

Минералогические особенности, последовательность и условия формирования полигенно-полихронного оруденения Верхнетатарской золотоносной площади (Енисейский кряж)

Кряжев С. Г., Двуреченская С. С., Берковский Е. М., Лизоркин И. М., Старостин И. А.
ЦНИГРИ, г. Москва, Россия

Аннотация. По результатам полевых и лабораторных исследований в пределах Верхнетатарской золотоносной площади (Южно-Енисейский рудный район) выделены и охарактеризованы четыре последовательно сформированных минеральных комплекса: 1) золото-кварцевый (самородное золото (960 ± 20 ‰), кварц, альбит, куммингтонит, алмандин); 2) золото-редкометалльный (самородное золото (900 ± 20 ‰), пирротин, арсенопирит, самородный висмут, хедлейит, мальдонит и unnamed минерал Bi_3Te_2); 3) щелочные флогопит-арфведсонит-полевошпатовые метасоматиты с ниобиевой минерализацией; 4) мусковит-кварц-турмалиновые грейзены. По флюидным включениям для каждого комплекса определены температура, давление и состав минералообразующих растворов. Указаны вероятные источники рудного вещества.

Ключевые слова: Татарский массив, этапы минералообразования, золото, висмут, Bi_3Te_2 , флюидные включения, температура, давление, состав флюидов.

Для цитирования: Кряжев С. Г., Двуреченская С. С., Берковский Е. М., Лизоркин И. М., Старостин И. А. Минералогические особенности, последовательность и условия формирования полигенно-полихронного оруденения Верхнетатарской золотоносной площади (Енисейский кряж). Руды и металлы. 2025. № 4. С. 53–69. DOI: 10.47765/0869-5997-2025-100012.

Mineralogical features, sequence, and formation conditions of polygenic-polychronous mineralization of the Verkhnetatarskaya gold-bearing area (Yenisei Ridge)

Kryazhev S. G., Dvurechenskaya S. S., Berkovsky E. M., Lizorkin I. M., Starostin I. A.
Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow, Russia

Abstract. Based on results of the field and laboratory studies within the Verkhnetatarskaya gold-bearing area (South Yenisei ore district), four sequentially formed mineral complexes have been distinguished and characterized: 1) gold-quartz (native gold (960 ± 20 ‰), quartz, albite, cummingtonite, almandine); 2) reduced intrusion-related gold (native gold (900 ± 20 ‰), pyrrhotite, arsenopyrite, native bismuth, hadleyite, maldonite, and an unnamed mineral Bi_3Te_2); 3) alkaline phlogopite-arfvedsonite-feldspar metasomatites with niobium mineralization; and 4) muscovite-quartz-tourmaline greisens. The temperature, pressure, and composition of the mineral-forming solutions have been determined for each complex based on fluid inclusions. Probable sources of the ore-forming material are indicated.

Keywords: Tatar massif, stages of mineral formation, gold, bismuth, Bi_3Te_2 , fluid inclusions, temperature, pressure, fluid composition.

For citation: Kryazhev S. G., Dvurechenskaya S. S., Berkovsky E. M., Lizorkin I. M., Starostin I. A. Mineralogical features, sequence, and formation conditions of polygenic-polychronous mineralization of the Verkhnetatarskaya gold-bearing area (Yenisei Ridge). Ores and metals. 2025. No. 4. pp. 53–69. DOI: 10.47765/0869-5997-2025-100012.

Введение

Верхнетатарская золотоносная площадь расположена в Южно-Енисейском рудном районе и локализована в западном крыле крупного поднятия, ядром которого служит Татарский гранитоидный массив (рис. 1). В геологическом строении площади принимают участие породы кремнисто-карбонатно-вулканогенно-терригенной формации нижнего протерозоя, претерпевшие контактовый метаморфизм амфиболитовой фации: мраморизованные известняки, кварциты, роговообманковые ортоамфиболиты и углеродистые мусковит-биотит-кварцевые сланцы.

В восточном крыле поднятия расположены золоторудные месторождения Герфед и Николаевское [2], которые можно рассматривать в качестве ближайших объектов-аналогов.

Целью исследований авторов служила характеристика состава рудной минерализации и рудовмещающих пород, разработка схемы последовательности минералообразования с выделением продуктивных минеральных ассоциаций и определением физико-химических условий их формирования.

Образцы для исследований были отображены в процессе специализированной документации поисковых скважин и поверхностных горных выработок на участке Верхнетатарского рудопроявления (рис. 2). Исследования включали изучение прозрачных шлифов и аншлифов на поляризационном микроскопе Olympus VX-56 со встроенной цифровой фотокамерой. При диагностике минералов учитывали данные рентгеновской дифрактометрии (дифрактометр ДРОН-2). Составы рудных минералов определены при помощи рентгеноспектрального микроанализа в ИГЕМ РАН (микроанализатор JEOL JXA-8200, аналитик Е. В. Ковальчук).

Для изотопного анализа серу сульфидов переводили в SO_2 посредством реакции с CuO при $800\text{ }^\circ\text{C}$ в вакууме с последующим анализом газа на изотопном масс-спектрометре МИ-1201. Результаты пересчитаны по отношению к метеоритному стандарту CDT. В качестве эталонов использовали лабораторный стан-

дартный образец ЦНИГРИ «Пирит Гайского месторождения» с $\delta^{34}\text{S}=+0,7\text{ }‰$ и стандартный образец сфалерита NBS 123 с $\delta^{34}\text{S}=+17,3\text{ }‰$. Точность измерений составляет $\pm 0,2\text{ }‰$.

Флюидные включения в прозрачно-полированных пластинах анализировали методами микротермометрии и спектроскопии комбинационного рассеяния (КР-спектрометр Confotec MR200, лазер 532 нм). Использовалась криотермокамера УМТК+ конструкции ЦНИГРИ, которую калибровали при температурах тройной точки чистой CO_2 ($-56,6\text{ }^\circ\text{C}$), температурах плавления AgNO_3 ($210\text{ }^\circ\text{C}$), K_2CrO_7 ($398\text{ }^\circ\text{C}$).

Результаты исследований

Минералогические особенности руд и вмещающих пород. Золоторудная минерализация на Верхнетатарском рудопроявлении приурочена к зоне контакта ортоамфиболитов и углеродистых мусковит-биотит-кварцевых сланцев. При этом породы, несущие оруденение, по составу резко отличаются от подстилающих и перекрывающих образований и выделяются нами в отдельный рудоносный горизонт, мощность которого варьирует от 10 до 30 м.

Мусковит-биотит-кварцевые сланцы преимущественно сложены кварцем (50–65 %) и биотитом (25–30 %), в подчинённом количестве присутствуют мусковит и хлорит. Структура пород лепидогранобластовая, текстура полосчатая сланцевая. Под микроскопом наблюдается тонкополосчатый мелкозернистый агрегат кварца с ориентированными тонкими чешуйками биотита, редкими пластинками хлорита (пеннин) и чешуйками мусковита. В ряде случаев отмечаются мономинеральные полосы слюды, насыщенные рассеянными микрочастицами углистого вещества. В сланцах присутствуют крупные трещиноватые кристаллы (идиобласты, пойкилобласты) альмандина, которые огибаются полосами слюд. Часто гранат содержит микроскопические включения зёрен кварца и чешуек коричневого биотита. Сульфидная минерализация представлена линзовидно-вкрапленными выделениями пирротина-1, ориентированными согласно общей сланцеватости пород. Редко в сроста-

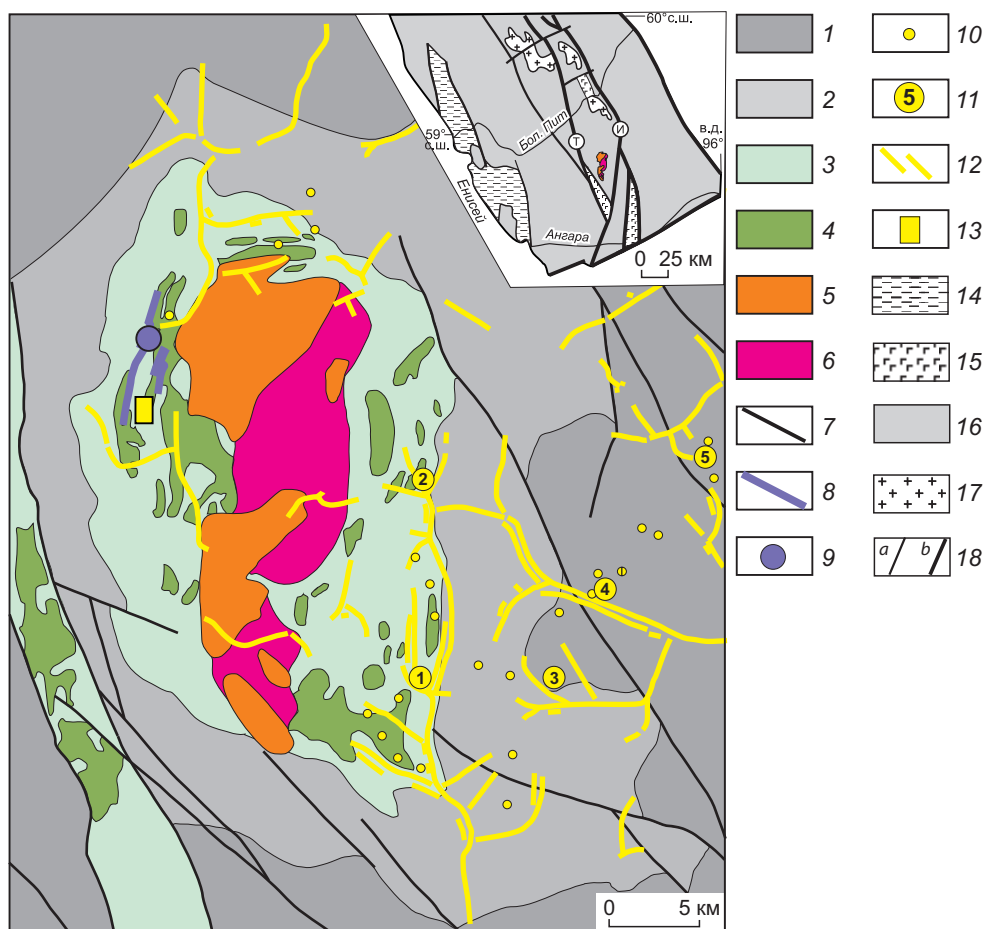


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Татарского рудного узла (составлена по материалам ФГУГП «Красноярскгеолсъёмка», 2002; [12]; Стороженко и др., 2020ф; Дмитриев и др., 2022ф):

1 – средний рифей: углеродистые серицит-хлоритовые сланцы; 2 – нижний рифей: филлиты хлорит-серицит-кварцевые, прослой метапесчаников, метагравелитов; 3 – нижний протерозой: кристаллические сланцы, кварциты, мраморизованные известняки; 4 – нижний протерозой: ортоамфиболиты; 5 – щелочные граниты (620–640 млн лет, U/Pb); 6 – гранодиориты (870–890 млн лет, U/Pb); 7 – разрывные нарушения; 8 – карбонатиты; 9 – Татарское месторождение ниобия; 10 – золоторудные проявления; 11 – золоторудные месторождения: 1 – Герфед, 2 – Николаевское, 3 – Васильевское, 4 – Удерейское, 5 – Бабушкина Гора; 12 – россыпи золота; 13 – Верхнетатарское рудопроявление (см. рис. 2).

На врезке – положение Татарского массива на упрощённой тектонической схеме южной части Енисейского кряжа (по [9]): 14 – чехол (PZ–KZ); 15 – вулканогенные породы Рыбинско-Панимбинского пояса; 16 – нерасчленённые комплексы докембрия; 17 – граниты; 18 – разломы (a), зоны разломов (b): И – Ишимбинская, Т – Татарская

Fig. 1. Schematic geological map of the Tatar ore cluster. Compiled based on materials from "Krasnoyarskgeols"emka", 2002; [12]; Storozhenko et al., 2020; Dmitriev et al., 2022:

1 – Middle Riphean: carbonaceous sericite-chlorite schists; 2 – Lower Riphean: chlorite-sericite-quartz phyllites, interlayers of metasandstones, metagravelites; 3 – Lower Proterozoic: crystalline schists, quartzites, marbled limestones; 4 – Lower Proterozoic: orthoamphibolites; 5 – alkaline granites (620–640 Ma, U/Pb); 6 – granodiorites (870–890 Ma, U/Pb); 7 – faults; 8 – carbonatites; 9 – Tatar niobium deposit; 10 – gold ore manifestations; 11 – gold deposits: 1 – Gerfed, 2 – Nikolaevskoye, 3 – Vasilyevskoye, 4 – Udereyskoye, 5 – Babushkina Gora; 12 – gold placers; 13 – Verkhnetatarskoye ore occurrence (Fig. 2)

Inset – position of the Tatar massif on a simplified tectonic map of the southern part of the Yenisei Ridge (after [9]): 14 – cover (PZ–KZ); 15 – volcanic rocks of the Rybinsk-Panimba belt; 16 – undifferentiated Precambrian complexes; 17 – granites; 18 – faults (a), fault zones (b): И – Ishimbinskaya, Т – Tatarskaya

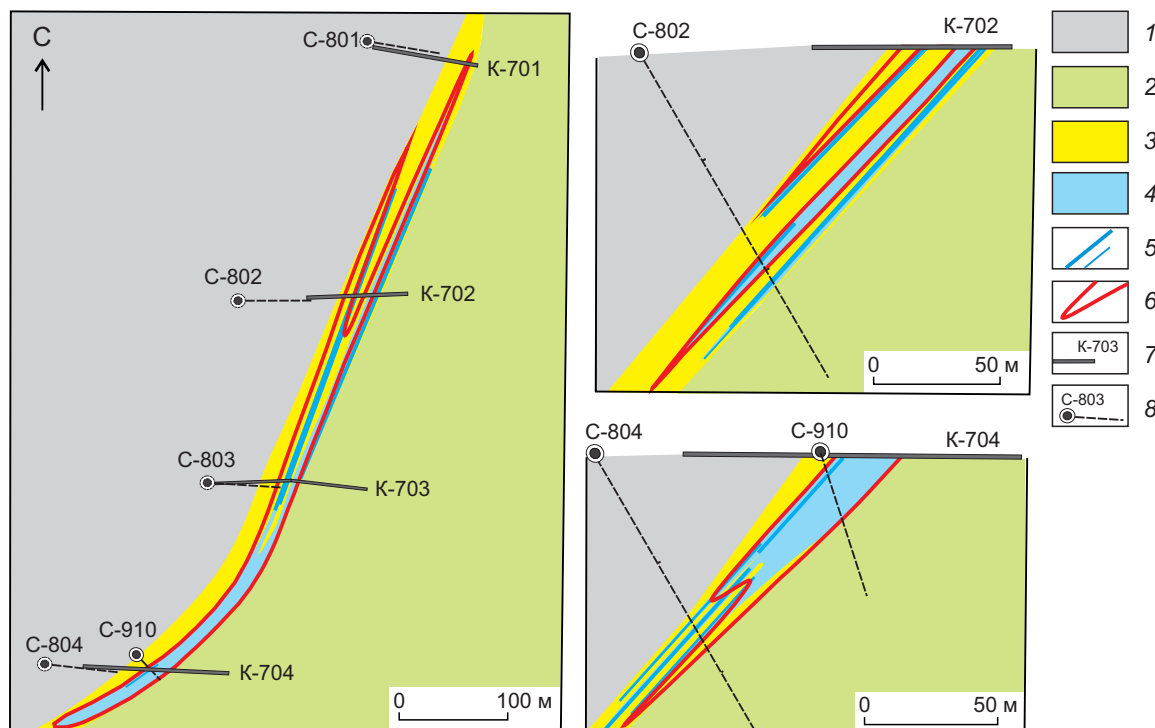


Рис. 2. Схематическая геологическая карта и разрезы Верхнетатарского золоторудного проявления (составлена по материалам Дмитриев и др., 2022ф):

1 – углеродистые мусковит-биотит-кварцевые сланцы; 2 – ортоамфиболиты; 3 – куммингтонит-альмандин-альбитовые породы (рудноносный горизонт); 4 – железистые кварциты; 5 – кварцевые жилы и прожилки; 6 – контуры золоторудных тел; 7 – канавы; 8 – скважины

Fig. 2. Schematic geological map and cross-sections of the Verkhnetatarskoye gold ore occurrence. Compiled based on materials by Dmitriev et al., 2022:

1 – carbonaceous muscovite-biotite-quartz schists; 2 – orthoamphibolites; 3 – cummingtonite-almandine-albite rocks (ore-bearing horizon); 4 – quartzites; 5 – quartz veins and veinlets; 6 – outlines of gold ore bodies; 7 – trenches; 8 – boreholes

нии с пирротинном отмечается халькопирит. Кроме того, в породах повсеместно присутствуют мелкие кристаллы рутила.

Ортоамфиболиты сложены плагиоклазом (50–55 %) и амфиболом (45–50 %). Структура гранонематобластовая, местами пойкилобластовая. Порода состоит из амфибола (роговая обманка, актинолит) в виде призматических (коротких и длинных) зёрен и их сростков с пойкилитовыми вростками альбитизированного плагиоклаза, который также выполняет интерстиционное пространство. Амфиболиты насыщены тонкой вкрапленностью мелких зёрен ильменита и рутила.

Породы рудноносного горизонта преимущественно сложены альбитом (45–55 %) и кварцем

(10–25 %). Закономерно присутствует альмандин (5–15 %) и куммингтонит (рис. 3) – светлый моноклинный магниевый-железистый амфибол с формулой $(Mg, Fe)_7Si_8O_{22}(OH)_2$. Доля куммингтонита варьирует от 5 до 20 %. Структура пород нематогранобластовая, часто грубополосчатая, обусловленная чередованием субпараллельных агрегатов альмандин-куммингтонитового и кварц-альбитового состава. Массивные разности сложены мелкозернистым кварц-альбитовым агрегатом с крупными удлинёнными пойкилобластами куммингтонита, ориентированными в одном направлении. Округлые зёрна граната содержат пойкилитовые вростки альбита и кварца. В породе присутствуют редкие рассеянные чешуйки

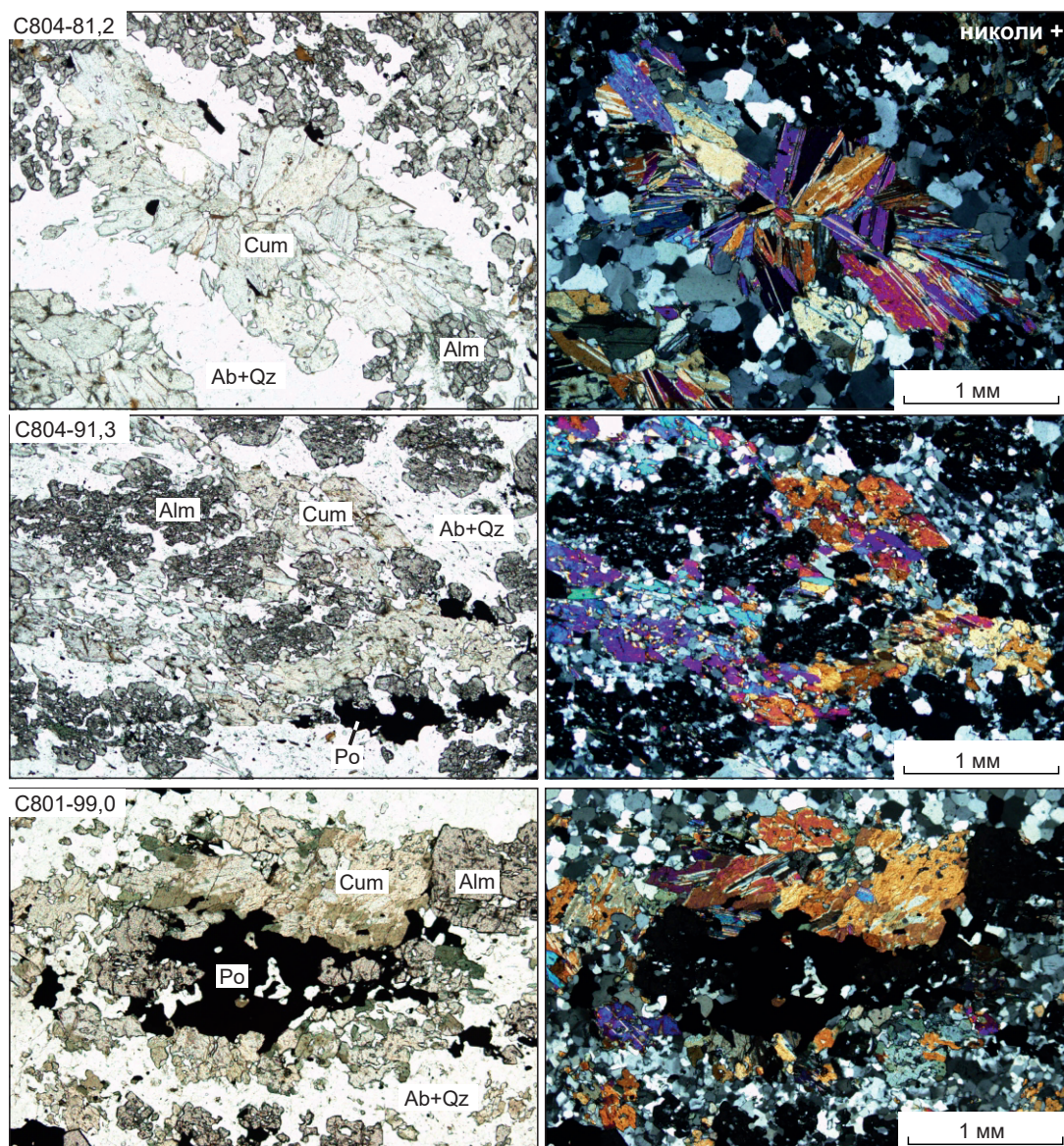


Рис. 3. Золотоносные куммингтонит-альмандин-альбитовые породы (фото прозрачных шлифов): Cum – куммингтонит, Alm – альмандин, Ab – альбит, Qz – кварц, Po – пирротин

Fig. 3. Gold-bearing cummingtonite-almandine-albite rocks (photos of thin sections, transmitted light): Cum – cummingtonite, Alm – almandine, Ab – albite, Qz – quartz, Po – pyrrhotite

графита и кристаллы ильменита. Сульфиды представлены линзовидно-вкрапленными выделениями пирротина-1 с примесью халькопирита. Содержания Au в гранат-куммингтонитовых сланцах составляют десятые доли грамма на тонну.

Кварциты слагают линзовидно-пластовое тело, мощность которого в раздуве достигает 25 м и резко снижается по падению и про-

стиранию до полного выклинивания. Порода сложена мелкозернистым кварцем и имеет неясно-полосчатую текстуру, обусловленную неравномерным распределением примеси углестого вещества.

В шлифах наблюдается характерная для метаморфических кварцитов гранобластовая полигональная микроструктура (рис. 4). В ин-терстициях кварца присутствуют выделения

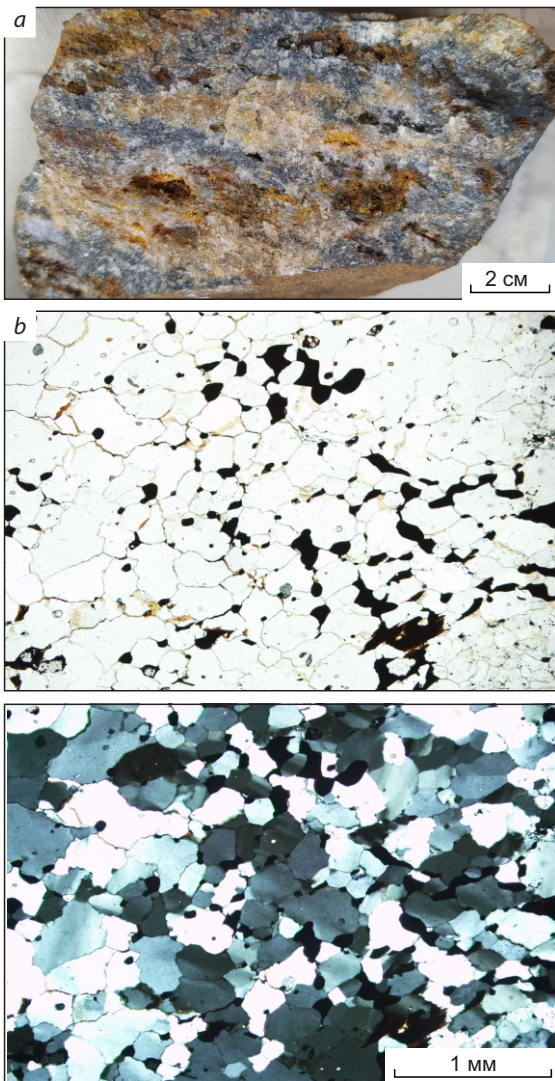


Рис. 4. Золотоносные железистые кварциты:
a – фото штуфа, *b* – фото прозрачного шлифа (светлое – кварц, тёмное – оксиды и гидроксиды Fe). Канва 704, инт. 77,2 м, Au 1,2 г/т

Fig. 4. Gold-bearing quartzites:

a – photo of a sample, *b* – photo of a thin section, transmitted light (light – quartz, dark – Fe oxides and hydroxides). Trench 704, int. 77,2 m, Au 1,2 g/t

оксидов и гидроксидов железа (до 5–10 %), образованных, вероятно, за счёт окисления сульфидов. В кристаллах кварца отмечены микронные каплевидные включения пирротина. Кварциты отличаются устойчивой золотоносностью (1–2 г/т, отдельные интервалы до 5 г/т).

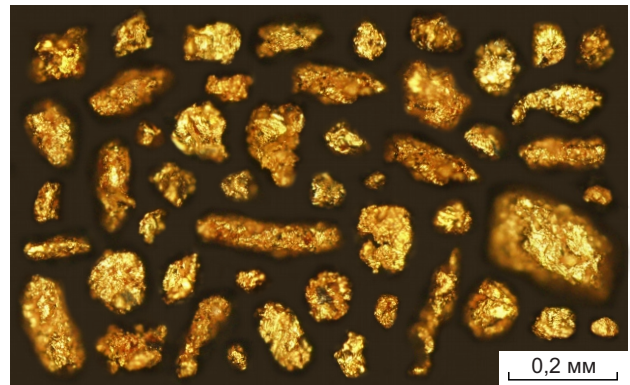


Рис. 5. Самородное золото Верхнетатарского рудопроявления

Fig. 5. Native gold of the Verkhnetatarskoye ore occurrence

Кварцевые жилы и прожилки преимущественно сконцентрированы в пределах рудоносного горизонта и редко встречаются в толще перекрывающих сланцев и в амфиболитах. Отмечены пересечения кварцитов кварцевыми прожилками. Контакты прожилков неровные, околожилные изменения отсутствуют. Кварц равновесен с гранатом и куммингтонитом и определяется нами как метаморфогенный.

Самородное золото, выделенное из кварцитов и гранат-куммингтонитовых сланцев (рис. 5), имеет размеры 0,05–0,2 мм, единичные золотины в длину достигают 0,5 мм. Форма выделений комковидная, пластинчатая, палочковидная, поверхность неровная ямчатая. Пробность самородного золота варьирует от 940 до 980 ‰, единственной установленной примесью в золоте служит серебро.

Золото-редкометалльная (теллур-висмутовая) минерализация наложена на гранат-куммингтонитовые сланцы, кварциты и кварцевые прожилки. Участки её развития характеризуются значительным повышением содержания Au (до 5–30 г/т). Главным минералом служит пирротин-2, образующий линзовидно-прожилковые скопления. В единичных случаях отмечены проявления пирит-арсенопиритовой ассоциации, которая представлена мелкими (10–20 мкм) тонкоигльчатыми кристаллами арсенопирита и кубическими кристаллами пирита размерами до 0,5 мм.

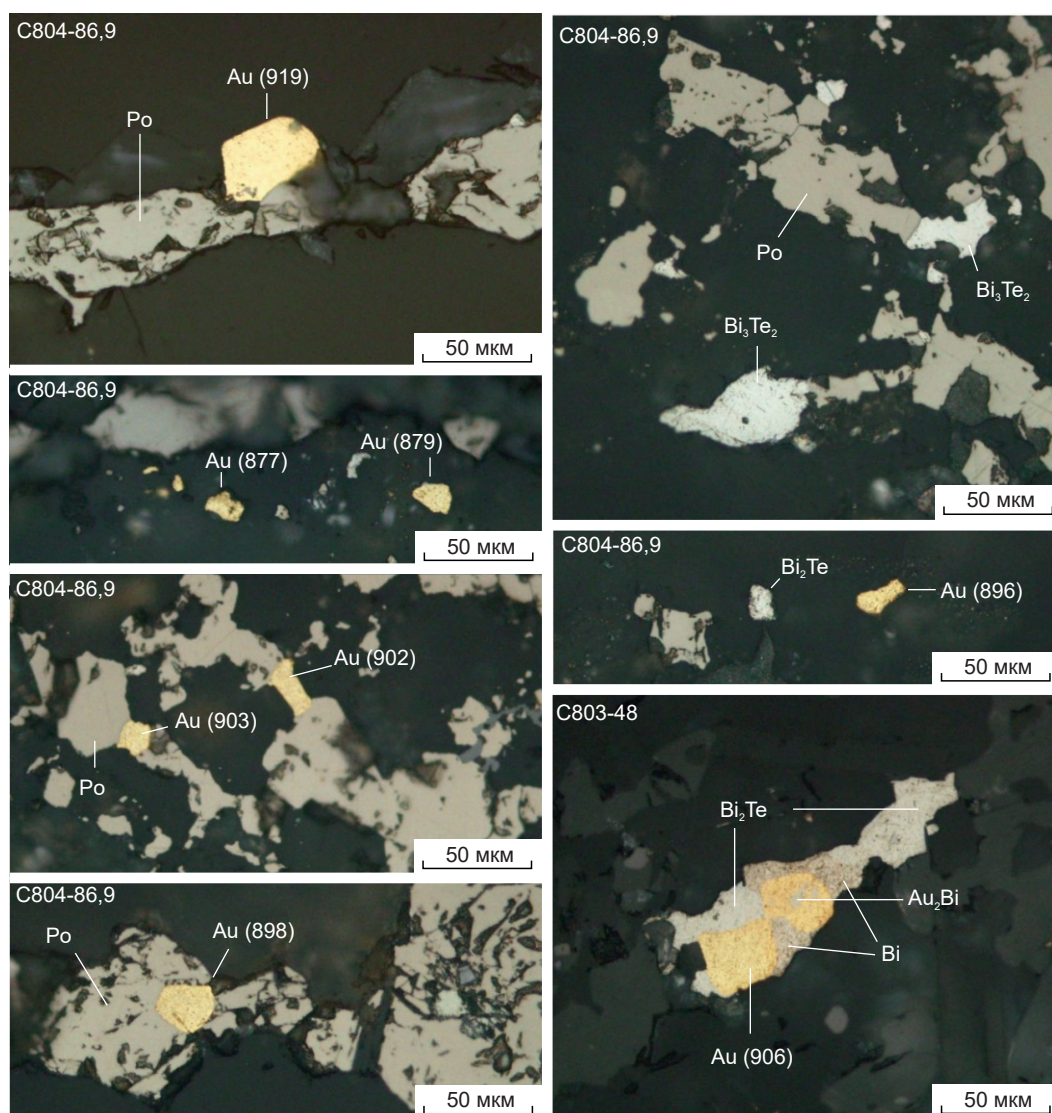


Рис. 6. Золото-редкометалльная минерализация (фото шлифов с данными рентгеноспектрального микроанализа):

Po – пирротин, Bi_2Te – хедлейит, Bi_3Te_2 – теллурид висмута (не названный), Au_2Bi – мальдонит, Au – самородное золото (в скобках указана пробаность в ‰)

Fig. 6. Reduced intrusion-related Au mineralization (photos of polished sections with EPMA data):

Po – pyrrhotite, Bi_2Te – hadleyite, Bi_3Te_2 – bismuth telluride (unnamed), Au_2Bi – maldonite, Au – native gold (fineness in ‰ is given in parentheses)

В виде примеси присутствуют сфалерит и халькопирит.

Самородное золото (пробность 900 ± 20 ‰) образует микронные выделения в тесном парагенезисе с теллуру-висмутовыми минералами (рис. 6). Среди последних диагностированы хедлейит (Bi_2Te), мальдонит (Au_2Bi),

самородный висмут, а также чрезвычайно редкий минерал (Bi_3Te_2), пока не имеющий названия [15].

Щелочные метасоматиты в разрезе изученных скважин встречаются спорадически как в золотоносных зонах, так и на удалении от них. Они сложены альбитом (50–60 %),

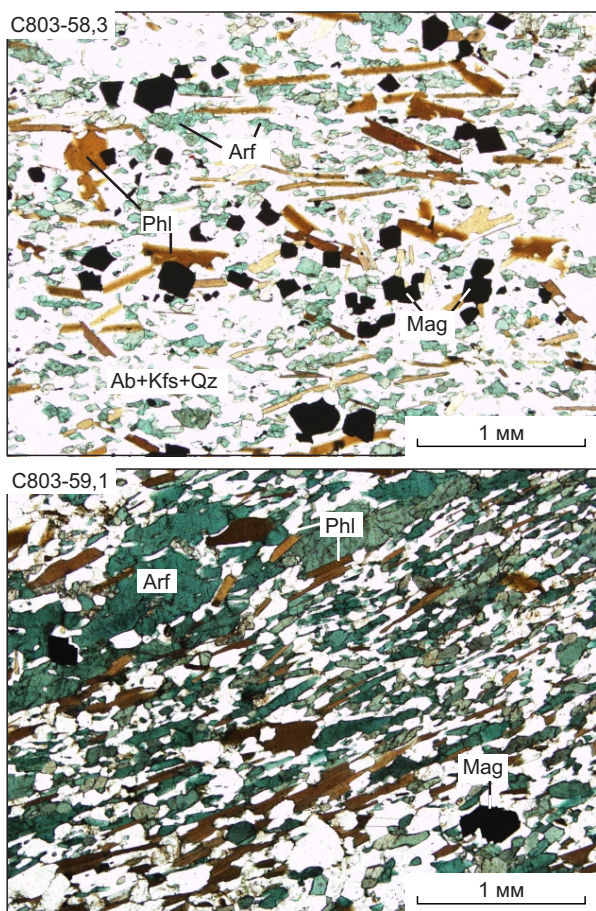


Рис. 7. Щелочные метасоматиты (фото прозрачных шлифов, без анализатора):

Arf – арфведсонит, Phl – флогопит, Mag – магнетит, Ab – альбит, Kfs – калиевый полевой шпат, Qz – кварц

Fig. 7. Alkaline metasomatites (photos of thin sections, without analyzer):

Arf – arfvedsonite, Phl – phlogopite, Mag – magnetite, Ab – albite, Kfs – potassium feldspar, Qz – quartz

кварцем (10–20 %), калиевым полевым шпатом (до 10 %), флогопитом (10–15 %), щелочным амфиболом (арфведсонит, 7–10 %). Характерной примесью является фторапатит (обычно около 1 %, но встречаются скопления апатита размерами до 1 см). Часто присутствует кальцит.

Структура лепидогранобластовая, сланцевая (рис. 7). Основная масса породы сложена кварц-полевошпатовым аллотриоморфно-зернистым агрегатом, состоящим из плотно

прижатых слабо вытянутых зёрен. Калиевый полевой шпат распространён очень неравномерно по площади и обычно образует локальные мономинеральные участки. Арфведсонит кристаллизуется в виде длиннопризматических, реже широко столбчатых кристаллов, ориентированных согласно сланцеватости. Минерал имеет резкий плеохроизм от светло-зелёного до насыщенного изумрудно-зелёного цвета. Флогопит образует коричневые ровные пластинки, ориентированные в одном направлении.

Рудные минералы в основном представлены магнетитом, кристаллы которого образуют в метасоматитах равномерно рассеянную вкрапленность. Отмечены также редкие выделения галенита и пирита со включениями халькопирита. Метасоматиты сопровождаются геохимическими аномалиями Nb. Минералы ниобия, обнаруженные при минералогическом анализе тяжёлых фракций проб, представлены пироксеном и колумбитом.

В пределах рудоносного горизонта отмечено замещение куммингтонита арфведсонитом и флогопитом. На участках развития полнопроявленных щелочных метасоматитов гранат и куммингтонит, а также золото-редкометаллическая минерализация замещены полностью.

Кварц-турмалиновые метасоматиты проявлены локально и обнаружены только в поверхностных горных выработках в виде фрагментов размерами до 5–10 см вместе с агрегатами крупночешуйчатого мусковита. Структура нематогранобластовая, текстура грубополосчатая (рис. 8). Породы сложены кварцем и турмалином примерно в равном соотношении. Отмечены редкие веретенообразные кристаллы сфена. Кварц образует крупные кристаллы идиоморфной формы размерами 1–2 мм. Турмалин представлен в виде полихромных короткопризматических кристаллов размерами до 1 мм.

Изотопный состав сульфидной серы. Пирротин-1, образующий вкрапленность в породах рудовмещающего горизонта, на 3–4 % обогатён тяжёлым изотопом серы относительно «метеоритного» стандарта (табл. 1).

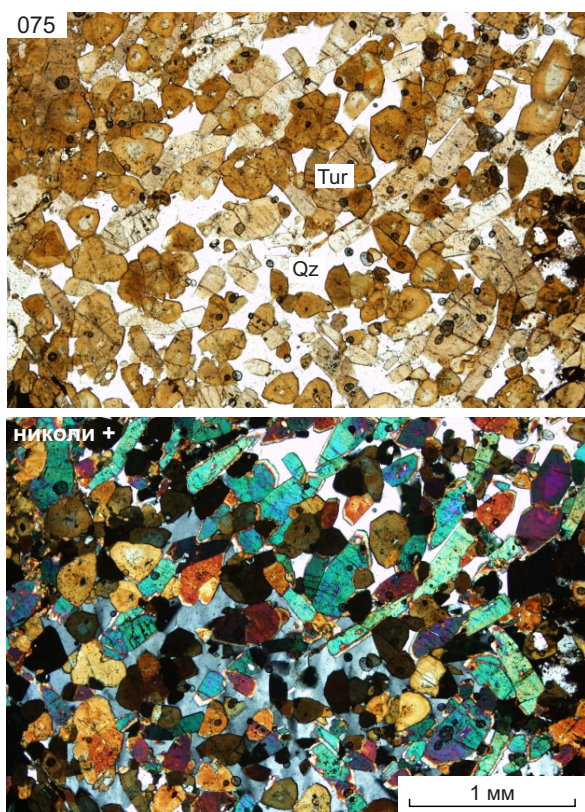


Рис. 8. Кварц-турмалиновые метасоматиты (прозрачный шлиф):

Qz – кварц, Tur – турмалин

Fig. 8. Quartz-tourmaline metasomatites (thin section, transmitted light):

Qz – quartz, Tur – tourmaline

В перекрывающих сланцах пирротин-1 характеризуется ещё более высокими значениями $\delta^{34}\text{S}$ (до 9 ‰). Подобная изотопно-геохимическая зональность установлена на всех изученных золоторудных месторождениях Енисейского кряжа [7]. Она обусловлена смешением в магматогенно-гидротермальных и гидротермально-осадочных рудообразующих системах сульфидной серы, образованной в результате восстановления морского сульфата, с серой ювенильного происхождения.

Пирротин-2 характеризуется околонулевыми величинами $\delta^{34}\text{S}$, характерными для ювенильной серы. Таким образом, изотопные данные подтверждают принадлежность пирротина-1 и пирротина-2 к разным этапам минерализации.

Таблица 1. Изотопный состав серы сульфидов Верхнетатарской площади

Table 1. Sulfur isotope composition of sulfides from the Verkhnetatarskaya area

№ образца	Минерал	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$, ‰
<i>Вкрапленность в мусковит-биотитовых сланцах</i>		
С-801/63,9	Пирротин	+8,9
С-804/30,8	Пирротин	+7,8
<i>Вкрапленность в золотоносных гранат-куммингтонитовых сланцах</i>		
С-801/94,5	Пирротин	+3,8
С-801/99,0	Пирротин	+3,0
С-804/91,3	Пирротин	+3,6
<i>Пирротин в ассоциации с минералами висмута</i>		
С-803/48,0	Пирротин	+0,1
С-804/86,9	Пирротин	+0,6

Физико-химические условия минералообразования. В изученных образцах обнаружены флюидные включения четырёх типов (рис. 9), которые могут быть сопоставлены с рассмотренными выше гидротермально-метасоматическими образованиями. Каждый тип представлен ассоциациями газовых и газожидких включений, захваченных одновременно из гетерогенной («кипящей») минералообразующей среды, поэтому полученные по включениям температуры и давления (табл. 2) соответствуют температурам минералообразования.

Тип 1. Первичные включения в метаморфогенном кварце, которые образуют отдельные кластеры, не связанные с трещинами.

В газовой фазе (водно-углекислотные включения «СL») находится углекислота с небольшой примесью метана (около 5 мольн. %) и водяной пар. При комнатной температуре углекислота занимает 75 % объёма вакуолей. Температура плавления CO_2 составляет $-58,5^\circ\text{C}$, гомогенизация CO_2 происходит в жидкую фазу в интервале $5,4\text{--}10,4^\circ\text{C}$, расчётный мольный объём – $52\text{ см}^3/\text{моль}$. Общий расчётный состав включений: CO_2 – 50 мольн. %, H_2O – 50 мольн. %; мольный объём – $35\text{ см}^3/\text{моль}$.

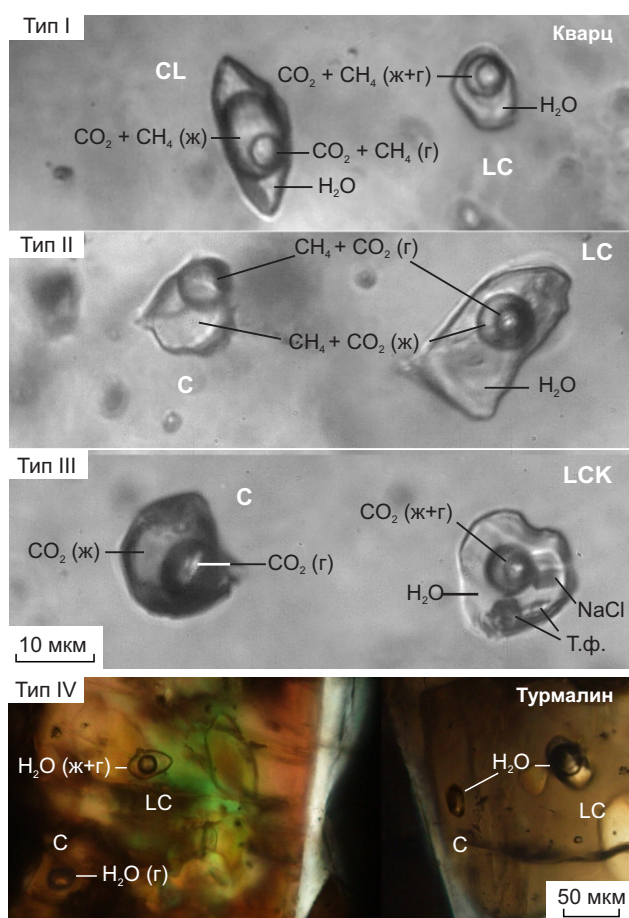


Рис. 9. Типы флюидных включений в минералах: фазы: ж – жидкая, г – газообразная, т. ф. – твёрдая

Fig. 9. Types of fluid inclusions in minerals: Phases: ж – liquid, г – gaseous, т. ф. – solid

Жидкая фаза (углекислотно-водные включения «LC») представлена разбавленным водным раствором с концентрацией 1–3 мас. % NaCl-экв. (температура разложения газогидрата 8,5–9,5 °C). Включения декрепитируют в интервале 290–320 °C, не достигнув точки гомогенизации.

Расчётное давление во включениях в момент их декрепитации составляет около 3,5 кбар. При 500 °C (нижняя температура образования граната при метаморфизме по [3]) давление составит 5,5 кбар. Таким образом, полученные данные свидетельствуют о формировании жильного кварца на глубинах не менее 15 км от палеоповерхности.

Тип II. Вторичные включения в метаморфогенном кварце, приуроченные к залеченным трещинам. Находятся в тесной пространственной связи с золото-редкометалльной минерализацией и геохимическими аномалиями висмута.

В газовой фазе (углекислотные включения «C») находится углекислота с существенной примесью метана (15–30 мольн. %) и небольшим количеством азота (около 5 мольн. %). Температура плавления CO₂ варьирует от -60,5 до -64 °C, гомогенизация CO₂ происходит в жидкую фазу в интервале -5,4...-29 °C, расчётный мольный объём – 51–49 см³/моль.

Жидкая фаза (углекислотно-водные включения «LC») представлена водным раствором с концентрацией не менее 6 мас. % NaCl-экв. (температура разложения газогидрата 7 °C). Гомогенизация включений происходит путём растворения углекислоты в воде в интервале 230–300 °C.

Расчётное давление во включениях в момент их захвата составляет 1,8 кбар и соответствует глубинам около 7 км от палеоповерхности.

Необходимо отметить отчётливую термобарогеохимическую зональность, которая выражена в закономерном снижении температуры минералообразования в южном направлении от скв. 801 до скв. 806 (последняя находится в 400 м к югу от скв. 804) с градиентом порядка 50 °C/км. Причём по мере падения температуры в газовой фазе происходит неуклонный рост доли метана (от 15 до 30 мольн. %).

Тип III. Вторичные кристалло-флюидные включения в метаморфогенном кварце, приуроченные к залеченным трещинам. Предположительно могут быть связаны со щелочными метасоматитами.

В газовой фазе (углекислотные включения «C») находится чистая углекислота без примесей. Температура плавления CO₂ составляет -56,6 °C, гомогенизация CO₂ происходит в жидкую фазу в интервале 8,5–9,2 °C, мольный объём – 50 см³/моль.

Жидкая фаза (углекислотно-водные включения «LCK»), содержащие кристалл галита и неидентифицированные твёрдые фазы) представлена щёлочно-хлоридным рассолом-рас-



Таблица 2. Параметры флюидных включений в кварце Верхнетатарской площади

Table 2. Parameters of fluid inclusions in quartz from the Verkhnetatarskaya area

Номер образца	Тип ФВ		Температуры фазовых переходов, °С				Расчётные параметры			
			T _{гр}	T _{пл CO₂}	T _{гом C}	T _{гом (T_{NaCl})}	xCH ₄	V	C	P
С-801/94,5	II	LC	7	-60,5	-2,7...-3,6	280–300	–	–	6	1,8
		C	–	-60,5	-5,8...-9,3	–	0,15	51	–	
С-802/137	I	LC	9	-58,5	5,4...6,6	>320	–	–	2	>3,5
		CL	10	-58,5	5,9...8,2	>320	0,05	35	0	
С-803/49	II	LC	7,5	-61,0	-3,5...-6,0	270–280	–	–	5	1,8
		C	–	-61,0	-7,6...-12,1	–	0,17	50	–	
К-704/62	I	LC	8,5	-58,5	12,7...13,2	>290	–	–	3	>3,2
		CL	10	-58,5	8,7...10,4	>300	0,05	35	0	
С-804/75,6	III	LCK	-8,3	-56,6	13...16	235–240 (230–240)	–	–	33	1,5
		C	–	-56,6	8,5...9,2	–	0,0	50	–	
С-804/77,1	I	LC	8,5	-58,5	4,3...5,1	>320	–	–	3	>3,5
		CL	10	-58,5	5,4...6,1	>320	0,05	35	0	
С-804/86,9	II	LC	11	-63,0	-19...-20,5	260–270	–	–	–	1,8
		C	–	-63,0	-21,5	–	0,27	50	–	
С-804/86,9	III	LCK	-11,5	–	–	280–290 (365–405)	–	–	45	1,5*
		C	–	–	–	–	–	–	–	
С-804/92,2	IV	LC	-4,6*	–	–	210–225	–	–	7	0,2
		C	–	-58,3	5,5...10,5(Г)	–	0,15	250	–	
С-806/85,4	I	LC	9,5	-58,5	4,1...8,7	>310	–	–	1	>3,5
		CL	10	-58,5	5,5...7,8	>320	0,05	35	0	
	II	LC	13,5	-64,0	-22,5...-27,4	230–250	–	–	–	1,8
		C	–	-64,0	-28,3...-29,0	–	0,30	49	–	
Турмалин 075	IV	LC	-6,6*	–	–	350–375	–	–	10	0,2**
		C	–	–	–	–	–	–	–	

Примечания. Типы флюидных включений: LC – углекислотно-водные (К – с твёрдыми дочерними фазами), CL – водно-углекислотные, C – углекислотные. Измеренные температуры: T_{гр} – разложения газогидрата (* – плавления льда), T_{пл CO₂} – плавления углекислоты, T_{гом C} – гомогенизации углекислотно-метанового флюида в жидкую фазу (Г – в газовую фазу), T_{NaCl} – растворения галита, T_{гом} – гомогенизации включения путём растворения газов в воде. Расчётные параметры: xCH₄ – мольная доля метана в смеси с углекислотой, V – мольный объём включений; оценены по T_{пл CO₂} и T_{гом C} [17]. C – концентрация солей в водном растворе (в мас. % NaCl-экв.), определена по температуре плавления газогидрата [16], льда или растворения галита [14]. P – давление, оценённое по плотности углекислотных (C, CL) включений и температуре гомогенизации сосуществующих углекислотно-водных (LC) включений (* – по разнице между температурой исчезновения газового пузырька и растворения галита, ** – по давлению водяного пара при T_{гом}) [4, 13, 14]. В каждой группе проанализировано не менее 5 индивидуальных включений.

плавом с концентрацией 33 мас. % NaCl-экв. (температура растворения галита 230–240 °С). В составе солей преобладают NaCl и MgCl₂ (температура эвтектики -35 °С). Гомогенизация включений происходит путём одновременного растворения углекислоты и галита в воде при 230–240 °С.

В образце С-804/86,9 обнаружены также включения рассолов-расплавов, захваченные из гомогенной среды. Кристалл галита в этих включениях растворяется при температурах 365–405 °С после исчезновения пузырька CO₂.

Расчётное давление во включениях типа III в момент их захвата составляет 1,5 кбар и

соответствует глубинам около 6 км от палео-поверхности.

Тип IV. Первичные включения в турмалине кварц-турмалиновых метасоматитов.

В газовой фазе (включения «С») находится преимущественно водяной пар с незначительной примесью CO_2 и CH_4 .

Жидкая фаза (включения «LC») представлена водно-солевым раствором с концентрацией 10 мас. % NaCl-экв. (температура плавления льда $-6,6$ °C). Гомогенизация включений происходит в жидкую фазу при $350\text{--}375$ °C.

К данному типу нами отнесены также вторичные включения в метаморфогенном кварце, пространственно ассоциирующие с геохимической аномалией бора. Здесь газовая фаза представлена углекислотой низкой плотности, которая гомогенизируется в газовую фазу при температурах $5,5\text{--}10,5$ °C (мольный объём около 250 см³/моль). Находящиеся в ассоциации углекислотно-водные включения гомогенизируются при $210\text{--}225$ °C.

Расчётное давление в момент захвата включений типа IV составляет около 0,2 кбар и соответствует глубинам 1–2 км от палеоповерхности.

Таким образом, все изученные типы флюидных включений существенно различаются по составу, плотности и температурам захвата, при этом они могут присутствовать в одном образце. Это свидетельствует о принадлежности включений к разным этапам минералообразования.

Обсуждение результатов

Главной закономерностью в локализации оруденения на изученной площади служит его строгая приуроченность к горизонту альмандин-куммингтонитовых сланцев и кварцитов при полном отсутствии признаков низкотемпературных кислотных метасоматических изменений граната и амфибола. Как показал анализ литературных данных, отчётливый литолого-стратиграфический контроль в размещении золоторудных тел характерен для Таттарского рудного узла в целом.

На участке Берёзовом, расположенном в 6 км к северу от Верхнетатарского рудопроявления, золотоносные зоны приурочены к кон-

тактам ортоамфиболитов. Руды сложены альмандин-куммингтонит-альбитовыми породами с относительно крупным весьма высокопробным самородным золотом. Висмутовая минерализация не установлена, геохимические аномалии висмута отсутствуют (Дмитриев и др., 2022ф).

При разведке Николаевского месторождения золота (Стороженко и др., 2020ф) строго вдоль контакта ортоамфиболитов и кварц-хлорит-серицитовых метапелитов скважинами прослежена зона развития золотоносных «кварцитолитов» (Au $3\text{--}10$ г/т), мощность которых варьирует от 1 до 30 м, протяжённость по падению – более 200 м. В лежащем боку зоны развиты оперяющие кварцевые жилы.

Идентичная обстановка локализации золоторудных тел наблюдается на месторождении Герфед, а также на серии рудопроявлений, входящих в состав Герфед-Николаевского рудного поля [2]. Здесь золотоносные кварциты (в среднем около 1 г/т Au) приурочены к контакту толщи «метабазитовых» сланцев и ортоамфиболитов с перекрывающими их углеродистыми хлорит-серицит-кварцевыми филлитовидными сланцами. Кварциты содержат примесь углистого вещества и сульфидов. Мощность отдельных линзовидных тел кварцитов достигает 30 м при протяжённости 200–400 м. Суммарная длина зоны развития кварцитов превышает 7 км. Со стороны лежащего бока кварциты сопровождаются оперяющими кварцевыми жилами, некоторые из которых отличаются высокой золотоносностью.

Самородное золото – крупное высокопробное, находится вне связи с сульфидами. Микроскопическое золото присутствует в ассоциации с арсенопиритом. Отмечены висмутин, алексит, самородный висмут, антимонит.

Следует отметить три важные особенности оруденения [2]. Во-первых, для кварцитов характерно грубополосчатое распределение золота, что может свидетельствовать об изначально седиментогенном обогащении пород золотом. Во-вторых, с кварцитами ассоциируют золотоносные породы, сложенные альбитом, магнизиально-железистыми карбонатами и сульфидами железа. В-третьих, вмещающие породы Герфед-Николаевского рудного поля



метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Последнее объясняется морфологией Татарского массива, имеющего крутой восточный и пологий западный контакт (Стороженко, 2020ф), и служит указанием на контактовую природу метаморфизма амфиболитовой фации на Верхнетатарской площади.

По мнению исследователей [2], кварциты представляют собой метаморфизованные пластовые отложения высокозрелой коры химического выветривания с кластогенным золотом. По нашему мнению, линзовидная морфология залежей, повышенная железистость и золотоносность указывают на гидротермально-осадочный генезис протолита кварцитов. Ассоциирующие с кварцитами карбонат-альбитовые породы, вероятно, представляют собой метаморфизованные туфы основного состава.

Подобные золотоносные образования известны и в других рудных провинциях, например на крупнейшем золоторудном месторождении Хоумстейк (США). Данное месторождение, как и рассмотренные выше золоторудные объекты, локализовано в породах раннепротерозойского возраста. Хоумстейк служит эталонным представителем оруденения золото-железисто-кварцитово-формации [5], представляющего собой метаморфизованные стратифицированные залежи золотоносных гидротермально-осадочных руд сульфидно-карбонатно-кремнистого состава. Сложенный углеродистыми сланцами и кварцитами рудоносный горизонт мощностью 30–120 м характеризуется повышенными содержаниями FeO и MgO, типичными для смешанных карбонатно-сульфидных фаций формации железистых кварцитов. Содержание сульфидов в отдельных слоях достигает 20–30 %, первичные содержания Au в породах – до 17 г/т. Примечательно обогащение сульфидов тяжёлым изотопом серы ($\delta^{34}\text{S}$ от +3 до +30 ‰).

В рудном поле месторождения Хоумстейк проявлен зональный метаморфизм. При этом выше изограды граната содержащиеся в золотоносных горизонтах магнезиально-железистые карбонаты превращены в куммингтонит.

Практически полная аналогия структурно-вещественных характеристик месторож-

дения Хоумстейк и золото-кварцевого оруденения, проявленного в пределах Татарского рудного узла, позволяет предполагать осадочно-метаморфический генезис последнего. Подобный взгляд на происхождение большинства золото-кварцевых месторождений Енисейского кряжа убедительно обоснован в работе [10].

Возраст метаморфизма, сформировавшего окончательный облик золотоносных пород с прожилками жильного кварца, содержащего высокобарические флюидные включения метаморфогенных растворов, можно определить по времени становления гранитов первой фазы Татарского массива в 870–890 млн лет.

Золото-редкометалльная минерализация наложилась на ранее сформированные руды в обстановке значительно меньшей глубины, что свидетельствует о её более позднем возрасте. Пирротин-2, находящийся в парагенезисе с самородным золотом и минералами висмута, характеризуется околонулевыми значениями $\delta^{34}\text{S}$, что указывает на вероятную связь золото-сульфидной минерализации с глубинным магматизмом. Восстановленный существенно метановый характер рудоносных флюидов характерен для золото-сульфидного оруденения Енисейского кряжа [6, 12 и др.], причём на ряде объектов его послеметаморфический возраст (730–680 млн лет) установлен методами изотопной геохронологии [9]. Выявленная на Верхнетатарском рудопроявлении термобарогеохимическая зональность позволяет предполагать, что в северной части изученной площади золото-редкометалльное оруденение эродировано в большей степени.

Щелочные метасоматиты, изученные нами на Верхнетатарском рудопроявлении, полностью аналогичны метасоматитам, развитым на Татарском месторождении ниобия, фосфора, магнетита и вермикулита. Здесь щелочные метасоматиты сложены альбитом, арфведсонитом и флогопитом, пространственно и генетически они тесно связаны с доломитовыми карбонатитами [8]. Поэтому представляется наиболее вероятным, что именно со щелочными метасоматитами связаны вторичные включения магматогенных рассолов-расплавов, обнаруженные нами в метаморфоген-

Этап	Золото-кварцевый	Золото-редкометалльный	Щелочных метасоматитов	Кварц-турмалиновый
Альбит, КПШ	■		■	
Альмандин	■			
Куммингтонит	■			
Флогопит				
Рибекит-арфведсонит			■	
Кварц	■		■	■
Ильменит, сфен, рутил	■			■
Апатит			■	
Пироклор, колумбит			■	
Мусковит				■
Турмалин				■
Магнетит			■	
Пирротин	■	■	■	
Пирит, халькопирит	■	■	■	
Арсенопирит		■		
Галенит			■	
Самородный висмут		■		
Теллуриды висмута		■		
Самородное золото (пробность, ‰)	(940–980)	(880–920)	-	-
Возраст, млн лет	890–870	730–680	720–650	640–620
Температура, °С	500 → 350	300 → 230	400 → 240	375 → 220
Давление, кбар	5,5 - 3,5	1,8	1,5	0,2
$\delta^{34}\text{S}_{\text{FeS}}$, ‰	+9...+3	0.0	-	-
Компоненты флюидов	CO ₂	CH ₄	NaCl-MgCl ₂	H ₂ O
Геохимические ореолы	Au	Bi, As	Nb	B

Минералы: ■ главные; ■■■ второстепенные; ■■■ редкие; ■■■ индикаторные

Рис. 10. Схема последовательности минералообразования на Верхнетатарской площади

Fig. 10. Scheme of the mineral formation sequence in the Verkhnetatarskaya area

ном кварце. Подобные кристалло-флюидные включения закономерно присутствуют в минералах всех карбонатитовых комплексов [11]. Изотопный возраст карбонатитов Татарского месторождения и предположительно связанных с ними малых интрузий щелочно-ультраосновных пород заключён в интервале 720–650 млн лет [1, 9].

На Верхнетатарском рудопроявлении щелочные метасоматиты были сформированы несколько позже, чем золото-редкометалльная минерализация. На это указывают наблюдаемые в скважинах взаимоотношения, а также относительно более низкое давление при захвате кристалло-флюидных включений (1,5 кбар) по сравнению с включениями углекислотно-метановых флюидов (1,8 кбар).

Кварц-турмалиновые метасоматиты, проявленные на изученной площади, очевидно, являются аналогами оловоносных мусковит-кварц-турмалиновых грейзенов, которые развиты в контактовых зонах щелочных гранитов второй фазы Татарского массива (Стороженко и др., 2018ф). Резкое снижение давления при их формировании (до 0,2 кбар), вероятнее всего, связано не только с уменьшением глубинности минералообразования, но и со сменой литостатического режима гидростатическим вследствие раскрытия трещин.

Таким образом, в результате проведенных исследований авторами в пределах Верхнетатарской площади выделены четыре минеральных комплекса, сформированных последовательно в течение соответствующих этапов



эндогенной активности (рис. 10). Минералообразование протекало при неоднократном поступлении магматогенных флюидов и повышении температур на фоне значительного снижения давления (от 4–5 до 0,2 кбар). Последнее может быть связано с подъёмом территории, денудацией и уменьшением глубин развития минералообразующих процессов с ~ 15–20 км до 1–2 км в период от 890 до 620 млн лет назад.

Заключение

В пределах Верхнетатарской площади проявлены продукты последовательного развития нескольких рудообразующих систем, которые пространственно приурочены к единому литолого-стратиграфическому уровню. Минералообразование происходило в период с 890 до 620 млн лет назад на фоне снижения давления, связанного с подъёмом территории, денудацией и уменьшением глубин развития метаморфических и гидротермальных процессов с ~ 15 км до 1–2 км от палеоповерхности. Неоднократное поступление флюидов из нового магматического источника сопровождалось повышением температур и формированием минеральных комплексов, контрастно различающихся по составу и рудоносности.

Золото-кварцевое оруденение сформировано в процессе высокотемпературного контак-

тового метаморфизма золотоносных сульфидно-карбонатно-кремнистых пород при внедрении гранитов первой фазы Татарского массива. В результате были образованы гранат-куммингтонитовые сланцы и кварциты с крупным высокопробным самородным золотом.

Золото-редкометалльное оруденение, включающее пирротин, арсенопирит, тонкое относительно низкопробное самородное золото и теллур-висмутовые минералы, было сформировано при участии восстановленных существенно метановых флюидов, связанных с глубинным магматическим очагом. Участки его развития характеризуются значительным повышением содержаний Au в рудах.

Более поздние события, связанные со щелочным магматизмом, привели к формированию флогопит-арфведсонит-полевошпатовых метасоматитов, несущих ниобиевое оруденение, и мусковит-кварц-турмалиновых грейзенов. Наложение поздних метасоматитов на золотые руды приводит к их разубоживанию.

Таким образом, полигенно-полихронный характер минерализации, проявленной в пределах Верхнетатарской площади, обусловил наблюдаемое разнообразие минеральных ассоциаций, широкие вариации РТХ-параметров флюидных включений, сложность строения геохимического поля и неоднозначность типизации золотого оруденения.

Список литературы

1. Врублевский В. В., Сазонов А. М., Гертнер И. Ф., Тишин П. А., Колмаков Ю. В. Геохронология и магматические источники щелочных пород и карбонатитов Южного Заангарья, Енисейский кряж // Известия Томского политехнического университета. – 2012. – Т. 320, № 1. – С. 63–70.
2. Гибшер Н. А., Томиленко А. А., Сазонов А. М., Рябуха М. А., Тимкина А. Л. Золоторудное месторождение Герфед: характеристика флюидов и РТ-условия образования кварцевых жил (Енисейский кряж, Россия) // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 11. – С. 1851–1867.
3. Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации метаморфизма / под ред. акад. В. С. Соболева. – М.: Недра, 1969. – 432 с.
4. Калюжный В. А. Основы учения о минералообразующих флюидах. – Киев: Наукова думка, 1982. – 237 с.
5. Константинов М. М., Некрасов Е. М., Сидоров А. А., Стружков С. Ф. Золоторудные гиганты России и Мира. – М.: Научный мир, 2000. – 272 с.
6. Кряжев С. Г., Берковский Е. М. Флюидный режим формирования Олимпиадинского золото-сульфидного месторождения // Отечественная геология. – 2023. – № 1. – С. 20–33.
7. Мансуров Р. Х., Кряжев С. Г., Зеликсон Б. С. Минералого-геохимические особенности рудопроявления Южное, Енисейский кряж // Руды и металлы. – 2017. – № 1. – С. 55–66.
8. Никитина Е. И. Фосфатноносные коры выветривания Татарского месторождения (Енисейский

- кряж) // Теоретические и прикладные аспекты современной науки. – 2015. – № 9-2. – С. 5–10.
9. Ножкин А. Д., Борисенко А. С., Неволько П. А. Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 1. – С. 158–181.
 10. Петров В. Г. Условия золотоносности северной части Енисейского кряжа / Тр. Ин-та геологии и геофизики. Вып. 69. – Новосибирск : Наука, 1974.
 11. Прокопьев И. Р. Петрогенезис и рудоносность щелочных карбонатитовых комплексов Сибирского кратона и складчатого обрамления : автореф. дисс. ... докт. геол.-минер. наук. – Новосибирск, 2025.
 12. Томиленко А. А., Гибшер Н. А. Особенности состава флюида в рудных и безрудных зонах Советского кварц-золоторудного месторождения, Енисейский кряж (по данным изучения флюидных включений) // Геохимия. – 2001. – № 2. – С. 167–177.
 13. Bakker R. J. Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusions data and for modeling bulk fluid properties // Chemical Geology. – 2003. – V. 194. – P. 3–23.
 14. Bodnar R. J., Vityk M. O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions / De Vivo B., Frezzotti M. L. (eds). Fluid inclusions in minerals, methods and applications. – Blacksburg : Virginia Tech., 1994. – P. 117–130.
 15. Cook N. J., Ciobanu C. L., Wagner T., Stanley C. J. Minerals of the system Bi-Te-Se-S related to the tetradymite archetype: review of classification and compositional variation // The Canadian Mineralogist. – 2007. – V. 45. – P. 665–708.
 16. Darling R. S. An extended equation to calculate NaCl contents from final clathrate melting temperatures in H₂O-CO₂-NaCl fluid inclusions: implications for PT-isochors location // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1991. – V. 55. – P. 3869–3871.
 17. Thiery R., Kerkhof A. M., Dubessy J. vX properties of CH₄-CO₂ and CO₂-N₂ fluid inclusions: modeling for T < 31 °C and P < 400 bars // European Journal of Mineralogy. – 1994. – No 6. – P. 753–771.

References

1. Vrublevskii V. V., Sazonov A. M., Gertner I. F., Tishin P. A., Kolmakov Yu. V. Geokhronologiya i magmaticheskie istochniki shchelochnykh porod i karbonatitov Yuzhnogo Zaangar'ya, Eniseiskii kryazh [Geochronology and magmatic sources of alkaline rocks and carbonatites of the Southern Transangarya, Yenisei Ridge], *Izvestiya Tomskogo politekhnicheskogo universiteta* [News of Tomsk Polytechnic University], 2012, V. 320, No 1, pp. 63–70. (In Russ.)
2. Gibsher N. A., Tomilenko A. A., Sazonov A. M., Ryabukha M. A., Timkina A. L. Zolotorudnoe mesto-rozhdzenie Gerfed: kharakteristika flyuidov i PT-usloviya obrazovaniya kvartsevykh zhil (Eniseiskii kryazh, Rossiya) [Gerfed gold deposit: characteristics of fluids and PT conditions for the formation of quartz veins (Yenisei Ridge, Russia)], *Geologiya i geofizika* [Geology and geophysics], 2011, V. 52, No 11, pp. 1851–1867. (In Russ.)
3. Dobretsov N. L., Reverdatto V. V., Sobolev V. S., Sobolev N. V., Khlestov V. V. Fatsii metamorfizma / [Facies of metamorphism / edited by academician V. S. Sobolev], Moscow, Nedra Publ., 1969, 432 p.
4. Kalyuzhnyi V. A. Osnovy ucheniya o mineralo-obrazuyushchikh flyuidakh [Fundamentals of the doctrine of mineral-forming fluids], Kyiv, Naukova Dumka Publ., 1982, 237 p.
5. Konstantinov M. M., Nekrasov E. M., Sidorov A. A., Struzhkov S. F. Zolotorudnye giganty Rossii i Mira [Gold ore giants of Russia and the World], Moscow, Nauchnyi Mir Publ., 2000, 272 p.
6. Kryazhev S. G., Berkovskii E. M. Flyuidnyi rezhim formirovaniya Olimpiadinskogo zloto-sul'fidnogo mestorozhdeniya [Fluid regime of the formation of the Olimpiadinskoye gold-sulfide deposit], *Otechestvennaya geologiya* [National geology], 2023, No 1, pp. 20–33. (In Russ.)
7. Mansurov R. Kh., Kryazhev S. G., Zelikson B. S. Mineralogo-geokhimicheskie osobennosti rudoprovavleniya Yuzhnoye, Eniseiskii kryazh [Mineralogical and geochemical features of the Yuzhnoye, Yenisei Ridge ore occurrence], *Rudy i metally* [Ores and metals], 2017, No 1, pp. 55–66. (In Russ.)
8. Nikitina E. I. Fosfatonosnye kory vyvetrivaniya Tatarskogo mestorozhdeniya (Eniseiskii kryazh) [Phosphate-bearing weathering crusts of the Tatarskoye deposit (Yenisei Ridge)], *Teoreticheskie i prikladnye aspekty sovremennoi nauki* [Theoretical and applied aspects of modern science], 2015, No 9-2, pp. 5–10. (In Russ.)
9. Nozhkin A. D., Borisenko A. S., Nevol'ko P. A. Etapy pozdneproterozoiskogo magmatizma i vozrastnye rubezhi zolotogo orudneniya Eniseiskogo



- kryazha [Stages of Late Proterozoic magmatism and age boundaries of gold mineralization of the Yenisei Ridge], *Geologiya i geofizika [Geology and geophysics]*, 2011, V. 52, No 1, pp. 158–181. (In Russ.)
10. Petrov V. G. Usloviya zolotonosnosti severnoi chasti Eniseiskogo kryazha [Conditions of gold-bearing capacity of the northern part of the Yenisei Ridge], *Trudy Instituta geologii i geofiziki. [Proceedings of the Institute of Geology and Geophysics]*, Novosibirsk, Nauka Publ., 1974. – Issue 69. (In Russ.)
 11. Prokop'ev I. R. Petrogenезis i rudonosnost' shchelochnykh karbonatitovykh kompleksov Sibirskogo kratona i skladchatogo obramleniya : avtoref. diss. dokt. geol.-miner. nauk [Petrogenesis and ore content of alkaline carbonatite complexes of the Siberian Craton and folded surroundings: abstract of PhD dissertation in geol.-mineral sci.], Novosibirsk, 2025.
 12. Tomilenko A. A., Gibsher N. A. Osobennosti sostava flyuida v rudnykh i bezrudnykh zonakh Sovetskogo kvarts-zolotorudnogo mestorozhdeniya, Eniseiskii kryazh (po dannym izucheniya flyuidnykh vklyuchenii) [Features of fluid composition in ore and barren zones of the Soviet quartz-gold deposit, Yenisei Ridge (based on fluid inclusion studies)], *Geokhimiya [Geochemistry]*, 2001, No 2, pp. 167–177. (In Russ.)
 13. Bakker R. J. Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusions data and for modeling bulk fluid properties, *Chemical Geology*, 2003, V. 194, pp. 3–23.
 14. Bodnar R. J., Vityk M. O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions, De Vivo B., Frezzotti M. L. (eds). Fluid inclusions in minerals, methods and applications, Blacksburg, Virginia Tech. Publ., 1994, pp. 117–130.
 15. Cook N. J., Ciobanu C. L., Wagner T., Stanley C. J. Minerals of the Bi-Te-Se-S system related to the tetradymite archetype: review of classification and compositional variation, *The Canadian Mineralogist*, 2007, V. 45, pp. 665–708.
 16. Darling R. S. An extended equation to calculate NaCl contents from final clathrate melting temperatures in H₂O-CO₂-NaCl fluid inclusions: implications for PT-isochors location, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1991, V. 55, pp. 3869–3871.
 17. Thiery R., Kerkhof A. M., Dubessy J. vX properties of CH₄-CO₂ and CO₂-N₂ fluid inclusions: modeling for T < 31 °C and P < 400 bars, *European Journal of Mineralogy*, 1994, No 6, pp. 753–771.

Кряжев Сергей Гаврилович (kryazhev@tsnigri.ru)

доктор геолого-минералогических наук, начальник отдела

Двуреченская Светлана Степановна

кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник

Берковский Евгений Михайлович

научный сотрудник

Лизоркин Иван Михайлович

ведущий инженер

Старостин Иван Александрович

кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, г. Москва, Россия



СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553.48 (470.56)

Химический и минеральный состав руд Буруктальского месторождения (Оренбургская область). Тип никеленосной коры выветривания

Борисов А. А.¹, Сычёва Н. А.², Богуславский М. А.¹, Вильданов Д. И.¹¹ МГУ, г. Москва, Россия; ² ВИМС, г. Москва, Россия

Аннотация. Буруктальское месторождение никеля и кобальта находится в Оренбургской области и приурочено к коре выветривания одноимённого массива ультрабазитов, расположенного в южной части Буруктальского синклинория и являющегося самым крупным в России. Никель и кобальт в рудах месторождения концентрируются преимущественно в минералах групп серпентина и монтмориллонита, а также в магнетите, гётите, гематите и хлорите. Среднее содержание никеля составляет 0,86 %, среднее содержание кобальта – 0,09 %. Проведено сравнение вещественного состава руд Буруктальского месторождения с рудами никеленосных кор выветривания в других странах. На основании полученных данных в соответствии с международной классификацией определён тип профиля коры выветривания. Высокое содержание нонтронита (до 13 %), а также невысокое содержание оксидов и гидроксидов железа (12 %) при большом количестве серпентина (27 %) не позволяет отнести Буруктальское месторождение ни к силикатному, ни к глинистому типу кор выветривания, поэтому оно отнесено к смешанному глинисто-силикатному типу, что сильно усложняет подбор технологии обогащения.

Ключевые слова: никеленосные коры выветривания, химический состав, минеральный состав, силикатный никель, нонтронит, латериты, Буруктальское месторождение.

Для цитирования: Борисов А. А., Сычёва Н. А., Богуславский М. А., Вильданов Д. И. Химический и минеральный состав руд Буруктальского месторождения (Оренбургская область). Тип никеленосной коры выветривания. Руды и металлы. 2025. № 4. С. 70–87. DOI: 10.47765/0869-5997-2025-10013.

Chemical and mineral composition of ores of the Buruktal deposit (Orenburg Region): Type of the nickel-bearing weathering crust

Borisov A. A.¹, Sycheva N. A.², Boguslavsky M. A.¹, Vildanov D. I.¹¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia;² Fedorovsky All-Russian Institute of Mineral Raw Materials, Moscow, Russia

Abstract. The Buruktal nickel and cobalt deposit, the largest in Russia, is located in the Orenburg Region and is confined to the weathering crust of the ultramafic massif of the same name in the southern portion of the Buruktal synclinorium. Nickel and cobalt in ores of the deposit are predominantly concentrated in serpentine and montmorillonite group minerals, as well as in magnetite, goethite, hematite, and chlorite. The average nickel grade is 0.86 % and that of cobalt is 0.09 %. The composition of the Buruktal ores was compared with ores of nickel-bearing weathering crusts in other countries. The data obtained were used to determine the weathering crust profile type in accordance with the international classification. Because of the high nontronite content (up to 13 %), relatively low iron oxide and hydroxide content (12 %), along with the higher serpentine content (27 %), the Buruktal deposit cannot be classified neither as a silicate weathering crust, nor as clayey one. Therefore, it is classified as a mixed, clayey-silicate type, which strongly complicates selection of the beneficiation technology.

Keywords: nickel-bearing weathering crusts, chemical composition, mineral composition, silicate nickel, nontronite, laterites, Buruktal deposit.

For citation: Borisov A. A., Sycheva N. A., Boguslavsky M. A., Vildanov D. I. Chemical and mineral composition of ores of the Buruktal deposit (Orenburg Region): Type of the nickel-bearing weathering crust. Ores and metals. 2025. No. 4. pp. 70–87. DOI: 10.47765/0869-5997-2025-10013.



Введение

Буруктальское месторождение никеля находится в Оренбургской области и приурочено к коре выветривания одноимённого массива ультрабазитов. Оно было открыто в 1948 году в процессе геологической съёмки масштаба 1 : 200 000.

В 1960–1961 гг. институтом «Гипроникель» было разработано комплексное проектное задание комбината. Наиболее интенсивно его строительство велось в 1960–1964 гг., но затем в связи с открытием месторождений богатых руд Талнахского рудного узла в Норильском рудном районе капиталовложения были резко сокращены и строительство основных производственных объектов крайне замедлилось.

Разработка месторождения была начата в 1969 году, однако её экономическая эффективность на различных этапах оказалась нестабильной. Основными сдерживающими факторами являлись сложный вещественный состав руд и низкие содержания никеля, что негативно сказывалось на рентабельности добычи и переработки.

На протяжении практически всего периода эксплуатации месторождения велись непрерывные работы по совершенствованию технологии переработки руд. Поиск более перспективных альтернативных методов проводился с привлечением ведущих научно-исследовательских организаций отрасли, таких как «Гипроникель», МИСИС, ВИМС, ГЕОТЭП и НИЦ «Гидрометаллургия».

Несмотря на активную деятельность предприятия по совершенствованию технологий переработки, ни один из разрабатываемых методов не был доведён до промышленной реализации. Вследствие сохраняющейся низкой рентабельности и отсутствия экономически эффективной технологии, разработка Буруктальского месторождения была прекращена в 2012 году. В настоящий момент месторождение находится в законсервированном состоянии.

Исследования вещественного состава буруктальских руд – один из шагов к возобновлению добычных работ на месторождении.

Типизация профиля коры выветривания месторождений латеритного никеля, предложенная австралийскими геологами [7], для Буруктальского месторождения ранее не применялась.

Определение типа профиля коры выветривания – один из ключевых вопросов при освоении месторождений латеритного никеля, поскольку распределение и соотношение типов руд в разрезе оказывает непосредственное влияние на выбор технологии переработки.

В статье представлены исследования вещественного состава руд Буруктальского месторождения. Для выявления основных закономерностей строения коры выветривания проведён химический и минералогический анализ. По результатам вещественных исследований профиль коры выветривания Буруктальского месторождения определён как смешанный глинисто-силикатный.

Методы исследования

Исследования вещественного состава Буруктальского месторождения проведены на пробе, отобранной из северной части карьера третьего участка из блоков 21-С₁ и 22-С₁ между скважинами 1724 и 1723. Проба отбиралась из центральной части месторождения, являющейся наиболее представительной для руд данного объекта. Из крупнотоннажной пробы был отобран материал для подготовки навесок на химический и минералогический анализ.

Химический состав руд определён в аналитическом сертификационном испытательном центре ФГБУ «ВИМС». Атомно-абсорбционный метод применялся для определения содержаний никеля и кобальта, атомно-эмиссионный метод с индуктивно-связанной плазмой (ICP-OES) – для определения содержаний прочих металлов. Для аналитических работ использован атомно-эмиссионный спектрометр с индуктивно-связанной плазмой ICPE-9000 (Simadzu, Япония) и атомно-абсорбционный спектрометр AAnalyst-800 (Perkin Elmer, США).

Минеральный состав руды определён в минералогическом отделе ФГБУ «ВИМС» по данным рентгенографического количествен-

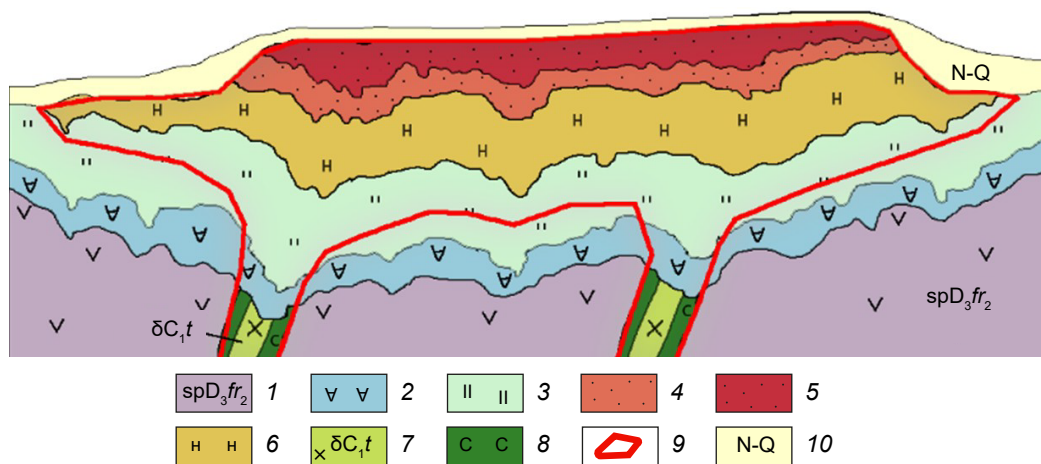


Рис. 1. Геологический разрез Буруктальского месторождения [1]:

1 – серпентиниты; 2 – карбонатизированные серпентиниты; 3 – выщелоченные серпентиниты; 4 – структурные охры; 5 – бесструктурные охры; 6 – нонтрониты; 7 – диориты; 8 – хлоритизация; 9 – рудные тела; 10 – неоген-четвертичные отложения

Fig. 1. Geological section across the Buruktal deposit [1]:

1 – serpentinites; 2 – carbonated serpentinites; 3 – leached serpentinites; 4 – structural ochers; 5 – structureless ochers; 6 – nontronites; 7 – diorites; 8 – chloritization; 9 – ore bodies; 10 – Neogene-Quaternary deposits

ного фазового анализа (РКФА) с использованием метода внутреннего стандарта. Для работы использован рентгеновский дифрактометр X'Pert PRO MPD (PANalytical, Нидерланды). Условия съемки: монохроматизированное Cu-Kα-излучение (графитовый монохроматор на дифрагированном излучении), режим работы рентгеновской трубки: $V = 50 \text{ kV}$, $I = 40 \text{ A}$, режим записи рентгенограмм непрерывный, шаг 0,02 град 2θ, время набора импульсов – 1 с.

Геологическое строение Буруктальского месторождения

Буруктальский массив ультрамафитов верхнедевонского возраста в плане имеет подковообразную форму, прорван более поздней серией меловых жильных образований различного состава (Устинов, Лосев, 1968ф). Буруктальское месторождение никеля приурочено к коре выветривания одноимённого массива ультраосновных пород и разделяется на шесть участков, образующих отдельные промышленные скопления никеля и кобальта (рис. 1).

Рудные залежи месторождения представлены линейно-площадной корой выветривания

ультрамафитов с пологим субгоризонтальным залеганием. Мощность коры выветривания изменяется в пределах от 1 до 70 м, в среднем составляя 15 м. Содержания никеля изменяются от 0,2 до 2 %, в среднем составляя 0,86 %, содержания кобальта – от 0,01 до 0,5 %, в среднем составляя 0,09 %.

Кровля коры пологая и ровная, соответствует подошве неоген-четвертичных отложений, подошва – извилистая, часто с карманами и впадинами. Разрез коры характеризуется ярко выраженной зональностью по вертикали (рис. 1).

В разрезе коры выделяются следующие зоны: зона охр в верхней части разреза, зона нонтронитов – в средней части, зона выщелоченных и карбонатизированных серпентинитов – в нижней части. Корнями коры выветривания является зона карбонатизированных серпентинитов, для которых характерно присутствие магнетита.

Зональность профиля Буруктальского месторождения имеет некоторые сходства с разрезами никеленосных кор выветривания различных типов (рис. 5). Горизонты структурных и бесструктурных охр соответствуют зонам крас-



ных и жёлтых лимонитов профиля окисленного типа, а горизонт нонтронитов – зоне смектитов глинистого профиля. Зоны выщелачивания и карбонатизации зарубежными исследователями не выделяются и относятся к нижней части горизонта сапролитов [7].

Отличительной особенностью Буруктальского месторождения является его полигенный генезис. Формирование промышленных скоплений никеля и кобальта связано не только с процессами выветривания и корообразования экзогенной природы, но и с эндогенными факторами. В период развития герцинской складчатости в районе Буруктальского месторождения внедрялись интрузии среднего и основного состава. В результате образовавшиеся контактовые метасоматиты аккумулировали металлы, как выщелоченные при метасоматозе, так и элементы, привнесённые гидротермальными растворами. В ходе метасоматической переработки субстрата вдоль контакта даек с ультрамафитами сформировались хлоритовые руды с повышенными содержаниями никеля [1].

Вещественный состав руд Буруктальского месторождения

Руды месторождения делятся на два технологических типа: железистые и магниезиальные. Первые соответствуют верхним горизонтам охр и нонтронитов с высоким содержанием железа, вторые – горизонту сапролитов: выщелоченным и карбонатизированным серпентинитам с высоким содержанием магния. Для исследований вещественного состава руд отобраны образцы обоих разновидностей технологических типов. Типы руд отличаются визуально: магниезиальные разновидности имеют бледно-зелёный цвет (рис. 2, *a–c, f*), железистые руды – тёмно-оранжевый за счёт развития оксидов железа (рис. 2, *d, e*).

Руды месторождения представлены несортированными и неокатанными обломками в различной степени изменённых серпентинитов (нонтронитизированных, окремнённых, обохренных, карбонатизированных, оталькованных и хлоритизированных), в меньшей степени – обломками корок железистого, марганцево-железистого, кремнистого и карбонатного составов.

Структура плотных каменистых разновидностей скрытокристаллическая, тонко- и мелкозернистая, метаколлоидная. В шлифах широко развиты структуры замещения, образование которых связано с вторичными изменениями руды, по существу это коррозионные структуры: псевдоморфная – псевдоморфозы нонтронита по серпентину (рис. 3, *a, b*), разъедания – коррозия гидроксидами железа, минералами кремнезёма и карбонатами других минералов (рис. 3, *c, h*), реликтовая (рис. 3, *a–h*), крустификационная – обрастание различных минералов каймой гидроксидов железа или минералов марганца (рис. 3, *e*), решётчатая – замещение магнетита гематитом, цементная – гидроксиды железа и минералы марганца цементируют другие минералы (рис. 3, *f*).

Химический состав руд представлен в таблице 1. В нём преобладают оксиды кремния, железа и магния.

Кремний (SiO_2 ; 40,7 %) присутствует в виде самостоятельных минеральных фаз (кварца, халцедона, опала) и во всех рудообразующих минералах (серпентине, нонтроните, клинохлоре, каолините, тальке, амфиболе, слюде).

Собственными минеральными фазами железа ($\text{Fe}_{\text{общ}}$; 22,6 %) являются магнетит, гематит и гётит, незначительное его количество сосредоточено в хромшпинелиде. Также железо присутствует в нонтроните, клинохлоре и амфиболе, в качестве примеси – в серпентине и минералах марганца.

Магний (MgO ; 9,8 %) сосредоточен в большинстве рудообразующих минералов (серпентине, клинохлоре, тальке, нонтроните, хромшпинелиде), в качестве примеси установлен в магнетите.

Алюминий (Al_2O_3 ; 4,8 %) входит в нонтронит, каолинит, клинохлор, амфибол, слюду и хромшпинелид. В магнетите и минералах марганца присутствует в виде примеси.

Хром (Cr_2O_3 ; 1,44 %) присутствует в хромшпинелиде. Часть хрома связана с нонтронитом и магнетитом.

Главными полезными компонентами являются никель и кобальт, содержание которых в руде составляет 0,86 % и 0,088 % соответственно. Собственных минеральных фаз никеля и кобальта не обнаружено. Они при-

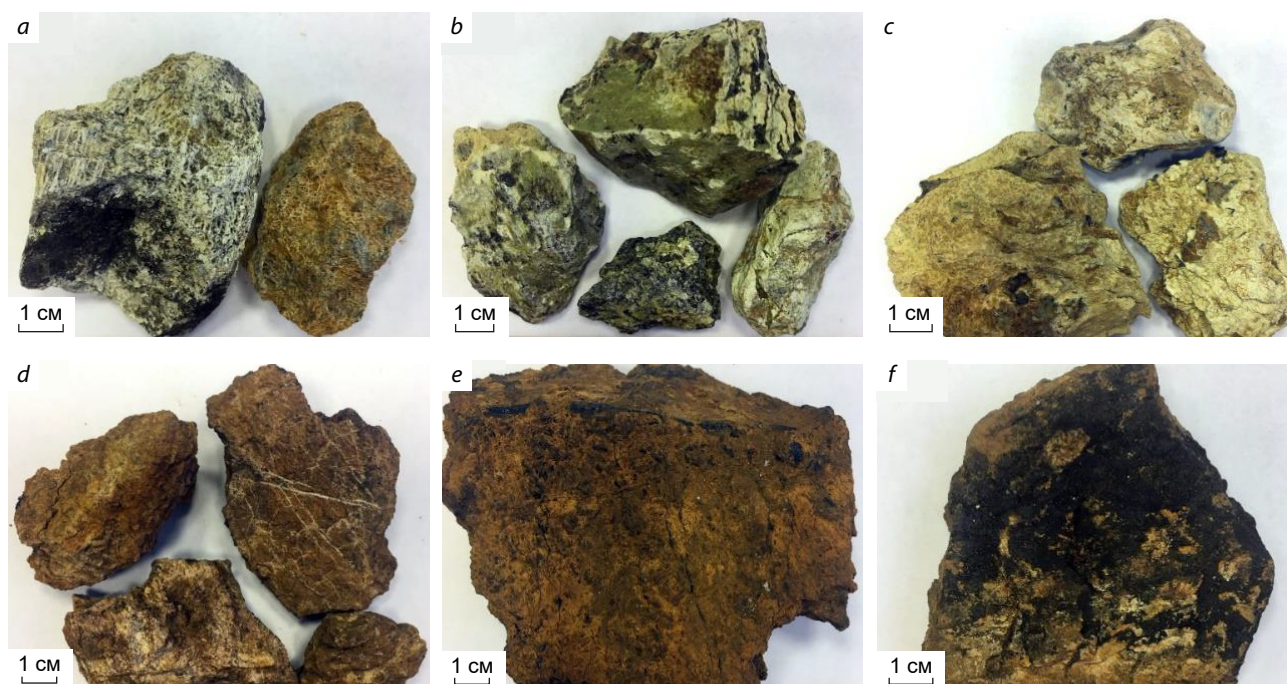


Рис. 2. Породы коры выветривания, образовавшиеся по серпентинитам:

a – нонтронитизированные, в разной степени обохренные; *b* – нонтронитизированные и хлоритизированные; *c* – интенсивно выветрелые оталькованные; *d* – окварцованные и обохренные; *e* – интенсивно обохренные; *f* – интенсивно обохренные с минералами марганца

Fig. 2. Weathering crust rocks formed after serpentinites:

a – nontronitized, ochered to varying degrees; *b* – nontronitized and chloritized; *c* – intensely weathered, talcified; *d* – silicified and ochered; *e* – intensely ochered; *f* – intensely ochered with manganese minerals

сутствуют в большинстве рудообразующих минералов в виде адсорбированной или изоморфной примеси (более детально распределение никеля и кобальта по минералам приведено в разделе «Минералы-концентраторы никеля и кобальта»).

Минеральный состав руд, определённый по данным рентгенографического фазового анализа, приведён в таблице 2. Главные породообразующие минералы представлены минералами группы серпентина (27 %), кварцем (17 %) и минералами группы монтмориллонита (13 %), второстепенные – клинохлором (5 %), каолинитом (3 %), тальком (1 %) и слюдой (1 %). Остальные минералы (кальцит, арагонит, хромшпинелид, вернадит, псиломелан, асболан, пиролюзит, яковсит, галлуазит, опал, накрит) относятся к категории аксессуарных.

Магнетит является главным рудным минералом (20 %). Это стойкий к выветриванию реликтовый минерал. Встречается в виде зёрен, агрегатов, вкрапленности в серпентине и продуктах его выветривания (нонтроните, каолините, хлорите, гидроксидах железа и марганца). Размер зёрен варьирует от тысячных долей миллиметра (тонкодисперсный) до 0,5 мм. Минерал в разной степени (от слабой до интенсивной) замещён гематитом (мартитизирован). Мартитизация проявлена по краям зёрен и по трещинам спайности магнетита. В интенсивно обохренных и окварцованных серпентинитах зёрна магнетита корродированы гидроксидами железа и кварцем, разбиты трещинами (рис. 3, *f*).

Гидроксиды железа присутствуют в подчинённом количестве (7 %), представлены гётитом

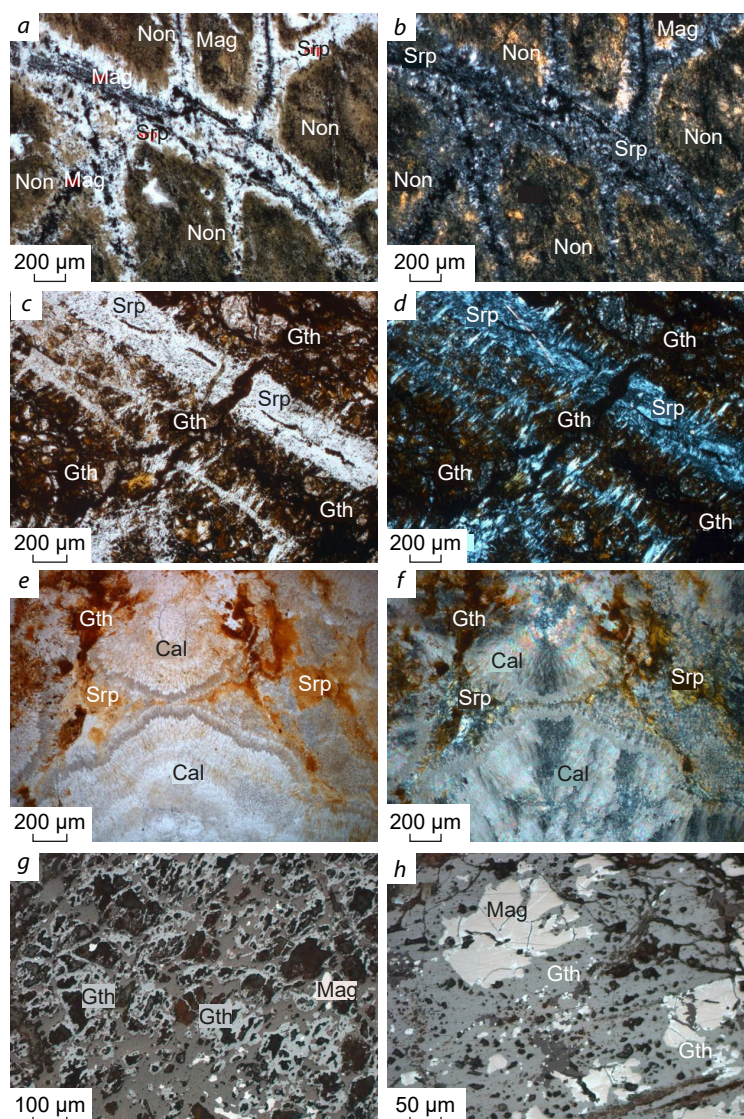


Рис. 3. Структуры изменённых серпентинитов:

a – коррозионная, нонтронит образует псевдоморфозы по серпентиниту, николи параллельны; *b* – то же, николи скрещены; *c* – структура разъедания, гидроксиды железа корродируют и замещают серпентин, николи параллельны; *d* – то же, николи скрещены; *e* – крустификационная, гидроксиды железа обрастают пустоты, образовавшиеся в результате выщелачивания минералов, николи параллельны; *f* – цементации и разъедания, гидроксиды железа цементируют и корродируют магнетит, николи параллельны; *g* – реликтовая и коррозионная, видны реликты серпентина, замещаемого карбонатом, гидроксиды железа корродируют карбонат, николи параллельны; *h* – то же, николи скрещены; Gth – гётит, Mag – магнетит, Non – нонтронит, Srp – серпентинит, Cal – кальцит

Fig. 3. Structures of altered serpentinites:

a – corrosion, nontronite forms pseudomorphs after serpentinite, nicols are parallel; *b* – the same, nicols are crossed; *c* – erosion structure, iron hydroxides corrode and replace serpentine, nicols are parallel; *d* – the same, nicols are crossed; *e* – crustification, iron hydroxides overgrow voids formed as a result of mineral leaching, nicols are parallel; *f* – cementation and erosion, iron hydroxides cement and corrode magnetite, nicols are parallel; *g* – relict and corrosion, relics of serpentine replaced by carbonate are visible, iron hydroxides corrode carbonate, nicols are parallel; *h* – the same, nicols are crossed; Gth – goethite, Mag – magnetite, Non – nontronite, Srp – serpentinite, Cal – calcite

Табл. 1. Химический состав руды III участка Буруктальского месторождения

Table 1. Chemical composition of ore from Site III of the Buruktal deposit

Элемент / компонент	Содержание, %
SiO ₂	40,7
Fe _{общ}	22,6
MgO	9,8
Al ₂ O ₃	4,8
Cr	0,98
Ni	0,86
CaO	0,64
Mn	0,42
Na ₂ O	0,48
K ₂ O	0,19
TiO ₂	0,13
S _{общ}	0,089
Co	0,088
P ₂ O ₅	0,072
Sc	0,0012
п. п. п.	7,6

том и гидрогётитом. Минералы распространены в обохренных и окремнённых серпентинитах, образуются за счёт окисления и разложения железосодержащих минералов (нонтронита, хлорита, магнетита, хромшпинелида). Количество в руде преобладает гидрогётит.

Гематит относится ко второстепенным рудным минералам (5 %). В руде встречаются две разновидности гематита: мартит (псевдоморфоза гематита по магнетиту) и гидрогематит. При окислении магнетита в коре выветривания происходит его замещение гематитом. Мартизация наблюдается по трещинам спайности магнетита от периферии зёрен к центру.

Минералы группы серпентина являются главными рудообразующими минералами (27 %), слагают одноимённые породы – серпентиниты. Они присутствуют в виде мелкозернистых, чешуйчатых, лейстовидных, пластинчатых и игольчатых агрегатов, среди которых встречаются прожилки тонковолокнистого строения. Иногда образуют петельчатые аг-

Табл. 2. Минеральный состав руды III участка Буруктальского месторождения

Table 2. Mineral composition of ore from Site III of the Buruktal deposit

Минерал	Содержание, %
Магнетит	20
Гётит + гидрогётит	7
Гематит + гидрогематит	5
Минералы группы серпентина	27
Кварц	17
Минералы группы монтмориллонита	13
Хлорит	5
Минералы группы каолинита	3
Тальк	1
Слюда	1
Прочие *	1

Примечание: * – хромшпинелид, асболан, псиломелан, вернадит, пиролюзит, якобит, кальцит, арагонит, опал, накрит.

регаты. Рентгенографическим анализом в отобранных минеральных фракциях установлены три минеральных вида серпентина: антигорит, хризотил и лизардит, которые находятся в смеси друг с другом. Количественно преобладает антигорит.

Кварц присутствует в значительном количестве (17 %). Это гипергенный минерал. Он встречается в виде многочисленных прожилков, корок, друз и сплошных зернистых масс в окремнённых и обохренных серпентинитах.

Минералы группы монтмориллонита, чьё количество в пробе достигает 13 %, являются основными продуктами выветривания. В руде оптическими методами и рентгенографическим анализом достоверно установлены нонтронит, собственно монтмориллонит и сапонит. Нонтронит преобладает, остальные минералы встречаются спорадически.

Нонтронит встречается в виде землистых агрегатов с восковидным блеском. Нонтронит замещает серпентин, начальная стадия нон-



тронитизации проявляется в повышении интерференционной окраски минерала, выделений нонтронита практически не наблюдается. В дальнейшем нонтронит развивается по периферии индивидов серпентина, по внутренним зонам серпентиновых петель (рис. 4 *a, b*), трещинам (рис. 4 *c, d*). Особенно интенсивно нонтронитизация проявлена в местах скопления тонкодисперсного магнетита.

Монтмориллонит диагностирован рентгенографическим анализом в минеральных фракциях, отобранных из классифицированного материала. Минерал встречается в виде землистых, плотных и почковидных агрегатов с восковидным блеском. Цвет белый, бледно-жёлтый, зеленовато-жёлтый.

Сапонит диагностирован рентгенографическим анализом в минеральных фракциях, отобранных из классифицированного материала. Встречается в виде землистых агрегатов бледно-жёлтого цвета с рыжевато-бурыми пятнами гидроксидов железа. Присутствует в тесной ассоциации с вермикулитом и гидроксидами железа.

Хлорит относится ко второстепенным породообразующим минералам (5 %). Встречается в хлоритизированных нонтронитизированных серпентинитах и охрах, развивающихся по ним. Минерал присутствует в виде листоватых и чешуйчатых агрегатов серовато-зелёного, зелёного, светло-зелёного, сине-зелёного, золотисто-жёлтого цвета до практически бесцветного. Часто наблюдается обохривание хлорита гидроксидами железа.

Каолинит и галлуазит встречаются в тесной ассоциации как друг с другом, так и с другими минералами: гидроксидами железа, хлоритом, минералами марганца и группы монтмориллонита. Присутствуют в виде землистых агрегатов скрытокристаллического строения с матовым блеском, редко имеющих белый цвет. Чаще всего агрегаты окрашены в жёлтый, серый и различные оттенки бурого и красного цвета за счёт пигментации гидроксидами железа.

Тальк встречается в незначительном количестве (1 %), является продуктом замещения магнийсодержащих минералов. Представлен мелкочешуйчатыми агрегатами белого или

бледно-зелёного цвета, часто окрашенными гидроксидами железа в жёлтый, бурый и красноватый цвета. Блеск минерала перламутровый.

Слюда диагностирована рентгенографическим анализом в минеральных фракциях хлорита и минералов группы монтмориллонита, представлена вермикулитом.

Среди акцессорных минералов особого внимания заслуживают минералы марганца и хромшпинелид, в составе которых отмечаются повышенные содержания никеля и кобальта.

Минералы марганца неравномерно распределены в руде, встречаются большей частью в интенсивно обохренных серпентинитах, реже – в серпентинитах остальных разновидностей. Минералы марганца в руде постоянно отмечаются в тонких сростаниях как друг с другом, так и с другими рудообразующими минералами, поэтому выделить минеральные фракции отдельных минералов не представляется возможным. В связи с этим из классифицированного материала были отобраны полиминеральные агрегаты существенно марганцевого состава, в которых рентгенографическим анализом были идентифицированы асболан, псиломелан, вернадит, пиролюзит, в небольшом количестве – кварц, магнетит, хромшпинелид и гидроксида железа.

Хромшпинелид относится к реликтовым минералам, распределён в руде неравномерно. Встречается в изменённых и обохренных серпентинитах в виде интенсивно корродированных зёрен неправильной, реже – идиоморфной формы размером от сотых долей миллиметра до 3 мм. В шлифах наблюдается замещение хромшпинелида магнетитом. Зёрна хромшпинелидов обрастают каймой и замещаются по трещинам мартитизированным магнетитом. При интенсивном замещении хромшпинелид встречается внутри агрегатов мартитизированного магнетита в виде реликтов.

Минералы-концентраторы никеля и кобальта

Минералами-концентраторами никеля и кобальта являются минералы марганца (асболан, псиломелан), железа (магнетит, гётит),

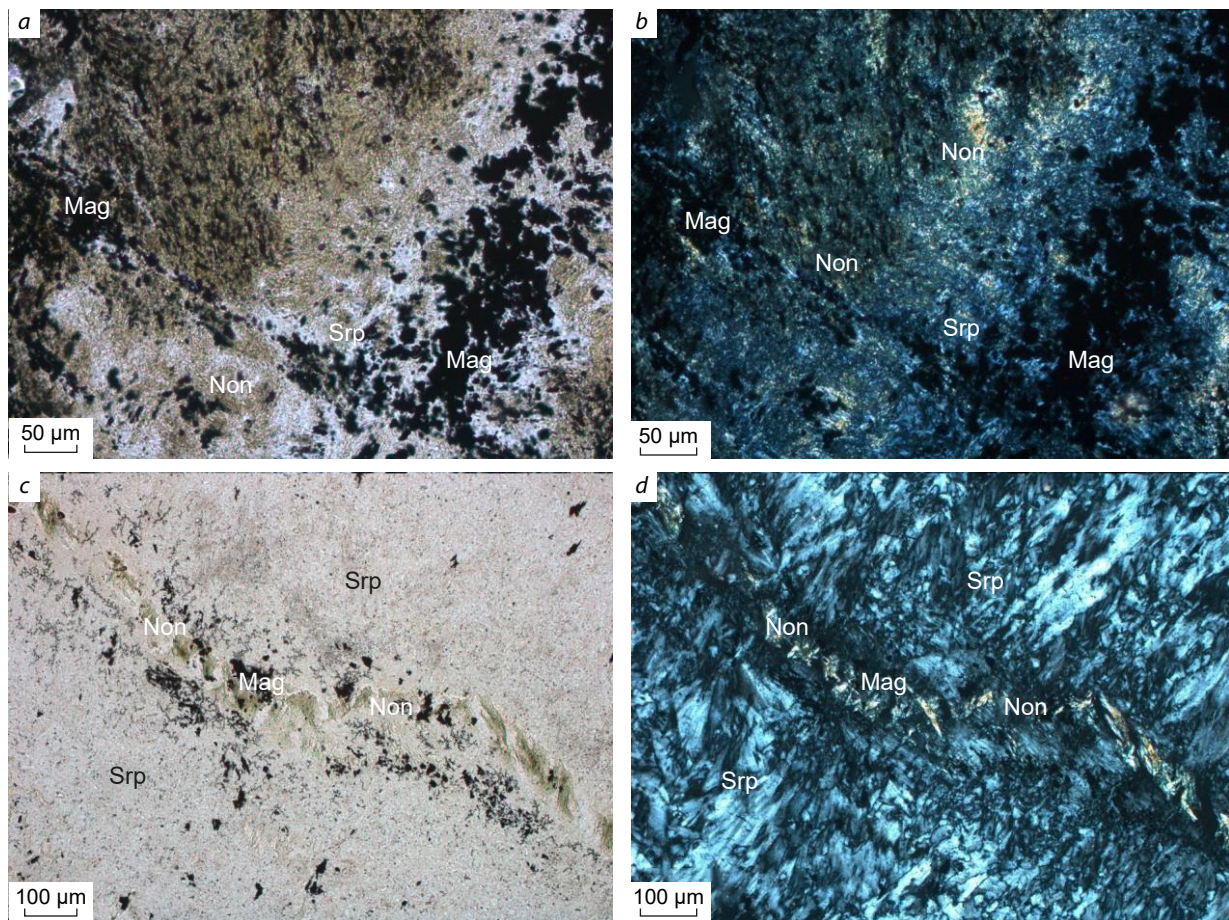


Рис. 4. Нонтронитизация серпентина:

a – нонтронит развивается по внутренним зонам серпентиновых петель, николи параллельны; *b* – то же, николи скрещены; *c* – выделения нонтронита по трещине в серпентине, николи параллельны; *d* – то же, николи скрещены; Non – нонтронит, Srp – серпентин, Mag – магнетит

Fig. 4. Nontronitization of serpentine:

a – nontronite develops along the internal zones of serpentine loops, nicols are parallel; *b* – the same, nicols are crossed; *c* – nontronite segregations along a crack in serpentine, nicols are parallel; *d* – the same, nicols are crossed; Non – nontronite, Srp – serpentine, Mag – magnetite

хромшпинелид, нонтронит и клинохлор. Никель также присутствует в серпентине.

Содержание никеля в рудообразующих минералах приведено в таблице 3.

Как видно из таблицы, содержание никеля в минералах изменяется в значительных пределах. Максимальные содержания металла установлены в асболане (до 15,38 %), однако количество его в руде незначительное – менее 1 %.

Минералом с высоким содержанием никеля (до 4,12 %) является хлорит, присутствующий в руде в небольшом количестве – 5 %.

Среди минералов группы монтмориллонита, составляющих в сумме 13 %, высокое содержание никеля (до 2,24 %) установлено в нонтроните. Минералы железа отличаются повышенными содержаниями никеля. Так, содержание металла в гётите достигает 2,05 %,



Табл. 3. Содержания никеля в рудообразующих минералах

Table 3. Nickel contents in ore-forming minerals

Минерал	Содержание никеля в минерале, %	Среднее содержание никеля в минерале, %	Кол-во минерала в руде, %
Асболан	0,71–15,38	9,14	< 1
Хлорит	1,12–4,12	2,59	5
Гётит	1,56–2,05	1,86	7**
Нонтронит	0,80–2,24	1,58	13*
Магнетит	0,62–1,16	0,83	20
Серпентин	0,00–1,71	0,59	27
Гидрогётит	0,48–0,57	0,54	7**
Хромшпинелид	0,00–0,69	0,28	< 1
Монтмориллонит	0,13–0,31	0,23	13*
Сапонит	0,04–0,26	0,18	13*
Тальк	0,05–0,33	0,18	1

Примечание: * – суммарное количество минералов группы монтмориллонита, ** – суммарное количество гётита и гидрогётита.

в магнетите – 1,16 %, в гидрогётите – 0,57 %. Суммарное количество гётита и гидрогётита составляет 7 %, магнетита – 20 %.

В главном рудообразующем минерале серпентине (27 %) содержание никеля напрямую зависит от степени нонтронитизации: в слабо изменённом серпентине оно незначительное (0,18 %), в сильно изменённом достигает 1,71 %.

Хромшпинелид содержит до 0,69 % никеля, но его доля в руде составляет менее 1 %.

Таким образом, главными минералами-концентра́тами никеля в руде являются магнетит, серпентин и нонтронит. С магнетитом связано порядка 21 % никеля, с серпентином и нонтронитом – по 20 %. В меньшем количестве никель содержится в хлорите (16 %) и гидроксидах железа (10 %); 13 % никеля распределены между асболаном, хромшпинелидом и другими минералами (монтмориллонитом, сапонитом, тальком).

По сравнению с никелем кобальт встречается в меньшем числе минералов и со значительно более низким содержанием (табл. 4).

Минералами-концентра́торами кобальта являются асболан, минералы железа (гётит, магнетит, гидрогётит) и хромшпинелид. Со-

держание кобальта в минералах также варьирует в широком диапазоне. Максимальные содержания металла установлены в асболане (до 12,74 %). В меньшем количестве кобальт присутствует в гётите (до 1,41 %), магнетите (до 0,94 %), хромшпинелиде (до 0,72 %) и гидрогётите (до 0,48 %). В оставшихся минералах содержание кобальта незначительное.

Главным минералом-концентра́тором кобальта в руде является магнетит: с ним связано порядка 52 % металла. В меньшем количестве кобальт содержится в асболане (до 18 %), гётите и гидрогётите (около 15 %), оставшиеся 15 % металла распределены между остальными минералами.

Типизация месторождений латеритного никеля

Согласно классификации по типу профиля коры выветривания, предложенной рядом исследователей [7, 16], месторождения латеритного никеля делятся на три группы: силикатные, глинистые и железистые (рис. 5).

Большая часть месторождений латеритного никеля относится к *железистому типу*. В составе кор выветривания железистого типа

Табл. 4. Содержания кобальта в рудообразующих минералах

Table 4. Cobalt contents in ore-forming minerals

Минерал	Содержание кобальта в минерале, %	Среднее содержание кобальта в минерале, %	Кол-во минерала в руде, %
Асболан	0,35–12,74	4,79	< 1
Гётит	0,45–1,41	0,76	7**
Магнетит	0,38–0,94	0,68	20
Хромшпинелид	0,10–0,72	0,41	< 1
Гидрогётит	0,24–0,48	0,38	7**
Сапонит	0,06–0,22	0,15	13*
Нонтронит	0,00–0,30	0,12	13*
Хлорит	0,00–0,31	0,11	5
Серпентин	0,00–0,26	0,06	27
Монтмориллонит	0,00–0,15	0,05	13*
Тальк	0,00–0,08	0,02	1

Примечания: * – суммарное количество минералов группы монтмориллонита, ** – суммарное количество гётита и гидрогётита.

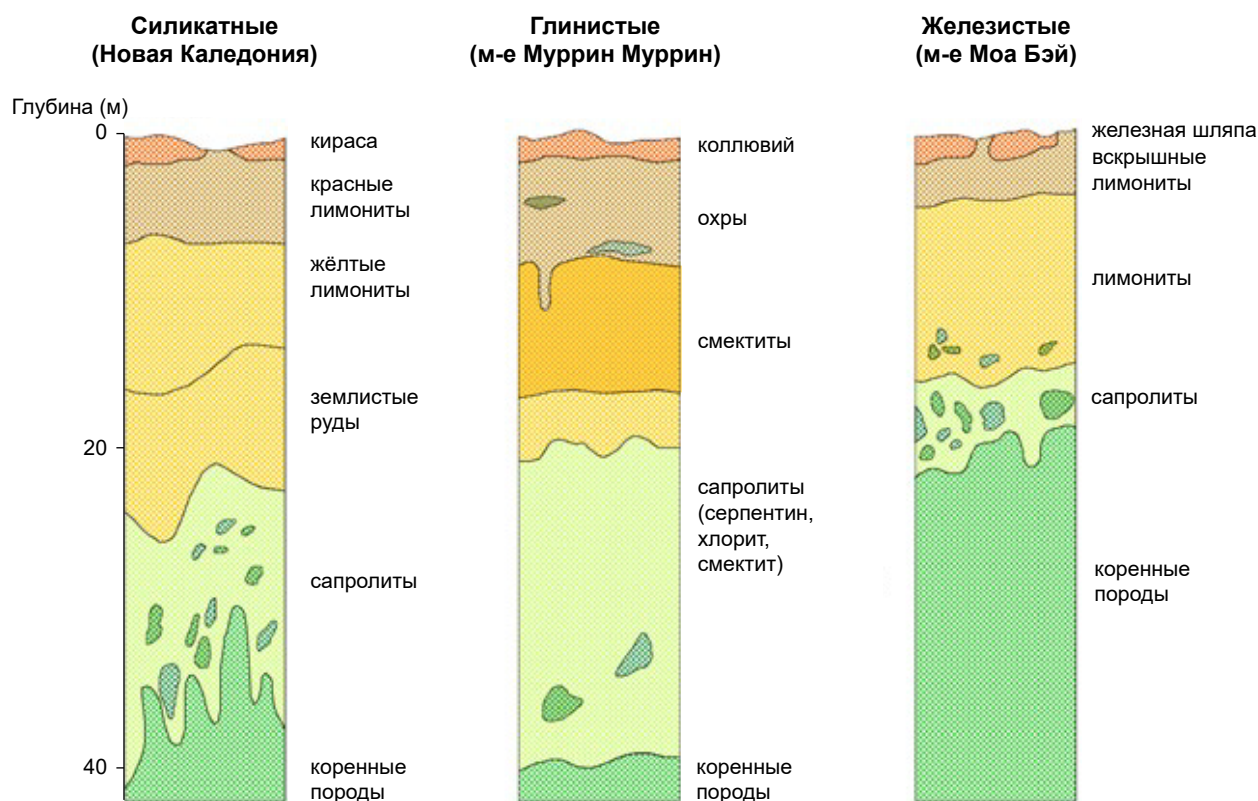


Рис. 5. Типы кор выветривания месторождений латеритного никеля [8]

Fig. 5. Weathering crust types of lateritic nickel deposits [8]



преобладают оксиды и гидроксиды железа, которые являются финальной стадией разложения ультрамафитов в результате гидролиза в условиях жаркого и влажного климата. Переходный горизонт магнезиальных руд (сапролитов) на железистых месторождениях имеет малую мощность в пределах первых метров. На месторождениях железистого типа никель связан преимущественно с гётитом, гематитом и лимонитом. К месторождениям железистого типа относятся месторождения Моа Бэй на Кубе и Горо в Новой Каледонии.

Месторождения *глинистого типа* формируются в условиях более холодного и сухого климата, при которых кремний из ультрамафитов не выщелачивается полностью, а вместе с железом и алюминием формирует гидрослюдистую зону, представленную минералами группы смектита. Гидрослюдистая зона на таких месторождениях перекрыта мало мощной зоной оксидов железа, а снизу подстилается выветренными серпентинитами и сапролитами. Также глинистый профиль выветривания образуется в условиях, где движение грунтовых вод ограничено, например на обширных низменностях рельефа. Никель на месторождениях гидрослюдистого типа связан в основном с минералами группы монтмориллонита, в первую очередь нонтронита. К месторождениям глинистого типа относится ряд месторождений Австралии: Муррин Муррин, Булонг, Мальборо.

Коры выветривания *силикатного типа* формируются в условиях продолжительного тектонического поднятия, при котором уровень грунтовых вод находится в нижних частях разреза. При выветривании ультрамафитов в таком случае образуется мощный горизонт магнезиальных руд (сапролитов), перекрытый маломощным горизонтом железистых руд. Основная часть никеля связана с зоной сапролитов, представленной серпентинитом, гидрослюдами и гарниеритом. К месторождениям силикатного типа относятся месторождения Новой Каледонии (Соровако, Кониамбо), Доминиканской Республики (Фалькондо) и Колумбии (Серро Матосо) [7].

Сравнение с вещественным составом зарубежных и российских никеленосных кор выветривания

Зарубежные месторождения никеленосных кор выветривания широко распространены в странах экваториального и субтропического пояса, где климатические условия благоприятствуют интенсивному развитию процессов корообразования. Основные запасы никелевых руд в корях выветривания сконцентрированы в Новой Каледонии, Индонезии, Филиппинах, Австралии, Бразилии и Кубе.

Ниже приведена сравнительная таблица химического состава никелевых руд в корях выветривания на различных месторождениях. В работах некоторых исследователей (Де-Кинг, Кёниг и др.) по причине конфиденциальности сведений не представлено конкретное месторождение, но указан регион его нахождения. В таблице также указаны различные типы профилей никеленосных кор выветривания: О – окисленные, С – силикатные, Г – глинистые (табл. 5).

По содержаниям основного полезного компонента руды Буруктальского месторождения можно охарактеризовать как бедные: среднее содержание никеля в них в полтора – два раза ниже по сравнению с зарубежными месторождениями никеленосных кор выветривания. На месторождениях силикатной группы содержание никеля выше 1,25 %, наибольшие концентрации (более 2 %) характерны для глинистого профиля выветривания. Содержание никеля 0,86 % на Буруктальском месторождении является самым низким среди рассматриваемых объектов.

Средние содержания кобальта на различных месторождениях никеленосных кор различаются в пределах от 0,01 % до 0,2 %. Содержание Со в рудах Буруктальского месторождения – 0,09 % – аналогично группе месторождений окисленного типа (0,08–0,1 %).

Содержание кремнезёма в рудах Буруктальского месторождения (40,7 %) одно из самых высоких. По количеству SiO₂ буруктальские руды аналогичны рудам некоторых силикатных (Тагаунг Таунг – 43,9 %) и глини-

Табл. 5. Химический состав руд месторождений латеритного никеля, по [3, 4, 6, 8–10, 12, 14, 15, 17]

Table 5. Chemical composition of ores lateritic nickel deposit (based on [3, 4, 6, 8–10, 12, 14, 15, 17])

Месторождение	Тип	Содержание, %							
		Ni	Co	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	MgO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO
Буруктальское	С	0,86	0,09	40,7	32,3	9,8	4,8	1,4	0,4
Горо, Новая Каледония [15]	О	2,35	0,10	15	55,5	6,2	3	4,1	1,1
Индонезия [17]	О	0,97	0,10	12,5	57,3	4,6	6,5	2,9	0,8
Соровако, Индонезия [9]	О	2,67	0,19	25,4	45,8	6,8	3,5	2,34	0,97
Новая Каледония [10]	О	1,6	0,08	31,3	54,3	3,7	-	-	-
Серовское [3]	С	1,41	0,01	43,5	9,9	14,3	1,7	-	-
Тагаунг Таунг, Мьянма [6]	С	2,7	0,045	43,9	19,2	17,7	3,2	-	0,2
Помалаа, Индонезия [4]	С	1,89	-	33,2	35,3	14,6	2,8	1,2	0,4
Зимбабве [14]	С	1,25	0,017	39,7	10	32,4	0,07	0,3	0,01
Муррин Муррин, Австралия [8]	Г	2	-	49	20	3,2	6,2	1,9	-
Булонг, Австралия [12]	Г	2,42	0,16	18,5	35,1	5,5	4,7	1,2	0,65

стых (Муррин Муррин – 49 %) никеленосных кор выветривания.

По содержанию Fe₂O₃ (32 %) Буруктальское месторождение можно исключить из группы месторождений окисленного типа, для которых характерно присутствие оксида железа в количестве более 50 %. Руды с близкими содержаниями оксида железа есть и в группе силикатных (Помалаа – 35,3 %), и в группе глинистых (Булонг – 35,1 %) месторождений.

По содержанию оксида магния в количестве 9,8 % Буруктальское месторождение относится к силикатному типу, для которого характерно присутствие магния от 7 до 35 %. Содержание магния значительно ниже в рудах окисленного профиля (от 3 до 6 %) и рудах глинистого типа (от 3 до 5 %).

Важно отметить, что количество магния в рудах является одним из критериев для выбора технологии переработки никеленосных кор выветривания. Наиболее широко в настоящее время распространена технология серноокислотного выщелачивания под высоким давлением (HPAL – High Pressure Acid Leach). При выщелачивании в раствор вместе с ценным никелем переходит и магний, который значительно повышает расход серной кислоты и делает технологию неэффективной при содержании магния более 3 % [12].

Таким образом, по химическому составу, а именно по соотношению содержаний оксидов железа, магния и кремнезёма, руды Буруктальского месторождения могут быть отнесены к силикатным.

В таблице 6 представлен минеральный состав руд различных месторождений никеленосных кор выветривания.

Минеральный состав латеритных никелевых руд закономерно меняется в зависимости от типа профиля выветривания. Для месторождений железистого профиля (Индонезия, Новая Каледония) характерно высокое содержание оксидов и гидроксидов железа, слагающих зону охр: гётита и гематита (от 46 до 80 %). На месторождениях силикатного типа (Помалаа, Серовское) в составе преобладают силикаты: от 60 до 65 % серпентинита и от 19 % оливина.

Отличительная особенность месторождений глинистого профиля – присутствие нонtronита в количестве от 13 до 55 %.

Магнетит не характерен для никеленосных кор выветривания, однако в рудах Буруктальского месторождения концентрация этого минерала достигает 20 %. Магнетитовая минерализация и магнетитовые месторождения довольно типичны для зональных, а также расслоенных массивов, но не характерны



Табл. 6. Минеральный состав руд месторождений латеритного никеля, по [3, 4, 10, 12–14, 17]

Table 6. Mineral composition of ores of lateritic nickel deposit (based on [3, 4, 10, 12–14, 17])

Месторождение	Тип	Содержание минерала, %									
		Gth	Hem	Mag	Non	Ol	Srp	Chr	Qz	Chl	Tlc
Буруктальское	С/Г	7	5	20	13	-	27	-	17	5	
Индонезия [17]	О	77	3	-	-	13	-	3	0,9	-	
Новая Каледония [10]	О	46	1	-	-	7	17	-	18	-	
Серовское [3]	С	5	-	-	-	-	65	-	15	-	10
Помала, Индонезия [4]	С	13	-	-	-	-	60	-	10	22	
Зимбабве [14]	С	3	-	-	-	19	64	6	1	-	
Австралия [13]	Г	27	3	-	19	9	-	-	36	-	
Булонг, Австралия [12]	Г	26	-	9	55	-	-	7	3	3	

Примечание. Gth – гётит, Hem – гематит, Mag – магнетит, Non – нонтронит, Ol – оливин, Srp – серпентинит, Chr – хромит, Qz – кварц, Chl – хлорит, Tlc – тальк.

для ультрамафитов офиолитовой формации, к которой принадлежит Буруктальский массив. Серпентинизация оливинов в гарцбургитах, дунитах и верлитах приводит к освобождению из их структуры изоморфного железа и элементов-примесей, которые фиксируются в тонкозернистом магнетите [2].

Таким образом, по вещественному составу руды Буруктальского месторождения занимают промежуточное положение между силикатным и глинистым типом. Невысокое содержание оксидов и гидроксидов железа (12 %) при большем количестве серпентина (27 %) соответствует силикатному типу коры. В то же время присутствие нонтронита в количестве 13 % характерно для глинистого профиля никеленосных кор.

Подобные особенности связаны со строением сравниваемых кор выветривания, условиями их развития и временем образования. Кора выветривания Буруктальского месторождения более древняя: её развитие происходило в периоды мезозоя (триасовый и юрский периоды) и раннего кайнозоя (палеоген). На протяжении длительной истории геологического развития верхняя часть коры была денудирована, что привело к уменьшению мощности горизонта охр, но сохранению нижнего горизонта магниевых силикатных руд. В результате в Буруктальских рудах меньше ко-

личество оксидов и гидроксидов железа, но большее количество руд в зоне сапролитов.

Район Буруктальского месторождения в морфологическом плане представляет собой приподнятый пенеплен, что способствовало более глубокому проникновению грунтовых вод в коренные породы. Это привело к формированию мощного горизонта сапролитов, перекрытого горизонтом нонтронитов. Вышеуказанные факторы способствовали развитию коры выветривания смешанного типа.

Типизация профиля никеленосной коры выветривания – один из важнейших факторов для определения технологии обогащения. На месторождениях окисленного типа обычно применяется широко распространенная технология НРАЛ (Индонезия, Новая Каледония). На некоторых месторождениях глинистого типа, например Муррин Муррин в Австралии, также применяется технология серноокислотного выщелачивания. Разработка другого австралийского месторождения глинистого типа – Булонг – оказалась экономически неэффективной из-за высокого расхода серной кислоты, обусловленного присутствием в рудах магния в количестве более 3 % [11], и была приостановлена, а горнодобывающее предприятие законсервировано [5].

В рудах силикатного типа содержание магния обычно значительно превышает 3 %, что

делает использование технологии НРАЛ неэффективной. Вместо этого на силикатных никеленосных корях обычно применяются пирометаллургические технологии с выплавкой ферроникеля (Соровако, Помалаа в Индонезии).

Смешанный тип профиля Буруктальского месторождения и невысокое содержание никеля усложняет выбор технологии переработки руд. До момента приостановки разработки Буруктальского месторождения в 2012 году использовалась технология сульфидной шахтной плавки. Среди недостатков применяемой ранее технологии можно выделить большое количество переделов, значительные выбросы серы в атмосферу и высокие энергетические затраты. Главный товарный продукт шахтной плавки – ферроникель. Для получения ферроникеля необходимо присутствие железа в рудах. На Буруктальском месторождении верхние горизонты, содержащие более высокие концентрации железа, в основном уже отработаны, что ограничивает использование плавки с получением ферроникеля. Серноокислотное выщелачивание НРАЛ на Буруктальском месторождении также не может быть использовано по причине высокого содержания оксида магния в рудах – 9,8 %.

Из-за невысоких содержаний никеля в рудах и смешанного типа профиля для Буруктальского месторождения сложно подобрать действующее предприятие-аналог: на разрабатываемых месторождениях содержания никеля выше в два раза. Среди потенциально перспективных технологий для переработки буруктальских руд можно выделить электроплавку, плавку в печах барботажного типа и выщелачивание.

Заключение

Руды Буруктальского месторождения сложены минералами группы серпентина (27 %), магнетитом (20 %), кварцем (17 %) и минералами группы монтмориллонита (13 %). Минералами-концентраторами никеля и кобальта являются серпентинит, магнетит, нонтронит, гётит, гематит, хлорит и асболан.

По результатам проведённых исследований вещественного состава руд тип профиля

коры выветривания Буруктальского месторождения определён как смешанный глинисто-силикатный в соответствии с международной классификацией [7]. Невысокое содержание оксидов и гидроксидов железа (12 %) при большом количестве серпентина (27 %) соответствует силикатному типу коры. В то же время присутствие гидрослюд (в первую очередь нонтронита) в количестве 13 % характерно для глинистого профиля никеленосных кор.

По содержанию главного полезного компонента – никеля (0,86 %) – Буруктальское месторождение является самым бедным среди всех рассматриваемых месторождений никеленосных кор выветривания. По содержанию кобальта (0,09 %) руды Буруктальского месторождения являются рядовыми по сравнению с прочими объектами, в которых количество этого металла варьирует от 0,01 до 0,2 %.

Низкое содержание никеля и наличие на Буруктальском месторождении особенностей коры выветривания с чертами как глинистого, так и силикатного профиля предопределяет сложность выбора процессов обогащения.

Анализ химического состава показал, что основными компонентами руд месторождения являются оксиды кремния (40,7 %), железа (22,6 %) и магния (9,8 %). Высокое содержание магния в рудах делает неэффективной технологию серноокислотного выщелачивания под высоким давлением (НРАЛ), наиболее широко используемую в последние годы на месторождениях латеритного никеля, что говорит о необходимости поиска новых технологий для переработки руд Буруктальского месторождения. Среди потенциально перспективных технологий для переработки бедных силикатных никелевых руд Буруктальского месторождения можно выделить пирометаллургические: электроплавку и плавку в печах барботажного типа (печь Ванюкова), а также гидрOMETаллургические: кучное и агитационное выщелачивание.

Одно из ключевых отличий руд Буруктальского месторождения от других никеленосных кор выветривания – это высокое содержание магнетита (20 %), присутствие которого не характерно для месторождений латеритного никеля. На Буруктальском месторождении магнетит образовался при серпентинизации уль-



трамафитов, сопровождающейся выносом железа из оливина.

Буруктаьское месторождение связано с древними мезозойскими корами, и его генезис полигенный, за счёт дополнительного обога-

щения никелем при метасоматической переработке ультрамафитов интрузиями среднего и основного состава, что также могло привести к нетипичному минеральному составу для никеленосных кор выветривания.

Список литературы

1. Борисов А. А., Богуславский М. А. Факторы формирования Буруктаьского месторождения силикатного никеля // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. – 2025. – № 1. – С. 41–46.
2. Рыжкова С. О., Таловина И. В., Лазаренков В. Г., Воронцова Н. И., Уголков В. Л. Никеленосные оксиды железа Буруктаьского месторождения, Южный Урал // Записки Горного института. – 2009. – Т. 183. – С. 101–111.
3. Чувашов П. Ю., Халезов Б. Д., Ватолин Н. А. Поисковые исследования перколяционного выщелачивания окисленных никелевых руд Серовского месторождения // Горный информационно-аналитический бюллетень Уральского отделения РАН. – 2011. – № 12. – С. 193–190.
4. Abidin F., Harjanto S., Kawigraha A., Permatsari N. V. Characterization on particle size distribution of reduced lateritic nickel ore using biomass carbon reduction. – DOI: 10.1088/1757-899X/602/1/012080 // IOP Conference Series: Materials Science and Engineering. – 2019. – V. 602. – P. 1–8.
5. Bulong Nickel Mine // Wikipedia. – URL: https://en.wikipedia.org/wiki/Bulong_Nickel_Mine.
6. Chen Y., Zhao H., Wang C. Two-stage reduction for the preparation of ferronickel alloy from nickel laterite ore with low Co and high MgO contents // International Journal of Minerals, Metallurgy and Materials. – 2017. – V. 24, № 5. – P. 512–522.
7. Elias M. Nickel laterite deposits – geological overview, resources and exploitation / Giant Ore Deposits: Characteristics, genesis and exploration, eds. David R. Cooke and June Pongratz. – Centre for Ore Deposit Research, University of Tasmania, 2002. – P. 205–220.
8. Gaudin A., Grauby O., Noack Y., Decarreau A., Petit S. Accurate crystal chemistry of ferric smectites from the lateritic nickel ore of Murrin Murrin (Western Australia). I. XRD and multi-scale chemical approaches // Clay Minerals. – 2004. – V. 39. – P. 301–315.
9. Husain I., Nur I., Irfan U. Recommendation for lateritic Ni-ore processing: garnierite mineralogical and geochemical approach. – DOI: 10.1088/1755-1315/921/1/012029 // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – 2021. – V. 921. – P. 1–9.
10. König U. Nickel Laterites – Mineralogical Monitoring for Grade Definition and Process Optimization // Minerals. – 2021. – 1 (11) : 1178. – P. 1–16.
11. Marshall D., Buarzaiga M. Effect of magnesium content on sulphuric acid consumption during high pressure acid leaching of laterite ores / International Laterite Nickel Symposium. – 2004. – P. 307–316.
12. Mcdonald R., Li J. The High Temperature Co-Processing of Nickel Sulfide and Nickel Laterite Sources. – DOI: 10.3390/min10040351 // Minerals. – 2020. – 10 (4) : 351 – P. 1–21.
13. Nosrati A., Skinner W., Addai-Mensah J., Robinson D. J., Farrow J. Microstructure analysis of mineral ore agglomerates for enhanced processability / CSIRO Minerals Down Under National Research Flagship Australian Minerals Research Centre, Australia, 2011.
14. Wang W., Hu S., Wang S., Liu H., Yu D., Liu L., Wang H., Wang K. Preparation of Nickel–Iron Concentrate from Low-Grade Laterite Nickel Ore by Solid-State Metalized Reduction and Magnetic Separation. – DOI: 10.3390/min10040351 // Minerals. – 2024. – 14 (9) : 926. – P. 1–14.
15. Wells M. A., Ramanaidou E. R., Md Zakaria Quadir, Roberts M., Bourdet J., Verrall M. Morphology, composition and dissolution of chromite in the Goro lateritic nickel deposit, New Caledonia: Insight into ophiolite and laterite genesis. – DOI: 10.1016/j.oregeorev.2022.104752 // Ore Geology Reviews. – 2022. – V. 143. – P. 1–23.

16. Zappala L., Mcdonald R., Pownceby M. I. Nickel Laterite Beneficiation and Potential for Upgrading Using High Temperature Methods: A Review. – DOI: 10.1080/08827508.2023.2265533 // Mineral Processing and Extractive Metallurgy Review. – 2023. – 45 (7). – P. 767–789.
17. Zhu D., Cui Y., Sarath H., Vining K., Pan J. Mineralogy and crystal chemistry of a low grade nickel laterite ore. – DOI: 10.1016/S1003-6326(11)61264-8 // Transactions of Nonferrous Metals Society of China. – 2012. – 22 (4). – P. 907–916.

References

- Borisov A. A., Boguslavskii M. A. Faktory formirovaniya Buruktal'skogo mestorozhdeniya silikatnogo nikelya [Factors of formation of the Buruktal nickel silicate deposit], *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 4. Geologiya [Bulletin of Moscow University. Series 4. Geology]*, 2025, No 1, pp. 41–46. (In Russ.)
- Ryzhkova S. O., Talovina I. V., Lazarenkov V. G., Vorontsova N. I., Ugolkov V. L. Nikelenosnye oksidy zheleza Buruktal'skogo mestorozhdeniya, Yuzhnyi Ural [Nickel-bearing iron oxides of the Buruktal deposit, Southern Urals], *Zapiski Gornogo instituta [Journal of Mining Institute]*, 2009, V. 183, pp. 101–111. (In Russ.)
- Chuvashov P. Yu., Khalezov B. D., Vatolin N. A. Poiskovye issledovaniya perkolyatsionnogo vyshchelachivaniya oksilennykh nikelovykh rud Serovskogo mestorozhdeniya [Exploration studies of percolation leaching of oxidized nickel ores of the Serovskoye deposit], *Gornyi informatsionno-analiticheskii byulleten' Ural'skogo otdeleniya RAN [Mining information and analytical bulletin of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences]*, 2011, No 12, pp. 193–190. (In Russ.)
- Abidin F., Harjanto S., Kawigraha A., Permatasari N. V. Characterization on particle size distribution of reduced lateritic nickel ore using biomass carbon reduction, *IOP Conference Series: Materials Science and Engineering*, 2019, V. 602, pp. 1–8. DOI: 10.1088/1757-899X/602/1/012080.
- Bulong Nickel Mine. In: Wikipedia, https://en.wikipedia.org/wiki/Bulong_Nickel_Mine.
- Chen Y., Zhao H., Wang C. Two-stage reduction for the preparation of ferronickel alloy from nickel laterite ore with low Co and high MgO contents, *International Journal of Minerals, Metallurgy and Materials*, 2017, V. 24, No 5, pp. 512–522.
- Elias M. Nickel laterite deposits – geological overview, resources and exploitation. In: *Giant Ore Deposits: Characteristics, genesis and exploration*, eds. David R. Cooke and June Pongratz, Centre for Ore Deposit Research, University of Tasmania, 2002, pp. 205–220.
- Gaudin A., Grauby O., Noack Y., Decarreau A., Petit S. Accurate crystal chemistry of ferric smectites from the lateritic nickel ore of Murrin Murrin (Western Australia). I. XRD and multi-scale chemical approaches, *Clay Minerals*, 2004, V. 39, pp. 301–315.
- Husain I., Nur I., Irfan U. Recommendation for lateritic Ni-ore processing: garnierite mineralogical and geochemical approach, *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 2021, V. 921, pp. 1–9. DOI: 10.1088/1755-1315/921/1/012029.
- König U. Nickel Laterites – Mineralogical Monitoring for Grade Definition and Process Optimization, *Minerals*, 2021, 1 (11) : 1178, pp. 1–16.
- Marshall D., Buarzaiga M. Effect of magnesium content on sulphuric acid consumption during high pressure acid leaching of laterite ores. In: *International Laterite Nickel Symposium*, 2004, pp. 307–316.
- Mcdonald R., Li J. The High Temperature Co-Processing of Nickel Sulfide and Nickel Laterite Sources, *Minerals*, 2020, 10 (4) : 351, pp. 1–21. DOI: 10.3390/min10040351.
- Nosrati A., Skinner W., Addai-Mensah J., Robinson D. J., Farrow J. Microstructure analysis of mineral ore agglomerates for enhanced processability, CSIRO Minerals Down Under National Research Flagship Australian Minerals Research Centre, Australia, 2011.
- Wang W., Hu S., Wang S., Liu H., Yu D., Liu L., Wang H., Wang K. Preparation of Nickel–Iron Concentrate from Low-Grade Laterite Nickel Ore by Solid-State Metalized Reduction and Magnetic Separation, *Minerals*, 2024, 14 (9) : 926, pp. 1–14. DOI: 10.3390/min10040351.
- Wells M. A., Ramanaidou E. R., Md Zakaria Quadir, Roberts M., Bourdet J., Verrall M. Morpholo-



- gy, composition and dissolution of chromite in the Goro lateritic nickel deposit, New Caledonia: Insight into ophiolite and laterite genesis, *Ore Geology Reviews*, 2022, V. 143, pp. 1–23. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2022.104752.
16. Zappala L., McDonald R., Pownceby M. I. Nickel Laterite Beneficiation and Potential for Upgrading Using High Temperature Methods: A Review, *Mineral Processing and Extractive Metallurgy Review*, 2023, 45 (7), pp. 767–789. DOI: 10.1080/08827508.2023.2265533.
17. Zhu D., Cui Y., Sarath H., Vining K., Pan J. Mineralogy and crystal chemistry of a low grade nickel laterite ore, *Transactions of Nonferrous Metals Society of China*, 2012, 22 (4), pp. 907–916. DOI: 10.1016/S1003-6326(11)61264-8.

Борисов Александр Александрович (sa-bo@bk.ru)
аспирант ¹

Сычёва Надежда Александровна
кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник ²

Богуславский Михаил Александрович
кандидат геолого-минералогических наук, доцент ¹

Вильданов Дамир Ильдарович
старший преподаватель ¹

¹ Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, г. Москва, Россия

² Всероссийский институт минерального сырья имени Н. М. Федоровского, г. Москва, Россия