhod Deposit quartz

Перспективные участки и рудные зоны	Температура фазовых переходов, °C			Расчетный показатель		α-β переход, °C
	T _{гом.}	T _{эвт.}	T _{пл. льда}	С солей, мас.%-экв. NaCl	Плотность флюида, г/см ³	
Жила № 1	436	-41	-10,2	14,15	0,65	566,0
	357	н	-2,4	4,03	0,62	
	314	-31,2	-5,2	8,14	0,78	
	289	-50,5	-0,8	1,4	0,73	
	284–277	-28	-5,55	8,6	0,84	566,0
	240–238	-32,1	-4,95	7,77	0,88	566,1
	219–215	-50,5	-5,53	8,06	0,96–0,86	
	206–204	-22,3	-3,1	5,11	0,9	
Жила № 5	296–286	-32,7	-6,95	10,29	0,81–0,88	566,0
	285–280	н	-0,3	0,53	0,74	568,2
	272	н	-12,3	16,24	0,92	
	270–247	н	-0,26	0,47	0,74–0,8	
	246	н	-4,9	7,73	0,88	
	243–220	н	-0,4	0,69	0,83	
Зона прожилкования	334–333	-28,4	-4,95	7,78	0,74	566,0
	327	н	-10	13,94	0,84	
	325–309	-30,5	-6,2	9,48	0,84	
	307–306	-33	-2,25	3,79	0,74	
	246	-37,8	-19,6	22,1	0,98	
	219–202	-26	-0,73	1,26	0,86	

Примечание. Каждая строка характеризует группу включений (не менее трех) с близкими РТХ-параметрами, присутствующих в одном или нескольких образцах; «н» – соответствующий фазовый переход отсутствует или неясно выражен.

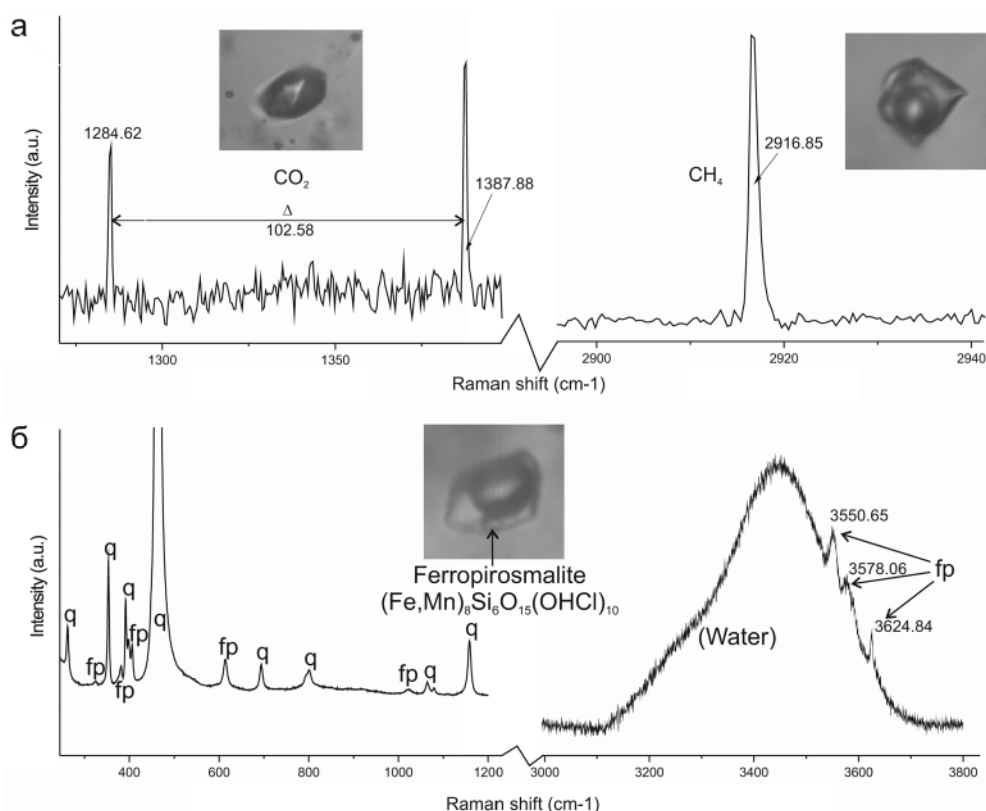


Рис. 5. КР-спектры CO₂ и CH₄ в составе газовых фаз (а) и дочерней фазы (б) во флюидном включении в кварце месторождения Обход

Fig. 5. Raman CO₂ and CH₄ spectra in gas phases (a) and a subsidiary phase (b) in the fluid inclusion in the Obkhod Deposit quartz

для незначительной части ФВ присущи $T_{\text{эвт.}} = -50^{\circ}\text{C}$, что указывает на присутствие в растворе ионов Са и К (см. рис. 4, табл. 2).

Концентрации растворов, оцененные по температурам плавления последнего кристаллика льда ($T_{\text{пл. льда}}$), весьма неравномерны – от 0,18 до 22,1 мас.-% экв. NaCl (см. рис. 4) и распределяются следующим образом: во ФВ в кварце рудного тела № 1 концентрации охватывают интервал от 1,4 до 14,25 мас.-%-экв. NaCl, со средним значением 7,2 мас.-%-экв. NaCl; во ФВ в кварце рудного тела № 5 концентрации растворов колеблются от 0,18 до 16,24 мас.-%-экв. NaCl, со средним значением 3,09 мас.-%-экв. NaCl; во ФВ в кварце из зоны прожилкования концентрации растворов колеблются от 0,35 до 22,1 мас.-%-экв. NaCl, со средним значением 5,27 мас.-%-экв. NaCl.

В кварце всех рудных тел присутствуют сингенетические газовой-жидким ФВ газовые ФВ. При термических экспериментах (охлаждение до -190°C и нагрев до $+300^{\circ}\text{C}$) фазовое состояние газа в них не менялось, подобное состояние газовых фаз отмечено для подавляющего большинства кобальтовых месторождений (Борисенко и др., 1984; Горячев и др., 2014). При проведении КР-спектроскопии в составе газа идентифицированы CO₂ и CH₄ (рис. 5). Плотность CO₂ во всех исследованных ФВ стабильна и находится на

уровне 0,1 г/см³ (Rosso, Bodnar, 1995; Frezzotti et al., 2012).

При КР-спектроскопии были обнаружены ФВ, содержащие дочерние фазы, диагностированные как ферропиросмалит (см. рис. 5). Этот минерал конечный член группы пиросмалита. Как правило, эти минералы связаны с метаморфизмом, а наличие ферропиросмалита в виде дочерней фазы во ФВ было принято (Dong, Pollard, 1997) как свидетельство переноса высокотемпературными гидротермальными флюидами значительных количеств Fe, Mn и кремнезема. Ферропиросмалит зачастую встречается в многофазных ФВ в рудах гидротермальных Pb-Zn, Ni-Cu, Cu-Au-Co, Fe-скарновых месторождений (Dong, Pollard, 1997; Vaughan, 1986; Koděra, 2000, 2003).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные исследования позволили получить новые данные о минералогии и условиях формирования руд месторождения Обход, позволяющие расширить и уточнить представления о не типичном для Северо-Востока РФ кобальтовом оруденении.

Установлена нехарактерная для группы месторождений собственно кобальтовых руд (Борисенко и др., 1984; Yong, Xinyou, 2000) (табл. 3)

Таблица 3. Сравнение геолого-минералогических и геохимических характеристик Co-месторождений
Table 3. Comparison of geological-mineralogical and geochemical characteristics of Co-deposits

Характеристика	Месторождения собственно кобальтовых руд (Борисенко и др., 1984)	Месторождение Обход	Co-Cu-Au месторождения в метаосадочных породах (Slack et al., 2012)
Вмещающие породы	Терригенные образования, вулканогенно-терригенные породы различного состава, сланцы, грейзены, роговики, скарны, граниты, габброиды	Ороговикованные, скарнированные, пропилитизированные глинистые сланцы с редкими прослоями туфопесчаников (I ₁)	Рифтогенные, терригенные метаосадочные породы, сланцы, роговики, редко риолиты
Связь с магматизмом	Парагенетическая с ультраосновными, основными интрузиями и с гранитоидами повышенной основности	Расположено в экзоконтактовой части амфибол-биотитового гранитоидного массива (I ₃ -K ₁)	Расположены в непосредственной близости к кислым и ультракислым интрузиям
Тип рудных тел	Жилы, зоны штокового прожилкования линзо-, трубо-, пластообразных форм, приуроченные к участкам повышенной трещиноватости, расщеливания, разломов сбросового и сколового типов	Жилы, зоны прожилкования и брекчирования, локализованные в трещинах отрыва, сопровождающие региональную зону разломов	Стратиформные слои, линзы, зоны прожилкования и/или минерализации, брекчирования, жилы. Рудные тела располагаются во второстепенных структурах крупных разломов глубокого заложения
Рудные минералы	Кобальтин, глаукодит, данаит, арсенопирит, леллингит, реже – сафлорит, скуттерудит, никелин. Герсдорфит отмечен в рудных полях, приуроченных к измененным ультраосновным породам. В переменных количествах встречаются пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, марказит, борнит, блеклые руды, минералы Bi, сульфосоли Ag, молибденит, шеелит, вольфрамит, касситерит, станнин	Кобальтин, халькопирит, сфалерит, галенит, пирит, пирротин, самородное золото, самородный висмут, арсенопирит	Кобальтин, скуттерудит, глаукодит, халькопирит, самородное золото, пирит, пирротин, висмутин, самородный висмут, арсенопирит. Часто в рудах содержатся значительные количества магнетита и гематита, некоторые месторождения имеют заметное количество тетраэдрита, уранинита, монацита, шеелита, молибденита, сфалерита, станнина
Жильные минералы	Кварц, хлорит, доломит, сидерит, кальцит, анкерит, гидрослюда, тальк, барит, иногда флюорит	Кварц, хлорит, мусковит, биотит, турмалин	Кварц, биотит, мусковит, К-полевои шпат, альбит, хлорит, скаполит, турмалин
Геохимия руд	Co, Ni, Bi, As, Sn	Co – до 0,3 %, Cu – до 9,7%, Au – до 0,79 г/т, Bi, Ni, As, Ag, Fe, Pb, Zn	Кроме высоких содержаний Co – до 1,68%, Cu – до 1,24%, Au – до 6 г/т, Fe, U, в рудах значительно содержание Ag, Bi, W, Ni, Y, REE
Термобарогеохимия	T _{форм.} – 275–40°C, соленость флюида от 5 до более 22 мас. %-экв. NaCl (наличие во ФВ галита), присутствие в газовой фазе малоплотной CO ₂	T _{форм.} – 436–202°C, соленость флюида 22,0–0,53 мас. %-экв. NaCl, присутствие в газовой фазе малоплотной CO ₂	T _{форм.} – 400–250°C, соленость флюида достигает 10 мас. %-экв. NaCl, присутствие в газовой фазе малоплотной CO ₂

принципиальная золотоносность руд месторождения Обход (повышенные содержания в рудах Au – до 0,79 г/т, присутствие в кварц-хлоритовом жильном материале обособлений самородного золота и в шлиховых пробах – знаков самородного золота).

О гранитогенной природе оруденения, а значит и раннемеловом возрасте руд, свидетельствует не только геологическая позиция месторождения (экзоконтактовая зона раннемелового Лево-Сеймканского гранитоидного массива), но и наличие в рудах минералов Bi и Te, повышенные содержания Bi в рудах (Минцер, 1969; Юшко-Захарова, Иванов, 1969; Goryachev, Gamyanin, 2004; Борисенко и др., 2006) и физико-химические параметры формирования руд, указывающие на то, что рудоотложение происходило из малогазоносных высоко-температурных гидротермальных флюидов, обогащенных Fe, Mn, Na, Cl и кремнием, вблизи источника тепла (Прокофьев, 2000).

С помощью новой информации о минералогии и условиях образования руд мы составили схему стадийности минералообразования (рис. 6), в которой на данной стадии исследований обоснованно выделили два этапа: гидротермально-метасоматический, гипергенный. Первый проходил трехступенчато на фоне ретроградных процессов: становление и остывание раннемелового Лево-Сеймканского гранитоидного массива, ороговикование, скарнирование, пропилитизация терригенных пород, формирование в трещинах отрыва турмалин-кварц-мусковитовых жил, $T = 750\text{--}450^\circ\text{C}$ (температурные реперы – турмалин (Сеткова, 2011), мусковит (Попов, 1968), биотит (Ермаков и др., 1965; Перчук и др., 1983)) → формирование в трещинах отрыва кварц-хлоритовых жил, жильно-прожилковых и брекчиевых зон с рудной минерализацией, $T = 440\text{--}200^\circ\text{C}$ (данные термобарогеохимических исследований) → развитие пострудных кварц-карбонатных и кварц-флюоритовых прожилков, секущих рудные тела, $T = 200\text{--}20^\circ\text{C}$ (температурный

репер – кальцит (Доронин, 1962). Сравнительно слабо проявлен гипергенный этап, но тем не менее сульфиды в рудах месторождения Обход под воздействием атмосферы преобразуются в гидроксиды железа, азурит, халькозин, ковеллин, эритрин.

Сравнивая полученные результаты (см. табл. 3) с данными А. С. Борисенко (1984), характеризующими гидротермальные месторождения, объединенные в группу месторождений собственно кобальтовых руд, к которой ранее, вместе с другими кобальтовыми месторождениями Северо-Востока России, было отнесено месторождение Обход, мы видим ряд расхождений, не позволяющих в полной мере причислять его к этой группе. В то же время месторождение Обход не имеет характеристик, дающих нам возможность отнести

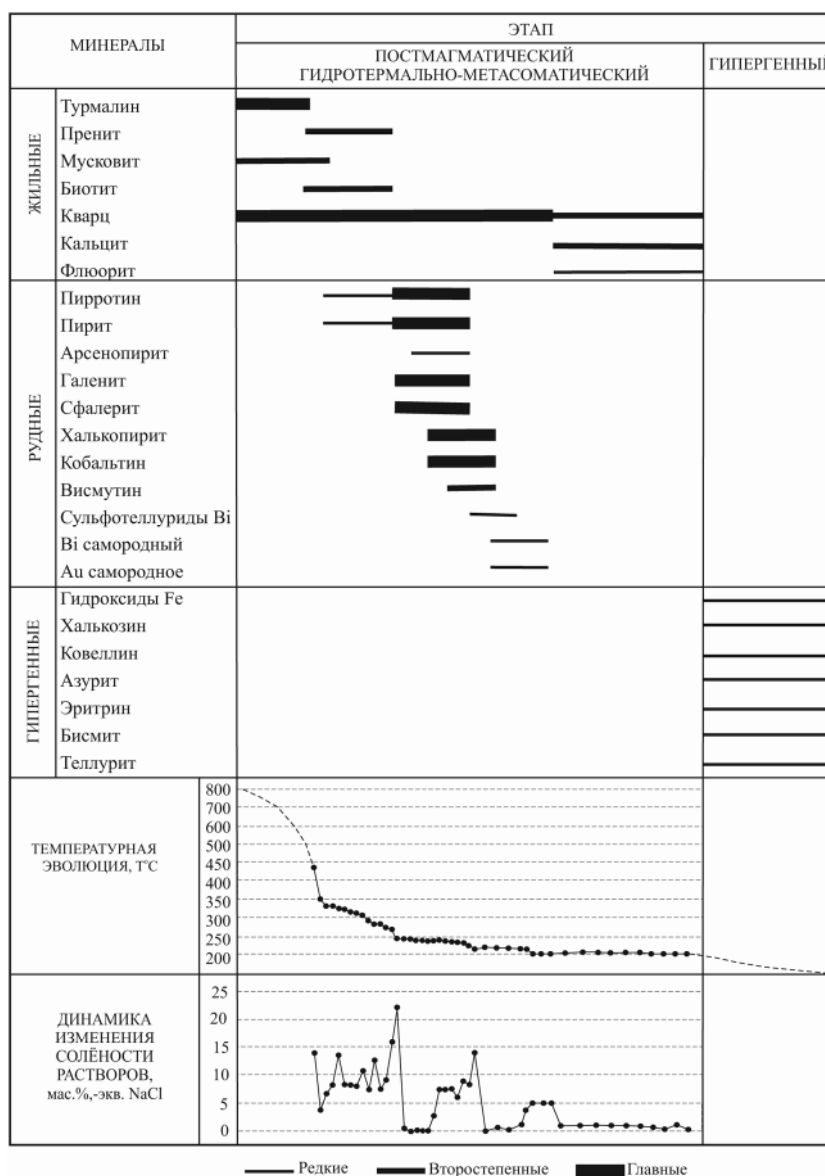


Рис. 6. Схема последовательности минералообразования руд месторождения Обход

Fig. 6. Flowchart of ore mineralization at the Obkhod Deposit

его к группе гидротермальных месторождений кобальтсодержащих руд, таких как Пышминско-Ключевское, Маукское, Ишкинское, Ивановское, Дергамышское (Мурзин и др., 2011). В 2010 г. специалисты USGS охарактеризовали новый тип месторождений кобальтового сырья (Slack et al., 2012), определив его как Co-Cu-Au, локализующийся в метаосадочных породах (Co-Cu-Au Deposits in Metasedimentary Rocks). Основные характеристики этого типа рудных объектов даны в табл. 3. На сегодня в мире известно 20 месторождений Co-Cu-Au типа. Наибольшее их количество расположено в Финляндии и Канаде. Проводя сравнительный анализ (см. табл. 3), можно с большой долей уверенности отнести месторождение Обход к группе месторождений Co-Cu-Au типа, локализующихся в метаосадочных породах. В этой группе по геохимическим, минералогическим и структурно-геологическим параметрам оно очень схоже с Co-Au-Bi месторождением Nico, которое расположено в южной части палеопротерозойского магматического пояса GBMZ на северо-востоке Канады (Mumin et al., 2002; Martin et al., 2013). Рудные тела месторождения Nico, так же, как и месторождения Обход, представлены кварцевыми, кварц-хлоритовыми и кварц-турмалиновыми жилами и жильно-прожилковыми зонами протяженностью до 1,5 км. Они так же локализованы в блоке гидротермально измененных (калиевые и железо-калиевые метасоматические изменения) терригенных пород, расположенном в эндоконтактной части гранитоидного массива Marian River. Рудные минералы жильных тел месторождения Nico представлены пирротинном, халькопиритом, гематитом, пиритом, сфалеритом, кобальтином, уранинитом, магнетитом, Bi- и Te-минералами, самородным золотом, арсенопиритом, шеелитом, самородным серебром (Martin et al., 2013). В пределах рудного поля при проведении геологоразведочных работ были установлены тела гидротермальных кварц-гематитовых брекчий, обогащенных Au, Bi, Co, Fe и S. Этот фактор дал возможность рассматривать месторождение Nico еще и как объект IOCG типа (Iron oxide copper gold ore deposits (группа Fe-оксидных Cu-Au гидротермальных месторождений), что во много крат повысило его перспективность и привело к пересмотру в 2007 г. кондиций и началу разведочно-эксплуатационных работ (<http://www.fortuneminerals.com>). Выявленные схожие геолого-минералогические характеристики месторождения Обход с месторождением Nico позволяют высказать предположения о недооцененных перспективах этого рудного объекта, ранее рассматриваемого и опосредованного исключительно как жильный Co-As тип.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате изучения минералого-геохимических параметров рудных тел месторождения Обход установлен комплексный характер кобальтовых руд. Определение физико-химических условий образования руд позволило выявить высокотемпературный характер процессов рудообразования, участие в процессе формирования руд CO_2 , Fe, Mn, что в совокупности с геохимической спецификой руд (повышенные содержания Cu, Bi) и геологической позицией рудного поля (экзоконтакт амфибол-биотитового, лейкократового, субщелочного гранитоидного массива) подтвердили гранитогенную природу рудного флюида. Полученные данные позволили нам отнести месторождение Обход к новому генетическому типу гидротермальных месторождений. Сравнительный анализ показал его сходство с месторождением Nico.

В целях выявления новых типов промышленного оруденения с комплексной Co-Cu-Au минерализацией, всестороннего его изучения, выявления специфики и полной оценки его перспективности в свете современных тенденций и имеющихся технологий освоения считаем необходимым рекомендовать проведение ревизии всех кобальтовых месторождений Северо-Востока России, локализующихся в блоках интенсивно измененных терригенных пород, расположенных в непосредственной близости к гранитоидным массивам.

Авторы благодарны за ценные советы и участие в проведении исследований и написании данной статьи чл.-корр., д. г.-м. н., проф. Н. А. Горячеву, д. г.-м. н. Н. Е. Савве, к. г.-м. н. М. Л. Гельману, д. г.-м. н., проф. С. Г. Смирнову, д. г.-м. н. А. А. Томиленко, аналитикам Т. П. Козыревой, В. П. Колесовой, Т. В. Субботниковой и Е. С. Санько, а также сотрудникам научно-вспомогательных подразделений СВКНИИ ДВО РАН Т. А. Фокас и О. П. Лабик.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 14-17-00170), грантов ДВО РАН № 12-III-B-08-189, № 15-II-2-012 и интеграционного проекта СО РАН и ДВО РАН № 48.

ЛИТЕРАТУРА

- Берри Л., Мейсон Б., Дитрих Р. Минералогия: теоретические основы. Описание минералов. Диагностические таблицы / пер. с англ. – М.: Мир, 1987. – 592 с.
- Борисенко А. С. Изучение солевого состава газожидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. – 1977. – № 8. – С. 16–27.
- Борисенко А. С., Боровиков А. А., Житова Л. М., Павлова Г. Г. Состав магматогенных флюидов, факторы их геохимической специализации и металлоносности // Там же. – 2006. – Т. 47, № 1. – С. 1308–1325.
- Борисенко А. С., Лебедев В. И., Тюлькин В. Г. Условия образования гидротермальных кобальтовых месторождений. – Новосибирск: Наука, 1984. – 173 с.

- Гамянин Г. Н., Горячев Н. А. Кобальт-арсенидное оруденение Северо-Востока Азии: типы и генезис // Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры : IV чтения памяти С. Н. Иванова : материалы Всерос. конф. с междунар. участием. Екатеринбург, 17–19 мая 2011 г. – Екатеринбург, 2011. – С. 45–48.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России : в 2 кн. / под ред. А. И. Ханчука. – Владивосток : Дальнаука, 2006. – 981 с.
- Горячев Н. А., Гамянин Г. Н., Прокофьев В. Ю. и др. Серебро-редкометалльный тип минерализации Верхне-Сеймчанского рудного узла // Геол. рудн. месторожд. – 2014. – Т. 56, № 5. – С. 1–25.
- Грачева О. С., Крылова Л. И. Структура и минералогические особенности Верхне-Сеймчанского редко-металльного месторождения : информ. сб. ВСЕГЕИ. – 1959. – № 9. – С. 13–24.
- Доронин Н. А. Кальций. – М. : Госхимиздат, 1962. – 191 с.
- Ермаков Н. П., Калюжный В. А., Филимонова А. А. Минералогическая термометрия и барометрия. – М. : Наука, 1965. – 328 с.
- Ермаков Н. П., Долгов Ю. А. Термобарогеохимия. – М. : Недра, 1979. – 271 с.
- Калюжный В. А. Основы учения о минералообразующих флюидах. – Киев : Наук. думка, 1982. – 240 с.
- Костин А. В. Рудная минерализация Fe-оксидного-Cu-Au (IOCG) типа: перспективы выявления в Восточной Якутии // Изв. Сибир. отд. Секция наук о Земле. – 2012. – № 2 (41). – С. 46–53.
- Котляр И. Н., Жуланова И. Л., Русакова Т. Б., Гагиева А. М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2001. – 391 с.
- Кругов Г. А. Месторождения кобальта // Рудные месторождения СССР. – М. : Недра, 1974. – Т. 2. – С. 75–98.
- Мельников Ф. П., Прокофьев В. Ю., Шатагин Н. Н. Термобарогеохимия. – М. : Академ. проект, 2008. – 222 с.
- Мицнер Э. Ф. Геохимические особенности поведения висмута в гипогенных процессах // Форма нахождения и особенности распределения висмута в гидротермальных месторождениях. – М. : Наука, 1969. – С. 6–52.
- Мурзин В. В., Варламов Д. А., Викентьев И. В. Медно-кобальтовое оруденение Пышминско-Ключевского месторождения на Среднем Урале: минеральный состав руд и метасоматитов, стадийность, Р-Т условия минералообразования // Литосфера. – 2011. – № 6. – С. 103–122.
- Перчук Л. Л., Лаврентьева И. В., Аранович Л. Я. Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма. – М. : Наука, 1983. – 197 с.
- Попов А. А. Составы мусковитов и парагонитов, синтезированных при температурах 350–500°C // Геохимия. – 1968. – № 2. – С. 131–144.
- Прокофьев В. Ю. Геохимические особенности рудообразующих флюидов гидротермальных месторождений золота различных генетических типов (по данным исследования флюидных включений). – Новосибирск : Наука, Сибир. издат. фирма РАН, 2000. – 192 с.
- Рёддер Э. Флюидные включения в минералах. – М. : Мир, 1987. – Т. 1. – 560 с.
- Сеткова Т. В. Устойчивость и синтез турмалина в гидротермальных растворах : автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. – М., 2011. – 21 с.
- Соболев А. П. Мезозойские гранитоиды Северо-Востока СССР и проблемы их рудоносности. – М. : Наука, 1989. – 248 с.
- Соколова Е. А. Комплекс малых интрузивов Верхне-Сеймчанского района и связанная с ним рудоносность // Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР. – Магадан : Кн. изд-во, 1956. – Вып. 10. – С. 69–93.
- Справочник-определитель рудных минералов в отраженном свете / Т. Н. Чвилёва, М. С. Безмертная, Э. М. Спиридонов и др. – М. : Недра, 1988. – 504 с.
- Умитбаев Р. Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция (строение, рудоносность, аналоги). – М. : Наука, 1986. – 286 с.
- Юргенсон Г. А. Типоморфизм и рудоносность жильного кварца. – М. : Недра, 1984. – 149 с.
- Юшко-Захарова О. Е., Иванов В. В. Висмут в медно-никелевых рудах // Форма нахождения и особенности распределения висмута в гидротермальных месторождениях. – М. : Наука, 1969. – С. 73–77.
- Bodnar R. J., Vityk M. O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and application / ed. by Benedetto De Vivo, Maria Luce Frezzotti. – Pontignano-Siena, 1994. – P. 117–130.
- Dong G., Pollard P. J. Identification of ferropyrosmalite by Laser Raman microprobe in fluid inclusions from metalliferous deposits in the Cloncurry District, NW Queensland, Australia // Mineralogical Magazine. – 1997. – Vol. 61. – P. 291–293.
- Frezzotti M. L., Tecce F., Casagly A. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis // Jour. of Geochemical Exploration. – 2012. – Vol. 112. – P. 1–20.
- Goryachev N. A., Gamyagin G. N. Silver-rare metal deposit type, the Verkhne Seimchan mineral district // Metallogeny of the Pacific Northwest: Tectonics, Magmatism and Metallogeny of active continental margins : Proceedings of the Interim IAGOD Conference. Vladivostok, Russia, 1–20 September 2004. – Vladivostok : Dalnauka, 2004. – P. 447–449.
- Koděra P. Mineralization processes in the central zone of the Běnska Štiavnica stratovolcano (Slovakia) associated with a subvolcanic granodiorite pluton: Unpublished Ph. D. thesis. – Kingston University, U. K., 2000. – P. 25.
- Koděra P., Murphy P. J., Rankin A. H. Retrograde mineral reactions in saline fluid inclusions: The transformation ferropyrosmalite-clinopyroxene // Am. Mineralogist. – 2003. – Vol. 88. – P. 151–158.
- Martin M., Corriveau L., Beaudoin G. An orientation study of the heavy mineral signature of the NICO Co-Au-Bi deposit, Great Bear magmatic zone, NW Territories, Canada // Downloaded from. – <http://geea.lyell-collection.org>. – Univ. du Quebec – Montreal, on July 8, 2013.
- Mumin A. H., Mulligan D. L., Neale K. L., et al. Geology of the Proterozoic iron oxide-hosted, Nico cobalt-gold-bismuth, and Sue-Dianne copper-silver deposits, Southern Great Bear magmatic zone, Northwest Territories, Canada // PGS Publishing, Linden Park, 2002. – 17 p.

Rosso K. M., Bodnar R. J. Microthermometric and Raman spectroscopic detection limits of CO₂ in fluid inclusions and the Raman spectroscopic characterization of CO₂ // *Geochimica et Cosmochimica*. – 1995. – Acta 59. – P. 3961–3975.

Slack J. F., Causey J. D., Eppinger R. G., et al. Co-Cu-Au Deposits in Metasedimentary Rocks – A Preliminary

Report. // US Geological Survey. – 2012. – <http://pubs.usgs.gov>.

Vaughan J. P. The iron end-member of the pyrosmalite series from the Pegmont lead-zinc deposit, Queensland // *Mineralogical Magazine*. – 1986. – Vol. 51. – P. 527–531.

Yong X. U., Xinyou Z. U. Cobalt Deposits in the Central China Orogenic Belt // *Acta Geologica Sinica* (English Edition). – 2000. – Vol. 74. – I. 3. – P. 540–543.

Поступила в редакцию 04.03.2015 г.

MINERALOGY AND CONDITIONS OF GOLD-BEARING COBALT ORE FORMATION AT THE OBKHOD DEPOSIT (NORTH-EAST OF RUSSIA)

E. E. Kolova, M. A. Malinovskiy

Mineralogical, geochemical, and thermobarogeochemical research of cobalt ores at the Obkhod Deposit, localized in Jurassic sediments in the exocontact of the Early Cretaceous amphibole-biotite granitoid massif, have been carried out. The main ore minerals are described. Specific geochemistry of the ores – presence of gold, higher concentrations of Cu, Ni, Bi, Te in the ores. The mineralization is shown to have formed in the presence of CO₂ in the temperature range of 436 through 202°C from medium-concentrated (22,0–0,53 wt.% Eq. NaCl) hydrothermal solutions with densities varying from 0.7 to 1.0 g/cm³ and the predominant ions of Na, Fe, Mg, Cl (Tevt. = -34 ... -22°C). On the basis of mineral paragenesis, the mineral formation staging has been schematized. The Raman spectroscopy of fluid inclusion subsidiary phases identified ferropiromalite. The combination of these signs permitted to brought about the question of referring the Obkhod Deposit to the Co-Cu-Au-type deposits localized in metasedimentary rocks.

Key words: Left-Seymkan granitoid massif, Co-Cu-Au type, cobaltite, thermobarogeochemistry.