-

_

Том 63, номер 2, 2021

Платиноносность и условия образования сульфидного ЭПГ-Си–Ni месторождения НЮД-II Мончегорского плутона, Кольский полуостров, Россия В. В. Чащин, С. В. Петров, Д. В. Киселева, Е. Э. Савченко	99
Флюорит в рудах Сафьяновского медно-цинково-колчеданного месторождения, Средний Урал: ассоциации, состав, генезис	
Л. П. Сафина, Е. И. Сорока, П. Н. Анкушеви, Д. В. Киселева, И. А. Блинов, С. А. Садыков	132
Особенности формирования золоторудного Черносланцевого месторождения Голец Высочайший (Бодайбинский рудный район)	
С. А. Онищенко, Н. В. Сокерина	154
Вертикальная зональность и поля геохимических аномалий золоторудного месторождения Хамама в Центральной части Восточной пустыни Египта	
А. Ш. Махмуд, В. В. Дьяконов, А. Е. Котельников, М. Давуд, Х. А. Эль-Докуны	174

УДК 553.491:553.062 (470.21)

ПЛАТИНОНОСНОСТЬ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СУЛЬФИДНОГО ЭПГ-Сu–Ni МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЮД-II МОНЧЕГОРСКОГО ПЛУТОНА, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ, РОССИЯ

© 2021 г. В. В. Чащин^{а,} *, С. В. Петров^{b,} **, Д. В. Киселева^{с,} ***, Е. Э. Савченко^{а,} ****

^аГеологический институт Кольского научного центра РАН, ул. Ферсмана, 14, Мурманская обл., Апатиты, 184209 Россия ^bСанкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7/9, Санкт-Петербург, 199034 Россия ^cИнститут геологии и геохимии Уральского отделения РАН, ул. Акад. Вонсовского, 15, Екатеринбург, 620016 Россия *e-mail: chashchin@geoksc.apatity.ru **e-mail: petrov64@gmail.com ***e-mail: kiseleva@igg.uran.ru ***e-mail: kiseleva@igg.uran.ru ****e-mail: kiseleva@igg.uran.ru Dоступила в редакцию 27.01.2020 г. После доработки 24.08.2020 г. Принята к публикации 20.10.2020 г.

Приведены результаты изучения химического состава рудоносных пород, а также минералогии сульфидов основных металлов и элементов платиновой группы (ЭПГ) сульфидного ЭПГ-Си-Ni месторождения Нюд-II, расположенного в юго-западной части массива Нюд Мончегорского плутона (Мончеплутона). Руды месторождения представлены прожилково-вкрапленными и гнездовошлировидными типами. Они характеризуются существенным преобладанием Pd над Pt, фракционированием легкоплавких платиноидов (подгруппа РtЭПГ) относительно тугоплавких (подгруппа ІЭПГ) и тесными корреляционными связями Ni и Cu с S при наличии повышенных содержаний As, Se, Те и Ві. Значения отношения S/Se в руде (3470–3530) соответствуют мантийным величинам. Среди минералов платиновой группы (МПГ) наиболее распространены висмуто-теллуриды Pt и Pd (меренскиит, майченерит и мончеит), в подчиненном количестве присутствуют Pt-Fe сплавы и сперрилит, а также самородный осмий и сульфоарсениды Ir, Rh и Pt (ирарсит, холлингвортит и платарсит). Образование рудных сульфидных концентраций происходило в результате отделения несмешивающейся сульфидной жидкости при охлаждении насыщенной серой силикатной магмы основного состава. Последующая фракционная кристаллизация сульфидной жидкости способствовала неоднородному распределению Ni, Cu и ЭПГ. Процесс ЭПГ-сульфидного рудообразования происходил в достаточно широком температурном диапазоне, начинаясь при 1100-1000°С и заканчиваясь при 600-400°С. На раннем этапе происходило выделение минералов ІЭПГ (самородный осмий и эрлихманит). При охлаждении до температуры 1000-900°С сульфидная жидкость фракционировала с образованием mss, в котором концентрировались совместимые с ним ІЭПГ, и остаточной сульфидной жидкости, обогащенной Ni, Cu, РtЭПГ и халькофильными элементами. При дальнейшем снижении температуры (до 600°С) происходила кристаллизация Pt–Fe сплавов, сперрилита и сульфоарсенидов ІЭПГ + Рt и отделение остаточного сульфидного расплава, обогащенного Cu, РtЭПГ и халькофильными элементами. При 600-400°С процесс рудообразования завершился полной кристаллизацией сульфидов основных металлов и образованием висмуто-теллуридов и теллуридов Pt и Pd.

Ключевые слова: минералы ІЭПГ и РtЭПГ, химический состав, содержания ЭПГ и халькофильных элементов, месторождение Нюд-II, Мончеплутон **DOI:** 10.31857/S0016777021020027

ВВЕДЕНИЕ

Мончеплутон является наиболее продуктивным в отношении концентрации месторождений стратегических полезных ископаемых среди всех палеопротерозойских расслоенных интрузий Фенноскандинавского щита. На его сравнительно небольшой площади в 55 км² размещен значительный спектр месторождений различных типов: хромовых, сульфидных ЭПГ-Си–Ni и малосульфидных Pt–Pd руд (фиг. 1). Первоначально основное вни-

ЧАЩИН и др.

Фиг. 1. Геологическая схема Кольского полуострова (а). 1 – палеозойские плутоны щелочных нефелиновых сиенитов: Хибинский (Х), Ловозерский (Л); 2 – палеопротерозойские рифтогенные структуры: Печенгская (П), Имандра-Варзугская (ИВ), Куолаярвинская (К); 3 – палеопротерозойские гранулитовые пояса: Лапландский (Л), Кандалакшско-Колвицкий (КК); 4 – позднеархейские зеленокаменные пояса: Колмозеро-Воронинский (КВ), Терско-Аллареченский (ТА).

Схема геологического строения Мончеплутона и его южного обрамления (б). 1 – Имандра-Варзугская осадочно-вулканогенная рифтогенная структура; 2 – кварцевое метагаббро массива 10-й аномалии; 3 – Мончетундровский массив: верхняя зона – лейкократовые средне-крупнозернистые метагаббро, метагаббронориты и анортозиты (а), нижняя зона – мелко-среднезернистые нориты и ортопироксениты (б); 4 – нориты массива Морошковое озеро; 5 – габбронориты массива Кириха; 6 – интрузивно-анатектические кварцевые диориты и трондьемиты; 7 – Мончеплутон: сульфидные жилы (а), рудный пласт 330 массива Сопча (б), оливиновый горизонт (в), "критический" горизонт массива Нюд (г), метагаббронориты (д) и метаплагиоклазиты (е) массива Вуручуайвенч, нориты и габбронориты (ж), ортопироксениты (з), переслаивание ортопироксенитов и гарцбургитов (и), гарцбургиты (к), дуниты (л); 8 – архейские метаморфические и ультраметаморфические образования Кольского блока; 9 – горизонты малосульфидной платинометальной минерализации; 10 – месторождения: Cr (а), сульфидных ЭПГ-Си–Ni (б) и малосульфидных Pt–Pd руд (в).

мание здесь уделялось месторождениям комплексных ЭПГ-Cu-Ni сингенетических (вкрапленных) и эпигенетических (жильных) руд (Горбунов и др., 1978, 1985), последние из которых долгое время служили сырьевой базой комбината "Североникель". В конце 20-го века было обнаружено и охарактеризовано крупное Сопчеозерское хромовое месторождение (Дедюхин, 2005ф¹; Чащин и др., 1999). А несколько позднее как в пределах Мончеплутона, так и в массивах его южного обрамления были выявлены и изучены месторождения малосульфидных Pt-Pd руд: Вуручуайвенч (Иванченко, 2009ф²; Гроховская, 2000), Южносопчинское (Иванченко, 2009ф; Гроховская и др., 2012), Лойпишнюн (Казанов, 2016ф³; Чащин и др., 2018) и Западный Ниттис (Казанов, 2016ф) (фиг. 1). Это позволяет существенно повысить перспективность Мончегорского рудного района в качестве важной рудной базы стратегических полезных ископаемых (ЭПГ, Cr, Ni, Cu). Следует отметить, что большинство ранее разведанных сульфидных ЭПГ-Си-Ni месторождений изучено только на предмет основных полезных компонентов (Си и Ni) (Елисеев, 1953; Елисеев и др., 1956; Горбунов и др., 1978, 1985), тогда как сведения об их платиноносности большей частью носят неполный характер (Юшко-Захарова, 1975; Орсоев и др., 1982, 1994; Яковлев и др., 1981; Гроховская, Лапутина, 1988; Яковлев, Докучаева, 1994; Нерадовский и др., 2002; Расслоенные интрузии..., 2004; Yakovlev et al., 1991; Dedeev et al., 2002). К таким месторождениям относится и небольшое отработанное

месторождение Нюд-II. Ранее было охарактеризовано его геологическое строение, структурные особенности и морфология различных типов руд (Елисеев и др., 1956; Бартенев, Докучаева, 1975; Горбунов и др., 1978). Относительно распределения платиноидов известно только, что среднее содержание в руде Pt составляло 0.5 г/т, а Pd – 0.8 г/т (Рутштейн, 1964ф⁴), а из минералов ЭПГ были определены майченерит и фрудит (Dedeev et al., 2002).

Особенность этого месторождения заключается в локализации рудного тела среди пород т. н. "критического" горизонта и широком развитии, наряду с вкрапленными, гнездово-шлировидных сульфидных руд. В то же время геохимия ЭПГ, состав сульфидных минералов и МПГ изучены не были. В настоящем исследовании мы предприняли попытку в какой-то степени восполнить этот пробел, оценив состав сульфидов основных металлов и ассоциации МПГ, а также определив геохимические особенности распределения ЭПГ и халькофильных элементов-индикаторов платинометального минералообразования. Кроме того, выполнено изучение химического состава рудных и вмещающих пород месторождения Нюд-II. Совокупность полученных данных послужила важной предпосылкой для определения последовательности сульфидного и платинометального минералообразования, а также условий образования месторождения.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МОНЧЕПЛУТОНА

Палеопротерозойский расслоенный Мончеплутон расположен в центральной части Кольского полуострова и приурочен к северо-западному замыканию Имандра-Варзугской осадочно-вулканогенной рифтогенной структуры (фиг. 1). На

¹ Дедюхин А.Н. Отчет о результатах оценочных и разведочных работ на Сопчеозерском месторождении хромовых руд за 1999–2002 гг. Фонды МурТФГИ, 2005.

² Иванченко В.Н. Информационный отчет о результатах оценочных работ на МПГ на южном фланге месторождения Вуручуайвенч, оценочных работ на МПГ на рудопроявлении Южносопчинское и доразведка месторождения медно-никелевых руд Пласт "330" в Мончегорском рудном районе в 2007–2009 гг. Фонды МурТФГИ, 2009.

³ Казанов О.В. Отчет о геологическом изучении Мончетундровской площади на металлы платиновой группы и ТЭО временных разведочных кондиций Мончетундровского месторождения. Фонды МурТФГИ, 2016.

⁴ Рутштейн С.М. Сводный геологический отчет по геологопоисковым, геолого-разведочным и геофизическим работам на Мончегорском никеленосном плутоне по состоянию на 1 января 1964 г., проведенным Мончегорской геолого-разведочной партией. Фонды МурТФГИ, 1964.



современном эрозионном срезе он имеет дугообразную форму и состоит из двух ветвей: северозападной и субширотной (Горбунов и др., 1985). Северо-западная ветвь длиной более 7 км и шириной в центральной части около 2 км представлена массивом Ниттис—Кумужья—Травяная (НКТ), получившим название по соответствующим возвышенностям. Субширотная ветвь протяженностью около 11 км и шириной около 3 км представлена массивами Сопча, Нюд и Поаз (фиг. 1). Вертикальная мощность массива НКТ варьирует от 1000 м на юго-западе до 200 м на северо-востоке, массива Сопча достигает 1200 м, Нюд и Поаз — 800 и 400 м соответственно.

Мончеплутон отчетливо дифференцирован в вертикальном и горизонтальном направлениях, что в общем виде выражается в понижении основности пород снизу вверх и с запада на восток, образующих единый сингенетический ряд (Козлов, 1973). Разрез массива НКТ сложен (снизу вверх): норитами и ортопироксенитами придонной зоны, дунитами, гарцбургитами, переслаиванием гарцбургитов и ортопироксенитов, ортопироксенитами. Разрез массива Сопча идентичен таковому НКТ, отличаясь от него отсутствием дунитов. Массивы Нюд-Поаз сложены преимущественно норитами с подчиненными габброноритами (Поаз). Все эти массивы имеют форму симметричных мульд с падением крыльев под углами 20° — 45° к их осям.

К юго-востоку от массивов Нюд—Поаз на контакте с Имандра-Варзугской рифтогенной структурой залегает массив Вуручуайвенч протяженностью 6 км и шириной 1—2 км (фиг. 1). Он не вписывается в общую мульдообразную форму Мончеплутона, имеет моноклинальное строение и пологое до субгоризонтального залегание с падением на юг и вертикальную мощность, достигающую 900 м. Массив Вуручуайвенч сложен метагабброноритами с горизонтами метаплагиоклазитов, с одним из которых связано малосульфидное платинометальное месторождение.

Более подробно остановимся на строении массива Нюд. В основании его вертикального разреза залегают меланократовые пойкилитовые нориты мощностью от 70 м в западной части до 300 м в центральной части, которые в верхней части массива сменяются на нормальные мезократовые нориты мощностью до 350 м. Между ними находится оливиновый горизонт, который в виде полумесяца на протяжении 6 км опоясывает северную. западную и южную части массива (фиг. 1). Мощность этого горизонта составляет около 100 м при субгоризонтальном залегании (фиг. 2). В его состав входят ортопироксениты, плагиоортопироксениты и меланонориты с варьирующим содержанием оливина (до 30 об. %, редко больше), связанные между собой постепенными переходами и

постоянно содержащие тонкораспыленную вкрапленность сульфидов, вследствие чего для пород толши характерно повышенное фоновое содержание Ni около 0.10 мас. %. Залегание оливинового горизонта среди пород массива, нарушающее его нормальную стратиграфическую последовательность, позволяет рассматривать его в качестве более молодого относительно пород Нюда, образовавшегося из магмы повышенной основности и насыщенной серой. К его верхней и нижней частям приурочены горизонты сульфидных ЭПГ-Си–Ni руд месторождения Терраса (фиг. 2). Ранее возраст оливиновых ортопироксенитов этого горизонта в районе месторождения Нюд-ІІ был определен U–Pb методом по циркону в $2506 \pm$ ± 3 млн лет (Чащин и др., 2016). Однако позднее в результате геохронологических исследований оливиновых ортопироксенитов верхнего рудоносного горизонта месторождения Терраса, выполненных на вторично-ионном микрозонде SIMS SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ФГБУ "ВСЕГЕИ" (г. Санкт-Петербург), был получен конкордантный U-Pb возраст равный 2484.3 ± 5.6 млн лет (Чащин и др., неопубликованные данные), который согласуется с геологическими представлениями о более молодом возрасте оливинового горизонта. Выше его в западной части массива Нюд на границе с нормальными норитами залегает т. н. "критический" горизонт, состоящий из двух частей: Террасы и Нюд-II. Свое название он получил по аналогии с критической зоной комплекса Бушвельд и в связи с ее сложным строением, обусловленным чередованием пород различного состава и зернистости, в отличие от монотонных меланократовых норитов нижней зоны и нормальных норитов верхней зоны массива Нюд. Однако этот "критический" горизонт не соответствует по составу критической зоне Бушвельда, которая представлена переслаиванием ортопироксенитов, гарцбургитов, норитов и анортозитов с горизонтами хромититов и платиноносным рифом Меренского в ее верхней части (Налдретт, 2003). "Критический" горизонт Террасы имеет дугообразную форму протяженностью 1.3 км, обращенную выпуклостью на запад. Его мощность здесь достигает 80 м, постепенно, через 400 м, выклиниваясь в восточном направлении (фиг. 2). Внутреннее строение "критического" горизонта характеризуется незакономерным чередованием лейко-, мезо- и меланократовых мелко-среднезернистых норитов, реже плагиоортопироксенитов с мезократовыми габброноритами при мощности отдельных прослоев 2-10 м. В основании "критического" горизонта, на контакте с толщей оливиновых пород, в виде прерывистых тел линзовидной формы мощностью от 10-15 см до 1-2 м развиты тонкозернистые плагиоклаз-пироксеновые роговики (или микронориты и микрогаббронориты) и



Фиг. 2. Геологическая схема юго-западной части массива Нюд. 1 – оливиновый горизонт: оливиновые ортопироксениты и плагиоортопироксениты; 2 – "критический" горизонт: чередование норитов различной зернистости с габброноритами, лейконориты и плагиоклазиты; 3 – мезократовые нориты; 4 – меланократовые пойкилитовые нориты; 5 – интрузивно-анатектические кварцевые диориты и трондьемиты; 6 – рудные горизонты (а), то же самое, вне масштаба (б); 7 – обнажения пород "критического" горизонта с содержанием Pt + Pd: <0.5 г/т (а), 0.5–1.0 г/т (б), >1.0 г/т (в); 8 – скважины; 9 – штольня и ее номер.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63 № 2 2021

шпинель-кордиерит-ортопироксеновые породы (ксенолиты вмещающих пород) (Расслоенные..., 2004). "Критический" горизонт Нюда-II описан ниже.

На происхождение "критического" горизонта существуют две точки зрения. Согласно первой из них, он представляет собой слой течения в массиве Нюд, насыщенный ксенолитами глиноземистых пород в результате смешения высоко- и умеренномагнезиальных расплавов (Козлов, 1973; Расслоенные..., 2004), тогда как по второй версии он рассматривается в качестве дополнительной интрузивной фазы Мончеплутона (Шарков, 1982, 2006; Шарков, Чистяков, 2014). В настоящее время этот вопрос остается открытым, и для его решения необходимо проведение дополнительных исследований.

СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ "КРИТИЧЕСКОГО" ГОРИЗОНТА ТЕРРАСЫ

Маршрутные исследования и опробование (отобрано 49 проб) в пределах "критического" горизонта Террасы позволили нам не только изучить его внутреннее строение, но и обнаружить несколько рудных точек гнездово-вкрапленной сульфидной минерализации с повышенным (≥0.5 г/т) содержанием ЭПГ (фиг. 2). Они распределены в пределах горизонта незакономерно и не образуют выдержанных скоплений, которые позволили бы увязать их в рудные тела, и поэтому не представляют практического интереса. Исключение составляет минерализованная зона. вскрытая ранее канавой 42 и заверенная в обнажении 453 (фиг. 2) Эта зона мощностью около 15 м тяготеет к разрывному нарушению субмеридионального направления, приурочена к меланократовым норитам и содержит гнездово-вкрапленную сульфидную минерализацию в количестве 2-3 об. % со средним содержанием $Pt + Pd = 0.7 \ r/r$ (фиг. 2).

Исторический и геологический интерес представляет обнаружение на начальном этапе разведочных работ на месторождении Терраса, при проходке штольни 2 (фиг. 2), крупного рудного гнезда, приуроченного к лейкократовым норитам "критического" горизонта. Оно имело форму сплюснутой лепешки длиной 6.75 м, шириной 3.5 м и мощностью до 2 м. Сульфиды в гнезде были представлены преобладающим пирротином (60-80 об. %), пентландитом (от 5 до 20 об. %) и халькопиритом (от 3 до 10 об. %). В виде редких зерен встречались хромит, ильменит, пирит и полидимит, замешающий пентландит. Максимальное содержание Ni в гнезде достигало 3.24 мас. %, Cu – 0.56 мас. %. Сульфидное гнездо было переполнено включениями силикатных пород, и руда местами имела характер брекчии за счет цементации сульфидами обломков вмещающих пород. Кроме включений силикаты содержались в сульфидах в виде мелких

оплавленных шариков, количество которых возрастало к краям гнезда.

ХАРАКТЕРИСТИКА СУЛЬФИДНОГО ЭПГ-Си–Ni МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЮД-II

Общая характеристика

Месторожление Нюл-II было открыто в 1931 г. геологами М.Ф. Шестопаловым и Н.Я. Холмянским. В это же время началась его разведка, завершившаяся в 1933 г. В результате этих работ запасы руды составили около 1 млн т, Ni = 3.75 тыс. т и Cu = 3.0 тыс. т при среднем содержании Ni = = 0.37 мас. % и Cu = 0.30 мас. %. После этого месторождение было законсервировано в связи с обнаружением богатых жильных Cu-Ni руд на массивах НКТ. Впоследствии, в конце 60-х гг. прошлого века, работы на месторождении были возобновлены, и в период с 1969 по 1974 гг. оно было полностью отработано карьером (фиг. 3а). Руды месторождения легко обогатимы. В концентрате содержание Ni составляло 3.7 мас. %, Cu - 3.0 мас. %, извлечение Ni – 85–87%, Cu – 90–92%.

Структурно-геологическое положение месторождения

Месторождение расположено в юго-западной части массива Нюд (фиг. 1) и приурочено к лейконоритам и мезократовым габброноритам "критического" горизонта. Горизонт здесь имеет форму небольшого штока овальной формы, слабо вытянутого в широтном направлении размером 170 × × 100 м и вертикальной мощностью около 50 м (фиг. 4а). Он залегает среди пород оливинового горизонта, вертикальная мощность которых, согласно данным бурения скважин, составляет около 100 м (фиг. 2). Изредка в них вблизи контакта с "критическим" горизонтом встречается довольно богатая сульфидная вкрапленность, жилки и шлиры сульфидов, но распределены они крайне неравномерно и не увязываются в тела определенной формы. Контакт между породами "критического" и оливинового горизонтов зачастую маркируется тонкозернистыми роговиками ортопироксенплагиоклазового состава, залегающими в виде прерывистых тел линзовидной формы мощностью до 4-5 м (фиг. 4а, б). В бортах карьера месторождения Нюд-II контакт между породами "критического" и оливинового горизонтов тектонизирован и представлен зонами смятия и рассланцевания мощностью до 0.6 м с преобладающим субмеридиональным простиранием и падением на восток под различными углами: от 50°-70° до весьма пологих – 20°–30° (фиг. 3б, г).



Ортопироксениты

Фиг. 3. Фотографии карьера месторождения Нюд-II и пород, слагающих его борта: (а) – общий вид карьера; (б) – контакты рудных лейконоритов с ортопироксенитами (южный борт карьера); (в) – тектонический контакт плагиоортопироксенитов, роговиков и габброноритов (северный борт карьера); (г) – детализация тектонического контакта плагиоортопироксенитов и габброноритов.

Петрография пород

Карьером месторождения Нюд-II вскрыты рудоносные габбронориты и лейконориты "критического" горизонта, а также вмещающие их оливиновые ортопироксениты и плагиоортопироксениты. *Габбронориты* обнажены в северном борту карьера (фиг. 3в) и представляют собой мелкозернистую породу, состоящую из идиоморфных зерен ортопироксена (кумулус) размером 0.5–1.0 мм (40–45 об. %), субидиоморфных зерен плагиоклаза (45–50 об. %) и ксеноморфных зерен клинопироксена (10 об. %) (интеркумулус, фиг. 5а). В незначительном количестве присутствует вторичный амфибол, развивающийся по ортопироксену, а также вкрапленность и мелкие гнезда сульфидов.

Лейконориты вскрыты в южном борту карьера в виде пластового тела шириной около 15 м, залегающего среди ортопироксенитов. Контакты с вмещающими породами — тектонизированные с падением на восток под углом 60° (фиг. 3б). Лейконориты представляют собой неравномернозернистую, преимущественно мелкозернистую породу такситовой текстуры, состоящую из мелких,

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63 № 2 2021

размером около 0.5 мм, таблитчатых, реже призматических зерен ортопироксена (20 об. %) и идиоморфных зерен плагиоклаза размером около 1 мм (70-75 об. %) (фиг. 5б). Реже наблюдаются участки гломеробластового скопления более крупных зерен ортопироксена (до 1 мм) и плагиоклаза (до 2 мм). Порода неравномерно амфиболизирована в виде келифитовых кайм и гомоосевых псевдоморфоз бецветного амфибола (5 об. %) по ортопироксену. В краевых частях тела лейконориты нацело амфиболизированы, участками катаклазированы. В них постоянно присутствуют вкрапленность и гнезда сульфидов, а также отдельные шлиры размером около 20 см в поперечнике (фиг. 4г). Возраст оруденелых лейконоритов месторождения U-Pb методом по циркону определен в 2503 ± 8 млн лет (Чащин и др., 2016).

На контакте габброноритов и плагиоортопироксенитов в северном борту карьера присутствуют *роговики* ортопироксен-плагиоклазового состава в виде тела линзовидной формы, выклинивающегося с глубиной. Они представлены тонкозернистыми породами с гломеробластовы-



Фиг. 4. Геологический план (а) и разрез месторождения Нюд-II (б), по (Н.С. Зонтов, 1939ф; С.М. Рутштейн, 1964ф с упрощениями), характерные морфологические особенности оруденения на северо-восточной стенке карьера (в), по (Горбунов и др., 1978) и фотография массивной сульфидной шлировидной руды (г): 1 – четвертичные отложения; 2 – породы оливинового горизонта: оливиновые ортопироксениты и плагиоортопироксениты с оливином; 3 – породы "критического" горизонта: лейконориты и мезократовые габбронориты; 4 – роговики пироксен-плагиоклазового состава; 5 – рудное тело; 6 – сульфидная вкрапленность; 7 – прожилки сульфидов; 8 – шлиры сплошных сульфидов; 9 – разрывные нарушения.



Фиг. 5. Микрофотографии типовых пород месторождения Нюд-II: (а) – габбронорит (проба 434/8); (б) – лейконорит такситовый, амфиболизированный (проба 435/3); (в–г) – роговик ортопироксен-плагиоклазового состава (проба (434/7); (д) – плагиоортопироксенит с оливином (проба 434/6); (е) – оливиновый ортопироксенит с плагиоклазом (проба 434/1); а–б и г–е – фотографии в скрещенных николях, в – николи параллельны. Символы минералов по (Whitney, Evans, 2010).

ми скоплениями ортопироксена линзовидной формы (фиг. 5в) и, реже, отдельными порфиробластами ортопироксена и плагиоклаза (фиг. 5г).

Вмещающие *ортопироксениты и плагиоортопироксениты* — это мелко-среднезернистые породы, которые отличаются друг от друга переменным содержанием плагиоклаза. Ортопироксениты характеризуются наличием субидиоморфных зерен оливина (до 5 об. %), сравнительно идиоморфных зерен ортопироксена (до 90 об. %) (оливин-ортопироксеновый кумулус) и ксеноморфных зерен плагиоклаза (2–5 об. %) (интеркумулус,

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63 № 2 2021

фиг. 5д). Плагиоортопироксениты отличаются повышенным содержанием плагиоклаза (до 10 об. %) и пониженным — оливина (2—3 об. %), а также наличием редких зерен клинопироксена и бурой роговой обманки (фиг. 5е). Для этих пород характерно постоянное присутствие мелкой рассеянной вкрапленности сульфидов. Иногда на контакте с лейконоритами в ортопироксенитах текстура меняется на такситовую за счет изменчивости зернистости от мелкозернистой до крупнозернистой, с зонками дробления и грануляции.

Форма рудного тела и характеристика оруденения

Рудное тело месторождения Нюд-II имеет форму усеченного конуса мощностью около 40 м (фиг. 4б). Оно представлено как бедной вкрапленностью сульфидов (1-2 об. %), так и густой (5-10 об. %) сульфидной вкрапленностью, прожилками, гнездами и шлирами сплошных сульфидов (фиг. 4в). Вкрапленность присутствует повсеместно, наиболее богатая концентрируется вблизи шлиров сплошных сульфидов. Они развиты в центральной части месторождения и имеют очень неправильную форму (фиг. 4в), иногда близкую к округлой с очень извилистыми границами (фиг. 4г). Шлиры в большом количестве содержат оплавленные зерна силикатов и часто сопровождаются отходящими от них тонкими прожилками. Размеры шлиров весьма разнообразные: от первых сантиметров до нескольких метров. На периферии рудного тела шлиры сменяются густой вкрапленностью, которая, в свою очередь, постепенно переходит в обычную бедную вкрапленность сульфидов.

Прожилки сплошных сульфидов имеют протяженность до 30 м и максимальную мощность до 40 см. Они имеют субширотное простирание с падением как на север, так и на юг под углами более 65°. Контакты прожилков обычно резкие, в некоторых случаях сопровождаются апофизами. Иногда они содержат обломки лейкократовых норитов и прослеживаются ниже контакта рудного тела во вмещающие породы. Соотношения жил с тектоническими нарушениями имеют двойственный характер. С одной стороны, жилы встречаются вдоль зон смятия, а с другой – они смещаются тектоническими зонами. Такие прожилки сплошных сульфидов в руде могли возникнуть или за счет инъекции сульфидов в полости трещин, или в результате отжатия внутрипоровых жидких сульфидов в трещины под влиянием тектонических подвижек.

Минеральный состав сульфидных руд

Минеральный состав руд различных морфологических типов одинаков и типичен для месторождений Мончеплутона. Рудные минералы представлены пирротином (50-60 об. %), халькопиритом (20-30 об. %, в отдельных случаях до 50 об. %), пентландитом (10-15 об. %, в сплошных сульфидах достигает 30 об. %) и магнетитом (5-10 об. %). В незначительном количестве присутствуют пирит, полидимит, марказит, сфалерит, ильменит и хромит. Обычно главные сульфиды образуют срастания между собой; вкрапленники, состоящие из отдельных зерен пирротина и халькопирита, очень редки. Магнетит, находящийся в срастании с сульфидами, корродируется ими.

Для сульфидных шлиров и гнезд характерно зональное строение. В их центральной части состав сульфидов преимущественно пентландитпирротиновый, а на периферии халькопирит преобладает над пирротином, иногда образуя тонкие жилки и просечки. Разнообразная морфология оруденения и изменчивость распределения рудных минералов в месторождении Нюд-II свидетельствуют о сложных условиях его образования.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Объектами наших исследований являлись обнажения пород "критического" горизонта Террасы, из которых отобрано 49 проб, а также карьер месторождения Нюд-II, в котором сохранились фрагменты рудного тела, изучение которого производилось по разрезам вдоль южного и северного бортов карьера. В южном борту методом пунктирной борозды длиной 4.5-5 м был опробован верхний уступ карьера на протяжении 28 м. В северном борту пунктирными бороздами длиной 2.5-5 м были опробованы нижний и частично верхний уступы карьера на протяжении 39 м. Однако здесь полный разрез по рудной зоне получить не удалось в связи со слабой устойчивостью бортов карьера. Сохранившаяся часть рудной зоны в верхнем уступе южного борта карьера составляет 15 м, в северном борту она варьирует от 10 м в нижней части карьера до 15 м – в верхней (фиг. 3б-в). Всего по породам месторождения Нюд-II было отобрано 14 проб, по которым выполнен комплекс минералогических и петро-геохимических исследований.

Содержания петрогенных компонентов (полный силикатный анализ) определялись в химикоаналитической лаборатории Геологического института КНЦ РАН (г. Апатиты) под руководством Л.И. Константиновой. Для этого применялись следующие методы: атомно-абсорбционный пламенный (Si, Al, Fe, Mg, Ca, Mn), эмиссионный пламенный (Na, K), фотоколориметрический (Ti), весовой (п.п.п., H_2O^-) и объемный (CO₂, FeO). Здесь же выполнены определения Ni, Cu, S, Pt и Pd в породах "критического" горизонта участка Терраса атомно-абсорбционным методом, аналитик – Л.В. Филипычева.

Весь спектр ЭПГ в рудах месторождения был изучен в Центральном научно-исследовательском геологоразведочном Институте цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ) (г. Москва) методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой с пробирным концентрированием в никелевый штейн (аналитическая группа под руководством А.П. Кузнецова). Минимальные пределы определения элементов составляют: 0.005 г/т (Pt, Pd) и 0.002 г/т (Rh, Ru, Ir, Os, Au).

Содержание элементов-примесей определено в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург) с помощью ICP-MS-анализа на квадрупольном масс-спектрометре NexION 300S (Perkin Elmer, США). Микроволновое разложение проб осуществлялось смесью кислот HCl + HNO₃ + HF с использованием системы Berghof Speedwave MWS 3+. Точность определения элементов контролировалась с помощью сертифицированных образцов базальта BCR-2 и андезита AGV-2 (USGS). Полученные концентрации редких, рассеянных и редкоземельных элементов удовлетворительно согласуются с аттестованными величинами с допустимым отклонением в пределах 15%. Погрешности определения элементов составили (отн. %): 24 (Сг. Ni, Co, Cu, V, Ba, Sr), 30 (Rb), 41 (P39), 50 (Zr), 60 (Y, Hf, Ta, Nb, Th, U).

Изучение морфологии сульфидов основных металлов, получение их изображения в обратнорассеянных электронах (BSE) и предварительный химический анализ были выполнены в полированных шлифах с использованием сканирующего электронного микроскопа ЛЕО-1450 (Германия) с энергодисперсионной рентгеновской аналитической насадкой (EDS) в лаборатории физических методов исследования пород, руд и минералов Геологического института КНЦ РАН (г. Апатиты).

Химический состав сульфидов основных металлов изучен рентгеноспектральным методом на электроннозондовом микроанализаторе Сатеса MS-46 (Франция) в лаборатории физических методов исследования пород, руд и минералов Геологического института КНЦ РАН (г. Апатиты) при ускоряющем напряжении 22 кВ и силе тока зонда 30-40 нА. В качестве эталонов использовались искусственные и природные соединения. Для пирита – FeK α и SK α (пирит), халькопирита – FeK α , SK α и CuK α (халькопирит), пирротина, пентландита, виоларита и смайтита – FeK α и SK α (искусственное вещество Fe₁₀S₁₁), примесей Ni, Со и Cu – чистые металлы.

Изучение состава минералов платиновой группы проводилось на кафедре ГМПИ Санкт-Петербургского университета в групповой пробе массой 2.5 кг и крупностью 3–5 мм, отобранной из дубликатов бороздовых проб 435/2-435/4. Подготовка пробы заключалась в дроблении ее до размера -0.5 + 0 мм и гравитационном выделении концентратов тяжелых минералов на столе СКЛ-2 (Петров, 2005). Схема обогащения включала основную сепарации, одну контрольную и одну перечистную операции (хвосты перечистки были присоединены к отвальным хвостам). Из гравитационных концентратов были изготовлены полированные брикетированные препараты, в которых был произведен поиск и диагностика МПГ. Электронно-микроскопические и рентгеноспектральные исследования выполнены в ресурсном центре "Геомодель" (СПбГУ, г. Санкт-Петербург) с применением сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N с аналитическими приставками EDX (Oxford Instruments X-Max 20) и WDX (Inca Wave 500 System).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЮД-II

Главные, редкоземельные элементы и элементы-примеси

Химический состав габброноритов, лейконоритов и роговиков месторождения Нюд-II, а также вмещающих оливинсодержащих ортопироксенитов и плагиоортопироксенитов приведен в табл. 1 и показан на фиг. 6-8. Химические составы ортопироксенитов и плагиоортопироксенитов сходны между собой по большинству главных компонентов, за исключением повышенных содержаний глинозема в плагиоортопироксенитах. Они характеризуются наиболее высокими содержаниями магния и кремнезема (MgO = 22.66-26.48 мас. % и SiO₂ = 48.22-53.37 мас. %), умеренными содержаниями железа (FeO_{tot} = 9.02-11.71 мас. %) и глинозема ($Al_2O_3 = 3.39 - 5.31$ мас. %), а также значениями величины магнезиальности (Mg = 0.66 - 0.74), низкими содержаниями титана (TiO₂ = 0.15-0.21 мас. %), кальция (CaO = = 3.10-3.97 мас. %) и суммы щелочей (Na₂O + + K₂O = 0.31-0.59 мас. %) (табл. 1, фиг. 6). По содержанию всех петрогенных элементов ортопироксениты и плагиоортопироксениты месторождения Нюд-II близки аналогичным породам оливинового горизонта участка Террасы массива Нюд и отличаются более низкой магнезиальностью от таковых пород массивов НКТ и Сопча (фиг. 6). Кроме того, для них характерно повышенное содержание Cr (1300-3100 г/т), Ni (700-1800 г/т) и Со (80-150 г/т) (табл. 1).

В этих породах отмечается сравнительно низкий уровень накопления РЗЭ с суммарными содержаниями РЗЭ от 7 до 11 г/т (табл. 1). Редкоземельные спектры имеют слабый отрицательный наклон в области ЛРЗЭ, при концентрациях, в 4— 8 раз превышающих хондритовые, и почти пря-

ЧАЩИН и др.

	434/1	434/2	434/3	434/4	434/5	434/6	435/1	435/5	435/6	434/8	435/2	435/3	435/4	434/7
Компо- ненты		орто	пирокс	ениты і	и плаги	оортоп	ироксе	НИТЫ		габбро- нориты	лей	іконорі	ИТЫ	рого- вик
SiO ₂	48.22	51.80	52.56	53.34	53.37	50.72	50.30	50.53	51.01	50.55	50.80	48.11	45.27	38.51
TiO ₂	0.15	0.17	0.19	0.17	0.21	0.15	0.17	0.18	0.19	0.25	0.22	0.28	0.22	0.51
Al_2O_3	3.39	3.94	4.60	4.57	4.62	4.74	5.13	5.31	4.93	10.16	20.10	17.99	16.37	17.01
Cr ₂ O ₃	0.20	0.22	0.27	0.28	0.26	0.23	0.22	0.23	0.23	0.16	0.10	0.05	0.10	0.07
Fe ₂ O ₃	1.02	1.10	1.22	0.77	0.72	2.25	1.79	0.79	1.60	1.98	2.25	4.99	6.58	8.36
FeO	9.54	9.76	8.43	8.33	8.86	9.68	7.82	8.58	7.82	10.64	6.27	8.32	8.87	7.34
FeO _{tot}	10.46	10.75	9.53	9.02	9.51	11.71	9.43	9.29	9.26	12.42	8.30	12.81	14.79	14.86
MnO	0.17	0.17	0.16	0.16	0.18	0.17	0.17	0.15	0.15	0.15	0.08	0.11	0.09	0.07
MgO	26.48	26.48	24.87	24.40	23.90	22.66	24.98	24.91	25.87	13.06	6.86	7.66	9.30	7.63
CaO	3.16	3.10	3.64	3.56	3.61	3.35	3.46	3.97	3.55	6.42	5.14	5.63	4.11	3.66
Na ₂ O	0.31	0.40	0.40	0.50	0.51	0.50	0.23	0.45	0.45	1.30	3.38	2.21	2.00	2.54
K ₂ O	0.07	0.11	0.09	0.08	0.07	0.08	0.08	0.14	0.14	0.12	0.37	0.26	0.32	0.53
п.п.п.	6.58	2.80	3.36	3.41	3.27	4.86	4.99	4.82	4.12	4.71	3.78	3.84	6.15	12.05
H_2O^-	0.32	0.11	0.18	0.15	0.15	0.32	0.23	0.29	0.34	0.30	0.16	0.14	0.15	1.57
Сумма	99.61	100.16	99.97	99.72	99.73	99.71	99.57	100.35	100.40	99.80	99.51	99.59	99.53	99.85
Mg#	0.72	0.71	0.72	0.73	0.72	0.66	0.73	0.73	0.74	0.51	0.45	0.37	0.39	0.34
Rb	1.3	3.2	2.0	2.4	1.4	1.8	1.3	2.6	1.8	2.7	7	3.8	6	12
Ba	13	18	19	27	11	16	26	39	32	50	170	130	120	70
Th	0.12	0.26	0.21	0.26	0.08	0.16	0.13	0.08	0.10	0.20	0.28	0.24	0.24	0.13
U	0.03	0.08	0.06	0.03	0.02	0.05	0.03	0.01	0.02	0.05	0.14	0.08	0.10	0.04
Та	0.04	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.05	0.06	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03
Nb	0.23	0.26	0.28	0.23	0.21	0.20	0.28	0.22	0.32	0.47	0.60	0.59	0.55	0.52
Sr	40	40	50	60	50	50	30	50	40	140	590	480	330	230
Hf	0.25	0.33	0.30	0.27	0.23	0.23	0.20	0.21	0.23	0.35	0.26	0.28	0.24	0.30
Zr	8	11	9	9	7	7	7	7	8	10	8	10	9	8
Y	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	2.3	2.6	2.7	5.0	1.6	2.4	2.0	1.8
V	120	120	130	130	130	110	80	90	90	190	210	240	210	400
Cr	2600	2800	3100	3100	2800	2800	1300	1500	1700	1500	500	300	500	700
Ni	1400	1400	900	700	700	1800	830	780	770	2100	980	2000	2800	4000
Co	150	140	110	100	110	150	80	80	80	180	60	120	180	310
Cu	600	500	150	90	80	500	180	110	170	900	4900	1600	2300	500
La	1.0	1.5	1.4	1.5	1.1	1.2	1.9	1.8	1.8	1.9	11	8	7	2.2
Ce	2.4	3.2	3.2	3.6	2.4	2.4	4.0	4.0	4.0	4.3	18	15	12	3.9
Pr	0.32	0.41	0.42	0.44	0.32	0.31	0.48	0.50	0.51	0.60	1.8	1.6	1.3	0.45
Nd	1.4	1.8	1.8	1.9	1.4	1.3	1.8	2.0	2.1	2.8	5.7	5.6	4.5	1.8
Sm	0.37	0.41	0.43	0.46	0.36	0.33	0.42	0.46	0.47	0.70	0.73	0.84	0.68	0.33
Eu	0.13	0.13	0.15	0.16	0.14	0.13	0.15	0.16	0.15	0.34	1.0	1.0	0.63	0.40
Gd	0.41	0.44	0.49	0.46	0.42	0.37	0.40	0.44	0.48	0.80	0.61	0.69	0.59	0.36

Таблица 1. Химический состав пород месторождения Нюд-II

0.08

0.07

Tb

0.07

0.08

0.07

0.06

0.06

0.06

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63 № 2 2021

0.13

0.05

0.07

0.06

0.05

0.07

Таблица 1. Окончание

Компо-	434/1	434/2	434/3	434/4	434/5	434/6	435/1	435/5	435/6	434/8	435/2	435/3	435/4	434/7
ненты	ортопироксениты и плагиоортопироксениты									габбро- нориты	лейконориты			рого- вик
Dy	0.49	0.49	0.53	0.55	0.48	0.43	0.39	0.44	0.46	0.90	0.28	0.41	0.33	0.34
Но	0.11	0.11	0.12	0.12	0.11	0.09	0.08	0.09	0.09	0.19	0.05	0.08	0.06	0.07
Er	0.33	0.33	0.36	0.37	0.33	0.31	0.25	0.28	0.29	0.60	0.17	0.25	0.20	0.23
Tm	0.05	0.05	0.06	0.06	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.09	0.03	0.04	0.03	0.04
Yb	0.40	0.30	0.40	0.40	0.40	0.30	0.23	0.29	0.30	0.60	0.20	0.28	0.19	0.27
Lu	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.04	0.04	0.04	0.10	0.03	0.04	0.03	0.05
Сумма РЗЭ	7.54	9.30	9.50	10.16	7.64	7.34	10.26	10.65	10.77	14.05	39.37	34.22	27.06	10.49
(La/Yb) _N	1.70	3.40	2.38	2.55	1.87	2.72	5.57	4.21	4.11	2.15	34.96	20.26	22.76	5.54
(Eu/Eu*) _N	1.02	0.93	1.00	1.06	1.10	1.13	1.14	1.11	0.99	1.38	4.63	4.01	3.03	3.54
$(Ce/Sm)_N$	1.57	1.88	1.80	1.89	1.61	1.76	2.29	2.09	2.06	1.48	6.03	4.38	4.24	2.85
$(Gd/Yb)_N$	0.83	1.19	0.99	0.93	0.85	1.00	1.40	1.24	1.29	1.08	2.42	2.04	2.45	1.08

Примечание. п.п.п. — потери при прокаливании, $Mg# = MgO/(MgO + FeO_{tot})$, где $FeO_{tot} = 0.9 \times Fe_2O_3 + FeO$. Содержания петрогенных элементов определены в мас. %, элементов-примесей — в г/т.

мые линии в интервале от Gd до Lu с низкими концентрациями относительно хондрита (1.4–2.8) (фиг. 7а). Это свидетельствует о слабом фракционировании ЛРЗЭ, что отражается в величинах параметра $(Ce/Sm)_N = 1.57-2.29$ и низких значениях $(Gd/Yb)_N = 0.83-1.40$ (табл. 1). В ортопироксенитах и плагиоортопироксенитах Еu-аномалии или отсутствуют, или слабые положительные: $(Eu/Eu^*)_N = 0.93-1.14$ (табл. 1, фиг. 7а), за счет повышенных содержаний плагиоклаза в плагиоортопироксенитах.

Мультиэлементные спектры в ортопироксенитах и плагиоортопироксенитах, нормированные относительно примитивной мантии, характеризуются повышенными значениями Rb и Ba, умеренно положительными аномалиями Sr, менее интенсивными — Ti, а также — резко отрицательными аномалиями Ta и особенно Nb (фиг. 8а).

Габбронориты месторождения Нюд-II имеют пониженное содержание магния (MgO = 13.06 мас. %), повышенное – титана, алюминия, железа и почти двукратное превышение кальция и суммы щелочей относительно ортопироксенитов и плагиоортопироксенитов (табл. 1, фиг. 6). По соотношению Mg с Si, Ti и суммой щелочей они близки к норитам верхней зоны массива Нюд, но отличаются от них более высокими содержаниями железа и низкими – Al и Ca (фиг. 6).

Габбронориты характеризуются суммарными концентрациями РЗЭ около 14 г/т, с наиболее высоким уровнем ТРЗЭ среди всех пород месторождения Нюд-II (фиг. 76). Они выделяются слабым фракционированием ЛРЗЭ: (La/Yb)_N = 2.15

при отсутствии такового у ТРЗЭ: $(Gd/Yb)_N = 1.08$ (табл. 1), а также наличием слабой положительной Еu-аномалии: $(Eu/Eu^*)_N = 1.38$ (табл. 1, фиг. 76). Мультиэлементный спектр в них примечателен наличием положительных аномалий Ba, Sr и Ti, а также отрицательными аномалиями Nb и Ta (фиг. 86).

Лейконориты месторождения Нюд-II по химическому составу значимо отличаются от всех вышеописанных пород низким содержанием магния (MgO = 6.86-9.30 мас. %) и повышенными содержаниями остальных петрогенных элементов: титана (TiO₂ = 0.22-0.28 мас. %), алюминия (Al₂O₃ = 16.37-20.10 мас. %), железа (FeO_{tot} = 8.30-14.79 мас. %), кальция (CaO = 4.11-5.63 мас. %) и суммы щелочей (Na₂O + K₂O = 2.32-3.75 мас. %) (табл. 1). По петрохимическим особенностям они не имеют аналогов среди пород массива Нюд, отличаясь от норитов верхней части массива более высокими содержаниями железа и щелочей, но более низкими – кальция (фиг. 6).

Лейконориты характеризуются наиболее высокой суммарной концентрацией РЗЭ (27–39 г/т), в основном за счет ЛРЗЭ, и деплетированностью ТРЗЭ. Если уровень накопления ЛРЗЭ в 20–35 раз превышает хондритовый, то ТРЗЭ – не более двух (фиг. 76). Соответственно, это отражается в резком фракционировании ЛРЗЭ: (La/Yb)_N = 23–35 и низком – ТРЗЭ: (Gd/Yb)_N = 2.0–2.5 (табл. 1). Для лейконоритов характерны значимые положительные Еu-аномалии (Eu/Eu*)_N = 3.0–4.6 (табл. 1, фиг. 76). На мультиэлементной диаграмме они, кроме того, выделяются резкими поло-

2021



Фиг. 6. Бинарные диаграммы MgO – оксиды для пород месторождения Нюд-II в сопоставлении с аналогичными по составу породами Мончеплутона. 1 – породы месторождения Нюд-II: а – лейконориты, б – габбронориты, в – роговики; 2 – вмещающие ортопироксениты и плагиоортопироксениты оливинового горизонта; 3 – поля составов пород Мончеплутона по (Химические ..., 1982) и данным производственных организаций: а – оливиновые ортопироксениты массивов НКТ и Сопча, б-г – породы массива Нюд: б – ортопироксениты и плагиоортопироксениты и плагиоортопироксениты и плагиоортопироксениты и плагиоортопироксениты ливинового горизонта; в – меданового поризонта участка Терраса, в – меланонориты нижней зоны, г – мезократовые нориты верхней зоны.

жительными аномалиями Ва и Sr, слабыми – U и отрицательными – Nb и Ta (фиг. 8).

Роговики по химическому составу имеют черты сходства с лейконоритами месторождения, отличаясь от них по отдельным признакам. Так, по содержанию алюминия, железа, магния, кальция и

суммы щелочей они довольно близки к лейконоритам, но отличаются от них резко повышенным содержанием титана и пониженным — кремнезема (фиг. 6). По характеру спектра РЗЭ и элементов-примесей они также близки к лейконоритам за счет почти полного сходства в спектре ТРЗЭ, но



Фит. 7. Спектры распределения хондрит-нормализованных редкоземельных элементов по (McDonough, Sun, 1995) во вмещающих (а) и рудоносных породах месторождения Нюд-II (б).

2021

отличаются от них значительно более низкой концентрацией РЗЭ в диапазоне La—Gd (фиг. 76). На мультиэлементной диаграмме это сходство подчеркивается практически полным совпадением графиков роговиков и лейконоритов с повышенными содержаниями Rb и пониженными — Th и U в роговиках (фиг. 86). Таким образом, следует отметить, что по совокупности петро-геохимических признаков роговики, скорее всего, являются контактово-метаморфическими образованиями по лейконоритам "критического" горизонта.

Сидерофильные и халькофильные элементы

Содержания некоторых сидерофильных и халькофильных элементов приведены в табл. 2 и 3. Соотношение их между собой в породах "критического" горизонта участка Террасы и месторождения Нюд-II показано на фиг. 9, а их распреде-

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63 № 2

ление относительно примитивной мантии — на фиг. 10-11.

На фиг. 9 фигуративные точки пород "критического" горизонта участка Терраса и месторождения Нюд-II укладываются в единые тренды, от которых отличаются только рудные образцы месторождения Нюд-ІІ с высокими содержаниями Си и платиноидов (обр. 435/2). Ni и Си демонстрируют высокую положительную корреляцию с содержаниями S (фиг. 9a, б), характерную для вкрапленных сульфидных руд Мончеплутона контактного типа (Karikowski et al., 2018), в отличие от малосульфидных Pt-Pd руд, для которых такая связь весьма слабая (например, Чащин и др., 2018). Это свидетельствует о том, что содержания этих элементов контролируются в основном серой. Повышенные концентрации Ni в ортопироксенитах и плагиоортопироксенитах (табл. 2, фиг. 9a) объясняются тем, что часть Ni содержит-



Фиг. 8. Спектры распределения элементов-примесей, нормированных на примитивную мантию по (McDonough, Sun, 1995) во вмещающих (а) и рудоносных (б) породах месторождения Нюд-II. Условные обозначения см. рис. 7.

ся в оливине, постоянно присутствующем в этих породах.

Между Pt + Pd и S существует довольно слабая положительная корреляция (фиг. 9в), свидетельствующая о том, что Pt и Pd в данных рудах не образуют сульфидных минералов. В то же время, Pt + Pd демонстрируют высокую положительную корреляцию с Ni и Cu, особенно в диапазоне содержаний 0.05-0.15 мас. % (фиг. 9г, д), показывая, что они имеют тесную связь с сульфидами основных металлов. Между Pt и Pd существует хорошо выраженная положительная корреляция (фиг. 9е), при существенном превышении Pd над Pt, величина Pd/Pt варьирует от 3.6 до 7.1 (табл. 3), а наиболее высокие содержания Pd зафиксированы в руде с повышенным содержанием Си (проба 435/2, табл. 3).

Значение параметра Cu/Pd в рудоносных породах месторождения Нюд-II составляет в среднем 2200, варьируя от 1250 в роговиках до 3594 в лейконоритах (табл. 3), что соответствует мантийным величинам (Barnes et al., 1993).

Для распределения ЭПГ в рудах месторождения Нюд-II, нормированных на примитивную мантию, характерен положительный наклон графиков за счет фракционирования легкоплавких платиноидов относительно тугоплавких (фиг. 10), что характеризуется величиной (Rh + Pt + + Pd)/(Os + Ir + Ru), варьирующей от 20 до 140 (табл. 3). В распределении ЭПГ во всех типах руд

Но- мера проб	435/2	435/3	435/4	434/8	434/7	434/1	434/2	434/3	434/4	434/5	434/6	435/1	435/5	435/6	
эле- менты	лей	іконори	ТЫ	габбро- нориты	рого- вики		oŗ	отопирон	сениты	и плагиоортопироксениты					
Ni	1000	2000	2900	2100	4000	1400	1400	900	700	700	1800	800	800	800	
Cu	4900	1600	2300	900	500	600	500	150	90	80	500	180	110	170	
As	0.71	1.1	0.85	0.62	0.60	0.97	0.84	0.52	0.47	0.38	0.54	0.38	0.33	0.48	
Sn	0.26	0.51	0.22	0.39	0.25	0.46	0.37	0.26	0.21	0.18	1.2	0.19	0.15	0.37	
Sb	0.04	0.05	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.06	0.05	0.07	0.05	
Te	0.76	1.2	1.0	0.28	0.29	0.08	0.08	0.02	0.01	0.02	0.09	0.05	0.08	0.08	
Bi	1.0	2.6	1.7	0.50	0.22	0.28	0.25	0.08	0.03	0.05	0.09	0.13	0.07	0.08	
Pb	7.2	5.5	4.6	7.0	2.4	2.9	2.9	1.8	1.4	1.0	1.6	0.44	0.88	1.0	
Se	4.8	7.9	12.1	3.1	5.6	1.0	1.2	0.41	0.25	0.50	2.2	0.35	0.46	0.42	
S	1.65	2.80	4.22	1.85	4.52	0.53	0.67	0.18	0.11	0.27	1.37	0.13	0.15	0.14	
S/Se	3438	3544	3488	5968	8071	5300	5583	4390	4400	5400	6227	3714	3261	3333	
Ni/Cu	0.20	1.25	1.26	2.33	8.00	2.33	2.80	6.00	7.78	8.75	3.60	4.44	7.27	4.71	

Таблица 2. Содержания Ni, халькофильных элементов (г/т) и S (мас. %) в сульфидной ЭПГ-Си–Ni руде месторождения Нюд-II и вмещающих породах

Таблица 3. Содержания ЭПГ и Au (г/т) в сульфидной ЭПГ-Си-Ni руде месторождения Нюд-II

Элементи	435/2	435/3	435/4	434/8	434/7
Элементы		лейконориты	габбронориты	роговики	
Pt	0.69	0.11	0.09	0.056	0.044
Pd	2.45	0.73	0.64	0.45	0.40
Rh	0.003	0.004	0.004		
Ru	0.020	0.015	0.030		
Ir	0.002	0.002	0.005		
Os	0.0005	0.0006	0.0009		
Au	0.04	0.11	0.05	0.01	0.01
Сумма ЭПГ	3.4155	0.8616	0.7699	0.506	0.444
Pd/Pt	3.6	6.6	7.1	8.0	9.1
(Rh + Pt + Pd)/(Os + Ir + Ru)	140	48	20		
Cu/Pd	2000	2192	3594	2000	1250

отчетливо проявлены положительные аномалии Pd и отрицательные аномалии Os (фиг. 10).

На фиг. 11 показаны особенности распределения халькофильных элементов в оруденелых и вмещающих породах месторождения Нюд-II, расположенных по мере возрастания их атомного радиуса слева направо. Эти элементы по уровню содержаний в рудоносных породах можно разделить на две группы: (1) Sn, Sb и (2) As, Se, Te и Bi. Sn и Sb характеризуются низкими содержаниями: не более 0.5 и 0.05 г/т соответственно, и отрицательными аномалиями на фиг. 11а. МПГ этих элементов в руде месторождения Нюд-II не обнаружено. Элементы второй группы отличаются повышенными содержаниями в руде (табл. 2),

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63 № 2

превышая распределение их в примитивной мантии на 1 (As), 2 (Se, Te) и даже 3 (Bi) порядка (фиг. 11а). Из элементов второй группы As, Te и Ві являются важными составными частями сульфоарсенидов, арсенидов и висмуто-теллуридов ЭПГ. При этом вклад As в минералогию ЭПГ сравнительно невелик, о чем свидетельствует отрицательная аномалия As относительно Se и Te. Se не образует собственных МПГ в руде месторождения Нюд-II и, по-видимому, входит в состав сульфидов основных металлов в виде изоморфных примесей (Dare et al., 2010b). Несмотря на повышенные содержания Pb, плюмбиды ЭПГ в рудах месторождения не обнаружены и, по-видимому, Pb образует незначительную вкраплен-



Фиг. 9. Бинарные вариационные диаграммы халькофильных и сидерофильных элементов в породах "критического" горизонта участка Терраса (N = 49) и руде месторождения Hюд-II: (a) – Ni относительно S; (б) – Cu относительно S; (в) – Pt + Pd относительно S; (г) – Pt + Pd относительно Ni; (д) – Pt + Pd относительно Cu; (е) – Pt относительно Pd.

ность галенита в руде месторождения. Габбронориты и роговики, содержащие сульфидную вкрапленность, по характеру распределения халькофильных элементов сходны с рудоносными лейконоритами, отличаясь от них более низкими уровнями содержаний практически всех элементов (фиг. 11а). Во вмещающих ортопироксенитах и плагиоортопироксенитах концентрации большинства халькофильных элементов превышают на порядок уровень примитивной мантии, при этом графики их содержаний имеют довольно ровный характер с незначительной вогнутостью в диапазоне Te—Sb (фиг. 116). Их характерной особенностью



Фиг. 10. Распределение ЭПГ, Au, Ni и Cu, нормированных на примитивную мантию, по (McDonough, Sun, 1995), в руде месторождения Нюд-II в сравнении с ЭПГ-Cu–Ni месторождениями Мончеплутона (Глотов, Орсоев, 1996).

являются повышенные содержания Bi, близкие по уровню с таковыми в породах месторождения Нюд-II, которые на графиках отражаются положительными аномалиями (табл. 2, фиг. 11б).

Значения величины S/Se в руде месторождения Нюд-II достаточно стабильны, находятся в диапазоне 3470–3530 (табл. 2), что соответствует мантийным величинам (2000–4000; Duran et al., 2016).

МОРФОЛОГИЯ И СОСТАВ СУЛЬФИДОВ ОСНОВНЫХ МЕТАЛЛОВ

Морфология изученных сульфидов основных металлов показана на фиг. 12, их химический состав приведен в табл. 4 и на фиг. 13. *Пирротин* является преобладающим сульфидным минералом и образует как самостоятельные зерна (фиг. 12а) и их агрегаты, так и срастания с халькопиритом и пентландитом (фиг. 126, в). Кроме того, иногда пирротин в виде включений присутствует в пентландите (фиг. 12г). Размеры пирротина самые разнообразные от 50 × 50 до 330 × 170 мкм и более, кроме того, он слагает практически мономинеральные агрегаты большинства шлиров размером около 30 × 30 см в поперечнике (фиг. 4г). Та-

кая существенно пирротиновая руда, в которой практически отсутствует поровый материал, рассматривается нами в качестве mss адкумулатов.

Состав пирротина довольно однороден, имеет формулу $Fe_{1-x}S$, в которой х варьирует от 0.06 до 0.08 формульных единиц (табл. 4). Отношение Fe/S в пирротине составляет 0.92–0.93, а содержание Fe находится в диапазоне 47.77–47.99 (ат. %), что соответствует его гексагональной разновидности (Garuti et al., 1986). Пирротин содержит незначительные примеси Ni (до 0.60 мас. %), в единичных случаях – Cu, а также следы Co, концентрация которого едва превышает предел его обнаружения.

По пирротину развиваются псевдоморфозы смайтита (фиг. 12а). Химический состав смайтита отличается от теоретического избытком Fe и содержит примесь Ni (1.34 мас. %), соответствуя формуле (Fe_{9.43}Ni_{0.21})_{9.64}S₁₁ (табл. 4). Соотношение Fe/S в нем равно 0.78.

Пентландит встречается в виде агрегатов самостоятельных зерен, частично замещенных виоларитом (фиг. 12д), образует срастания с пирротином (фиг. 12в), а также содержит его включения (фиг. 12г). Его химический состав имеет следующий вид: (Ni_{4.40–4.82}Fe_{4.15–4.55}Co_{0.23–0.29})_{8.94–9.62}S₈, отлича-



Фиг. 11. Спектры распределения халькофильных элементов, нормированных на примитивную мантию, по (McDonough, Sun, 1995): (а) – в руде сульфидного ЭПГ-Си–Ni месторождения Нюд-II в сравнении с малосульфидным Pt–Pd месторождением Лойпишнюн Мончетундровского массива (Чащин и др., 2018); (б) – во вмещающих ортопироксенитах и плагиоортопироксенитах оливинового горизонта.

ясь от теоретического повышенным содержанием Ni, близким к содержанию Fe (Ni/Fe = 1.0–1.1), а также содержит постоянную примесь Co в количестве 1.79–2.19 мас. % (табл. 4). Величина Ni/(Ni + Fe) стабильна и составляет 0.51–0.52, что соответствует умеренно железистому составу пентландита. *Виоларит* образует агрегаты зерен размером 150–200 × 100–150 мкм (фиг. 12д). Его химический состав отличается от теоретического дефицитом Ni и избытком Fe: Fe_{1.76}(Ni_{1.44}Co_{0.13})_{1.57}S₄, а также содержит примесь Co (табл. 4).

Пирит встречается в основном в срастании с халькопиритом (фиг. 12е). По химическому составу он соответствует стехиометрии FeS_2 и в редких случаях содержит незначительную примесь Со (табл. 4). Кроме того, в лежачем боку рудного тела в виде включения в халькопирите размером

 60×20 мкм обнаружена никелистая разновидность пирита с содержанием Ni = 7.30 мас. % и незначительной примесью Co (0.12 мас. % Co, Co/Ni = 0.02, проба 435/2, табл. 4). Пириты с высоким содержанием Ni довольно редки. Близкие содержания Ni (5.45–6.79 мас. %) известны только в позднем пирите Ловноозерского сульфидного Cu–Ni месторождения на северо-западе Кольского региона (Анализы..., 1983; Минералогия..., 1981). Согласно (Dare et al., 2010₁), для постмагматических пиритов характерна низкая величина отношения Co/Ni = 0.17 и менее, что присуще и данному никелистому пириту. Таким образом, вероятно, и этот пирит является более поздней, постмагматической разновидностью.

Халькопирит присутствует в виде срастаний с пирротином размером 330×250 мкм (фиг. 126), а



Фиг. 12. Морфология сульфидов основных металлов в руде месторождения Нюд-II: (a) – замещение пирротина (Po) смайтитом (Sm), проба 434/7; (б) – срастание пирротина (Po) и халькопирита (Сср) вокруг зерна хромшпинелида (Chr), проба 434/8; (в) – срастание пентландита (Pn) и пирротина (Po), проба 434/8; (г) – включения пирротина (Po) в пентландите (Pn), проба 435/2; (д) – замещение пентландита (Pn) виоларитом (Viol), проба 434/7; (е) – халькопирит (Сср) с включением пирита (Py), проба 435/2.



Фиг. 13. Составы сульфидов основных металлов в руде месторождения Нюд-II (ат. %).

также образует более крупные самостоятельные зерна (фиг. 12е). Его химический состав однороден, не содержит примесей и соответствует теоретическому (табл. 4).

МИНЕРАЛЫ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

В результате изучения тяжелой фракции, полученной при гравитационной сепарации сульфидных руд месторождения Нюд-II, выявлено 76

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63 № 2 2021

гаолица 4. С	аолица 4. Состав сульфидов основных металлов в руде эти -си – на месторождения пюд-п, мас. //										
№№ проб	Fe	Ni	Cu	Co	S	Сумма	Кристаллохимическая формула				
				Пирротин			·				
434/7	61.25	0.39	—	0.08	38.27	99.99	$(Fe_{0.92}Ni_{0.01})_{0.93}S$				
434/8	61.78	0.60	_	0.06	38.16	100.60	(Fe _{0.93} Ni _{0.01}) _{0.94} S				
435/2	61.26	0.19	0.20	—	38.21	99.86	Fe _{0.92} S				
I		I		Смайтит			I				
434/7	56.90	1.34	—	—	41.67	99.91	$(Fe_{9.43}Ni_{0.21})_{9.64}S_{11}$				
		,		Пентландит			1				
434/8	31.37	35.01	—	1.84	31.77	99.99	$(Ni_{4.82}Fe_{4.55}Co_{0.25})_{9.62}S_8$				
435/4	30.50	33.90	—	2.12	33.34	99.86	$(Ni_{4.45}Fe_{4.21}Co_{0.28})_{8.94}S_8$				
435/4	30.29	34.80	_	2.10	32.87	100.06	$(Ni_{4.64}Fe_{4.24}Co_{0.28})_{9.16}S_8$				
435/4	30.15	34.94	_	1.79	33.44	100.32	$(Ni_{4.58}Fe_{4.15}Co_{0.23})_{8.96}S_8$				
435/4	30.37	34.34	—	2.19	33.09	99.99	$(Ni_{4.55}Fe_{4.22}Co_{0.29})_{9.06}S_8$				
435/4	30.81	33.36	—	2.07	33.17	99.41	$(Ni_{4.40}Fe_{4.28}Co_{0.27})_{8.95}S_8$				
I		I		Виоларит			I				
434/7	30.59	26.47	—	2.41	39.99	99.46	$Fe_{1.76}(Ni_{1.44}Co_{0.13})_{1.57}S_4$				
I		1		Пирит			1				
435/2	39.37	7.30	—	0.12	53.01	99.80	$(Fe_{0.86}Ni_{0.15})_{1.01}S_2$				
435/4	46.17	—	_	—	53.90	100.07	Fe _{0.99} S ₂				
435/4	46.12	—	_	0.22	53.12	99.46	$(Fe_{1.00}Co_{0.01})_{1.01}S_2$				
435/4	46.22	—	_	—	52.84	99.06	$\mathrm{Fe}_{1.01}\mathrm{S}_2$				
435/4	46.34	—	_	—	53.15	99.49	FeS ₂				
435/4	46.52	—	_	—	53.00	99.52	$\operatorname{Fe}_{1.01}S_2$				
I		I		Халькопирит	ſ		I				
434/8	30.32	—	34.64	—	34.95	99.91	CuFeS ₂				
435/2	30.41	—	34.61	—	34.89	99.91	CuFeS ₂				

Таблица 4. Состав сульфидов основных металлов в руде ЭПГ-Си–Ni месторождения Нюд-II, мас. %

Таблица 5. Распределение минералов благородных металлов в руде ЭПГ-Си–Ni месторождения Нюд-II

Минералы	Формула	Количество зерен	Средний размер, мкм	Площадь, мкм ²	Распределение, %	
Самородный осмий	Os	14	4	224	2.4	
Сульфоарсениды ЭПГ	(Ir,Pt,Rh)AsS (Rh,Pt,Ir)AsS (Pt,Ir,Rh)AsS	8	3	72	0.8	
Pt-Fe сплавы	Pt _{2+x} Fe	12	14	2352	25.0	
Сперрилит	PtAs ₂	11	8	704	7.5	
Майченерит	PdTeBi	17	15	3825	40.6	
Меренскиит	PdTe ₂	5	12	720	7.6	
Мончеит	PtTe ₂	4	16	1024	10.9	
Штютцит	$Ag_{5-x}Te_3$	5	10	500	5.3	
Сумма		76		9421	100.0	

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63 № 2 2021



Фиг. 14. Относительное по площади распределение минералов благородных металлов в руде месторождения Нюд-II.



Фиг. 15. Морфология выделений минералов благородных металлов в руде месторождения Нюд-II: (a) – Pt–Fe сплав с включением самородного осмия (Os); (б) – Pt–Fe сплав с включением эрлихманита (Erl) и оторочкой ирарсита (Ir); (в) – Pt–Fe сплав с каймой холлингвортита (Holl); (г) – сперрилит (Sper) в срастании с пирротином (Po) и пиритом (Py); (д) – срастание меренскиита (Mer) и майченерита (Mch); (е) – срастание майченерита (Mch) с пирротином (Po) и штютцитом (Stut).

зерен минералов благородных металлов 11 минеральных видов. Наибольшим распространением среди них пользуются висмуто-теллуриды и теллуриды Pt и Pd, суммарная доля которых составляет 59.1 отн. % (табл. 5, фиг. 14). Вторыми по распространенности являются Pt—Fe сплавы — 25.0 отн. %. Далее в порядке уменьшения относительной распространенности располагаются сперрилит (7.5 отн. %), штютцит (5.3 отн. %), самородный осмий (2.4 отн. %) и сульфоарсениды ЭПГ (ирарсит, холлингвортит и платарсит) – 0.8 отн. % (табл. 5, фиг. 14). Кроме того, в виде редких зерен присутствует эрлихманит.

Самородный осмий встречен в количестве 14 зерен средним размером 4 мкм в виде включений призматической формы в Pt—Fe сплаве (фиг. 15а).

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63 № 2 2021

	. ,									
Минералы	Pt	Ir	Ru	Rh	Os	Fe	As	S	Сумма	Формула
Само-	5.10	11.12	4.95		75.82	2.00			98.99	$(Os_{0.70}Ir_{0.10}Ru_{0.09}Fe_{0.06}Pt_{0.05})_{1.00}$
родный осмий	7.41	6.42	4.30		80.52	1.25			99.90	$(Os_{0.76}Ru_{0.08}Pt_{0.07}Ir_{0.06}Fe_{0.04})_{1.01}$
Эрлихманит		9.64	2.02	0.53	60.32	0.69	1.04	25.54	99.77	$(Os_{0.78}Ir_{0.12}Ru_{0.05}Fe_{0.03}Rh_{0.01})_{1.00}(S_{1.97}As_{0.03})_{2.00}$
Ирарсит	16.05	33.70	3.53	6.59		0.47	27.33	11.75	99.43	$(Ir_{0.48}Pt_{0.23}Rh_{0.17}Ru_{0.10}Fe_{0.02})_{1.00}(As_{1.00}S_{1.00})_{2.00}$
Холлинг-	19.95	17.60	6.06	12.80		0.86	29.47	12.59	99.34	$(Rh_{0.32}Pt_{0.26}Ir_{0.23}Ru_{0.15}Fe_{0.04})_{1.00}(As_{1.00}S_{1.00})_{2.00}$
вортит	10.68	14.33	3.11	25.96		0.33	31.37	13.41	99.19	$(Rh_{0.60} Ir_{0.18} Pt_{0.13} Ru_{0.07} Fe_{0.01})_{0.99} (As_{1.00} S_{1.00})_{2.00}$
Платарсит	30.63	26.62	2.28	2.36		0.84	26.59	11.37	100.67	$(Pt_{0.44}Ir_{0.39}Rh_{0.06}Ru_{0.06}Fe_{0.04})_{0.99}(As_{1.00}S_{1.00})_{2.00}$
Сперрилит	56.51						43.16		99.67	Pt _{1.00} As _{2.00}
	54.80			0.59			43.52		98.91	$(Pt_{0.97}Rh_{0.02})_{0.99}As_{2.01}$
	56.10			0.55			43.40		100.05	$(Pt_{0.98}Rh_{0.02})_{1.00}As_{2.00}$

Таблица 6. Химический состав минералов тугоплавких ЭПГ и сперрилита из руды ЭПГ-Си–Ni месторождения Нюд-II (мас. %)

Таблица 7. Химический состав Pt-Fe сплавов из руды сульфидного ЭПГ-Cu-Ni месторождения Нюд-II (мас. %)

Pt	Ni	Cu	Fe	Сумма	Формула
89.28		0.65	9.73	99.66	Pt _{2.48} (Fe _{0.95} Cu _{0.06}) _{1.01}
87.83	0.68	0.95	9.78	99.24	$Pt_{2.23}(Fe_{0.87}Cu_{0.07}Ni_{0.06})_{1.00}$
89.66		0.73	10.60	100.99	Pt _{2.28} (Fe _{0.94} Cu _{0.06}) _{1.00}
90.23		0.82	9.85	100.90	$Pt_{2.45}(Fe_{0.93}Cu_{0.07})_{1.00}$
87.93		0.89	10.33	99.15	Pt _{2.26} (Fe _{0.93} Cu _{0.07}) _{1.00}
89.04			10.75	99.79	$Pt_{2.37}Fe_{1.00}$
88.94			10.03	98.97	$Pt_{2.54}Fe_{1.00}$
89.50			9.85	99.35	$Pt_{2.60}Fe_{1.00}$
89.32			9.94	99.26	$Pt_{2.57}Fe_{1.00}$
89.48			10.18	99.66	$Pt_{2.52}Fe_{1.00}$
91.07			9.79	100.87	Pt _{2.66} Fe _{1.00}

Его химический состав представлен в табл. 6, и, согласно полученным данным, он содержит примеси (мас. %): Ir -6-11, Pt -5-7, Ru -4-5 и Fe -1-2, и его кристаллохимическая формула имеет вид: $(Os_{0.70-0.76}Ir_{0.06-0.10}Ru_{0.08-0.09}Pt_{0.05-0.07}Fe_{0.04-0.06})_{1.00-1.01}$.

Эрлихманит обнаружен в виде включений в Pt-Fe сплаве средним размером около 2 мкм, а также наноразмерных выделений, похожих на структуру распада Pt-Fe-Os твердого раствора (фиг. 156). В его составе содержатся примеси (мас. %): Ir – около 10, Ru – 2 и As – 1, а также незначительное количество (<1 мас. %) Rh и Fe (табл. 6). Кристаллохимическая формула имеет вид: $(Os_{0.78}Ir_{0.12}Ru_{0.05}Fe_{0.03}Rh_{0.01})_{0.99}(S_{1.97}As_{0.03})_{2.00}$.

Сульфоарсениды благородных металлов образуют ассоциацию *ирарсита*, *холлингвортита* и *платарсита*. Они обнаружены в количестве 8 зерен средним размером около 3 мкм в виде тонких кайм вокруг Pt—Fe сплава (фиг. 15б, в), и для них характерен широкий изоморфизм между Ir, Rh и Pt. Отдельные минералы выделены по преобладанию того или иного ЭПГ (табл. 6). Кристаллохимическая формула ирарсита имеет вид: $(Ir_{0.45}Pt_{0.23}Rh_{0.17}Ru_{0.10}Fe_{0.02})_{1.00}(As_{1.00}S_{1.00})_{2.00}$, холлингвортита — $(Rh_{0.32-0.60}Pt_{0.13-0.26}Ir_{0.18-0.23}Ru_{0.05-0.15}Fe_{0.01-0.04})_{0.99-1.00}(As_{1.00}S_{1.00})_{2.00}$. В качестве примеси постоянно присутствует Ru (2–6 мас. %) и незначительное количество Fe (табл. 6).

Арсениды ЭПГ представлены *сперрилитом*, который обнаружен в количестве 11 зерен. Он встречается в срастании с пирротином и содержит включения пирита (фиг. 15г). Его размеры достигают 50 мкм и более, составляя в среднем

	1 1		<pre></pre>				
Минералы	Pt	Pd	Te	Bi	Ag	Сумма	Формула
	4.94	20.84	29.49	44.82		100.08	$(Pd_{0.88}Pt_{0.11})_{0.99}Te_{1.04}Bi_{0.97}$
	2.53	22.68	30.42	44.57		100.20	$(Pd_{0.94}Pt_{0.06})_{1.00}Te_{1.06}Bi_{0.94}$
	1.69	23.16	30.52	44.93		100.30	$(Pd_{0.96}Pt_{0.04})_{1.00}Te_{1.05}Bi_{0.95}$
	1.47	23.33	31.65	43.26		99.71	$(Pd_{0.97}Pt_{0.03})_{1.00}Te_{1.09}Bi_{0.91}$
Мอมันอนอุทมส		24.30	31.50	43.82		99.62	Pd _{1.00} Te _{1.08} Bi _{0.92}
маиченерит		24.34	31.48	43.77		99.59	Pd _{1.00} Te _{1.08} Bi _{0.92}
		24.36	31.25	44.02		99.63	Pd _{1.00} Te _{1.07} Bi _{0.92}
		24.25	31.64	43.41		99.30	Pd _{1.00} Te _{1.09} Bi _{0.91}
		24.33	30.71	45.37		100.41	Pd _{1.00} Te _{1.05} Bi _{0.95}
		24.35	31.87	43.71		99.93	$Pd_{1.00}Te_{1.09}Bi_{0.91}$
	11.70	19.18	48.67	20.31		99.86	$(Pd_{0.75}Pt_{0.25})_{1.00}(Te_{1.59}Bi_{0.41})_{2.00}$
Меренскиит	4.83	23.56	48.69	22.78		99.86	$(Pd_{0.90}Pt_{0.10})_{1.00}(Te_{1.56}Bi_{0.44})_{2.00}$
	2.14	25.82	54.34	17.19		99.49	$(Pd_{0.96}Pt_{0.04})_{1.00}(Te_{1.68}Bi_{0.32})_{2.00}$
Мончеит	24.63	10.68	46.27	18.82		100.40	$(Pt_{0.56}Pd_{0.44})_{1.00}(Te_{1.60}Bi_{0.40})_{2.00}$
	25.76	8.31	33.34	32.82		100.23	$(Pt_{0.63}Pd_{0.37})_{1.00}(Te_{1.25}Bi_{0.75})_{2.00}$
Штютцит			40.49		59.11	99.60	Ag _{5.18} Te _{3.00}
			39.71		59.10	98.81	Ag _{5.28} Te _{3.00}

Таблица 8. Химический состав висмуто-теллуридов и теллуридов благородных металлов из руды сульфидного ЭПГ-Си-Ni месторожления Нюл-Ш (мас. %)

около 8 мкм. Химический состав сперрилита соответствует стехиометрии PtAs₂ и содержит незначительные примеси Rh (табл. 6).

Pt-Fe сплавы являются вторыми по распространенности МПГ (табл. 5, фиг. 14). Они встречены в количестве 12 зерен, образующих кристаллы треугольной, призматической и неправильной формы с размерами, варьирующими в широких пределах, достигая 160 × 70 мкм (фиг. 15а-в) и составляя в среднем 14 мкм. Химический состав Pt-Fe сплавов представлен в табл. 7. Согласно полученным данным, содержание Fe в них составляет 10-11 мас. %, при величине Pt/Fe = 2.4-2.7, и по этим параметрам Pt-Fe сплавы близки железистой платине. В качестве примесей в некоторых случаях они содержат незначительное количество Cu, в единичных случаях – Ni. Кристаллохимическая формула сплавов имеет вид: Pt_{2 23}_ 2.66(Fe_{0.87-1.00}Cu_{0.00-0.07}Ni_{0.00-0.06})_{1.00-1.01} (табл. 7), и они являются твердыми растворами состава Pt₃ _xFe, где x = 0.34 - 0.77, вероятно представляя собой тонкое срастание Pt₃Fe и PtFe (Евстигнеева, 2009; Barkov, Cabri, 2019).

В состав наиболее многочисленной группы МПГ входят майченерит, меренскиит и мончеит, обнаруженные в количестве 17, 5 и 4 зерен, со средними размерами 15, 12 и 16 мкм соответ-

ственно (табл. 5). Они образуют тесные срастания друг с другом размером до 60 × 25-40 мкм (фиг. 15д), а также самостоятельные минералы размером до 65 × 30 мкм в виде включений в пирротине (фиг. 15е). По химическому составу эти МПГ близки друг другу, выделяясь по преобладанию Pt или Pd, а также соотношению Te и Bi, при этом не содержат примесей (табл. 8). Кристаллохимическая формула майченерита имеет вид $(Pd_{0.88-1.00}Pt_{0.00-0.11})_{0.99-1.00}Te_{1.04-1.09}Bi_{0.91-0.97}$, меренски-ита – $(Pd_{0.75-0.96}Pt_{0.04-0.25})_{1.00}(Te_{1.56-1.68}Bi_{0.32-0.44})_{2.00}$ и мончеита – $(Pt_{0.56-0.63}Pd_{0.37-0.44})_{1.00}(Te_{1.25-1.60}Bi_{0.40-0.75})_{2.00}$.

Штютцит обнаружен в количестве 5 зерен среднего размера 10 мкм. Он встречается в виде включений пластинчатой формы в майченерите (фиг. 15е). По химическому составу изученный штютцит отличается от теоретического состава $(Ag_{5-x}Te_{3})$ повышенным содержанием Ag, его кристаллохимическая формула: Ag_{5 18-5 28}Te_{3 00}, примеси отсутствуют (табл. 8).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Особенности геохимии ЭПГ и халькофильных элементов

Спектры распределения ЭПГ в рудоносных породах сульфидного ЭПГ-Си-Ni месторожде-

ния Нюд-II, нормированные на примитивную мантию, характеризуются значимым фракционированием легкоплавких платиноидов (подгруппы РtЭПГ) относительно тугоплавких (подгруппа ІЭПГ), что выражается в величине (Rh + Pt + + Pd)/(Os + Ir + Ru) = 20-140 (табл. 3), причем наиболее высокое значение этого параметра характерно для руды с повышенным содержанием Си. В составе руды содержание Pd существенно превышает таковое Pt, величина Pd/Pd варьирует от 3.6 до 7.1, повышаясь по мере снижения содержаний ЭПГ (табл. 3). Эта особенность характеризуется существенной положительной аномалией Pd и свойственна основным типовым сульфидным ЭПГ-Cu-Ni месторождениям Мончеплутона (фиг. 11). По характеру распределения Pt и Pd руды месторождения Нюд-II близки как жильным, так и вкрапленным рудам Мончеплутона, сходны с жильными рудами по уровню распределения Ru и с вкрапленными рудами – по концентрации Os, занимают промежуточное положение между вкрапленными и жильными рудами по содержаниям Ir и отличаются от всех типов ЭПГ-Cu—Ni руд отрицательной аномалией Rh (фиг. 11).

Особенностью спектра распределения халькофильных элементов в рудах месторождения Нюд-II, нормированных на примитивную мантию, является заметное обогащение As, Se, Te, Pb и Bi. От руд малосульфидного Pt—Pd месторождения Лойпишнюн они отличаются пониженным содержанием As и Sb, повышенным — Pb и особенно Bi, при сходстве в распределении остальных халькофильных элементов (фиг. 10).

Такие халькофильные элементы, как Se, Te, As и Ві, являются важными лигандами для благородных металлов и образуют широкий спектр разнообразных по составу минералов ЭПГ. Согласно экспериментальным данным (Helmy et al., 2010), они являются несовместимыми для моносульфидного твердого раствора (mss) при 950°С. Среди них Se является наименее несовместимым элементом и в соответствии с исследованием (Helmy et al., 2010) он, скорее всего, способен частично замещать анионы S^{2-} во фракционированном mss. Отношение S/Se играет важную роль при разбраковке генетических процессов, ответственных за образование сульфидных месторождений. В рудах месторождения Нюд-II величина S/Se стабильна (3470-3530), причем между содержаниями Se и S наблюдается хорошо выраженная положительная корреляция (табл. 2), обусловленная вхождением Se, как и S, в состав сульфидов основных металлов (Dare et al., 2010b). Полученные величины отношения S/Se соответствуют мантийным (Duran et al., 2016), что позволяет предположить, что основным механизмом образования рудной минерализации месторождения Нюд-ІІ была кристаллизация сульфидного расплава непосредственно из мантийного источника (Hattori et al., 2002). Поскольку Se считается менее мобильным, чем S (Queffurus, Barnes, 2015), некоторые породы месторождения Нюд-II (габбронориты и роговики), а также вмещающие ортопироксениты и плагиоортопироксениты, обогащенные S, имеют более высокие отношения S/Se (>4000) (табл. 2).

Эволюция сульфидного рудообразования

В настоящее время общепризнанной является концепция о магматогенной природе сульфидных медно-никелевых месторождений, приуроченных к интрузиям мафит-ультрамафитового состава и образованных в результате процесса ликвации (Годлевский, Лихачев, 1979; Дистлер идр., 1979, 1988; Генкин и др., 1981; Налдретт, 1984; Лихачев, 1988; Naldrett, 1973, 2004, 2010; и др.). Этот процесс подразумевает, что образование рудных сульфидных концентраций происходит в результате отделения несмешивающейся сульфидной жидкости при охлаждении насыщенной серой силикатной магмы основного состава. В то же время неоднородное распределение Ni, Си и ЭПГ в сульфидной массе может быть объяснено решающей ролью фракционной кристаллизации сульфидных расплавов, как это показано для некоторых сульфидных Cu-Ni месторождений (например, Keays, Crocket, 1970; Chyi, Crocket, 1976; Налдретт, 1984; Naldrett, 2010; и др.), и вполне применимо к месторождению Нюд-II.

Отделение сульфидной жидкости, скорее всего, происходило после кристаллизации силикатных пород "критического" горизонта месторождения Нюд-II, происходившей при температурах 1200-1100°С. Об этом свидетельствует наличие большого количества захваченных включений силикатов в рудных шлирах. Этот процесс выражен сегрегацией mss в виде отдельных капельгнезд диаметром 2-3 см и более. Первоначально округлая форма гнезд сульфидов обусловлена их образованием в изотропной среде, где такая форма является наиболее механически устойчивой. Затем эти капельки соединялись между собой в более крупные и под действием силы тяжести опускались в нижнюю часть магматической камеры. Вероятно, такой механизм лежал в основе образования не только гнездово-шлировидных сульфидных руд месторождения Нюд-II, но и пластообразных рудных тел в основании массива НКТ, получивших название "донные залежи".

Согласно экспериментальным данным, кристаллизация mss с 48 ат. % Fe, близкого по составу пирротину месторождения Нюд-II, начинается при температуре 1092°С, заканчиваясь при температуре <500°С (Arnold, 1971; Kullerud, Yoder, 1959; Naldrett, 1969; Ebel, Naldrett, 1996, 1997; Воган, Крейг, 1981). Таким образом, можно предположить, что отделение mss от силикатного расплава начиналось при температуре около 1100°С.

Пентландит в сульфидных рудах образуется в результате двух основных процессов: (1) перитектической реакции между mss и сульфидной жидкостью (Mansur et al., 2019) и (2) распада твердого раствора mss на пирротин + пентландит ± халькопирит ниже 650°С (Mansur et al., 2020). Согласно экспериментальным исследованиям, кристаллизация пентландита по первому процессу начинается при 865°С и продолжается до 450°С (Sugaki, Kitakaze, 1998), тогда как по второму начинается при 610°C, а пара пирротин-пентландит устойчива до 400°С (Kullerud, 1963; Воган, Крейг, 1981). Условия образования пентландита в руде месторождения Нюд-II определены двумя способами. Первый способ основан на графической зависимости изменения летучести серы от температуры образования пентландита для заданной величины атомного отношения Ni/(Ni + Fe) (Колонин и др., 2000). На основании этой зависимости для величины Ni/(Ni + Fe) = 0.51 - 0.52 в пентландитах месторождения Нюд-II (см. выше) условия его образования отвечают диапазону температур 615-500°С при соответствующем снижении летучести серы от -8.5 до -11 ед. $\lg \alpha S_2$. Второй способ основан на линейной зависимости температуры от содержаний Со в пентландите, определенной (Vaasjoki et al., 1974). Рассчитанная таким образом температура образования пентландита находится в узком диапазоне температур 615-617°С и соответствует верхней границе, определенной первым способом. Полученные результаты свидетельствуют о том, что пентландит в руде месторождения Нюд-ІІ преимущественно образовался в результате распада mss при температурах 615–500°С.

Халькопирит в руде месторождения Нюд-II обычно развит по периферии сульфидных гнезд и шлиров, а также слагает многочисленные прожилки (фиг. 4в) и образован в результате кристаллизации обогащенного Си фракционированного iss (Keays, Crocket, 1970; Naldrett et al., 1982), который интерпретируется в качестве кумулатов с различным количеством захваченной остаточной сульфидной жидкости (Mansur et al., 2020). Согласно экспериментальным данным (Barton, 1973), халькопирит стабилен начиная от 550°С при $\lg \alpha S_2 = -1.2$ до 400°С при $\lg \alpha S_2 = -10$, возможно, и до 300°С, но в условиях повышенной фугитивности серы до $-6.3\lg \alpha S_2$.

Наличие тонких секущих прожилков халькопирита в руде месторождения Нюд-II (фиг. 4в) связано с более поздними тектоническими подвижками. По-видимому, накапливающийся в нижних частях магматической камеры сульфидный расплав оставался в жидком состоянии довольно длительное время после полного завершения кристаллизации вмещающих пород. Это привело к его высокой мобильности и способности к инъецированию и отжиманию в трещины среди застывших вмещающих пород.

Кристаллизация смайтита, развивающегося по пирротину, согласно экспериментальным исследованиям (Furukawa, Barnes, 1996), происходила при относительно быстром охлаждении сравнительно высокосернистого пирротина при температуре более 500°С. Необходимым условием образования смайтита является отсутствие включений пирита в пирротине. В противном случае и при более медленном охлаждении образуется ассоциация моноклинный пирротин + + пирит (Furukawa, Barnes, 1996).

Наиболее низкотемпературной сульфидной фазой в руде является виоларит, который образуется по пентландиту, в связи с близостью структур этих двух фаз, при температурах 200–300°С, вероятно, в присутствии воды (Misra, Fleet, 1974).

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют, что отделение сульфидной жидкости от силикатной матрицы и последующая фракционная кристаллизация сульфидного расплава происходили на протяжении всего времени охлаждения и затвердевания пород месторождения Нюд-II.

Последовательность образования МПГ

Отличительной особенностью благороднометальной минерализации в руде месторождения Нюд-II является ассоциация минералов ІЭПГ (Os, Ir, Ru) и РТЭПГ (Рt, Рd). Присутствие самородных минералов ІЭПГ (самородный Os, иридий-осмиевая фаза), а также самородной платины уже отмечалось в жильных сульфидных рудах Мончеплутона (Юшко-Захарова и др., 1970; Юшко-Захарова, 1975). Однако в целом для сульфидных месторождений Мончеплутона самородные минералы ІЭПГ не характерны.

Наиболее высокотемпературным и ранним минералом ІЭПГ является самородный Os, который, согласно экспериментальным данным (Helmy, Bragagni, 2017), кристаллизуется при температуре 1300°С и при этом практически не содержит примесей. При понижении температуры до 1200°С он существенно обогащается примесями иридия (Ir = 2.0 мас. %) и рутения (Ru = 1.5 мас. %), а при 1020°С их количество возрастает еще больше (Ir = 3.0 мас. %, Ru = 2.0 мас. % и Pt = 1.3 мас. %), т.е. намечается тенленшия увеличения содержаний примесей по мере снижения температуры кристаллизации (Helmy, Bragagni, 2017). Если такая закономерность справедлива, можно предположить, что образование самородного осмия в руде месторождения Нюд-II, существенно обогашенного примесями Ir, Pt и Ru (табл. 6), происходило при температуре ≥1000°С, в условиях

(a) (б) 1100-1000°C 1000-900°C Фракционированная обогащенная Си и Ni Cu Se Cu сульфидная жидкость Bi Se РtЭПГ Bi Pt Сульфидная As Pd жидкость Te Ni Ni Te Se Cu Ni ЭПГ Fe Erl Bi Ôs РtЭПГ Сульфидная mss жидкость Fe Ni Te As ІЭПГ Fe Инъекция богатой Си (B) (T) фракционированной 900-600°C 600-400°C сульфидной жидкости Висмуто-теллуриды Pt. Pd. Te. Bi в окружающие породы и теллуриды Pt и Pd iss Pt-Fe Ccp 0 сплавы Pt-Fe Pt-Fe Pt-Fe сплавы сплавы сплавы mss + issOs и Erl Os и Erl Po + Pn + CcpСперрилит Сперрилит Висмуто-0 Po + mssPo теллуриды Po + Pn + Ccpmss + issи теллуриды Pt и Pd Os и Erl Os и Erl Сперрилит Сперрилит Сперрилит Ø Сперрилит Сульфоарсениды Сульфоарсениды Висмуто-теллуриды ЭПГ Pt-Fe Pt-Fe и теллуриды Pt и Pd ЭПГ Pt, Pd, Te, Bi сплавы сплавы

Фиг. 16. Схема, иллюстрирующая поведение основных металлов, ЭПГ и халькофильных элементов в процессе образования сульфидных жидкостей основных металлов и их охлаждения, по (Barnes et al., 2006; Holwell, McDonald, 2010; Godel, 2015) с модификацией: (a) – образование капель несмешивающихся сульфидных жидкостей, аккумулирующих ЭПГ и халькофильные элементы; (б) – фракционирование сульфидных жидкостей с образованием mss и остаточной сульфидной жидкости, обогащенной Cu; (в) – кристаллизация iss и обогащенного Ni mss из фракционированной сульфидной жидкости с образованием содержащих As, Se, Te и Bi сульфосолевых расплавов, аккумулирующих часть ЭПГ, которые могут мигрировать вдоль границ сульфидов; (г) – кристаллизация пирротина и пентландита из mss, халькопирита из iss и МПГ из сульфосолевого расплава.

пониженной фугитивности серы и одновременно с кристаллизацией mss, что подтверждается существующими представлениями о совместимости ІЭПГ с mss (Дистлер и др., 1988; Fleet et al., 1993; Mungall et al., 2005; Holwell, McDonald, 2010; Mansur et al., 2020; и др.). Вероятно, при близких температурах с самородным Os, но в условиях повышенной фугитивности серы, происходила кристаллизация эрлихманита.

Минеральная ассоциация сульфоарсенидов ІЭПГ + Рt известна в малосульфидных Pt—Pd рудах месторождения Вуручуайвенч Мончеплутона (Гроховская и др., 2000), Волчьетундровского массива (Чащин, Петров, 2013), Федорово-Панского комплекса (Субботин и др., 2017), а также расслоенного комплекса Пеникат (Финляндия) (Barkov et al., 2004). Кроме того, она встречена во вкрапленной сульфидной минерализации габбронорит-лерцолитовой интрузии Карикъявр в северо-восточном обрамлении Печенгской структуры (Дистлер, Лапутина, 1981; Yakovlev et al., 1991).

Образование сульфоарсенидов ІЭПГ + Рt (ирарсит, холлинвортит и платарсит) обусловлено поведением As, которое, согласно экспериментальным данным (Helmy et al., 2010), сильно зависит от фугитивности серы (fS_2). На начальной стадии кристаллизации mss при температуре около 1100°С, когда величина fS_2 наиболее низкая, As может быть включен в mss, где совместно с серой аккумулирует дискретные сульфоарсенидные минералы (Helmy et al., 2010). Однако образование кайм сульфоарсенидов ІЭПГ + Рt по Pt–Fe сплавам (фиг. 15б, в) свидетельствует о том, что эти сульфоарсениды образовались после кристаллизации Pt–Fe сплавов, вероятно, в процессе совместной кристаллизации смеси mss и iss (фиг. 16в).

При дальнейшем охлаждении в условиях более высокой fS_2 As становится восстановленным и несовместимым с mss, концентрируясь во фрагментах iss зоны mss + iss и участвуя в образовании сперрилита. Такой механизм выделения сперрилита обоснован экспериментальными исследованиями (Синякова и др., 2011), а его кристаллизация происходила при температуре около 600°С (Благородные металлы, 1984; Синякова и др., 2011).

Согласно экспериментальным данным, образование Pt-Fe сплавов происходило в диапазоне температур 800-600°С (Slansky et al., 1991; Синякова, 2007; Евстигнеева, 2009) совместно с кристаллизацией mss и пентландита. Важным условием для образования Pt-Fe сплавов, как показано (Дистлер и др., 1988), является избыток железа в расплаве, которое легко образует как собственные сульфиды, так и сплавы с Pt. Это не противоречит экспериментальным исследованиям (Синякова и др., 2001; Makovicky et al., 2002; Синякова. 2007). согласно которым при сравнительно высоких температурах (900-800°С) и максимально высокой фугитивности серы $(-3 \lg f S_2)$ Pt образует куперит (PtS). При снижении фугитивности серы и температуры до 600°С происходит смена куперита на изоферроплатину при $-7...-8 \lg f S_2$ и далее — на тетраферроплатину при $\leq -8 \lg fS_2$ (Синякова, 2007).

Дальнейшая эволюция платинометальной ассоциации связана с кристаллизацией iss, с которым совместимы Pt, Pd, As, Te и Bi. При достаточном насыщении этими элементами происходило формирование ассоциации висмуто-теллуридов и теллуридов Pt и Pd (мончеит, майченерит, меренскиит). Согласно экспериментальным данным (Makovicky et al., 2002), майченерит и меренскиит сосуществуют при температуре <500°С.

На заключительном этапе рудообразования кристаллизовался штютцит, который в рудоносных расслоенных интрузиях Кольского региона обнаружен впервые. Ранее он был встречен в составе Au—Ag минерализации Панареченской вулкано-тектонической структуры на востоке Кольского полуострова (Волошин и др., 2012). Согласно экспериментальным данным (Kracek et al., 1966), штютцит, близкий по составу к описанному выше, кристаллизуется при температуре 265°С (Kracek et al., 1966). Судя по незначительному количеству этой низкотемпературной минеральной фазы, гидротермальный процесс рудообразования на месторождении Нюд-II был проявлен весьма слабо.

Модель образования сульфидов основных металлов и МПГ

Условия и последовательность образования сульфидов основных металлов и МПГ иллюстрируются фиг. 16 и представляются в следующем виде.

1. На начальном этапе рудообразования в диапазоне температур 1100—1000°С происходило отделение несмешивающихся сульфидных жидких капель, которые аккумулировали ЭПГ и халькофильные элементы (фиг. 16а). При этих же температурах, вероятно, происходило выделение минералов ІЭПГ (самородного осмия и эрлихманита).

2. При охлаждении до температур 1000—900°С сульфидная жидкость фракционировала с образованием mss и остаточной сульфидной жидкости, обогащенной Ni и Cu. В mss концентрировались совместимые с ним ІЭПГ, а во фракционированную сульфидную жидкость удалялись несовместимые с mss Ni, Cu, РtЭПГ и халькофильные элементы (фиг. 166).

3. Дальнейшее охлаждении mss в интервале температур 900-600°С привело к его частичному затвердеванию, а взаимодействие с iss способствовало образованию прерывистой зоны mss + + iss. Этот процесс сопровождался кристаллизацией Pt-Fe сплавов, сульфоарсенидов ІЭПГ + + Pt и сперрилита. Последующее фракционирование сульфидного расплава повлекло за собой отделение остаточного, богатого Си сульфидного расплава iss, обогащенного PtЭПГ, Te и Bi (фиг. 16в).

4. При температуре 600-400°С закончилось затвердевание mss и кристаллизация пирротина, mss + iss с образованием смеси сульфидов основных металлов, iss и кристаллизация халькопирита, а также висмуто-теллуридов и теллуридов Pt и Pd (мончеита, майченерита и меренскиита) (фиг. 16г).

выводы

В результате проведенного исследования можно сделать следующие выводы.

1. Руда сульфидного ЭПГ-Сu–Ni месторождения Нюд-II имеет магматический генезис, образована в результате процесса отделения сульфидной жидкости от силикатной матрицы и характеризуется гнездово-шлировидным и вкрапленнопрожилковидным типами, которые залегают в

нижней части лейконоритов и габброноритов "критического" горизонта массива Нюд-II.

2. Рудные шлиры имеют зональное строение: в центральной части преобладают mss и совместимые с ним ІЭПГ, промежуточная зона (mss + iss) образована в результате взаимодействия mss с обогащенной Си остаточной сульфидной жидкостью, в которой концентрируются РtЭПГ, несовместимые с mss, а периферия представлена iss, РtЭПГ и халькофильными элементами.

3. По конфигурации профилей хондрит-нормированных концентраций благородных металлов руда месторождения Нюд-II сходна с типичными сульфидными месторождениями Мончеплутона. Она имеет мантийные геохимические характеристики (S/Se около 3500), тесные корреляционные связи Ni и Cu c S, Pd и Pt c Ni и Cu при резком преобладании Pd над Pt.

4. Особенностью минерального состава ЭПГ в руде является ассоциация минералов ІЭПГ (самородный осмий, эрлихманит), образованных на высокотемпературном этапе рудообразования, и минералов РtЭПГ, частично ІЭПГ (Рt—Fe сплавы, сульфоарсениды ряда ирарсит—холлингвортит—платарсит, сперрилит, висмуто-теллуриды и теллуриды Pt и Pd), сформированных на средне-и низкотемпературных этапах.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность рецензентам журнала "Геология рудных месторождений" за конструктивные критические замечания, устранение которых способствовало существенному улучшению первоначального варианта статьи.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследования выполнены по теме НИР 0226-2019-0053 при частичной финансовой поддержке РФФИ в рамках проектов №№ 15-35-20501 и 18-05-70082.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анализы минералов медно-никелевых месторождений Кольского полуострова / Отв. ред. Ю.Н. Яковлев, А.К. Яковлева. Апатиты: КолФАН СССР, 1983.

Бартенев И.С., Докучаева В.С. Геолого-структурные особенности и условия образования месторождения Нюд-II // Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. / Отв. ред. Г.И. Горбунов. Апатиты: КолФАН СССР, 1975. С. 144–158.

Благородные металлы / Ред. Е.М. Савицкий. М.: Металлургия, 1984.

Воган Д., Крейг Дж. Химия сульфидных минералов. М.: Мир, 1981.

Волошин А.В., Чернявский А.В., Войтеховский Ю.Л. Теллуридная минерализация в золоторудных проявлениях Панареченской вулкано-тектонической структуры, Кольский полуостров // Вестник КНЦ РАН. 2012. № 1. С. 66–79.

Генкин А.Д., Дистлер В.В., Гладышев Г.Д., Филимонова А.А., Евстигнеева Т.Л., Коваленкер В.А., Лапутина И.П., Смирнов А.В., Гроховская Т.Л. Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений. М.: Наука, 1981.

Глотов А.И., Орсоев Д.А. Распределение благородных металлов в ЭПГ-Си–Ni-сульфидных рудах Мончегорского комплекса, Кольский полуостров // ДАН. 1996. Т. 347. № 5. С. 670–673.

Годлевский М.Н., Лихачев А.П. Условия зарождения и кристаллизации рудоносных магм, формирующих медно-никелевые месторождения // Основные параметры процессов эндогенного рудообразования. Т. 1 / Отв. ред. В.А. Кузнецов. Новосибирск: Наука, 1979. С. 109–118.

Горбунов Г.И., Астафьев Ю.А., Бартенев И.С., Гончаров Ю.В., Яковлев Ю.Н. Структура медно-никелевых рудных полей и месторождений Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978.

Горбунов Г.И., Яковлев Ю.Н., Гончаров Ю.В., Горелов В.А., Тельнов В.А. Никеленосные районы Кольского полуострова // Медно-никелевые месторождения Балтийского щита / Отв. ред. Г.И. Горбунов, Х. Папунен. Л.: Наука, 1985. С. 27–93.

Гроховская Т.Л., Лапутина И.П. Платиновая минерализация некоторых расслоенных интрузивов Кольского полуострова // Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Карело-Кольского региона. / Отв. ред. Ф.П. Митрофанов, Г.И. Горбунов. Апатиты: Кол-ФАН СССР, 1988. С. 69–73.

Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шелепина Е.П., Лапина М.И., Лапутина И.П., Муравицкая Г.Н. Платинометальная минерализация в габброноритах массива Вуручуайвенч, Мончегорский плутон (Кольский полуостров, Россия) // Геология руд. месторождений. 2000. Т. 42. № 2. С.147–161.

Гроховская Т.Л., Иванченко В.Н., Каримова О.В., Грибоедова И.Г., Самошникова Л.А. Геологическое строение, минералогия и генезис ЭПГ-минерализации массива Южная Сопча, Мончегорский комплекс, Россия // Геология руд. месторождений. 2012. Т. 54. № 3. С. 416– 440.

Дистлер В.В., Лапутина И.П. Необычная ассоциация минералов платиновых металлов из расслоенного габбро-норит-лерцолитового массива на Кольском полуострове // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 2. С. 103– 115.

Дистлер В.В., Смирнов А.В., Гроховская Т.Л., Филимонова А.А., Муравицкая Г.Н. Стратификация, скрытая расслоенность и условия образования сульфидного оруденения дифференцированных трапповых интрузий // Условия образования магматических рудных месторождений / Отв. ред. В.И. Смирнов. М.: Наука, 1979. С. 211–269.

Дистлер В.В., Гроховская Т.Л., Евстигнеева Т.Л. Петрология сульфидного магматического рудообразования. М.: Наука, 1988.

Елисеев Э.Н. Вкрапленное сульфидное оруденение рудного пласта Сопчи // Ультраосновные и основные

интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. Ред. Н.А. Елисеев. Л.: АН СССР, 1953. С. 112–144.

Елисеев Н.А., Елисеев Э.Н., Козлов Е.К., Лялин П.В., Масленников В.А. Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. Л.: АН СССР, 1956.

Евстигнеева Т.Л. О фазах в системе Pt–Fe // Вестник ОНЗ РАН. 2009. № 1.

https://doi.org/10.2205/2009NZ000003

Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. Л.: Наука, 1973.

Колонин Г.Р., Орсоев Д.А., Синякова Е.Ф. и др. Использование отношения Ni : Fe в пентландите для оценки летучести серы при формировании ЭПГ-содержащего сульфидного оруденения Йоко-Довыренского массива // ДАН. 2000. Т. 370. № 1. С. 87–91.

Лихачев А.П. Генетические модели сульфидно-никеленосных формаций в связи с другими эндогенными формациями // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций / Ред. А.А. Оболенский, В.И. Сотников, В.Н. Шарапов. Новосибирск: Наука, 1988. С. 158–166.

Минералогия медно-никелевых месторождений Кольского полуострова / Ред. Г.И. Горбунов. Л.: Наука, 1981.

Налдретт А.Дж. Сульфидные никелевые месторождения: классификация, состав и генезис // Генезис рудных месторождений / Ред. Б. Скиннер. М.: Мир, 1984. Т. 2. С. 253–343.

Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометальных руд. СПб.: СПбГУ, 2003.

Нерадовский Ю.Н., Рундквист Т.В., Галкин А.С., Климентьев В.Н. К проблеме платиноносности рудного "пласта-330" г. Сопча и его промышленного использования (Мончеплутон) // Вестник МГТУ. 2002. Т. 5. № 1. С. 85–91.

Орсоев Д.А., Реженова С.А., Богданова А.Н. Сопчеит Ag₄Pd₃Te₄ – новый минерал из медно-никелевых руд Мончегорского плутона // Зап. ВМО. 1982. Ч. 111. Вып. 1. С. 114–117.

Орсоев Д.А., Конников Э.Г., Загузин Г.Н. Оруденение перидотитового пласта г. Сопча в Мончегорском районе // Зап. ВМО. 1994. Ч. СХХІІІ. № 3. С. 26–40.

Петров С.В. Методологические и терминологические аспекты изучения форм нахождения золота в рудах // Обогащение руд. 2005. № 2. С. 27–30.

Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Ч. 1, 2 / Ред. Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 2004.

Синякова Е.Ф. Процессы минералообразования в системе Fe–Ni–S с примесью платиновых металлов (по экспериментальным данным). Автореф. дисс. ... д-ра г.-м. н. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2007.

Синякова Е.Ф., Косяков В.И., Колонин Г.Р. Поведение платиновых металлов при кристаллизации расплавов системы Fe–Ni–S (сечение $Fe_xNi_{0.49-x}S_{0.51}$) // Тр. ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск: Наука, 2001. Т. 42. № 9. С. 1354–1370.

Синякова Е.Ф., Косяков В.И., Кох К.А., Карманов Н.С. Влияние мышьяка на поведение благородных метал-

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63

лов при фракционной кристаллизации Cu–Fe–Niсульфидных фаз // Вестник ОНЗ РАН. 2011. Т. 3. https://doi.org/10.2205/2011NZ000217

Субботин В.В., Габов Д.А., Корчагин А.У., Савченко Е.Э. Золото и серебро в составе платинометальных руд Федорово-Панского интрузивного комплекса // Вестник КНЦ РАН. 2017. № 1. С. 53–65.

Химические анализы пород базит-гипербазитовых комплексов докембрия Кольского полуострова / Отв. ред. Г.И. Горбунов. Апатиты: КолФАН СССР, 1982.

Чащин В.В., Петров С.В. Малосульфидные платиновые руды Волчьетундровского массива габбро-анортозитов (Кольский полуостров, Россия) // Геология руд. месторождений. 2013. Т. 55. № 5. С. 415–453.

Чащин В.В., Галкин А.С., Озерянский В.В., Дедюхин А.Н. Сопчеозерское месторождение хромитов и его платиноносность, Мончегорский плуктон (Кольский полуостров, Россия) // Геология руд. месторождений. 1999. Т. 41. № 6. С. 507–515.

Чащин В.В., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Серов П.А. Малосульфидные платинометальные руды палеопротерозойского Мончегорского плутона и массивов его южного обрамления (Кольский полуостров, Россия): геологическая характеристика и изотопно-геохронологические свидетельства полихронности рудно-магматических систем // Геология руд. месторождений. 2016. Т. 58. № 1. С. 41–63.

https://doi.org/10.7868/S0016777016010020

Чащин В.В., Петров С.В., Дрогобужская С.В. Малосульфидное платино-палладиевое месторождение Лойпишнюн Мончетундровского базитового массива (Кольский полуостров, Россия) // Геология руд. месторождений. 2018. Т. 60. № 5. С. 418–448.

https://doi.org/10.1134/S1075701518050021

Шарков Е.В. "Критический горизонт" Мончегорского плутона — дополнительная интрузивная фаза // Зап. ВМО. 1982. Ч. СХІ. Вып. 6. С. 656–663.

Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный мир, 2006.

Шарков Е.В., Чистяков А.В. Геолого-петрологические аспекты ЭПГ-Си–Ni-оруденения в раннепалеопротерозойском Мончегорском расслоенном мафит-ультрамафитовом комплексе (Кольский полуостров) // Геология руд. месторождений. 2014. Т. 3. С. 171–194.

Юшко-Захарова О.Е. Платиноносность рудных месторождений. М.: Недра, 1975.

Юшко-Захарова О.Е., Иванов В.В., Разина И.С., Черняев Л.А. Геохимия, минералогия и методы определения элементов группы платины. М.: Недра, 1970.

Яковлев Ю.Н., Яковлева А.К., Нерадовский Ю.Н., Осокин А.С., Балабонин Н.Л., Докучаева В.С., Дистлер В.В., Филимонова А.А. Минералогия медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. Л.: Наука, 1981.

Яковлев Ю.Н., Докучаева В.С. Платинометальное оруденение Мончегорского плутона // Геология и генезис месторождений платиновых металлов/ Отв. ред. Н.П. Лаверов, В.В. Дистлер. М.: Наука, 1994. С. 79–86. *Arnold R.G.* Evidence for liquid immiscibility in the system FeS–S // Econ. Geol. 1971. V. 66. P. 1121–1130.

Barkov A.Y., Cabri L.J. Variations of major and minor elements in Pt–Fe alloy minerals: a review and new observa-

tions // New results and advances in PGE mineralogy in various Ni–Cu–Cr–PGE ore system / Eds. Barkov A.Y., Zaccarini F. Basel: Minerals. 2019. P. 204–218. https://doi.org/10.3390/min9010025

Barkov A.Y., Fleet M.E., Martin R.F., Alapieti T.T. Zoned sulfides and sulfarsenides of the platinum-group the elements from the Penikat layered complex, Finland // Canad. Miner. 2004. V. 42. P. 515–537.

Barnes S.-J., Cox R., Zientek M. Platinum-group element, gold, silver and base metal distribution in compositionally zoned sulfide droplets from the Medvezky Creek Mine, Noril'sk, Russia // Contrib. Miner. Petrol. 2006. V. 152. № 2. P. 187–200.

https://doi.org/10.1007/s00410-006-0100-9

Barnes S.-J., Couture J.-F., Sawyer E.W., Bouchaib C. Nickel-copper occurrences in the Belleterre-Angliers belt of the Pontiac subprovince and the use of Cu–Pd ratios in interpreting platinum-group element distributions // Econ. Geol. 1993. V. 88. P. 1402–1418.

Barton P.B. Solid solutions in the systems Cu–Fe–S. Part I. The Cu–S and CuFe–S joins // Econ. Geol. 1973. V. 68. P. 455–463.

Chyi L.L., Crocket J.H. Partition of platinum, palladium, iridium and gold among coexisting minerals from the deep ore zone, Strathcona mine, Sudbery, Ontario // Econ. Geol. 1976. V. 71. P. 1196–1205.

Dare S.A.S., Barnes S.-J., Prichard H.M. Platinum-group element (PGE)-bearing pyrites in pyrrhotite-rich sulfides from McCreedy and Creighton Ni–Cu-PGE sulfide deposits, Sudbury, Canada // 11th International Platinum Symposium. 21–24 June. 2010₁. Sudbury, Ontario, Canada, 2010a. Eds. Jugo P.J., Lesher C.M., Mungall J.E.

Dare S.A.S., Barnes S.-J., Prichard H.M. The distribution of platinum group elements (PGE) and other chalcophile elements among sulfides from the Creighton Ni–Cu-PGE sulfide deposit, Sudbury, Canada and the origin of palladium in pentlandite // Miner. Deposita. 2010₂. V. 45. P. 765–793. https://doi.org/10.1007/s00126-010-0295-6

Dedeev A.V., Khashkovskaya N.N., Galkin A.S. PGE-mineralization of the Monchegorsk layered mafic-ultramafic intrusion of the Kola Peninsula / Ed. Cabri L.J. The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Benefication of Platinum-Group Elements. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, 2002. V. 54. P. 569–577.

Duran C.J., Barnes S.-J., Corkery J.T. Geology, petrography, geochemistry and genesis of sulfide-rich pods in the Lac des Iles palladium deposits, western Ontario, Canada // Miner. Deposita. 2016. V. 51. P. 509–532. https://doi.org/10/1007/s00126-015-0622-z

Ebel D., Naldrett A.J. Fractional crystallization of sulfide

ore liquids at high temperature // Econ. Geol. 1996. V. 91. P. 607–621.

Ebel D., Naldrett A.J. Crystallization of sulfide liquids and the interpretation of ore composition // Intraplate Magmatism and related Mineralisation: Proseedings of IGCP Project 336 conference // Canad. J. Earth Sci. 1997. V. 34. № 4. P. 352–365.

Hattori K.H., Arai S., Clarke D.B. Selenium, tellurium, arsenic and antimony contents of primary mantle sulfides // Canad. Miner. 2002. V. 40. P. 637–650. https://doi.org/10.2113/gscanmin.40.2.637 Helmy H.M., Ballhaus C., Wohlgemuth-Ueberwasser C., Fonseca R.O.C., Laurenz V. Partitioning of Se, As, Sb, Te and Bi between monosulfide solid solution and sulfide melt – application to magmatic sulfide deposits // Geochim. Cosmochim. Acta. 2010. V. 74. P. 6174–6179.

https://doi.org/10.1016./j.gca.2010.08.009

Helmy H.M., Bragagni A. Platinum-group elements fractionation by selective complexing, the Os, Ir, Ru, Rh–arsenide–sulfide systems above 1020°C // Geochim. Cosmochim. Acta. 2017. V. 217. P. 169–183.

https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.01.040

Holwell D.A., McDonald I. A review of the behavior of platinum group elements within natural magmatic sulfide ore systems // Platinum Metals Rev. 2010. V. 54. № 1. P. 26–36.

Fleet M.E., Chryssoulis S.L., Stone W.E., Weisener C.G. Partitioning of platinum-group elements and Au in the Fe–Ni–Cu–S-system: experiments on the fractional crystallization of sulfide melt // Contrib. Miner. Petrol. 1993. V. 115. P. 36–44.

Furukawa Y., Barnes H.L. Reactions forming smythite, Fe_9S_{11} // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. No 19. P. 3581–3591.

Garuti G., Fiandri P., Rossi A. Sulfide composition and phase relations in the Fe–Ni–Cu ore deposits of the Ivrea-Verbano basic complex (Western Alps, Italy) // Miner. Deposita. 1986. V. 22. P. 22–34.

Godel B. Platinum-group element deposits in layered intrusions: recent advances in the understanding of the ore forming processes / Layered intrusions. Eds. Charlier B., Namur O., Latypov R., Tegner C. Springer. 2015. P. 379–432. https://doi.org/10.1007/978-94-017-9652-1 1

Karykowski B.T., Maier W.D., Groshev N.Y., Barnes S.-J., Pripachkin P.V., McDonald I., Savard D. Critical controls on the formation of contact-style PGE-Ni-Cu mineralization: evidence from the Paleoproterozoic Monchegorsk complex, Kola Region, Russia // Econ. Geol. 2018. V. 113. P. 911–935.

https://doi.org/10.5382/econgeo/2018.4576

Keays R.R., Crocket J.H. A study of precious metals in the Sudbury Nickel Irruptive ores // Econ. Geol. 1970. V. 65. P. 438–450.

Kracek F.C., Ksanda C.J., Cabri L.J. Phase relations in the silver-tellurium system // Amer. Miner. 1966. V. 51. P. 14–28. *Kullerud G.* Thermal stability of pentlandite // Canad. Miner. 1963. V. 7. P. 353–366.

Kullerud G., Yoder H.S. Pyrite stability relations in the Fe–S-system // Econ. Geol. 1959. V. 54. P. 533–572.

Makovicky E. Ternary and quaternary phase systems with PGE // The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements. CIM S. Ed. Cabri L.J. Montreal: Canad. Ins. Mining Metal. Petr. 2002. V. 54. P. 131–175.

Mansur E.T., Barnes S.-J., Duran C.J. Textural and compositional evidence for the formation of pentlandite via peritectic reaction: implications for the distribution of highly siderophile elements // Geology. 2019. V. 47. P. 351–354.

Mansur E.T., Barnes S.-J., Duran C.J., Sluzhenikin S.F. Distribution of chalcophile and platinum-group elements among pyrrhotite, pentlandite, chalcopyrite and cubanite from the Noril'sk-Talnakh ores: implications for the formation of platinum-group minerals // Miner. Deposita. 2020. V. 55. P. 1215–1232.

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.

Misra K.C., Fleet M.E. Chemical composition and stability of violarite // Econ. Geol. 1974. V. 69. P. 391–403.

Mungall J.E., Andrews D.R.A., Cabri L.J., Sylvester P.J., Tubrett M. Partitioning of Cu, Ni, Au, and platinum-group elements between monosulfide solid solution and sulfide melt under controlled oxygen and sulfur fugacities // Geo-chim. Cosmochim. Acta. 2005. V. 69. P. 4349–4360.

Naldrett A.J. A portion of the Fe–S–O and its application to sulfide ore magmas // J. Petrol. 1969. V. 10. P. 171–201.

Naldrett A.J. Nickel sulfide deposits – their classification and genesis, with special emphasis on deposits of volcanic association // Canad. Inst. Mining Metallurgy Trans. 1973. V. 76. P. 183–201.

Naldrett A.J. Magmatic sulfide deposits. Geology, geochemistry and exploration. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2004.

Naldrett A.J. From the mantle to the bank: the life of a Ni–Cu-(PGE) sulfide deposit // S. Afr. J. Geol. 2010. V. 113. P. 1–32.

https://doi.org/10.2113/gssaig.113.1-1

Naldrett A.J., Innes D.G., Sowa J., Gorton M. Compositional variation within and between five Sudbury ore deposits // Econ. Geol. 1982. V. 77. P. 1519–1534.

Queffurus M., Barnes S.-J. A review of sulfur to selenium ratios in magmatic nickel-copper and platinum-group element deposits // Ore Geol. Rev. 2015. V. 69. P. 301–324. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.02.019

Slansky E., Johan Z., Ohnenstetter M., Barron L.M., Suppel D. Platinum mineralization in the Alaskan-type intrusive complexes Near Fifield, N.S.W., Australia. Part 2. Platinum-group minerals in placer deposits at Fifield // Miner. Petrol. 1991. V. 43. P. 161–180.

Sugaki A., Kitakaze A. High form of pentlandite and its thermal stability // Amer. Miner. 1998. V. 83. P. 133–140.

Vaasjoki O., Hakli T.A., Tontti M. The effect of cobalt on the thermal stability of pentlandite // Econ. Geol. 1974. V. 69. P. 549–551.

Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rockforming minerals // Amer. Miner. 2010. V. 95. P. 185–187. https://doi.org/10.2138/am.2010.3371

Yakovlev Yu.N., Distler V.V., Mitrofanov F.P., Razhev S.A., Grokhovskaya T.L., Veselovsky N.N. Mineralogy of PGE in the mafic-ultramafic massifs of the Kola region // Miner. Petrol. 1991. V. 43. P. 181–192.

УДК 535.435

ФЛЮОРИТ В РУДАХ САФЬЯНОВСКОГО МЕДНО-ЦИНКОВО-КОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СРЕДНИЙ УРАЛ: АССОЦИАЦИИ, СОСТАВ, ГЕНЕЗИС

© 2021 г. Н. П. Сафина^{*a*, *b*, *, Е. И. Сорока^{*c*}, Н. Н. Анкушева^{*a*, *b*}, Д. В. Киселева^{*c*}, И. А. Блинов^{*a*, *b*}, С. А. Садыков^{*a*}}

^аЮжно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии, Челябинская обл., Миасс, 456317 Россия

^bЮжно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе, ул. 8 Июля, 10, Миасс, 456314 Россия

^сИнститут геологии и геохимии УрО РАН, ул. Акад. Вонсовского, 15, Екатеринбург, 620016 Россия

*e-mail: natali.safina 2015@yandex.ru Поступила в редакцию 02.06.2020 г. После доработки 10.11.2020 г. Принята к публикации 16.11.2020 г.

В работе приведены результаты сравнительного анализа флюорита из различных типов минерализации южного фланга Сафьяновского месторождения. Преобладающий зеленый флюорит образует срастания с баритом, кварцем и карбонатами в гидротермальных колломорфных и массивных пиритовых, прожилково-вкрапленных халькопирит-пирит-сфалеритовых и пирит-халькопиритовых рудах, а также апориолитовых метасоматитах. В колломорфных пиритовых рудах флюорит ассоциирует с галенитом, сфалеритом, халькопиритом и блеклыми рудами, которые, как и барит, заполняют межзерновое пространство между кристаллами. В метасоматитах флюорит слагает жилы мощностью до 1 см и гнездообразные скопления размером до 2–3 см, имеет желто-зеленый оттенок и представлен срастаниями с кварцем, карбонатами и баритом. Методом ИСП-МС определены содержания Y и РЗЭ. Максимальные концентрации Y (160 г/т) отмечаются во флюорите из околорудных метасоматитов; промежуточные значения (40–130 г/т) установлены для пиритовых руд и минимальные (4-9 г/т) – для халькопирит-пирит-сфалеритовых и халькопиритовых руд. Суммарные содержания РЗЭ изменяются от 70 до 150 г/т для халькопирит-пирит-сфалеритовых и халькопиритовых руд, от 100 до 280 г/т – для пиритовых руд и достигают 180 г/т в метасоматитах. Их максимальные концентрации могут быть связаны с присутствием включений ксенотима, гойяцита, монацита, барита или апатита. По соотношению Tb/La и Tb/Ca можно предполагать, что флюорит формировался в гидротермальных условиях. Графики распределения РЗЭ показывают накопление легких элементов с отчетливым пиком Eu (Eu/Eu* > 1). Положительные аномалии Eu отражают высокотемпературную обстановку (≥250°С), существовавшую во время кристаллизации флюорита. Результаты изучения флюидных включений во флюорите (с учетом коррекции температур их гомогенизации на давление ~100-150 бар) отражают формирование минерала в интервале от 190 до 260 °C.

Ключевые слова: флюорит, ИСП-МС, редкие земли, иттрий, флюидные включения, колчеданные руды, метасоматиты, Сафьяновское месторождение, Средний Урал **DOI:** 10.31857/S0016777021020052

введение

На месторождениях металлических полезных ископаемых флюорит в промышленных масштабах присутствует в рудах стратиформных свинцово-цинковых месторождений, залегающих в терригенно-карбонатных толщах (Контарь, 2016). На Урале добыча флюорита проводилась на свинцовоцинково-флюоритовом месторождении Амдерма (Северный Пай-Хой), содержащем тонкозернистый, реже крупнокристаллический и массивный флюорит, кварц-кальцит-флюоритовые залежи и флюоритизированные известняки с сульфидной вкрапленностью. В пределах Горного Алтая известен флюоритоносный пояс с крупными узлами плавиковошпатового оруденения, в том числе с сульфидными свинцово-цинковыми месторождениями, содержащими флюорит (Гусев, 2013). Месторождения такого типа широко распространены в Таджикистане (Файзиев, 1989). Стратиформные барит-полиметаллические объекты (Mississippi-Valley type, MVT) с баритом и флюоритом известны в Северной Америке (Mao et al., 2016), Испании (Sanchez et al., 2010), Великобритании (Bau et al., 2003), Турции (Центральная
Анатолия) (Genç, 2006), Иране (Rajabzadeh, 2007) и других странах.

На колчеданных месторождениях флюорит отмечается редко. На колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая (Вавилонское, Орловское), Кавказа (Урупское, Кизил-Дере, Чирагидзорское), Западного Забайкалья и Салаира (Урское, Салаирское рудное поле) он встречается в жилах, гнездах и в виде вкрапленности в околорудных измененных вулканогенноосадочных породах в ассоциации с кварцем, карбонатами, зуниитом, баритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом и блеклыми рудами (Колчеданные..., 1983).

На Урале редкий флюорит установлен в околорудных метасоматитах колчеданных месторождений уральского типа (Учалинское, Гайское, Кабанское) (Медноколчеданные..., 1992). Е.С. Контарь (2016) указывает на приуроченность флюорита к колчеданным месторождениям типа куроко (рудноалтайского), руды которых имеют медно-свинцово-цинковый (±барит и флюорит) состав. На Сафьяновском медно-цинково-колчеданном месторождении, которое в последнее время отнесено к рудноалтайскому типу в связи с его ассоциацией с черными сланцами (Масленников и др., 2014), обильный флюорит встречен как в колчеданных рудах, так и рудовмещающих риодацитах.

Изучение флюорита в колчеданных рудах особенно интересно с точки зрения накопления в них Ү и РЗЭ относительно сульфидов и сосуществующих нерудных минералов. Эти металлы относятся к критическим, и их потребление увеличивается за счет развития высоких технологий (Bauer et al., 2010). Целью настоящего исследования является установление генезиса флюорита Сафьяновского медно-цинково-колчеданного месторождения как носителя критических металлов и его минералого-геохимических особенностей. Для сравнения нами также изучен флюорит из подрудных жил Александринского и метасоматитов Гайского колчеданных месторождений Южного Урала.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Образцы для исследования отобраны на Сафьяновском месторождении в ходе полевых работ в 2017 и 2018 гг. Образцы флюорита Александринского и Гайского месторождений любезно переданы для изучения д.г.-м.н. Е.В. Белогуб (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс) и М.Е. Притчиным (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург) соответственно. Из образцов были изготовлены шлифы для петрографических и микротермометрических исследований, а также аншлифы для минераграфических и рентгеноспектральных исследований.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63 № 2

Минералого-петрографические исследования проведены на микроскопе Olympus BX51 с цифровой приставкой для микрофотографирования (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН). Диагностика минералов проведена с помощью сканирующих электронных микроскопов Tescan Vega3 sbu с ЭДС Охford Instruments X-act (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, аналитик И.А. Блинов) и JSM-6390LV фирмы Jeol с ЭДС INCA Energy 450 X-Max 80 фирмы Oxford Instruments (ИГГ УрО РАН, аналитик Л.В. Леонова). Условия съемки на СЭМ Tescan Vega3: углеродное напыление, ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 20 нА, диаметр пучка 3 мкм, время набора спектра 120 с. Предел обнаружения не превышает 0.2 мас. %. В качестве стандартов использовались: F - SrF₂ (Micro-Analysis Consultants Ltd, UK, № 1362), Са – апатит (НЭРМА. ГЕО1.25.10.74.ГТ), Ү – ксенотим (НЭРМА. ГЕО1.25.10.74.ГТ). Полученные спектры обрабатывались при помоши штатного программного обеспечения. Условия съемки на JSM-6390 LV: напыление углеродное; рабочее ускоряющее напряжение 20 кВ, ток на образце 1pA-1mA; в режиме высокого вакуума разрешение 3 нм при 30 кВ, увеличение от 5 (WD 48 мм) до 300000 (пошаговое). Определяемые элементы от Ве до U, оптимизация по стандарту Со. Полученные спектры обрабатывались при помощи штатного обеспечения. На этих же приборах получены фотографии в режиме обратно-рассеянных электронов.

Для определения микроэлементного состава флюорита были отобраны монофракции флюорита из различных типов руд указанных месторождений. Разложение проб и анализ на квадрупольном ИСП масс-спектрометре NexION300S (Perkin Elmer) проводились в ЦКП "Геоаналитик" (ИГГ УрО РАН, аналитик Д.В. Киселева). Типичные операционные условия масс-спектрометра: мощность радиочастотного генератора -1300 Вт, материал конусов интерфейса – платина. Все измерения проводятся в режиме количественного анализа с построением градуировочных кривых. Для построения градуировочных зависимостей используются сертифицированные в соответствии ISO 9001 мультиэлементные стандартные растворы (Perkin Elmer Instruments). Для контроля правильности и точности определения микроэлементного состава использованы сертифицированные образцы базальта BCR-2 и андезита AGV-2 (USGS). Полученные концентрации редких и рассеянных, а также редкоземельных элементов удовлетворительно согласуются с аттестованными.

Флюидные включения изучались в микрокриотермокамере Linkam THMSG-600 с использованием микроскопа Olympus BX 50 и программного обеспечения Link System 32 DV-NC (ЮУрГУ, аналитик Н.Н. Анкушева). Точность измерений $\pm 0.1^{\circ}$ С в интервале температур $-20...+80^{\circ}$ и $\pm 1^{\circ}$ С

2021

за пределами этого интервала. Для исследований использовались первичные двухфазные включения, состоящие из водного раствора и газового пузырька. Солевой состав гидротермальных растворов во включениях оценивался по температурам эвтектик (Борисенко, 1977). Температуры гомогенизации фиксировались в момент исчезногазового пузырька при нагревании вения препарата в термокамере и приняты за минимальные температуры процесса минералообразования (Реддер, 1987). Концентрации солей в растворах рассчитывались по температурам плавления последних кристалликов льда ("final ice melting temperature") (Bodnar, Vityk, 1994). Для Сафьяновского месторождения, ассоциирующего с черными сланцами, поправка на давление при оценке температуры минералообразования минимальна и составляет +10°С (Potter, 1977). Это основано на расчетных данных давления при формировании месторождения (100-150 бар) (Масленников, 2006).

Изотопный состав кислорода определялся на масс-спектрометре Delta^{Plus}Advantage производства фирмы Thermo Finnigan, сопряженном с высокотемпературным конвектором ЕА/ТС интерфейсом ConFlo III (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, аналитик С.А. Садыков). При проведении исследований изотопного состава кислорода использовался стандарт NBS-18 по методике (Werner, Brand, 2001). Изотопный состав серы также определялся на масс-спектрометре Delta^{Plus}Advantage, сопряженном с элементным анализатором EA Flash 1112 интерфейсом ConFlo III. При определении изотопных составов серы использовался стандарт NBS-123. Пробы для изотопного анализа извлечены с помощью микробура с алмазной насадкой. Масса навески составляла 0.2 мг. Пробы упаковывались в оловянные тигли и сжигались в элементном анализаторе Flash1112. Ошибка измерений масс-спектрометра составила $\pm 0.1\%$. В данной работе изотопный состав серы выражен в шкале V-CDT, а изотопный состав кислорода – в шкале V-SMOW.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Сафьяновское медно-цинково-колчеданное месторождение расположено в 9 км к северо-востоку от г. Реж в Режевском рудном районе на Среднем Урале. Месторождение сформировалось в задуговом палеобассейне в период затухания риолит-дацит-андезит-базальтового вулканизма (Язева и др., 1991; Коротеев и др., 1997). Внутреннее строение вулканической части Алапаевско-Режевской зоны, к которой приурочен Режевской рудный район, представлено аллохтонными структурами (Волчек, Нечеухин, 2014). Район месторождения представлен системой тектонических пластин, образующих пачки (фиг. 1). Верхняя пачка сложена ультрамафитами и океаническими базальтами с блоками параллельных даек долеритов. Ниже, в средней пачке, располагаются колчеданоносные породы островодужного базальт-риолитового комплекса среднего девона. Система тектонических пачек залегает на толще базальтов и андезибазальтов позднего девона, ниже которой располагаются визейские известняки.

На месторождении выявлено более 10 рудных тел. Главная рудная залежь месторождения залегает субвертикально и имеет треугольную форму в разрезе (см. фиг. 1). Этот мощный рудный "клин" представляет собой остаток холма девонского черного курильщика (Коротеев и др., 1997; Масленников, 2006). Основная масса сульфидных руд располагается в северной части рудного поля, вскрытой карьером. Рудные тела представляют собой серию этажно-расположенных линз, соединяющихся в местах наибольшей мощности (до 300 м).

На месторождении выделены сплошные (медные и медно-цинковые), прожилково-штокверковые медные (рудные столбы), вкрапленные медные и медно-цинковые руды. Особенностью месторождения являются сопоставимые запасы сплошных и штокверковых руд (Язева и др., 1991). Преобладающими текстурами руд являются массивная, брекчиевая, слоистая и прожилково-вкрапленная. Главными рудными минералами месторождения являются пирит, халькопирит, сфалерит, второстепенными – марказит, галенит, теннантит, тетраэдрит, энаргит. Нерудные минералы представлены кварцем, баритом, хлоритом, доломитом, кальцитом, серицитом и флюоритом. Серицит-кварцевые метасоматиты располагаются под массивными сульфидными рудами и образуют крупное столбообразное тело с богатым прожилково-вкрапленным медным оруденением (Коровко и др., 1988; Язева и др., 1991).

В южной части месторождения, перекрытой по надвигу Режевским гипербазитовым массивом, сульфидные руды образуют прерывистую цепочку линзовидных залежей мощностью от 30— 50 см до нескольких десятков метров (см. фиг. 1). По текстурно-структурным особенностям и минеральному составу руды южного фланга месторождения сходны с рудами Главной рудной залежи. В настоящее время ведется их отработка шахтой. Обильный флюорит встречен в южной части залежи. В центральной ее части широко распространены барит, кварц и карбонаты (Язева и др., 1991; Сорока и др., 2019; Safina et al., 2016).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Текстурно-структурная характеристика и минеральные ассоциации

Флюорит в рудах Сафьяновского месторождения обнаружен в срастаниях с баритом, кварцем и карбонатами в 1) колломорфных пиритовых, 2)



Фиг. 1. Географическая позиция Сафьяновского месторождения (а), его положение в структурах Урала (Пучков, 1993) (б) и продольный геологический разрез (в) (Коровко, 2004. Отчет по поисковым работам по оценке промышленной значимости Каменской Сафьяновской меднорудной зоны Восточно-Уральского прогиба. ОАО СУГРЭ). Фиг. 16: 1 – осадочные породы Восточно-Европейской платформы; 2 – моласса Предуральского краевого прогиба;

3 – осадочные породы Западно-Уральской мегазоны; 4 – метаморфический комплекс Центрально-Уральской мегазоны; 5 – островодужный комплекс Тагило-Магнитогорской мегазоны; 6 – Восточно-Уральская мегазона; 7 – осадочные породы Западно-Сибирской плиты; 8 – Главный Уральский разлом.

Фиг. 1в: 1 — базальты и андезибазальты; 2 — риодациты, их лавокластиты и ксенолавокластиты, чередующиеся с вулканогенно-осадочными породами; 3 — базальты; 4 — известняки; 5 — серпентинизированные ультрамафиты; 6 сплошные руды; 7 — прожилково-вкрапленные руды; 8—9 — границы между пачками и пластинами; 10 — контуры карьера; 11 — места отбора образцов с флюоритом.

массивных халькопирит-сфалерит-пиритовых, 3) прожилково-вкрапленных халькопирит-пирит-сфалеритовых и халькопиритовых рудах и 4) в апориолитовых метасоматитах.

Наибольшее количество флюорита обнаружено в колломорфных агрегатах пирита в ассоциации с баритом и кварцем (фиг. 2a, б). В гнездах размером 1–2 см кристаллы бутылочно-зеленого флюорита достигают в длину 5 мм (фиг. 2б). Окраска флюорита в пределах одного кристалла меняется от светло-зеленой до темной бутылочно-зеленой. В более крупных гнездах (до 5 см в диаметре) пре-

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63 № 2 2021



Фиг. 2. Взаимоотношения флюорита с минералами в рудах Сафьяновского месторождения. Длина масштабной линейки 1 см.

а, б – флюорит в колломорфной пиритовой руде: а – гнездо, состоящее из срастаний барита (ba), желто-зеленого флюорита (flu) и кварца (qtz) в пирите (py), обр. Саф17-3; б – гнезда бутылочно-зеленого флюорита в пирите, обр. Саф17-2; в – жила, состоящая из барита, желто-зеленого флюорита и сфалерита (sph) в пиритовой руде, обр. Саф17-4; г – светлозеленый флюорит в осевой полости гидротермального канала, обр. Саф17-7; д – гнездо флюорита насыщенного зеленого цвета, ассоциирующего с баритом и кварцем в халькопирите, обр. Саф18-2; е – барит-флюоритовые гнезда, состоящие из разных генераций минералов в пирит-халькопирит-сфалеритовой руде, обр. Саф18-3.

обладает барит, а менее распространенные зерна флюорита от желто-зеленого до светло-зеленого цвета находятся между прозрачными светло-серыми (до молочно-белых) пластинчатыми кристаллами барита толщиной до 0.7 мм, нередко с изогнутыми участками (см. фиг. 2а). Флюоритбаритовые гнезда в руде оконтурены кварцевой каймой мощностью 2–3 мм. В зальбанде флюорит-баритовой жилы располагаются кристаллы сфалерита размером 3–4 мм, рост которых происходил от края трещины к центру (фиг. 2в).

Микроскопически в пиритовой руде структурно-текстурные взаимоотношения и количественные соотношения флюорита, барита и кварца в гнездах варьируют. Иногда крупнокристаллические агрегаты флюорита преобладают и находятся в срастании с кварцем, а барит имеет подчиненное значение и встречается в виде прожилков



Фиг. 3. Взаимоотношения флюорита с минералами в рудах Сафьяновского месторождения. СЭМ-фото. а, б – кристаллические агрегаты флюорита (flu) в ассоциации с кварцем (qtz), баритом (ba) и пиритом (ру), обр. Саф16; в – срастания пластинчатого барита и кварца в пирите, обр. Саф17-3; г – деталь снимка в: включения флюорита, галенита (gln) и сфалерита (sph) в барите; д – кристаллические агрегаты флюорита и кварца в барите, обр. Саф17-3; е – кристаллы сфалерита и галенита в ассоциации с баритом и кварцем (черное), обр. Саф17-3; ж–з – заполнение гидротермального канала в сульфидной руде (Sulf) баритом, флюоритом и кварцем, обр. Саф17-7; и – срастание двух генераций флюорита в кварце (по данным катодолюминесценции), обр. Саф18-2.

и ксеноморфных зерен в кварце и флюорите (фиг. 3а, б). В трещинах зерен флюорита присутствует барит двух генераций: без примесей и содержащий Sr (до 3.18 мас. %) и РЗЭ, в частности La (до 1.09 мас. %). В гнездах с преобладанием барита (см. фиг. 2а, 3в–е) флюорит, кварц и барит ассоциируют с пиритом, галенитом и сфалеритом (фиг. 3в–г, е). Флюорит и кварц в баритовой массе формируют агрегаты размером до 300 мкм (фиг. 3д).

В массивных халькопирит-сфалерит-пиритовых рудах найдены гидротермальные каналы с флюоритом. Крустификационные структуры в них состоят из внутренней "стенки", сложенной дендритовидным сфалеритом с графическими врастаниями халькопирита, и внешней оболочки



Фиг. 4. Взаимоотношения флюорита с нерудными минералами (а–б) в метасоматитах Сафьяновского месторождения.

a—б — срастания кварца (qtz) и флюорита (flu), рассеченные прожилками барита (ba) и карбонатов. Проходящий свет, скрещенные николи.

из срастаний пирита, халькопирита и сфалерита (фиг. 2г). Центральная часть канала выполнена зернами бледно-зеленого флюорита размером до 2 мм с хорошо сохранившимися кристаллическими формами в срастании с баритом и кварцем (см. фиг. 2г, 3ж–з). Такие структуры сопоставимы по строению с трубами черных курильщиков, которые широко распространены в пределах Главной рудной залежи и интерпретируются как рудоподводящие каналы (Масленникова, Масленников, 2007). Из нерудных минералов в канале труб широко распространен кварц.

В прожилково-вкрапленных халькопирит-пирит-сфалеритовых и пирит-халькопиритовых рудах встречены гнезда флюорита насыщенного зеленого цвета размером до 3 см в срастаниях с желто-зеленым флюоритом, кварцем, карбонатами и баритом (фиг. 2д-е). На катодолюминесцентных снимках диагностируются срастания двух генераций флюорита (фиг. 3и). Флюорит-I замещается флюоритом-II, на который, в свою очередь, нарастают кристаллы кварца. Кварц образует зональные кристаллы размером до 1.5 мм (кварц-I) и ксеноморфные зерна (кварц-II) в интерстициях между кристаллами кварца-I и сульфидами. Поздние генерации барита выполняют трещины во флюорите (см. фиг. 2е).

В апориолитовых серицит-кварцевых метасоматитах желто-зеленый флюорит образует гнезда размером до 2—3 см и жилы мощностью до 1 см и находится в срастании с карбонатами, баритом и кварцем (фиг. 4а—б). Границы между минералами четкие, без признаков коррозии. Барит и карбонаты присутствуют в виде прожилков. Прерывистые прожилки карбонатов мощностью 50— 70 мкм рассекают флюорит-барит-кварцевые агрегаты.

На Александринском медно-цинково-колчеданном месторождении баймакского типа (близкого к куроко и рудноалтайскому типам), расположенном в риодацитах, флюорит фиолетового цвета обнаружен в кварц-карбонат-баритовых жилах мощностью 3—10 см из халькопирит-пирит-сфалерит-кварцевых метасоматитов (Закис, Белогуб, 2000). Он ассоциирует с сидеритом, образует ксеноморфные выделения в кварце, а также кубические кристаллы бледно-фиолетового цвета размером до 7 мм, нарастающие на кварц.

На Гайском медно-колчеданном месторождении уральского типа, расположенном в породах риолит-дацитового состава, жилы и гнезда флюорита в срастании с баритом обнаружены в околорудных метасоматитах (глубина отбора 1400 м). В основной прозрачно-бесцветной массе флюорита отмечаются включения кристаллов флюорита (до 1 см) светло-зеленого или светло-фиолетового оттенков.

Химический состав флюорита

Флюорит Сафьяновского месторождения характеризуется варьирующими содержаниями Y: от 4 до 160 г/т (табл. 1). Максимальные концентрации Y (160 г/т) отмечаются во флюорите из апориолитовых метасоматитов, промежуточные значения (40–130 г/т) установлены для флюорита из пиритовых руд и минимальные (4–9 г/т) – для флюорита халькопирит-пирит-сфалеритовых и халькопиритовых руд. Помимо Y, флюорит содержит и другие примеси, из них наибольшие вариации содержаний установлены для Mn, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Sr, Ba, Pb (табл. 1).

На Сафьяновском месторождении суммарные содержания РЗЭ составляют 80–150 г/т в зеленом флюорите из штокверковых халькопиритпирит-сфалеритовых и халькопиритовых руд, 100–280 г/т – в желто-зеленом и бутылочно-зеленом флюорите из колломорфных пиритовых руд

	Александ- ринское	фиолетовый	fluAл	1.01	1.83	Ι	521	3.23	12.7	3.67	927	0.10	0.20	2.12	13.3	0.12	0.05	226	12.8	0.33	0.47
Гайское		бесцвет- ный	fluGai	0.43	7.86	0.16	1.82	2.35	24.7	1.26	8.36	0.10	0.10	0.27	2.07	I	0.02	140	0.25	0.01	0.01
	Метасо- матиты	желто- зеленый	Caф17-1	0.46	6.56	0.14	19.6	0.83	6.13	0.82	108	0.40	0.42	1.74	50.8	Ι	0.01	6836	0.14	Ι	0.06
Сафыяновское	Прожилково-вкрапленные халькопирит-пирит- сфалеритовые и халькопиритовые руды	ый зеленый	Caф18-3	0.11	0.41	0.54	1.15	0.86	12.15	15.3	16.3	0.61	0.59	0.73	122	0.02	0.11	1708	0.31	Ι	0.15
		насыщеннь	Саф18-2	0.13	14.47	1.81	0.74	0.31	3.61	9.60	6.25	0.23	0.43	0.20	63.0	0.01	0.12	1306	0.02	I	0.04
	Массивные халькопирит- сфалерит- пиритовые руды	желто-зеленый	Caф17-7	0.86	12.81	1.40	2.52	1.17	86.0	112	666	1.12	3.27	2.81	301	1.19	1.11	3016	3.02	Ι	0.63
	ные пиритовые руды бутылочно- желто-	желто- зеленый	Caф17-3	0.40	6.25	0.19	0.36	0.74	5.31	6.72	184	0.38	0.35	1.18	171	Ι	2.17	1161	2.08	Ι	0.10
		фные пиритов бутылочно- зеленый Саф17-2 0.46 5.10 0.23 0.80	0.80	0.93	6.13	1.31	56.7	0.25	0.79	1.71	28.2	0.02	0.06	3591	2.03	Ι	0.14				
	Колломорф	бледно-зеленый до бутылочно- зеленого	Caф16	2.24	7.15	0.03	4.12	0.37	129	10.0	20.0	7.41	49.4	2.50	43.0	0.87	3.30	4399	20.8	0.18	0.82
Месторож- дение		Цвет флюорита	Элемент/ № образца	Sc	Ti	Cr	Mn	Co	Żi	Cu	Zn	Ga	As	Se	Sr	Cd	Sb	Ba	Pb	Th	U

ФЛЮОРИТ В РУДАХ САФЬЯНОВСКОГО

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63 № 2 2021

Таблица 1. Химический состав флюорита по данным ИСП-МС (г/т)

139

					Сафьяновское		-			
	Месторож- дение	Колломорф	рные пиритовь	іе руды	Массивные халькопирит- сфалерит- пиритовые руды	Прожилково- халькопир сфалер и халькопир	вкрапленные ит-пирит- итовые итовые руды	Метасо- матиты	Гайское	Александ- ринское
	Цвет флюорита	бледно-зеленый до бутылочно- зеленого	бутылочно- зеленый	желто- зеленый	желто-зеленый	насыщенни	ый зеленый	желто- зеленый	бесцвет- ный	фиолетовый
	Элемент∕ № образца	Caф16	Caф17-2	Caф17-3	Caф17-7	Саф18-2	Caф18-3	Caф17-1	fluGai	fluAJI
	Y	124.0	82.25	48.43	131.32	3.70	8.82	157.02	3.95	18.45
ГЕ	La	16.30	10.17	14.47	14.81	15.10	27.22	17.83	0.09	1.07
оло	Ce	53.80	24.52	42.06	29.48	33.84	63.30	39.65	0.14	3.35
гия	Pr	9.63	4.63	7.71	5.78	3.87	7.12	6.65	0.02	0.54
[РУД	Nd	69.21	30.59	44.71	38.49	15.06	28.77	44.51	0.14	2.73
цны	Sm	25.72	13.59	12.93	17.78	2.36	4.40	14.99	0.06	1.24
IX M	Eu	23.30	14.20	13.48	15.65	4.27	10.18	9.49	0.15	0.79
ECT	Gd	34.30	23.98	17.64	29.47	2.84	5.81	25.23	0.17	1.95
OPC	Tb	3.57	2.41	1.45	3.21	0.13	0.32	2.14	0.02	0.42
эжд	Dy	17.00	11.01	6.24	15.14	0.56	1.25	10.84	0.13	2.81
ЕНИ	Но	2.40	1.62	0.89	2.34	0.07	0.16	2.26	0.02	0.56
Й	Er	18.83	2.95	1.57	4.55	0.12	0.28	5.40	0.05	1.46
том	Tm	0.41	0.24	0.13	0.41	0.01	0.02	0.53	0.004	0.19
1 63	Yb	2.14	0.88	0.45	1.67	0.04	0.08	2.63	0.02	1.03
N	Lu	0.25	0.10	0.06	0.19	0.01	0.01	0.43	0.002	0.14
2 2	Cymma P33	276.8	140.89	163.77	178.96	78.27	148.93	182.59	1.02	18.27
202	Eu _N /Eu _{N*}	2.4	2.4	2.74	2.1	5.0	6.0	1.5	2.0	1.6
1	Примечание. І	Трочерк – элемент не	е обнаружен. Е _N	$/E_{N^*} = E_N/(Sm)$	$N + Gd_N)/2.$					

140

Таблица 1. Окончание

САФИНА и др.



Фиг. 5. Нормированное к хондриту (McDonough, Sun, 1995) распределение РЗЭ во флюорите Сафьяновского, Гайского и Александринского колчеданных месторождений. 1–3 – типы флюорита по распределению РЗЭ (см. текст).

и 180 г/т – в желто-зеленом флюорите из апориолитовых метасоматитов (см. табл. 1). Общей чертой флюорита из всех типов минерализации месторождения является его обогащение легкими РЗЭ (70–200 г/т). Суммарные содержания РЗЭ в фиолетовом флюорите Александринского и бесцветном флюорите Гайского месторождений значительно ниже (18 и 1 г/т соответственно).

По распределению РЗЭ выделяется три типа флюорита: 1) обогащенный легкими РЗЭ – из колломорфных пиритовых руд, 2) обедненный легкими РЗЭ – из колломорфных пиритовых и массивных халькопирит-сфалерит-пиритовых руд и апориолитовых метасоматитов и 3) обедненный Sm и тяжелыми РЗЭ – из штокверковых пиритсфалеритовых и халькопиритовых руд (фиг. 5). Для флюорита второго типа характерен небольшой дефицит Eu и наличие пика Er. В составе флюорита третьего типа отмечается плавное снижение содержаний от La к Sm. Общей чертой для флюорита второго и третьего типов являются сопоставимые содержания La и Ce. В целом тренды распределения лантаноидов повторяют друг друга, но уровень содержаний элементов снижается от первого типа флюорита к третьему.

Общим для изученных месторождений является положительная Eu-аномалия со значениями Eu/Eu*= 1.5–6.0 (см. фиг. 4, табл. 2). Для сравнения в рудовмещающих субвулканических породах Сафьяновского месторождения отмечается отрицательная аномалия европия на уровне Eu/Eu* = 0.2–0.8, а суммарные содержания РЗЭ не превышают 43 г/т (Молошаг и др., 2004). В метасоматитах приконтактовой зоны, в отличие от

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63 № 2

тренда пород, наблюдается положительная аномалия европия (Eu/Eu* до 2) при невысоких содержаниях РЗЭ (сумма до 30 г/т) (Сорока и др., 2010).

Распределение РЗЭ во флюорите Гайского месторождения сходно с таковым во флюорите Сафьяновского месторождения, а отношение $Eu/Eu^* = 2$ (см. фиг. 4). Флюорит Александринского месторождения, в целом, характеризуется сходными содержаниями тяжелых и легких РЗЭ и слабой положительной Eu-аномалией (Eu/Eu* = = 1.6). Особенностью химического состава флюорита Александринского месторождения являются высокие содержания Mn (521 г/т), Zn (927 г/т) и повышенные – Y (18.45 г/т), Co (3.23 г/т) и Ni (12.7 г/т) относительно флюорита Гайского месторождения и флюорита из прожилково-вкрапленных сфалеритовых и халькопиритовых руд Сафьяновского месторождения (см. табл. 1). В бесцветном флюорите Гайского месторождения фиксируется Ni (до 24.7 г/т) (см. табл. 1).

Условия образования флюоритсодержащих жил

Для определения условий отложения флюорита и сосуществующих с ним барита и кварца изучено 40 двухфазных (водный раствор и газовый пузырек светлого и темного цвета округлой формы, занимающий 20–30% от общего объема включения) флюидных включений размером 10– 40 мкм в рудах и метасоматитах Сафьяновского месторождения. Такие включения распределены в объеме минералов хаотично, встречаются поодиночке или небольшими группами. Это позво-

2021

Место- рождение			Сафьяно	овское			Гайское
Минерал		Флк	оорит		Кварц	Барит	Флюорит
Тип мине- рализации	Колломорфные пиритовые руды	Массивные халькопирит-сфалерит- пиритовые руды	Прожилково-вкрагленные халькопирит-пирит- сфалеритовые и халько- пиритовые руды	Метасоматиты	Прожилково-вкрагленные халькопириг-пирит- сфалеритовые и халько- пиритовые руды	Колломорфные пиритовые руды	
$T_{\text{fom}}, ^{\circ}\text{C}$	160-180 (24)	170-220 (15)	210-250 (29)	200-230 (21)	220-280 (43)	200-240 (8)	190-230 (8)
$T_{_{\rm 3BT}}, ^{\circ}{\rm C}$	-21.422.3 (7)	-23.727.8 (3)	-23.725.1 (10)	-20.221.7 (13)	-21.327.1 (19)	-24.9(1)	-22.327.4 (6)
$T_{пл.льда}$, °С	-2.75.1	-1.82.8	-2.85.1	-2.02.8	-3.86.8	-2.84.0 (5)	-2.63.7 (8)
Соленость, мас. % NaCl-экв.	4.4-8.0 (24)	3.0-4.9 (15)	3.3-8.0 (29)	3.3-4.6 (21)	6.1–10.1 (43)	4.6-6.4 (5)	4.1-6.0 (8)

Таблица 2. Результаты анализа флюидных включений во флюорите, барите и кварце Сафьяновского и Гайского месторождений

Примечание. В скобках указано количество измерений. На Сафьяновском месторождении изучен флюорит из образцов Саф17-2, Саф17-3, Саф17-7, Саф18-2, Саф18-3, Саф18-4, Саф17-1; кварц — из образцов Саф18-2, Саф18-3; барит — из образца Саф17-3; на Гайском месторождении — обр. fluGai.

лило отнести их к первичным флюидным включениям и считать их захваченными при кристаллизации (Реддер, 1987). Вторичные включения мелкие (1–5 мкм), представлены одной фазой, в большом количестве встречаются вдоль залеченных трещин и изучению не подлежат. Присутствие включений с кристалликами твердой фазы или многофазных включений (водный раствор, газовый пузырек, жидкая углекислота и кристаллическая фаза) установлены не были. Петрографическое изучение показало, что флюорит апориолитовых метасоматитов содержит большое количество газово-жидких включений сложной, часто удлиненной формы с извилистыми границами (фиг. 6а, б). В сосуществующем кварце флюидные включения также обильны, в барите они единичные или очень мелкие (менее 10 мкм).

Из-за малых размеров не удалось изучить включения во флюорите Александринского ме-



Фиг. 6. Флюидные включения во флюорите Сафьяновского месторождения. Проходящий свет, параллельные николи.



Фиг. 7. Гистограммы температур гомогенизации и солености включений во флюорите Сафьяновского месторождения. Флюорит: 1 – колломорфных пиритовых руд, 2 – каналов в халькопирит-сфалерит-пиритовых рудах; 3 – метасоматитов; 4 – халькопирит-пирит-сфалеритовых и халькопиритовых руд.

сторождения. Результаты исследований флюидных включений приведены в табл. 2 и на фиг. 7.

Температуры гомогенизации (в жидкую фазу) флюидных включений во флюорите Сафьяновского месторождения составляют (°С): 160-180 с пиком значений на гистограмме 170-180 (пиритовые руды), 180-220 с пиком 190-210 (каналы в халькопирит-сфалерит-пиритовых рудах), 210-250 с пиком 230-240 (халькопирит-пирит-сфалеритовые и халькопиритовые руды) и 200-230 с пиком 200-220 (метасоматиты). Соленость флюидов составляет (мас. % NaCl-экв.): 4.4-8.0 с пиком значений 5-6 (пиритовые руды), 3.0-4.9 с пиком 3-4 (каналы в халькопирит-сфалерит-пиритовых рудах), 3.3-8.0 (халькопирит-пиритсфалеритовые и халькопиритовые руды) с пиком 5-6 и 3.3-4.6 с пиком 3-4 (метасоматиты). Согласно температурам эвтектики (см. табл. 2), водные флюиды содержали NaCl с возможными примесями NaF, KF, KCl и Na₂SO₄.

В барите колломорфных пиритовых руд изучены двухфазные флюидные включения таблитчатой формы размером до 20 мкм. Температуры их гомогенизации в жидкость варьируют от 200 до 240°С. Криометрические параметры указывают на участие водного флюида с хлоридами Na и K с концентрациями 4.6–6.4 мас. % NaCl-экв. (см. табл. 2).

В позднем кварце, сосуществующем с флюоритом и баритом в прожилково-вкрапленных рудах халькопирит-пирит-сфалеритового и халькопиритового составов, проанализированы двухфазные газово-жидкие включения размером до 20 мкм. Температуры их гомогенизации в жидкость составили 220–280°С. Криометрические параметры показали, что минерал отлагался при участии водно-хлоридного флюида с ионами Na и К с концентрациями 6.1–10.1 мас. % NaCl-экв. (см. табл. 2).

Во флюорите Гайского месторождения были проанализированы двухфазные газово-жидкие включения размером 5–20 мкм, имеющие овальную или удлиненную форму с извилистыми границами. Температуры гомогенизации включений в жидкую фазу изменяются от 190 до 230°С. Криометрические параметры отвечают хлоридному флюиду, содержащему ионы Na, K и F с концентрацией 4.1–6 мас. % NaCl-экв. (см. табл. 2).

На бинарной диаграмме (фиг. 8) отражена зависимость солености и температур гомогенизации флюидных включений во флюорите, барите и кварце Сафьяновского и Гайского месторождений. Можно отметить, что полученные значения перекрываются, за исключением флюорита из колломорфных пиритовых руд и кварца из халькопирит-пирит-сфалеритовых (см. фиг. 8). В целом значения параметров минералообразования, установленные для флюорита двух месторождений, сопоставимы. Соленость растворов во флюидных включениях для всех минералов выше солености морской воды (3.2 мас. % NaCl-экв.) (Віschoff, Rosenbauer, 1984). Между значениями температур гомогенизации и соленостью наблюдается отчетливая прямая зависимость. Максимальные температуры и значения солености растворов установлены для кварца, который, согласно микроскопическим данным, формировался позже флюорита и барита в халькопирит-пиритсфалеритовых и халькопиритовых рудах. Минимальные температуры гомогенизации при повышенной солености характерны для флюорита из колломорфных пиритовых руд.

Известно, что температуры гомогенизации флюидных включений представляют собой минимальные температуры минералообразования



Фиг. 8. Соотношение солености раствора во включениях и температур их гомогенизации во флюорите (1–4), кварце (5) и барите (6) Сафьяновского месторождения и флюорите Гайского месторождения (7). 1 – халькопирит-пирит-сфалеритовые и халькопиритовые руды; 2 – каналы в пиритовой руде; 3 – колломорфные пиритовые руды; 4 – метасоматиты.

(Roedder, 1984). Поэтому истинные значения последних оценивались путем введения поправок, величина которых зависит от давления и солености растворов, к измеренным температурам гомогенизации. С учетом поправки на давление (+10°C (Potter, 1977)) общий интервал истинных температур образования флюорита Сафьяновского месторождения составляет 170–260°C, барита – 210– 250°C, кварца – 230–290°C.

Изотопный состав серы и кислорода в барите и кислорода в доломите

Изотопный состав серы в барите, сосуществующем с флюоритом, варьирует от +21.5 до +25.6‰ (табл. 3). В колломорфных пиритовых рудах барит характеризуется широкими вариациями значений (+21.5...+25.3‰), а в барите из гидротермальных каналов в халькопирит-пирит-сфалеритовых рудах значения изменяются в узком интервале (+24.4...+25.6‰).

Изотопный состав кислорода в барите варьирует от +9.7 до +13.3‰. Аналогичные значения получены для барита колломорфных серноколчеданных руд в кровле сульфидного холма в центральной части сульфидной залежи (+9.9...+13.1‰). В доломите, ассоциирующем с флюоритом и баритом из метасоматитов, значения δ^{18} О повышены в сравнении с баритом и варьируют от +15.8 до +16.8‰.

Изотопный состав серы сульфидов (пирита, халькопирита и сфалерита) изменяется в узком

диапазоне (от +4.37 до +5.63‰) (см. табл. 3). Средние значения для пирита (+4.61‰) сопоставимы со сфалеритом (среднее +4.97‰) и ниже, чем для халькопирита (среднее +5.62‰).

Оценка температурного режима формирования барит-сульфидного парагенезиса с использованием изотопного геотермометра показывает, что минералы кристаллизовались в интервале 200–380°С ($\Delta^{34}S_{6арит-сульфиды}$ изменяется от 17.14 до 23.56‰). Соотношения величин δ^{34} S и δ^{18} O, вынесенные на график (Field et al., 2005), показывают сходный диапазон температур.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Минеральные ассоциации флюорита

В отличие от других колчеданных месторождений Урала (Медноколчеданные..., 1992), на Сафьяновском месторождении флюорит обнаружен не только в рудовмещающих породах, но и в рудах, которые формировались одновременно в устьях гидротермальных источников (донные) и в придонных условиях (Масленников, 2006).

Донные руды, характеризующиеся тонкозернистыми, тонкокристаллическими и колломорфными текстурами, залегают в кровле сульфидного холма и представляют собой фрагменты гидротермальных плит (Масленников, 2006). В интерстициях между агрегатами развиты флюорит, барит, кварц, сфалерит, галенит, блеклые руды и халькопирит. Пирит-халькопирит-сфалеритовые

ФЛЮОРИТ В РУДАХ САФЬЯНОВСКОГО

№ п/п	Минерал, тип минерализации, место отбора образцов, номер образца	δ^{18} O ‰, V-SMOW	δ^{34} S ‰, V-CDT
		+9.90	+20.9
		+10.90	+22.1
		+12.70	+22.7
1	Барит; колломорфная пиритовая руда, обр. Саф-клф	+12.78	+23.2
		+13.10	+23.5
		+13.13	+25.5
	среднее	+12.09	+22.9
		+9.67	+21.51
2	Барит, колломорфная пиритовая руда с гнездами оарита и флю-	+11.40	+24.24
	орита, обр. Саф17-2	+11.97	+25.29
	среднее	+11.01	+23.68
	Барит, массириал урт кончрит, сфолерит, нириторал руда.	+12.70	+24.43
3	варит, массивная халькопирит-сфалерит-пиритовая руда,	+12.78	+25.06
	канал, заполненный баритом и флюбритом, бор. Сафти-и	+13.13	+25.58
	среднее	+12.87	+25.02
4	Поломит: жилы барита в срастации с карбонатами, флюоритом в	+15.83	
	аполацитовых породах, обр. Саф17-1	+16.03	—
		+16.77	
	среднее	16.21	—
			+4.37
5			+4.50
	пирит, колломорфная пиритовая руда с тнездами барита и флю-	—	+4.87
	брита, ббр. Сафт7-2		+4.61
			+4.70
	среднее	—	4.61
	Пирит; массивная халькопирит-сфалерит-пиритовая руда;		+4.05
(канал, заполненный баритом и флюоритом, Южная часть	—	+4.93
6	месторождения, обр. Саф17-7		14.97
0	среднее	—	+4.96
	Сфалерит; массивная халькопирит-сфалерит-пиритовая руда;		+4.98
7	канал, заполненный баритом и флюоритом, обр. Саф17-7		+4.96
	среднее	_	+4.97
	Халькопирит; массивная халькопирит-сфалерит-пиритовая		+5.63
8	руда; канал, заполненный баритом и флюоритом, обр. Саф17-7	_	+5.61
	среднее	_	+5.62

Таблица 3. Изотопный состав кислорода и серы в барите, карбонате и сульфидах Сафьяновского месторождения

Примечание. Прочерк – не определялось. 1 – Главная рудная залежь; 2–8 – южный фланг месторождения.

каналы в донных гидротермальных рудах последовательно зарастали крустификационным халькопиритом и сфалеритом, а внутренние полости флюоритом, баритом и кварцем. Для придонных разновидностей руд характерны жильные и прожилково-вкрапленные текстуры. Они локализованы в рудоподводящей зоне месторождения и формируют сульфидный штокверк в рудовмещающих кислых породах. В прожилково-вкрапленных пирит-халькопирит-сфалеритовых и пиритхалькопиритовых рудах флюорит ассоциирует с кварцем, баритом и карбонатами, где они формируют гнезда и жилы.

Флюорит во всех изученных типах минерализации является одним из ранних минералов. Он кристаллизовался как синхронно с баритом, так и до отложения барита, кварца и карбонатов. Анализ взаимоотношений флюорита и сульфидов показывает их близодновременное отложение. В пользу этого свидетельствуют присутствие сульфидов в виде гнезд, захваченных при росте флюорита и барита, заполнение сульфидами межзерновых пространств в агрегатах барит-флюоритового состава, наличие тесных структур срастания и прорастания в рудах и отсутствие признаков замещения.

Химический состав флюорита

Важной примесью в составе флюорита является Y, который определяет основные типоморфные особенности минерала – цвет и люминесценцию. Содержания У в рудах флюоритсодержащих полиметаллических месторождений различных регионов варьирует. Наиболее высокие его содержания (10-400 г/т, среднее 163 г/т) установлены для флюорита месторождений Таджикистана (Файзиев, 1989). В составе флюорита месторождения Кызыл-Чин (Горный Алтай) содержания Ү составляют 8 г/т (Гусев, 2013). На месторождениях Северной Америки, Великобритании и Испании содержания Y во флюорите близки и варьируют от 5 ло 31 г/т (Bau et al., 2003; Sanchez et al., 2010; Mao et al., 2016). Содержания РЗЭ во флюорите полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья, Средней Азии, Южного и Центрального Казахстана составляют, в среднем, около 100 г/т (Ганзеев, Сотсков, 1976). На объектах MVT в Великобритании, Северной Америке и Испании суммарные содержания РЗЭ не превышают 50 г/т (Bau et al., 2003, Sanchez et al., 2010, Mao et al., 2016).

Известно, что микроэлементный состав флюорита ответственен за его цвет. Флюорит Сафьяновского месторождения характеризуется зеленым цветом с разными оттенками. Обычно зеленый цвет связан с примесями Y, Eu, Sm и Yb (Марфунин, 1975). Эти элементы накапливаются в зелено-бело-желтом флюорите F-Ba-месторождений Германии (Dill, Weber, 2010). Зависимость между содержанием У и цветом флюорита установлена на месторождениях флюорита Таджикистана: интенсивно окрашенный флюорит содержит повышенные концентрации Y, а его минимальные количества характерны для прозрачных бесцветных разновидностей минерала (Файзиев, 1989). Зеленый флюорит содержит больше Y, чем фиолетовый.

На Сафьяновском месторождении в зеленом флюорите-I отмечаются повышенные содержания большинства элементов-примесей. Насыщенно-зеленый флюорит-II содержит меньше Y и Sm, а также средних и тяжелых РЗЭ. Присутствие пика Ег во флюорите-II может быть связано с присутствием микровключений ксенотима, известного в рудах Сафьяновского месторождения (Ярославцева и др., 2012). В этом минерале Y может замещаться как Ег, так и Dy, Tb, U и Th (Урусов, 1978). Синхронная кристаллизация флюорита и ксенотима привела к падению содержаний РЗЭ во флюорите-II. Следует отметить, что повышенные содержания РЗЭ во флюорите также могут быть связаны с присутствием наноразмерных фаз других РЗЭ-содержащих минералов, например La-содержащего барита или апатита, обнаруженных в изученных образцах. Фиолетовый цвет флюорита Александринского месторождения обусловлен примесью Mn подобно таковому из F-Ba месторождений Германии (Dill, Weber, 2010).

Несмотря на разный цвет, флюориты Сафьяновского, Александринского и Гайского месторождений имеют сходные тренды распределения РЗЭ с различными по интенсивности пиками Eu. Особенностью минерала Сафьяновского месторождения является высокая концентрация Еи, преобладание ЛРЗЭ над ТРЗЭ независимо от генерации минерала и состава руды. Во флюорите Александринского месторождения содержания РЗЭ снижаются, а в бесцветном флюорите Гайского месторождения они минимальны. Сходная зависимость суммарных концентраций РЗЭ от окраски минерала установлена во флюорите флюорит-барит-полиметаллических месторождений рудного района Астуриас в Испании: в бесцветном флюорите суммарные содержания РЗЭ не превышают 1 г/т, в фиолетовом флюорите они повышаются до 4 г/т, а в желтом – до 11 г/т (Sanchez et al., 2010).

Смена окраски флюорита – результат многостадийного минералообразующего процесса. В работах (Dill, Weber, 2010; Попов, Ерохин, 2010; Deng et al., 2014; Coşaney et al., 2017) отражена последовательная кристаллизация флюорита разного цвета, приуроченного к различным типам минерализации. Изучение многочисленных флюоритовых жил на F-Ва-месторождениях Германии показало, что первичный сине-черный флюорит осаждается из гидротермальных растворов на ранних стадиях и содержит низкие концентрации РЗЭ и Y (Dill et al., 2011). Поздний зеленый, белый и желтый флюорит образуется при ремобилизации ранних разновидностей флюорита и интенсивном взаимодействии растворов с вмещающими породами и оказывается обогащенным РЗЭ и Ү.

Характер спектров РЗЭ во флюорите Сафьяновского месторождения сходен со спектрами для гидротермальных флюидов современных черных курильщиков поля ТАГ в Атлантическом океане (Mills, Elderfield, 1995) и некоторых полях задуговых бассейнов Лау и Манус, Тихий океан (Hongo, Nozaki, 2001). В них также отмечается интенсивный пик Еи и плавное падение содержаний ЛРЗЭ к ТРЗЭ (фиг. 9а). В целом гидротермальные флюиды, а также морская вода имеют относительно низкие содержания РЗЭ, но сульфиды, карбонаты и оксиды – минералы, слагающие современные сульфидные постройки, – концентрируют лантаноиды и характеризуются их повышенными содержаниями на один-два по-



Фиг. 9. Распределение содержаний (г/т) РЗЭ в: а – гидротермальных флюидах черных курильщиков (1) и оксидно-железистых корках (2), поля ТАГ (3), (Mills, Elderfield, 1995); б – флюорите месторождения Астуриас (Турция): зеленый (1) и желтый (2) (Coşaney et al., 2017); в – флюорите месторождения Кахр-Абад (Иран): зеленый (1), фиолетовый (2), бесцветный до светло-желтого (3) флюорит из карбонатных вмещающих пород (4) (Alipour et al., 2014); г – флюорите месторождений Турции: флюорит из вмещающих вулканических пород (1), желтый (2), фиолетовый (3), бесцветный (4) (Sanchez et al., 2010); д, е – флюорите из измененных субвулканических пород (д) и метасоматитов приконтактовых зон рудных тел (е) Сафьяновского месторождения (Сорока и др., 2010).

рядка. В то же время спектры РЗЭ во флюорите Сафьяновского месторождения отличаются от таковых для флюорита из месторождений типа MVT в Испании, Турции, Ирана, Англии и Северной Америки (Bau et al., 2003; Sanchez et al., 2010; Alipour et al., 2014; Mao et al., 2016; Coşaney et al., 2017). Для зеленого и желтого флюорита из месторождений Турции, Ирана, Северной Америки характерны невысокие содержания лантаноидов и пологий профиль спектра, осложненный слабой положительной аномалией Eu (фиг. 96–г). Отличия связаны с разным составом вмещающих пород и источником поступления элементов. На месторождении Астуриас в Испании отмечается тенденция снижения концентраций элементов от желтого к фиолетовому и бесцветному флюориту (фиг. 9г), аналогичная установленной на колчеданных месторождениях Урала (см. фиг. 5).

Для сравнения на рисунке 9д—е приведены тренды распределения РЗЭ в рудовмещающих кислых породах и серицит-кварцевых метасоматитах приконтактовых зон рудных тел Сафьяновского месторождения. При общем относительно



Фиг. 10. Тb/Са и Tb/La во флюорите различных типов минерализации Сафьяновского месторождения: 1 – колломорфных пиритовых руд; 2 – гидротермальных каналов в массивных халькопирит-сфалерит-пиритовых рудах; 3 – прожилково-вкрапленных халькопирит-пирит-сфалеритовых и халькопиритовых руд; 4 – метасоматитов. Поле "Осадочные" соответствует флюориту стратиформных барит-полиметаллических объектов (Mississippi Valey Туре, MVT) (Markin et al., 2014).

низком содержании РЗЭ их распределение в метасоматитах соответствует таковому для кислых вулканитов. Однако в метасоматитах, в отличие от пород, наблюдаются повышенные концентрации ЛРЗЭ, обеднение тяжелыми лантаноидами и положительная аномалия Еи. Повышенные содержания ЛРЗЭ обусловлены присутствием обильного барита и акцессорных минералов, содержащих РЭЗ (например, гойяцита и монацита) (Сорока и др., 2010). Анализ распределения РЗЭ по флюориту из руд показал, что оно подобно вмещающим кислым породам и метасоматитам, а наличие Еи-аномалий разного знака свидетельствует об эволюции системы минералообразования. Согласно (Bau, Möller, 1992), положительная Euаномалия может указывать на высокотемпературные условия минералообразования (более 250°С) и присутствие Eu²⁺ в рудообразующем флюиде, т.е. на восстановительные условия среды.

Отношения Тb/La и Tb/Ca во флюорите являются генетическим показателем фракционировании РЗЭ в решетке минерала и индикатором его генезиса (Möller et al., 1976). На диаграмме (фиг. 10) точки флюорита Сафьяновского месторождения попадают в поле гидротермальных отложений. При этом точки флюорита из колломорфных руд, гидротермальных каналов и метасоматитов совпадают; обособленно расположены точки флюорита из прожилково-вкрапленных руд. Полученные поля соответствуют выделенным нами генера-ЦИЯМ флюорита, отличающимся по цвету, геохимическим и термобарогеохимическим особенностям. Сопоставление полей, принадлежащих колчеданным месторождениям и стратиформным объектам типа MVT, показывает различия (см. фиг. 10). Для последних характерно концентрирование точек по нижней границе поля гидротермальных отложений с переходом в поле осадочного флюорита.

Условия формирования

Исследования флюидных включений показали, что флюорит Сафьяновского месторождения отлагался при температурах 170–260°С. Этот интервал не противоречит температурам минералообразующих флюидов (104–337°С), установленным ранее для руд этого месторождения (Викентьев, 2012).

Для флюорита-I колломорфных пиритовых руд температуры образования составляют 170-190°С (см. фиг. 7-8, табл. 3). Запечатывание гидротермальных каналов флюоритом-I в массивхалькопирит-сфалерит-пиритовых ных рудах происходило при температурах 180-230°С. Флюорит в метасоматитах формировался в интервале температур 210-240°С. Для флюорита-II из прожилково-вкрапленных руд температуры повышаются до 220-260°С. Повышенные и максимальные температуры соответствуют бариту-II (210-250°С) колломорфных руд и кварцу-II (230-290°С) прожилково-вкрапленных руд с преобладанием сфалерита и халькопирита (см. табл. 3).

Увеличение температур образования флюорита в ряду от более низкотемпературных колломорфных и тонкозернистых пиритовых руд к более высокотемпературным массивным и прожилкововкрапленным пирит-сфалерит-халькопиритовым рудам сходно с тенденцией увеличения температур формирования барита из руд различных типов Главной рудной залежи Сафьяновского месторождения и современных гидротермальных полей Семенов-1 и 3 (ТАГ) (Safina et al., 2016). Так, барит в более низкотемпературных марказит-пиритовых рудах характеризуется пониженными температурами формирования (180–230°С), по сравнению с баритом в ассоциации со сфалеритом и минералами полиметаллической ассоциации (210-280°С), а барит, ассоциирующий с халькопиритом, показывает максимальные температуры формирования (≥300°С). Полученные температуры гомогенизации были сопоставлены с данными, полученными с помощью изотопного сульфат-сульфидного геотермометра. Установлено, что максимальные значения различаются более чем на 100°С. При этом рассчитанные температуры (200-380°С) совпадают с температурами формирования барит-сульфидного парагенезиса в жилах сплошных и вкрапленных руд Главной рудной залежи Сафьяновского месторождения (200-410°С) (Мурзин и др., 2011). Более низкие температуры, полученные по ФВ, по сравнению с изотопными температурами, вероятно, связаны с низкой скоростью изотопно-обменных реакций при изменении температур флюидов, как было показано (Гриненко и др., 2008) для ряда колчеданных месторождений Урала и Забайкалья.

Отмечается низкая или умеренная концентрация солей в растворах (3-8, 4.6-6.4, 6-10 мас. % NaCl-экв.) флюидных включений во флюорите, барите и кварце соответственно. Отсутствие твердых фаз во включениях также свидетельствует о невысокой их концентрации. Максимальные концентрации солей (в 2-3 раза выше солености морской воды) выявлены в кварце из прожилкововкрапленных сфалерит-пирит-халькопиритовых и халькопиритовых руд месторождения. Возможно, это объясняется фазовой сепарацией флюида, когда в результате повышения температуры и давления происходит отделение газовой фазы, и флюид остается более соленым, а газовая составляющая, соответственно, становится низкосоленой (Pichavant et al., 1982; Wilkinson, 2001; Бортников и др., 2004). В пользу этого свидетельствует присутствие многочисленных однофазных газовых включений в кварце. Повышенные концентрации солей во флюорите низкотемпературных колломорфных пиритовых руд (170-190°С) (см. фиг. 8) возможно объяснить преобразованием морской воды в минералообразующий раствор при его взаимодействии с породами (присутствие примеси фтора, повышенные содержания РЗЭ).

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63 № 2 2021

В целом установленные значения температур гомогенизации и содержания солей в растворах типичны для многих современных рудообразующих систем и древних колчеданных месторождений (Бортников и др., 2011; Симонов и др., 2006). Тенденция увеличения значений температур и солености от флюорита к бариту и к позднему кварцу была зафиксирована нами ранее для колломорфных пиритовых руд центральной части залежи Сафьяновского месторождения, вскрытой карьером (Safina et al., 2016).

Значения $\delta^{34}S$ для барита из колломорфных пиритовых руд Сафьяновского месторождения (в среднем +23.7‰, см. табл. 3) соответствуют изотопному составу серы морского сульфата в девоне-силуре (+23.0...+24.0‰) (Claypool et al., 1980). Этот изотопный состав сопоставим с таковым для барита колломорфных руд из центральной части залежи месторождения (в среднем $\delta^{34}S = +22.9\%$) (Safina et al., 2016) и отражает морской источник SO₄. В барите массивных халькопирит-сфалеритпиритовых руд отмечается сдвиг к несколько более высоким значениям δ^{34} S (в среднем 25.02‰, см. табл. 3). Также несколько повышенными значениями δ^{34} S (+24...+25‰) характеризуется барит из барит-сульфидных (пирит + сфалерит + + халькопирит) жил в рудах Главной рудной залежи месторождения (Мурзин и др., 2011). Очевидно, что часть изотопов серы поступала из сульфатов морской воды, другая часть из окисляющихся сульфидов и, возможно, из рудовмещающих кислых пород. Известно, что риолиты, в сравнении с базальтами, обогащены тяжелым изотопом серы $(\delta^{34} \text{ S ot } +4 \text{ до } +7\%)$ (Halbach et al., 2003).

Одной из особенностей изотопного состава серы сульфидов, ассоциирующих с изученным флюоритом и баритом, является утяжеленный, но достаточно узкий диапазон значений (+4.37...+5.63‰). Полученные данные сопоставимы с изотопным составом серы пирита донных гидротермальных и гидротермально-биогенных фаций – биоморфных, колломорфных и массивных руд Сафьяновского месторождения (+3.2...+5.3‰) (Масленникова, Масленников, 2007). В целом полученные значения для сульфидов попадают в интервал (-7.4...+7.5‰), характеризующий изотопный состав серы слабометаморфизованных колчеданных месторождений Урала (Викентьев, 2004).

Значения δ^{18} О барита (среднее +11.01 и +12.87‰, см. табл. 3) сопоставимы с таковыми для барита из колломорфных пиритовых руд в Центральной части рудной залежи месторождения (в среднем +12.09‰). Эти значения попадают в поле значений δ^{18} О для морских сульфатов в палеозое (+10...+20‰), но чуть ниже, чем в верхнем девоне (+15.28‰, среднее по 26 ан.) (Claypool et al., 1980). В карбонате, ассоциирующем с флюоритом и баритом в метасоматитах южного фланга Сафьяновского месторождения, отмечается облегчение изотопного состава кислорода (в среднем +16.28‰, см. табл. 3) по сравнению с морскими карбонатами (δ^{18} O > +20‰) (Ohmoto, Rye, 1979). В целом в карбонатах месторождения (в надрудных, околорудных и подрудных метасоматитах) наблюдается облегчение изотопного состава кислорода, в том числе и в карбонате известняков, которые перекрывают рудоносную кислую толщу (Сорока и др., 2019).

Источники элементов-примесей

Источником Еи для флюорита мог служить плагиоклаз кислых рудовмещающих пород месторождения, который растворяется в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма с высвобождением РЗЭ из кристаллической решетки (Yang et al., 2016). Суммарные содержания РЗЭ в плагиоклазе варьируют от первых до нескольких десятков ррт, причем среди них преобладают ЛРЗЭ и Еи при резко подчиненной роли тяжелых РЗЭ (Леснов, 2001). Появление обильного флюорита на Сафьяновском месторождении может быть также связано с растворением акцессорного фторапатита рудовмещающих пород при взаимодействии с гидротермальными флюидами. Активность F во флюидах возрастает от ранних к поздним стадиям минералообразования (Медноколчеданные..., 1992). Поступление фосфора из вулканогенных пород (базальты и андезиты) подтверждается расчетами баланса вещества на флюорит-баритполиметаллических месторождениях Испании (Sanchez et al., 2010). Связь флюорита с породами кислого состава отмечена для большинства гидротермальных флюоритовых месторождений проявлений Таджикистана (Файзиев, 1989).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Флюорит на Сафьяновском медно-цинковоколчеданном месторождении приурочен к гидротермальным рудам, формирующимся в устьях гидротермальных источников, и подрудным породам (штокверковая зона) и образовался на поздних стадиях гидротермального процесса, о чем свидетельствуют его взаимоотношения с другими минералами руд: заполнение интерстиций и полостей в каналах руд и образование жил в подрудных частях залежи.

Минералогические и петрографические данные свидетельствуют о том, что флюорит во всех типах руд Сафьяновского месторождения образовался до барита поздней генерации, кварца и карбонатов. В колломорфных пиритовых рудах флюорит отлагался совместно с халькопиритом, сфалеритом, галенитом и блеклыми рудами. Наложение полиметаллической ассоциации с флюоритом и баритом на руды отмечается также на колчеданнополиметаллических месторождениях Рудного Алтая и Кавказа. Находки флюорита подтверждают принадлежность Сафьяновского месторождения к рудноалтайскому типу месторождений.

Флюорит Сафьяновского месторождения характеризуется зеленым цветом, обусловленным повышенными содержаниями Y и P3Э по сравнению с фиолетовым флюоритом Александринского и бесцветным флюоритом Гайского колчеданных месторождений на Урале, а также с флюоритом месторождений MVT в Северной Америке, Испании, Турции и других странах. Типоморфной особенностью флюорита колчеданных месторождений, связанных с кислыми вулканитами, является положительная аномалия Eu (Eu/Eu* > 1).

По содержаниям РЗЭ во флюорите из руд и метасоматитов Сафьяновского месторождения выделяются три геохимических типа, связанных с их снижением от одного типа минерализации к другому, что отвечает стадийности кристаллизации флюорита (флюорит-I и II), и синхронным формированием редких аутигенных минералов, содержащих РЗЭ (ксенотим, гойяцит, апатит, монацит). Общим для флюорита всех типов минерализации является преобладание легких над тяжелыми лантаноидами и наличие пика Eu. Отношения Tb/La и Tb/Ca во флюорите различных типов отражают его гидротермальное происхождение.

В целом флюорит в колчеданных рудах Сафьяновского месторождения отлагался при участии средне- и умеренно-температурных низко-среднесоленых Na-K-F-хлоридных флюидов. При сопоставлении температур образования минерала и содержаний в нем У и РЗЭ установлена зависимость: максимальные содержания У и РЗЭ (40-130 и 100-280 г/т соответственно) отмечаются в пиритовых рудах (170-190°С), минимальные (4-9 и 80-150 г/т) – в рудах с преобладанием сфалерита и халькопирита (220–260°С). Флюорит в серицит-кварцевых метасоматитах по составу и свойствам флюидных включений и содержаниям Y (157 г/т) и РЗЭ (183 г/т) сопоставим с флюоритом из руд, что свидетельствует о близости условий формирования и источника элементов.

Изотопный состав серы в барите, сосуществующем с флюоритом, отражает доминирование в составе растворов сульфата морской воды. Залежи эвапоритов в рудном районе не известны. Поэтому можно предположить, что основу минералообразующих растворов составляла активизированная морская вода.

Проведенное сопоставление текстурно-структурных, минералого-геохимических, микротермометрических и изотопных данных с аналогичными данными по рудам и околорудным метасоматитам Главной рудной залежи Сафьяновского месторождения свидетельствуют о единстве условий формирования как в центральной части залежи, так на ее южном фланге. Отличием рудной минерализации южного фланга залежи является присутствие обильного флюорита, что привело к формированию локальных участков с аномальными и повышенными содержаниями Y и РЗЭ.

Таким образом, флюорит является потенциальным источником Y и P3Э не только в карбонатных породах с флюорит-барит-полиметаллической минерализацией (MVT), но и в колчеданных рудах, связанных с вулканогенно-осадочными породами.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны главному геологу ОАО "Сафьянмедь" Н.В. Лещеву за содействие в проведении полевых работ, Е.В. Белогуб и М.Е. Притчину за любезно предоставленные образцы для исследований, Л.В. Леоновой за выполнение аналитических исследований, И.Ю. Мелекесцевой за обсуждение результатов исследований.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследования проведены при финансовой поддержке государственной темы (номер государственной регистрации АААА-А19-119061790049-3).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1997. № 8. С. 16–28.

Бортников Н.С., Симонов В.А., Богданов Ю.А. Флюидные включения в минералах из современных сульфидных построек: физико-химические условия минералообразования и эволюция флюида // Геология руд. месторождений. 2004. Т. 46. № 1. С. 74–87.

Бортников Н.С., Симонов В.А., Амплиева Е.Е., Ставрова О.О., Фуке И. Физико-химические условия гидротермальных рудообразующих систем "черных курильщиков", ассоциирующих с мантийными гипербазитами в Центральной Атлантике // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 11. С. 1790–1801.

Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004.

Викентьев И.В. Параметры гидротермальных флюидов для недеформированных колчеданных месторождений Урала // Минералогический сборник. 2012. № 62. Вып. 2. С. 47–58.

Волчек Е.Н., Нечеухин В.М. Особенности формирования восточного сегмента Уральского палеозойского орогена в условиях аккреции и коллизии // Литосфера. 2014. № 6. С. 45–53.

Ганзеев А.А., Сотсков Ю.П. Редкоземельные элементы во флюорите // Геохимия. 1976. № 3. С. 390–395.

Гриненко В.А., Устинов В.И., Гриненко Л.Н. Условия формирования сульфид-сульфат ассоциаций гидротер-

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63

мальных месторождений по изотопным и термобарометрическим данным // Геохимия. 2008. № 9. С. 1015–1021.

Гусев А.И. К геохимии флюорита Горного Алтая // Успехи современного естествознания. 2013. № 11. С. 103–107.

Закис А.С., Белогуб Е.В. Необычная друзовая минерализация на Александринском медно-цинково-колчеданном месторождении (Южный Урал). Металлогения древних и современных океанов – 2000. Миасс: ИМин УрО РАН, 2000. С. 145–148.

Колчеданные месторождения СССР / Е.И. Богданова, С.Н. Иванов, Г.А. Курицына М.: Наука, 1983.

Контарь Е.С. Месторождения свинца и цинка в истории формирования земной коры // Литосфера. 2016. № 3. С. 5–26.

Коровко А.В., Грабежев А.И., Двоеглазов Д.А. Метасоматический ореол Сафьяновского цинково-медного месторождения (Средний Урал) // ДАН СССР. 1988. Т. 303. № 3. С. 692–695.

Коротеев В.А., Язева Р.Г., Бочкарев В.В., Молошаг В.П., Коровко А.В., Шереметьев Ю.С. Геологическое положение и состав сульфидных руд Сафьяновского месторождения (Средний Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997.

Леснов Ф.П. Геохимия редкоземельных элементов в плагиоклазах // Геология и геофизика. 2001. № 6. С. 917–936.

Марфунин А.С. Спектроскопия, люминесценция и радиационные центры в минералах. М.: Недра, 1975.

Масленников В.В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006.

Масленникова С.П., Масленников В.В. Сульфидные трубы палеозойских "черных курильщиков" (на примере Урала). Екатеринбург, Миасс: УрО РАН, 2007.

Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Масленникова С.П., Третьяков Г.А., Мелекесцева И.Ю., Сафина Н.П., Белогуб Е.В., Ларж Р.Р., Данюшевский Л.В., Целуйко А.С., Гладков А.Г., Крайнев Ю.Д. Токсичные элементы в колчеданообразующих системах. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2014.

Медноколчеданные месторождения Урала: Условия формирования / Ред. В.А. Прокин, И.Б. Серавкин, Ф.П. Буслаев и др. Екатеринбург: УрО РАН, 1992.

Молошае В.П., Грабежев А.И., Викентьев И.В., Гуляева Т.Я. Фации рудообразования колчеданных месторождений и сульфидных руд медно-золото-порфировых месторождений Урала // Литосфера. 2004. № 2. С. 30–51.

Мурзин В.В., Сафина Н.П., Молошаг В.П. Изотопный состав серы минералов и H₂S флюида барит-сульфидных жил Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Ср. Урал) // Ежегодник-2010, Тр. ИГГ УрО РАН. 2011. Вып. 158. С. 119–121.

Попов М.П., Ерохин Ю.В. Типоморфные особенности флюорита Мариинского месторождения бериллия (Уральские Изумрудные копи) // Литосфера. 2010. № 4. С. 157–162.

Пучков В.Н. Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника. 1993. № 3. С. 18–34.

Реддер Э. Флюидные включения в минералах: в 2-х т. Т. 1. Пер. с англ. М.: Мир, 1987.

Симонов В.А., Ковязин С.В., Тереня Е.О., Масленников В.В., Зайков В.В., Масленникова С.П. Физико-химические параметры магматических и гидротермальных процессов на колчеданном месторождении Яман-Касы, Южный Урал // Геология руд. месторождений. 2006. Т. 48. № 5. С. 423–439.

Сорока Е.И., Молошае В.П., Петрищева В.Г. Глиноземистая минеральная ассоциация с алунитом в рудовмещающих породах Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал) // Литосфера. 2010. № 6. С. 112–119.

Сорока Е.И., Притчин М.Е., Лютоев В.П., Смолева И.В. Физико-химические исследования карбонатов Сафьяновского медно-колчеданного месторождения (Средний Урал) // Вестник Пермского университета. Т. 18. № 2. 2019. С. 152–164.

Урусов В.С. Пределы изоморфных замещений и термобарометрия // Геохимия. 1978. № 4. С. 531–546.

Файзиев А.Р. Иттрий во флюорите из эндогенных проявлений СССР // Геохимия. 1989. № 7. С. 1037–1042.

Язева Р.Г., Молошаг В.П., Бочкарев В.В. Геология и рудные парагенезисы Сафьяновского колчеданного месторождения в среднеуральском шарьяже // Геология руд. месторождений. 1991. Т. 33. № 4. С. 47–58.

Ярославцева Н.С., Масленников В.В., Сафина Н.П., Лещев Н.В., Сорока Е.И. Углеродсодержащие алевропелиты Сафьяновского медно-цинково-колчеданного месторождения (Средний Урал) // Литосфера. 2012. № 2. С. 106–125.

Alipour S., Abedini A., Talaei B. Geochemical characteristics of the Qahr-Abad fluorite deposit, southeast of Saqqez, western Iran // Arabian J. Geosci. 2014. V. 8. № 9. P. 7309–7320.

https://doi.org/10.1007/s12517-014-1747-6

Bau M., Romer R.L., Lüders V., Dulski P. Tracing element sources of hydrothermal mineral deposits: REE and Y distribution and Sr–Nd–Pb isotopes in fluorite from MVT deposits in the Pennine Orefield, England // Miner. Deposita. 2003. № 38. P. 992–1008.

https://doi.org/10.1007/s00126-003-0376-x

Bau M., Möller P. Rare earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite // Mineral. Petrol. 1992. № 45. P. 231–246.

https://doi.org/10.1007/BF01163114

Bauer D., Diamond D., Li J, Sandalow D., Telleen P., Wanner B. U.S. Department of energy critical materials strategy. 2010.

https://doi.org/10.2172/1000846

Bischoff J.L., Rosenbauer R.J. The critical point and twophase boundary of seawater, 200–500°C // Earth Planet. Sci Lett. 1984. V. 68. №. 1. P. 172–180.

https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90149-3

Claypool G.E., Holser W.T., Kaplan I.R., Sakai H., Zak I. The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation // Chem. Geol. 1980. \mathbb{N} 28. P. 199–260.

https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90047-9

Coşanay P., Kırat E., Çevik N., Kızılkanat C., Mutlu H., Koç S. Geochemical, microthermometric, and isotopic constraints on the origin of fluorite deposits in Central Anatolia, Turkey // Turk. J. Earth Sci. 2017. № 26. P. 206–226. https://doi.org/10.3906/yer-1701-13 *Deng X.H., Chen Y.J., Yao J.M., Bagas L., Tang H.S.* Fluorite REE-Y (REY) geochemistry of the ca. 850 ma Tumen molybdenite fluorite deposit, eastern Qinling, China: constraints on ore genesis // Ore Geol. Rev. 2014. V. 63. P. 532–543.

https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.02.009

Dill H.G., Weber B. Variation of color, structure and morphology of fluorite and the origin of the hydrothermal F–Ba deposits at Nabburg Wölsendorf, SE Germany // J. Mineral. Geochem. 2010. V. 187. № 2. P. 113–132. https://doi.org/10.1127/0077-7757/2010/0169

Dill H.G., Hansen B.T., Weber B. REE contents, REE minerals and Sm/Nd isotopes of granite- and unconformity-related fluorite mineralization at the western edge of the Bohemian Massif: With special reference to the Nabburg-Wölsendorf District, SE Germany // Ore Geol. Rev. 2011. N 40. P. 132–148.

https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.06.003

Field C.W., Zhang L., Dilles J.H., Rye R.O., Reed M.H. Sulfur and oxygen isotopic record in sulfate and sulfide minerals of early, deep, pre-Main Stage porphyry Cu–Mo and late Main Stage base-metal mineral deposits, Butte district, Montana // Chem. Geol. 2005. V. 215. P. 61–93. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.049

Genç Y. Genesis of the Neogene interstratal karst-type Pöhrenk fluorite—barite (±lead) deposit (Kırşehir, Central Anatolia, Turkey) // Ore Geol. Rev. 2006. № 29. P. 105–117. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2005.11.005

Halbach P. E., Tunnicliffe V., Hein J. R. Energy and mass transfer in marine hydrothermal systems // 89th Dahlem Workshop, Berlin, 2003. 365 p.

Hongo Y., Nozaki Y. Rare earth element geochemistry of hydrothermal deposits and Calyptogena shell from the Iheya Ridge vent field, Okinawa Trough // Geochem. J. 2001. V. 35. P. 347–354.

https://doi.org/10.2343/geochemj.35.347

Mao M., Simandl G.J., Spence J., Neetz M., Marshall D. Trace element composition of fluorite and its potential use as an indicator in mineral exploration // Geological Fieldwork 2015, British Columbia Ministry of Energy and Mines, British Columbia Geological Survey Paper 2016–1. P. 181–206.

Markin S.A., Simandl G.J., Marshall D. Fluorite and its potential as an indicator mineral for carbonatite-related rare earth element deposits // Geological Fieldwork 2013, British Columbia Ministry of Energy and Mines, British Columbia Geological Survey Paper 2014–1. P. 207–212.

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.

Möller P., Parekh P.P., Schneider H.J. The application of Tb/Ca–Tb/La abundance ratios to problems of fluorspar genesis // Miner. Deposita. 1976. № 11. P. 111–116. https://doi.org/10.1007/BF00203098

Mills R.A., Elderfield H. Rare earth element geochemistry of hydrothermal deposits from the active TAG Mound, 26 N Mid-Atlantic Ridge // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. № 17. P. 3511–3524.

https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00224-N

Ohmoto H., Rye R.O. Isotopes of sulfur and carbon. In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits / Barnes H.L. (ed). J. Wiley and Sons, 1979. P 509–567.

Pichavant M., Ramboz C., Weisbrod A. Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data. I. Phase equilibria analysis – A theoretical and geometrical approach // Chem. Geol. 1982. V. 37. P. 1–27.

Potter R.W. Pressure corrections for fluid-inclusion homogenization temperatures based on the volumetric properties of the system NaCl $-H_2O$ // U.S. Geological Survey J. Res. 1977. V. 5. P. 603–607.

Roedder E. Fluid inclusions: Reviews in Mineralogy // Mineralogical Society of America. 1984. V. 12. P. 644.

Rajabzadeh M.A. A fluid inclusion study of a large MVT barite-fluorite deposit: Komshecheh, Central Iran // Iran. J. Sci. Technol. 2007. № 31. P. 73–87. https://doi.org/10.22099/ijsts.2007.2318

Safina N.P., MelekestsevaI.Yu., Nimis P., Ankusheva N.N., Yuminov A.M., Kotlyarov V.A., Sadykov S.A. Barite from the Saf'yanovka VMS deposit (Central Urals) and Semenov-1 and Semenov-3 hydrothermal sulfide fields (Mid-Atlantic Ridge): a comparative analysis of formation conditions // Miner. Deposita. 2016. V. 51. № 4. P. 491–507. https://doi.org/10.1007/s00126-015-0617-9

Sánchez V., Cardellach E., Corbella M., Vindel E., Martín-Crespo T., Boyce A.J. Variability in fluid sources in the fluorite deposits from Asturias (N Spain): Further evidences from REE, radiogenic (Sr, Sm, Nd) and stable (S, C, O) isotope data // Ore Geol. Rev. 2010. № 37. P. 87–100. https://doi.org/10/1016/j.oregeorev.2009.12.001

Yang Y., Rusakov V.Yu., Kuz'mina T.G. Rare Earth Elements in the Ore-Bearing Sediments of the Krasnov and Semenov Hydrothermal Fields, Mid-Atlantic Ridge // Geochem. Int. 2016. V. 54. № 3. P. 280–292.

https://doi.org/10.1134/S0016702916010110

Werner R.A., Brand W.A. Referencing strategies and techniques in stable isotope ratio analysis // Rapid Commun. Mass Spectrom. 2001. V. 15. P. 501–519.

https://doi.org/10.1002/rcm.258

Wilkinson J.J. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits // Lithos. 2001. V. 55. P. 229–272.

https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00047-5

УДК 553.411:553.2

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО ЧЕРНОСЛАНЦЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГОЛЕЦ ВЫСОЧАЙШИЙ (БОДАЙБИНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН)

© 2021 г. С. А. Онищенко^{*a*}, Н. В. Сокерина^{*a*, *}

^аИнститут геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, ул. Первомайская, 82, Сыктывкар, 541679 Россия

**e-mail: sokerina@geo.komisc.ru* Поступила в редакцию 08.05.2018 г. После доработки 30.05.2019 г. Принята к публикации 09.11.2020 г.

Золоторудные месторождения Бодайбинского рудного района заключены в мощной (несколько км) толше рифей-вендских углеродсодержаших карбонатно-терригенных отложений. Золото концентрируется на нескольких стратиграфических уровнях, к терригенным отложениям хомолхинской свиты рифейского возраста приурочено крупнейшее месторождение России – Сухой Лог, а также его аналог – Голец Высочайший. Характерными компонентами отложений хомолхинской свиты являются линзовилные прослои и послойная вкрапленность пирротина и пирита с отчетливо выраженным литолого-стратиграфическим контролем их распространения. Месторождение Голец Высочайший приурочено к наиболее крупному сгущению сульфидных прослоев в углеродсодержащих хлорит-кварц-серицитовых филлитовидных сланцах нижней части хомолхинской свиты. Содержание сульфидов в рудоносной толще составляет 5 мас. %, самородное золото заключено в сульфидных прослоях. По данным предыдущих исследователей, основанных на закономерностях в распределении изотопов серы, сульфидные рудоносные отложения месторождения формировались гидротермально-осадочным путем. Первичная золотоносность сульфидных осадков предполагается по аналогии с соседними месторождениями Сухой Лог и Вернинское. Распределение Au, As, Ag и углеродистого вешества в сульфидсодержашей толше месторождения Голец Высочайший имеет субпластовый характер, отражающий их накопление в осадочном процессе. Породы претерпели метаморфические преобразования в условиях фации зеленых сланцев, в процессе которых происходила их перекристаллизация, перераспределение сульфидов и золота с сохранением слоистой текстуры пород. В содержании породообразующих компонентов между рудной залежью и окружающими породами нет значимых различий, что свидетельствует об отсутствии метасоматических изменений пород, связанных с рудообразованием. Метаморфические процессы в отложениях хомолхинской свиты сопровождались замещением ильменита рутилом, пирротина пиритом, а также изменением состава хлоритов и карбонатов с увеличением их железистости, эти процессы регулировались фугитивностью кислорода и углекислого газа. Метаморфические преобразования по данным изучения флюидных включений протекали в температурном интервале 230-510°C при участии окисленных углекислотно-водных флюидов (CO₂/CH₄ до 17) с соленостью 7–12 мас. %-экв. NaCl и восстановленных ($CO_2/CH_4 \le 0.3$) метан-азотных флюидов с соленостью 11–13 мас. %-экв. NaCl.

Ключевые слова: золотоносные черные сланцы, метаморфизм сульфидсодержащих углеродисто-терригенных пород, замещение пирротина пиритом, флюидные включения, изотопы серы **DOI:** 10.31857/S0016777021020040

ВВЕДЕНИЕ

Бодайбинский рудный район, занимающий центральную часть Ленской золотоносной провинции, — один из основных источников золота на территории России. Золоторудные месторождения заключены в мощной (несколько км) толще рифей-вендских углеродсодержащих карбонатнотерригенных отложений, слагающих Бодайбинский синклинорий (фиг. 1). Золото концентрируется на нескольких стратиграфических уровнях, к отложениям хомолхинской свиты рифейского возраста приурочено крупнейшее месторождение России — Сухой Лог, а также его аналог — Голец Высочайший. Эти месторождения, а также Вернинское, Невское и Угаханское относятся к золото-сульфидной формации с прожилкововкрапленным типом руд. В районе развиты также кварцево-жильные золоторудные месторождения (Догалдынская жила, Кавказ, Копыловское), кроме того, обособленными золотоносными кварцево-жильными зонами сопровождаются зо-



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Бодайбинского рудного района (по Иванову, 2008, с упрощениями). 1–3 – рифейско-вендские отложения: 1 – венд, 2 – средний-верхний рифей (бужуихтинская, угаханская, хомолхинская и имняхская свиты), 3 – средний рифей; 4 – палеозойские гранитоиды мамского и конкудеро-мамаканского комплексов нерасчлененные; 5 – главные разрывные нарушения; 6 – изограда биотита регионального метаморфизма; 7 – границы деформационных зон гранито-гнейсовых куполов; 8 – золоторудные месторождения (1 – Сухой Лог, 2 – Вернинское, 3 – Невское, 4 – Голец Высочайший, 5 – Угаханское, 6 – Красное, 7 – Догалдынская жила, 8 – Кавказ, 9 – Копыловское, 10 – Ожерелье, 11 – Ыканское).

лото-сульфидные месторождения Сухой Лог и Вернинское.

В палеозое породы были смяты в серию запрокинутых на юго-запад складок, осложненных взбросами и надвигами. Складкообразование сопровождалось синскладчатым метаморфизмом зеленосланцевой фации. В районе проявлен также зональный региональный метаморфизм, в центральной его части, где находится основная часть месторождений, в том числе Голец Высочайший и Сухой Лог, породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев, на периферии района – в амфиболитовой фации. Изограды биотита, граната, кианита пересекают складчатые структуры, что свидетельствует о более позднем проявлении регионального метаморфизма относительно складкообразования. В зонах высокотемпературных фаций формировались гранито-гнейсовые купола, деформирующие складчатость. В пределах гранито-гнейсовых структур образовались синметаморфические относительно небольшие тела плагиопегматитов мамского комплекса. В регрессивно-

метаморфический этап внедрились гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса, вскрытые, в основном, по периферии Бодайбинского рудного района (Иванов, 2008; Иванов, 2014).

На примере золоторудных месторождений Бодайбинского района предложена модель метаморфогенно-гидротермального рудообразования, согласно которой образование руд связано с переотложением золота при региональном метаморфизме исходно металлоносных углеродистых толщ (Буряк, 1982).

Реалистичность этой модели была показана для месторождения Сухой Лог на основании данных по распределению золота в последовательно формировавшихся генерациях пирита. Золото в обогащенных органическим веществом глинистых сланцах фиксировалось в структуре диагенетического пирита. При его перекристаллизации в процессе метаморфических преобразований золото концентрировалось в свободном виде в метаморфическом пирите и деформированных послойных пирит-кварцевых прожилках (Large et al., 2007).

Результаты изучения изотопного состава серы в рудах и вмещающих породах значительного числа золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах показали, что формирование месторождений Бодайбинского района (Сухой Лог, Вернинское и Голец Высочайший) соответствуют модели гидротермально-осадочного рудообразования. На месторождении Вернинское и Сухой Лог выявлены сингенетичные накопления золота в слоистых золото-пиритовых рудах и конкреционных пиритовых стяжениях (Кряжев, 2017₁).

В альтернативных магматогенно-гидротермальных моделях образование месторождений Бодайбинского района имеет наложенный характер и связывается с поступлением золотоносных флюидов по зонам складчато-сдвиговых деформаций и рассланцевания. Согласно этим моделям, гидротермальная деятельность сопровождалась метасоматическими преобразованиями пород, связанными с привносом калия (Русинов и др., 2008; Юдовская и др., 2011), или их железо-магнезиальной карбонатизацией (Иванов, 2017).

Золотоносная россыпь в долине р. Хомолхо у подножия гольца Высочайшего была выявлена в середине XIX столетия, но присутствие рудного золота в коренных сульфидсодержащих породах надежно было установлено только в 1933 г. Геологическое строение месторождения Голец Высочайший изучалось в 1960—1970-е гг. В.А. Буряком, Н.А. Сусловым и др., позднее его изучение было продолжено при разведочных и эксплуатационных работах, проводимых ОАО "Высочайший", и поисковых работах, выполненных ЗАО "Голд Минералс".

Благоприятными факторами для изучения месторождения являются относительно простое его строение, полное отсутствие интрузивных пород в рудном поле и незначительное проявление сульфидно-кварцево-жильной минерализации.

Целью данного исследования являлось уточнение строения рудоносной толщи, определение роли метасоматических процессов в рудообразовании, определение последовательности и условий метаморфических преобразований золотоносных сульфидсодержащих углеродисто-терригенных отложений.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Основной структурой месторождения является Каменская антиклиналь субширотного простирания, в ядре которой обнажаются терригенно-карбонатные отложения угаханской свиты, а крылья сложены терригенными отложениями хомолхинской свиты (фиг. 2). Каменская антиклиналь имеет асимметричное строение, ее северное крыло, к которому приурочено промышленное оруденение, полого ($10^\circ - 30^\circ$) погружается на север и сливается с нормальным крылом запрокинутой на юг почти изоклинальной Имняхской синклинали, опрокинутое крыло которой на месторождении эродировано. Породы в южном крыле Каменской антиклинали залегают очень круто, местами почти вертикально, отмечены мелкие складки.

Тектонические деформации при образовании складчатости сопровождаются регионально распространенным кливажом пород, имеющим пологое северное падение. Плоскость кливажа параллельна не осевой поверхности Каменской антиклинали, а осевой поверхности более крупной Имняхской синклинали. Вследствие тектонического возлействия мошность отложений хомолхинской свиты в южном крыле Каменской антиклинали значительно больше, чем в северном, в первую очередь за счет их смятия, масштабы которого бывают различными – от мелкой гофрировки слоев до складок с размахом крыльев в несколько метров. Кливаж круто сечет слоистость пород в южном крыле антиклинали и почти совпадает с залеганием пород в северном рудоносном ее крыле.

Хомолхинская свита представляет собой ритмично построенную толщу, сложенную сланцами, алевролитами и тонкозернистыми песчаниками, нижняя и верхняя ее подсвиты, сложенные преимущественно пелитами, разделяются песчаными отложениями средней подсвиты.

Нижняя подсвита разделяется на две пачки, отличающиеся тонкостью осадков и содержанием сульфидов, граница между пачками неотчет-

ливая. Отложения первой пачки $(RF_3hm_1^1)$ представлены тонким переслаиванием черных и темно-серых углеродсодержащих филлитовидных и алевритистых сланцев, содержащих вкрапленность, линзовидные выделения и тонкие прослои пирит-пирротинового состава. Содержание сульфидов в отложениях составляет 0.5–3%, на месторождении около 5%. Отложения второй пачки $(RF_3hm_1^2)$ отличаются более алевритистым составом и наличием тонких прослоев тонкозернистых песчаников. Сульфидов в этой пачке меньше (0.5-2%), преобладают линзочки пирротина, которые, сливаясь, образуют тонкие слойки, в них

Терригенные отложения хомолхинской свиты подстилаются известняками угаханской свиты, в верхней части которой выделяется маркирующая

часто присутствуют метакристаллы пирита.

переходная пачка (uh_2^*) , хорошо диагностируемая по чередованию черных сланцев и светлоокрашенных известняков.



Фиг. 2. Геологическая карта месторождения Голец Высочайший (по материалам ОАО "Высочайший" и ЗАО "Голд Минералс").

1 – четвертичные отложения; хомолхинская свита: 2 – филлитовидные и алевритистые сланцы, алевролиты, 3 – кварцевые песчаники, переслаивающиеся с алевролитами и сланцами, 4 – темно-серые филлиты и алевритистые сланцы, 5 – черные углеродистые филлиты и алевритистые сланцы; угаханская свита: 6 – известняки с прослоями известковых сланцев и филлитов, 7 – известковые, алевритистые и филлитовидные сланцы с прослоями известняков, 8 – рудная залежь, 9 – проекция рудной залежи на поверхность, 10 – сульфидная минерализация (более 1%), 11 – россыпи золота, 12 – элементы залегания слоистости, 13 – элементы залегания кливажа, 14 – скважины.

Наиболее богаты сульфидами отложения нижнехомолхинской подсвиты, но мощные прослои с содержанием сульфидов 1—3% отмечаются также в алевросланцевых отложениях верхнехомолхинской подсвиты и карбонатно-сланцевых породах угаханской свиты (фиг. 2). В пелитовых отложениях хомолхинской свиты распространены порфиробласты магнезиальножелезистых карбонатов сфероидальной и овальной формы размером до 5 мм, обычно содержащие большое количество мелких включений окружающей матрицы. Количество порфиробластов карбонатов значительно варьирует, отмечаются как послойные их скопления, так и рассеянная или густая вкрапленность. Наиболее высокие содержания порфиробластов магнезиально-железистых карбонатов (до 15%) отмечаются в отложениях верхней подсвиты хомолхинской свиты.

Золотоносными являются сульфидсодержащие отложения нижней подсвиты хомолхинской свиты, залегающие в северном пологом крыле Каменской антиклинали. Рудная залежь, оконтуренная по бортовому содержанию 0.4 г/т, имеет субпластовую форму, осложнена раздувами, пережимами и наличием сателлитов, длина залежи около 2 км, средняя мощность 50—70 м. По падению рудная залежь прослежена на 500 м, далее еще на протяжении 800 м отмечаются интервалы с рудными содержаниями золота.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Геологическое строение месторождения и прилегающей территории изучалось по керну 30 скважин, полотну 12 траншей, скальным обнажениям по руч. Каменному, рр. Хомолхо и Имнях. Особое внимание уделялось изучению характера распределения сульфидной минерализации в слоистой толще и ее поведению при тектонических деформациях. Химический и минеральный состав руд и рудоносных пород месторождения детально изучен по трем опорным скважинам 2296, 336а, 444б и по образцам, отобранным в карьере. Минеральный состав и текстурно-структурные особенности пород изучались методами оптической микроскопии. Химический состав пород определялся в керновых пробах длиной около 1 м, масса исходной пробы около 5 кг. Породообразующие компоненты определены в Аналитическом центре Бронницкой ГГЭ следующими методами: Fe, Ca, Mg, Mn – атомно-абсорбционным, Si, Al, Ti, P – фотометрическим, Na, К – пламенно-спектрофотометрическим, СО2 - титриметрическим, S_{общ} – гравиметрическим. Аналитические результаты содержания железа и серы рассчитывались на FeO, FeS_2 и FeS по балансу железа между сульфидной, силикатной и карбонатной его формами после пересчета химического состава пород на минеральный состав. Содержание кристаллизационной воды (H₂O⁺) также определено расчетным путем.

Определение органического углерода (С_{орг}) выполнено на экспресс-анализаторе АН-7529М в лаборатории органической геохимии Института геологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар).

Золото определено пробирным методом в лаборатории ОАО "Высочайший". Определение Ag, As, Cu, Pb, Zn, Ni и Co выполнено спектральным атомно-эмиссионным анализом в Аналитическом центре Бронницкой ГГЭ. В продольном разрезе через месторождение учтены также отчетные данные Н.А. Суслова и др., 1978 г.¹ по распределению Аg и As.

Строение и состав минералов исследовались в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН на электронных микроскопах Tescan Vega 3 LMH с энергодисперсионным спектрометром X-Max 50 Oxford Instruments (операторы С.С. Шевчук, А.А. Кряжев и Е.М. Тропников) и JSM-6400 с энергодисперсионным спектрометром ISIS Link (оператор В.Н. Филиппов). Выполнено 350 определений состава минералов.

Изучение флюидных включений в кварце провелено в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН в полированных пластинах методами гомогенизации и криометрии с использованием термокриостолика THMSG600 фирмы Linkam. Соленость растворов во включениях измерялась по температуре плавления льда. Солевой состав включений определялся по температуре эвтектики водно-солевой системы. Газовый состав индивидуальных включений изучался в полированных пластинах на высокоразрешающем рамановском спектрометре LabRam HR800 (Horiba Jobin Yvon) при комнатной температуре (оператор С.И. Исаенко). Для регистрации спектров применялась решетка спектрометра 600 ш/мм, размер конфокального отверстия составлял 300 и 500 мкм, щель – 100 мкм, мощность возбуждающего излучения Не–Ne лазера (длина волны 632.8 нм) – 20 мВт. Ar⁺ лазера – 120 мВт (514.5 нм).

Изотопный анализ серы сульфидов проводился в лаборатории стабильных изотопов Дальневосточного отделения РАН (г. Владивосток) на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT 253 (ThermoFinnigan, Bremen, Germany) с использованием двойной системы напуска. В качестве стандарта использован троилит метеорита Каньон Дьябло (CDT).

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ РУДОНОСНОЙ ТОЛЩИ

Рудоносная толща включает отложения первой пачки нижней подсвиты хомолхинской свиты и, частично, отложения ее второй пачки, мощность толщи около 100 м. Сложена она темно-серыми и черными углеродсодержащими хлорит-кварц-серицитовыми филлитовидными сланцами с прослоями алевритистых сланцев серицит-кварцевого и анкерит-серицит-кварцевого состава, отличающихся более светлой окраской. Характерными элементами толщи являются линзы и тонкие прослои пирит-пирротинового

¹ Неопубликованные данные: Суслов Н.А., Амелин В.А. и др. Отчет о результатах поисковых работ на рудное золото в пределах Хомолхинского рудного поля и Привачской рудной зоны. Иркутск, 1978.

Компонент	2296-21	2296-54	336a-7	336a-11	336a-41	4446-24	4446-36	4446-50
SiO ₂	57.32	56.12	59.02	58.56	57.19	57.85	62.05	51.89
TiO ₂	0.97	0.85	0.92	0.84	0.90	0.95	0.89	0.82
Al ₂ O ₃	17.25	15.53	16.32	17.35	17.35	16.54	14.55	17.76
FeO	3.75	3.97	3.54	3.71	2.94	5.86	3.87	3.51
MnO	0.08	0.04	0.07	0.08	0.05	0.07	0.05	0.07
CaO	2.71	3.86	0.94	2.06	1.08	1.46	1.73	5.37
MgO	3.45	2.52	3.04	2.70	2.37	3.00	2.17	2.38
K ₂ O	3.73	3.58	4.52	4.07	4.43	3.44	3.35	3.93
Na ₂ O	0.52	0.49	0.86	0.63	0.37	0.83	1.20	0.78
P_2O_5	0.11	0.09	0.13	0.13	0.16	0.10	0.08	0.09
CO ₂	4.44	4.72	1.32	1.20	1.10	1.56	2.22	3.96
С _{орг}	0.59	3.29	0.61	0.76	1.64	1.14	1.17	1.27
FeS ₂	1.99	2.62	2.79	2.97	3.92	0.00	2.30	2.99
FeS	2.43	1.13	3.48	1.98	2.62	5.01	2.80	2.99
$H_2O_{pac^4}^+$	2.61	2.19	2.80	2.01	2.91	3.08	2.36	2.35
Сумма	101.95	101.00	100.36	99.05	99.03	100.89	100.78	100.16
Аи, г/т	5.8	0.0	6.6	1.3	0.0	8.8	0.2	3.0
]	Рассчитанны	ій минералы	ный состав			
Кварц	32.0	33.5	28.8	33.0	32.4	32.7	36.5	26.2
Альбит	2.4	2.1	4.7	3.1	0.8	5.1	8.3	5.6
Серицит	41.0	39.6	46	43.3	47.4	36.4	35.0	42.5
Хлорит	9.4	5.4	10	9.3	7.4	14.6	7.8	6.5
Анкерит	9.2	11.5	2.9	4.7	3	4.1	0.0	6.8
Кальцит	0	0	0	0	0	0	5.2	4.3
Пирит	2	2.6	2.7	3	3.9	0.3	2.3	3
Пирротин	2.4	1.1	3.4	2	2.6	4.7	2.8	3
Графит	0.6	3.3	0.6	0.8	1.6	1.1	1.2	1.3
Рутил	1	0.9	0.9	0.8	0.9	1	0.9	0.8

Таблица 1. Состав пород рудоносной толщи, мас. %

Примечание. Номер пробы отражает номер скважины и глубину отбора пробы в метрах.

состава, послойная и рассеянная вкрапленность пирротина и пирита. Протяженность сульфидных линз и прослоев обычно изменяется от 0.3 до 2 м, толщина 0.3—3 см, количество их составляет 3—8 на 1 м мощности. Селективным опробованием установлено, что подавляющая часть самородного золота заключена в сульфидных линзах и прослоях. В рудоносной толще распространены Mg—Fe-карбонаты, в некоторых случаях заметную роль играет кальцит. Количество альбита незначительно. Текстура породы слоистая, наложенная сланцеватая, тонкодисперсное углеродистое вещество подчеркивает слоистое строение породы. Присутствуют немногочисленные кварцевые и карбонат-кварцевые жилы мощностью до 15 см, иногда содержащие сульфидные минералы и самородное золото.

Среди акцессорных минералов в породах доминирует тонкая вкрапленность рутила, за пределами рудоносной толщи в отложениях хомолхинской свиты распространен ильменит в виде мелких (0.3—1.5 мм) идиобластов, часто псевдоморфно замещенных агрегатами рутила.

Изучению химического состава пород рудоносной толщи было уделено значительное внимание. По 3 скважинам выполнено 24 полных анализа керновых проб (представительная выборка представлена в табл. 1), еще в 37 пробах определено содержание S, K₂O, Na₂O и в 24 про-



Фиг. 3. Продольный разрез через месторождение Голец Высочайший. 1–2 – хомолхинская свита, нижняя подсвита: 1 – вторая пачка (алевритистые сланцы, сульфидов 1–2%), 2 – первая пачка (филлитовидные сланцы, сульфидов 4– 6%); 3–4 – угаханская свита, верхняя подсвита: 3 – переходная пачка (переслаивание филлитов и известняков), 4 – известняки; 5 – золоторудная залежь; 6 – ореол серебра (Ag > 1 г/т); 7 – ореол мышьяка (As > 100 г/т); 8 – область повышенных содержаний С_{орг} (>1 мас. %). Обратите внимание, вертикальный и горизонтальный масштабы различаются в 2 раза.

бах – Fe и C_{орг}. Содержания Au, Ag, As, Cu, Pb, Zn, Ni и Co определены в 226 пробах.

Толща рудоносных пород имеет относительно однородное строение, характеризуется некоторыми колебаниями в содержании основных компонентов, отражающими ее слоистый характер. В целом состав пород (табл. 1) соответствует наиболее распространенным глинистым сланцам, в особенности черным сланцам, в которых наряду с углеродистым веществом часто фиксируются значительные содержания сульфидной серы (Петтиджон, 1975; Юдович, Кетрис, 1988).

Содержание SiO₂ обычно заключено в интервале 55–62 мас. % и только в скв. 4446, где отмечены прослои известковых сланцев, уменьшается до 50 мас. % за счет увеличения содержаний СаО и CO₂. Обычное содержание Al_2O_3 в породах – 16–18 мас. %, MgO – 2.2–4.4 мас. %, TiO₂ – 0.8–1.0 мас. %. Содержание K₂O (2.16–4.95 мас. %), отражающее количество серицита, значительно преобладает над Na₂O (0.26–1.4 мас. %). Содержание Fe варьирует в пределах 3.7–7.8 мас. %, около 50% всего Fe входит в состав пирротина и пирита, 40% – в состав хлорита и серицита и 10% – в анкерит.

Насыщенность пород сульфидами составляет 4–6 мас. %, содержание серы заключено в интервале 1.23–3.43 мас. %, количественные соотношения между пирротином и пиритом изменчивы (табл. 1), но в целом они распространены в рудоносной толще примерно в равной степени. По всем скважинам зафиксировано увеличение содержания серы в нижней половине рудоносной толщи, заметное при осреднении аналитических данных: в скв. 2296 с 2.1 до 2.2 мас. %, в скв. 336а с 2.5 до 2.8 мас. % и в скв. 4446 с 1.8 до 2.2 мас. %. Наиболее высокие содержания серы (до 3.98 мас. %) отмечены в подстилающих отложениях переходной пачки, в которой пирит преобладает над пирротином, при этом проявляется корреляция между серой и калием, отражающая приуроченность сульфидов к пелитовым прослоям (фиг. 4).

Углеродистое вещество, являющееся постоянным компонентом рудоносной толщи, также стратифицировано. В нижней части толщи содержание C_{opr} составляет 1.5–5.0 (скв. 229б), 1.5–1.6 (скв. 336а) и 1.1–2.1 мас. % (скв. 444б), уменьшаясь до 0.6–0.9 мас. % в верхней части толщи. По данным С.Г. Кряжева и др. (2009), аналогичное уменьшение содержаний C_{opr} от 1.3–1.7 до 0.9– 1.2 мас. % вверх по разрезу установлено в том же стратиграфическом диапазоне по скв. 392. В скв. 1023 на северном фланге месторождения прослеживаются те же закономерности (Кряжев, 2017₂): уменьшение содержаний C_{opr} от 0.9 мас. % в отложениях нижней пачки нижнехомолхинской подсвиты до 0.6 мас. % во второй пачке.

Более сложным образом в сульфидсодержащей толще распределяются Au, Ag и As. Золоторудная залежь имеет субпластовую форму (фиг. 3), характеризуется наличием расщеплений и пережимов, в западной части месторождения залежь охватывает часть рудоносной толщи, в восточной части распространяется на всю ее мощность. Золото в рудной залежи распределено весьма неравномерно.

Серебро концентрируется в рудной залежи, где его содержания обычно составляют 0.5—0.6 г/т, более высокие значения характерны для основания хомолхинской свиты и переходной пачки, где наблюдается протяженный, но прерывистый ореол мощностью до 30 м со средним содержанием Ag 1.2 г/т при максимальном 3 г/т.

2021

Nº 2



Фиг. 4. Распределение K₂O, Na₂O, S, C_{орг} (мас. %) и Au, Ag, As (г/т) по скв. 229б и 336а.

2021

Распределение As представляет особый интерес в связи с тесной связью этого элемента с золотом, что отмечается на многих месторождениях (Large et al., 2011, Юдовская и др., 2011). В рудах месторождения Голец Высочайший золото нередко находится в срастании с арсенопиритом, но ореолы Au и As перекрываются только частично. В западной части месторождения рудная залежь содержит в среднем 20-50 г/т As, аномальные (более 100 г/т As) содержания фиксируются в рудной залежи в скв. 336а, но более обширный ореол приурочен к подрудной части разреза. В восточной части месторожления аномальные содержания As отмечены в рудной залежи, но во всем разрезе по скв. 444б, включая рудную залежь, содержание As не превышает 10 г/т.

Содержания Cu, Zn, Ni, Co и Pb не выходят за пределы кларков для черных сланцев и слабо дифференцированы в разрезе, при этом не отме-

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63 № 2

чено их явной концентрации в золоторудной залежи. Содержания Си составляют 30–150 г/т, Zn – 30–150 г/т, Ni – 30–80 г/т, Co – 10–60 г/т, Pb – 10–20 г/т в рудной залежи и 30–50 г/т в основании хомолхинской свиты.

В содержании породообразующих компонентов между рудной залежью и окружающими породами рудоносной толщи нет значимых различий, которые могли бы свидетельствовать о наличии метасоматических изменений пород, связанных с рудообразованием (табл. 1, фиг. 4). Показательны данные по средним содержаниям серы, щелочей и железа в рудной залежи (первое число) и за ее пределами (второе число): S – 2.26 и 2.35 мас. %, K₂O – 3.72 и 3.55 мас. %, Na₂O – 0.70 и 0.54 мас. %, Fe – 5.63 и 5.47 мас. %, которые практически идентичны. Среднее же содержание Аи в рудной залежи и окружающих породах по этим же пробам состав-

ляет 3.0 и 0.1 г/т соответственно. Выявленные закономерности изменения содержаний серы и органического углерода по вертикали отвечают нормальной последовательности их накопления в осадочном процессе.

Таким образом, околорудные метасоматиты, наличие которых предполагалось ранее (Русинов и др., 2008), на месторождении отсутствуют.

СТРОЕНИЕ СУЛЬФИДНЫХ ПРОСЛОЕВ

Наиболее заметными составляющими рудоносной толщи являются сульфидные линзовидные прослои вкрапленного или монолитного строения с характерной средне- и крупнозернистой структурой, являющейся следствием метаморфической перекристаллизации (фиг. 5). В подстилающих отложениях переходной пачки распространены также линзовидные выделения пирита мелкозернистого строения. Сульфидные прослои содержат включения вмещающей породы, карбонат-кварцевые гнезда и прожилки, иногда сопровождаются тонкими полосами хлорита. Состав прослоев варьирует от пирротинового до пиритового, прослои с различным соотношением этих минералов чередуются в разрезе без видимой закономерности.

Линзы пирротина в филлитах имеют монолитное сложение, заключены в кварцевую оболочку толщиной 0.1–0.5 мм, окруженную каймой зерен рутила. Строение пирротиновых обособлений указывает на их формирование в результате перемещения вещества при метаморфизме пород, рутиловая кайма образуется путем перекристаллизации обильной тонкой вкрапленности рутила в филлите.

В алевросланцевых прослоях серицит-кварцевого и анкерит-серицит-кварцевого состава пирротин образует вкрапленность, переходящую в линзы относительно массивного сложения, содержащие большое количество включений нерудных минералов. Пирротиновые линзы сопровождаются кварцевыми оторочками, но цепочки зерен рутила развиваются только вдоль контакта с тонкозернистым филлитом.

Пирит распространен в виде двух основных морфологических разновидностей — идиоморфных метакристаллов кубического габитуса и прослоев крупнозернистого строения, представляющих, по сути, сросшиеся между собой кристаллы (фиг. 5). Кристаллы пирита распространены в виде рассеянной или послойной вкрапленности, но особенно часто приурочены к пирротиновым выделениям, образуя пирит-пирротиновые прослои.

Установлено, что индивидуальные метакристаллы пирита развиваются путем замещения рассланцованной породы, содержащей линзы и прослои пирротина (Онищенко, 2012). Внутреннее строение кристаллов пирита отражает характер замещаемого ими субстрата. В пирите сохраняются контуры рутил-кварц-пирротиновых линз в виде цепочек зерен рутила и кварца на фоне пирита, насыщенного реликтовыми частицами вмещающей породы.

Пиритовые прослои, как и пирротиновые, окружены оболочками рутил-кварцевого состава, но гораздо чаще реликты этих оболочек в виде цепочек зерен рутила и включений кварца заключены внутри пиритового прослоя, а периферическая зона пиритовых прослоев насыщена остатками вмещающего филлита. Эти наблюдения свидетельствуют о разрастании пиритового прослоя после перерыва, причем нередко путем замещения первично пирротиновых прослоев.

Прослеживаются все стадии замещения пирротина пиритом (фиг. 6). Вначале пиритовые прослои почти полностью повторяют строение пирротиновых: окружены кварцевой каймой с вкрапленностью рутила, и только отдельные зерна пирита выступают за ее пределы. Затем пиритовый прослой разрастается, поглощает кварц-рутиловую кайму и далее замещает окружающую породу. Процесс замещения сопровождается увеличением толщины прослоя, а также образованием поперечных карбонат-кварцевых прожилков. не выходящих за его пределы. Не все пиритовые прослои имеют признаки происхождения путем замещения пирротиновых, формирование некоторой части их происходило в результате собирательной перекристаллизации прослоев изначально пиритового состава. Помимо замещения пирротина пиритом, иногда отмечается избирательное замещение пиритом тонких прослоев карбонатсодержащего алевролита (фиг. 5д).

В некоторых случаях метакристаллы пирита приурочены к прослоям, обогащенным пирротином, но непосредственно вблизи пирита вкрапленность пирротина отсутствует, что может указывать на формирование кристаллов пирита за счет вещества пирротина (фиг. 5а). Подобный механизм формирования метакристаллов пирита среди тонкой вкрапленности пирротина в результате собирательной перекристаллизации для месторождения Голец Высочайший уже предлагался ранее (Русинов и др., 2008).

В южном крыле Каменской антиклинали кливаж круто пересекает слоистость пород, расчленяя пирротиновые прослои на тонкие линзочки, ориентированные по сланцеватости. Пирит развивается в рассланцованной породе в виде идиоморфных метакристаллов, а также псевдоморфно замещает линзочки пирротина. Разлинзованные сульфидные прослои сопровождаются овальными и зигзагообразными рутил-кварцевыми оторочками, фрагменты которых сохраняются в крупных метакристаллах пирита. На фиг. 7а и б

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО



Фиг. 5. Сульфидные прослои в рудоносной толще.

а — вкрапленность пирротина и метакристаллы пирита в алевритистом сланце, обр. ГВ-6; б — пирротиновый прослой с метакристаллами пирита в сланце, обр. 2126-2; в — кристаллы пирита в прослое алевролита, обр. ГВ-2; г — прослой крупнозернистого пирита в филлите, обр. ГВ-12; д — прослой крупнозернистого пирита в филлите, первичные границы прослоя фиксируются цепочками кварцевых выделений, внизу видно замещение пиритом тонкого прослоя карбонатсодержащего алевролита, обр. 2179; е — послойная вкрапленность и линзы пирротина в алевритистом сланце, обр. 336а-43.5; ж — пирротиновый прослой с метакристаллами пирита в сланце, обр. 229б-32.8. е—ж — фото керна вертикальных скважин. Пунктирная линия — направление кливажа.

приведены фотографии керна вертикальной скважины 5024, пробуренной в верховьях ручья Каменного, где слои сульфидсодержащих пород очень круто наклонены на юг, а кливаж ориентирован на север под углом 30° — 40° , в районе место-

рождения плоскость кливажа имеет более пологое падение (фиг. 7в, г). На этих фотографиях хорошо видно, что метакристаллы пирита развиваются в ранее деформированной породе. Наблюдения над преобразованиями сульфидных прослоев при на-



Фиг. 6. Последовательное замещение пиритом пирротинового прослоя (а, б) и вмещающей породы (в, г). Отраженный свет.

а – пирротиновый прослой имеет кварцевую оболочку с рутиловой каймой по ее периферии, аншл. 2296-15.6; б – рутиловая кайма в пиритовом прослое отражает внешний контур первоначального кварц-пирротинового обособления, аншл. 4446-49.9; в – при разрастании пиритового прослоя первоначальная граница пирротинового прослоя фиксируется включениями кварца, аншл. 2296-42; г – строение пиритового прослоя наглядно проявляется при боковом освещении: пирит в центральной части прослоя, заместивший пирротин, и мелкая линзочка пирротина внизу выглядят темнее, чем пирит, развивающийся по филлиту, аншл. 2296-42. Ро – пирротин, Ру – пирит, Rt – рутил.

ложении кливажа на слоистую породу показывают, что сульфидные прослои испытывают раздувы и пережимы (Онищенко, 2018), но никогда не дают ответвлений по кливажным трещинам.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ И РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Основными породообразующими минералами филлитовидных и алевритистых сланцев хомолхинской свиты являются серицит и кварц. Состав серицита (мусковит-фенгита) довольно устойчив (мас. %): SiO₂ 47.3–50.3, TiO₂ 0.3–0.6, Al₂O₃ 31.4–33.6, FeO 0.5–2.6, MgO 1.5–2.8, K₂O 8.9– 9.7, Na₂O 0.5–0.8, сумма 94.3–96.3.

Хлорит количественно уступает серициту, образуя с ним совместные лепидобластовые агрегаты, в которых распространены мелкие линзочки хлоритового, хлорит-серицитового или кварцхлоритового состава. Обычное содержание хлорита в породах 5–10%, в сульфидных прослоях 2– 10%, а в тонких (1–2 мм) полосах, прилегающих к сульфидным прослоям монолитного сложения, его содержание нередко достигает 30–80%. Хлорит образует агрегат бесцветных или светло-зеленых чешуек и листочков размером до 0.05 мм с синими или коричневато-синими цветами интерференции.

Постоянными компонентами пород являются карбонаты, представленные несколькими минеральными видами, их содержание обычно составляет 2–10 мас. %.

Как указывалось выше, одним из результатов метаморфических преобразований является замещение пирротина пиритом, но за пределами рудоносной толщи не менее распространено замещение ильменита рутилом (Онищенко, 2013). Кроме того, изменчив состав хлоритов и карбонатных минералов, который зависит как от валового состава пород, так и характера химических процессов при метаморфических преобразовани-



Фиг. 7. Деформированные сульфидные прослои в южном крыле Каменской антиклинали. а – разлинзованный и смятый пирит-пирротиновый прослой в слоистом алевросланце, обр. 5024-32.5; б – разлинзованный пиритовый прослой в алевросланце, обр. 5024-23.7. а–б – фото керна вертикальной скважины, светлые пятна в темном алевросланце – порфиробласты магнезиосидерита; в–г – смятый в складку алевритовый прослой заключен между прослоями пирротина, разбитыми кливажными трещинами на мелкие линзы, обр. 1444 (в – фото образца, г – прозрачный шлиф, проходящий свет). Пунктирная линия – направление кливажа.

ях, что требует рассмотрения соотношений между серо- и железосодержащими минералами.

На северном фланге месторождения в отложениях, залегающих выше рудоносной толщи, сульфиды представлены практически только пирротином, ильменит полностью замещен рутилом, хлорит имеет однородный состав, железистость анкерита незначительно возрастает в узкой периферической кайме. Более отчетливо проявлено увеличение железистости по периферии порфиробластов магнезиосидерита, распространенных в основании третьей подсвиты хомолхинской свиты (табл. 3, верхние 3 строки). Эти процессы хорошо описываются реакцией:

$$FeTiO_3 + CO_2 = FeCO_3 + TiO_2.$$
(1)

В рудоносной толще месторождения, содержащей многочисленные сульфидные прослои, хлорит имеет неоднородное пластинчато-зональное строение. Железистый хлорит развивается по магнезиальному хлориту в виде пластинок и клиньев по спайности, а также периферических каемок (фиг. 8). Составы магнезиального хлорита Chl-1 и замешающего его железистого Chl-2 отличаются соотношением FeO и MgO, содержание SiO₂ и Al₂O₃ стабильно (табл. 2). Железистость хлорита Chl-1, определяемая величиной Fe/(Fe + Mg), заключена в интервале 0.15-0.60, Chl-2 - 0.40-0.75, но различается от образца к образцу. Так, в обр. 336-39.5 железистось Chl-1 составляет 0.28-0.30, Chl-2 - 0.65-0.71, в обр. ГВ-76 железистость Chl-1 составляет 0.31-0.35, а Chl-2 - 0.43-0.49. В ряде образцов различия между Chl-1 и Chl-2 менее значительны; в табл. 3 отражен полный диапазон изменений состава хлоритов от наиболее магнезиальных до наиболее железистых.

Хлоритовыми полосами с признаками замещения Chl-1 на Chl-2 сопровождаются как пирротиновые, так и замещающие их пиритовые прослои. Показательны результаты изучения

2021

ОНИЩЕНКО, СОКЕРИНА



Фиг. 8. Неоднородное зональное (a, б) и пластинчатое (b) строение выделений хлорита. Магнезиальный хлорит (Chl-1) замещается железистым хлоритом (Chl-2) в виде периферических каемок и пластинок по спайности. Повышение железистости во внешних зонах карбонатных минералов (г, д, е). Изображения в обратно-рассеянных электронах. Образцы: а – ГВ-5, б – ГВ-7б, в – 336а-39.5, г – 336а-7.6, д – 1020-215, е – 5024-23.4. Ро – пирротин, Qz – кварц, Ank – анкерит, Cal – кальцит, Dol – доломит, Sd – сидерит.

обр. 336а-52.2 (а и б) и ГВ-7 (а и б), в которых пирротиновые (а) и пиритовые (б) прослои протягиваются параллельно друг другу на расстояние 2—3 см, при этом изменения состава хлорита вокруг пирротиновых и пиритовых прослоев примерно одинаковы (табл. 3).

При образовании кристаллов пирита среди пирротиновой вкрапленности, для которых предполагается заимствование вещества пирротина (обр. ГВ-6, фиг. 5а), также проявлено замещение первичного Chl-1 железистым Chl-2. Среди густой пирротиновой вкрапленности, содержащей мелкие зерна пирита, хлорита довольно много, величина Fe/(Fe + Mg) изменяется в трех участках следующим образом: Chl-1 - 0.35-0.37, Chl-2 -0.62-0.73; Chl-1 - 0.21, Chl-2 - 0.49; Chl-1 - 0.38-0.42, Chl-2 – 0.58–0.67. В прослое, содержащем линзочки пирротина, хлорита меньше, величина Fe/(Fe + Mg) составляет 0.21 в Chl-1 и 0.46-0.52 в Chl-2. В безсульфидной кайме, окружающей крупный метакристалл пирита, величина Fe/(Fe + + Mg) составляет 0.38 в Chl-1 и 0.67 в Chl-2.

Из карбонатов в рудоносной толще месторождения наиболее распространен анкерит, образующий мелкие (0.5-1.5 мм) идиобласты в кварцсерицитовой матрице филлитов, в значительном количестве (10-20%) присутствует в алевритистых прослоях анкерит-серицит-кварцевого состава и сульфидных анкерит-кварц-пирит-пирротиновых прослоях. Состав анкерита варьирует, часто наблюдается увеличение железистости во внешних зонах кристаллов, например в обр. 336а-7.6 (фиг. 8г) от Ca_{0.99}Mg_{0.78}Fe_{0.19}Mn_{0.04}(CO₃)₂ в центре до Ca_{1.03}Mg_{0.64}Fe_{0.28}Mn_{0.05}(CO₃)₂ во внешней зоне. Сидерит встречается в сульфидных анкериткварц-пирит-пирротиновых прослоях в виде мелких неправильно-овальных зерен или пластинок по торцам идиоморфных зерен анкерита. Отмечается возле кристаллов пирита среди густой пирротиновой вкрапленности (обр. 2296-31.6 и ГВ-6), а также в пиритовых прослоях в составе кварц-сидерит-кальцитовых прожилков (обр. ГВ-5). Сидерит обычно содержит примесь СаО (несколько мас. %), но практически стерилен по MgO. Кальцит наблюдается в тонких карбонат-кварцевых прожилках и гнездах в сульфидных прослоях, иногда находится в срастании с золотом.

Kontonoutu	336-39.5		444б	-25.3	444б	-50.5	ГВ-7б		
компоненты	Chl-1	Chl-2	Chl-1	Chl-2	Chl-1	Chl-2	Chl-1	Chl-2	
SiO ₂	28.54	25.72	26.57	25.55	25.21	23.83	28.53	26.66	
Al ₂ O ₃	24.15	22.32	23.56	22.98	22.71	21.35	23.86	22.63	
MgO	21.68	7.83	16.91	11.70	11.92	6.87	23.78	14.95	
FeO	15.34	33.49	22.26	31.25	28.43	35.82	13.08	25.39	
Сумма	89.71	89.36	89.30	91.48	88.27	87.87	89.25	89.63	
Кристаллохимические формулы (заряд анионного каркаса = 28)									
Si	2.757	2.757	2.683	2.645	2.671	2.655	2.868	2.728	
Al (IV)	1.243	1.243	1.317	1.355	1.329	1.345	1.132	1.272	
Al (VI)	1.507	1.579	1.489	1.448	1.507	1.458	1.569	1.356	
Fe	1.239	3.003	1.880	2.705	2.520	3.340	1.052	2.173	
Mg	3.122	1.251	2.547	1.804	1.882	1.142	3.407	2.281	
Fe/(Fe + Mg)	0.28	0.71	0.42	0.60	0.57	0.75	0.24	0.49	

Таблица 2. Состав хлоритов в породах рудоносной толщи, мас. %

Примечания. Обр. 336-39.5 — прослой пирротина в филлите, обр. 4446-25.3 — прослой пирита в филлите, обр. 4446-50.5 — пирит-пирротиновый прослой в филлите, ГВ-76 — пирротин-пиритовый прослой в филлите.

В рудоносной толще на северном фланге месторождения (обр. 1020-171 и 1020-215) вариации состава хлорита незначительны, но очень ярко проявлено изменение состава карбоната от доломита $Ca_{1.02}Mg_{0.90}Fe_{0.06}Mn_{0.02}(CO_3)_2$ до высокожелезистого анкерита $Ca_{1.01}Fe_{0.69}Mg_{0.28}Mn_{0.02}(CO_3)_2$ (фиг. 8д).

Таким образом, в целом для северного крыла Каменской антиклинали в стратиграфическом диапазоне рудоносной толщи характерно замещение хлоритов и реже карбонатов более железистыми разностями. Учитывая, что реликты ильменита в этих отложениях не обнаружены, для этого необходим иной источник железа.

В южном крутом крыле антиклинали (верховья руч. Каменного), где изученные отложения отвечают верхней части рудоносной толщи, широко проявлено замещение пирротина пиритом, а также пластинок хлорита и порфиробластов магнезиосидерита более железистыми разностями. Например, состав магнезиосидерита в обр. 5024-23.4 (фиг. 8е) изменяется от $Mg_{0.56}Fe_{0.43}$ $Ca_{1.01}CO_3$ (Sd-1) до $Fe_{0.76}$ $Mg_{0.23}$ $Ca_{1.01}CO_3$ (Sd-2). В этих породах присутствуют псевдоморфозы рутила по ильмениту, поэтому могла реализоваться реакция (1).

Сравнение состава хлоритов по всему изученному разрезу показывает (табл. 3), что железистость первичного хлорита (Chl-1) в рудоносной толще месторождения обычно существенно меньше железистости хлоритов в ильменитсодержащих окружающих породах, и, напротив, железистость Chl-2 часто заметно больше, чем в окружающих породах. Сходные, но менее отчетливые закономерности наблюдаются и в составе карбонатов.

Пирит-пирротиновые прослои в небольшом количестве содержат халькопирит, арсенопирит, сфалерит (содержащий 5.1–6.4 ат. % Fe), галенит и самородное золото, изредка отмечаются пентландит и аргентопентландит. Для арсенопирита характерны идиоморфные кристаллы размером до 0.8 мм, остальные минералы образуют мелкие ксеноморфные выделения в пирротине и пирите. До 20% объема сульфидных прослоев составляют кварц, серицит, карбонаты и хлорит, изредка в пиритовых прослоях отмечаются мелкие зерна калиевого полевого шпата. Акцессорные минералы: рутил, турмалин, апатит, циркон, монацит, алланит, TR карбонат, ксенотим, торит.

Самородное золото присутствует в пирротиновых, пирит-пирротиновых и пиритовых прослоях (фиг. 9). В пирротиновых прослоях золото находится среди полигональных его зерен, встречается в срастании с пиритом и халькопиритом; в золоте отмечены включения пирротина. В пиритовых прослоях золото образует единичные выделения, рассеянные и кучные скопления, встречается в срастании с пирротином, арсенопиритом и сфалеритом, присутствует также в тонких прожилках и мелких гнездах кварц-сидерит-кальцитового состава.

В составе самородного золота присутствуют только Au и Ag, другие элементы надежно не установлены. Наиболее распространены относительно высокопробные (714—828‰) золотины, заключенные в пирротине и пирите. Размер золотин от мельчайших до 0.5 мм, изредка до 3 мм, строение их однородное с незначительными ко-

ОНИЩЕНКО, СОКЕРИНА

· •				
Образец	Сульфиды	Хлориты	Карбонаты	Оксиды Ті
	Северн	ый фланг месторожде	сния	
1022-6 (<i>hm</i> ₃)	Ро	Chl ₅₀₋₅₃	$\mathrm{Sd}_{53} \rightarrow \mathrm{Sd}_{60}$	$Ilm \rightarrow Rt$
$1020-135 (hm_1^2)$	Ро	Chl ₄₆₋₄₉	$Ank_{31} \rightarrow Ank_{38}$	$Ilm \rightarrow Rt$
$1020-171 \ (hm_1^1)$	Ро	Chl _{48–49}	Ank ₃₁₋₃₃	$Ilm \rightarrow Rt$
$1020-180 (hm_1^1)$	Ро; Ру	Chl ₄₄	Cal	Rt
$1020-215 (hm_1^1)$	Po; Py	_	$\text{Dol}_6 \rightarrow \text{Ank}_{71}; \text{Cal}$	Rt
	иий (<i>hm</i> 1)	'		
2296-31.6	$Po \rightarrow Py-Po$	$Chl_{43}; Chl_{52} \rightarrow Chl_{59}$	Cal; Sd	Rt
2296-42	$Po \rightarrow Py$	$Chl_{27} \rightarrow Chl_{52}$	_	Rt
336a-7.6	Ро	$Chl_{30} \rightarrow Chl_{42}$	$Ank_{19} \rightarrow Ank_{30}$; Cal	Rt
336a-39.5	Ро	$\operatorname{Chl}_{28} \rightarrow \operatorname{Chl}_{71}$	Cal; Sd	Rt
336a-52.2a	Ро	$\mathrm{Chl}_{27} \rightarrow \mathrm{Chl}_{57}$	_	Rt
336а-52.2б	$Po \rightarrow Py$	$\operatorname{Chl}_{15} \rightarrow \operatorname{Chl}_{47}$	$Ank_{14} \rightarrow Ank_{28}; Dol_9; Cal$	Rt
4446-25.3	$Po \rightarrow Po-Py$	$\operatorname{Chl}_{40} \rightarrow \operatorname{Chl}_{64}$	Ank ₂₇ ; Sd	Rt
4446-50.5	$Po \rightarrow Py-Po$	$\operatorname{Chl}_{47} \rightarrow \operatorname{Chl}_{75}$	Ank _{19–23} ; Cal	Rt
ГВ-5	$Py-Po \rightarrow Py$	$Chl_{21} \rightarrow Chl_{54}$	Cal; Sd	Rt
ГВ-6	$Po \rightarrow Py-Po$	$Chl_{21} \rightarrow Chl_{62}$	$Ank_{13} \rightarrow Ank_{31}; Sd$	Rt
ГВ-7а	Ро	$\operatorname{Chl}_{31} \rightarrow \operatorname{Chl}_{49}$	_	Rt
ГВ-7б	$Po \rightarrow Po-Py$	$Chl_{24} \rightarrow Chl_{55}$	_	Rt
ГВ-20	Ро	$\operatorname{Chl}_{26} \rightarrow \operatorname{Chl}_{58}$	Sd	Rt
	Верхон	вья руч. Каменного (<i>h</i>	m_1^1)	
2033-7	Ру	$Chl_{43} \rightarrow Chl_{54}$	-	Rt
5023-62	$Po \rightarrow Py$	$\operatorname{Chl}_{50} \rightarrow \operatorname{Chl}_{63}$	Sd ₅₄₋₅₅ ; Ank ₄₀₋₄₃	$Ilm \rightarrow Rt$
5024-23.4	$Po \rightarrow Py$	—	$Sd_{44} \rightarrow Sd_{76}; Ank_{32}$	$Ilm \rightarrow Rt$
5024-23.7	$Po \rightarrow Py$	—	$\mathrm{Sd}_{47} \rightarrow \mathrm{Sd}_{71}$	$Ilm \rightarrow Rt$

Таблица 3. Минеральные преобразования в породах хомолхинской свиты

Примечания. hm_3 , hm_1 – отложения верхней и нижней подсвит хомолхинской свиты; Ро – пирротин, Ру – пирит, Chl – хлорит, Sd – сидерит, Ank – анкерит, Dol – доломит, Cal – кальцит, Ilm – ильменит, Rt – рутил. Состав хлоритов и карбонатов выражен в форме 100 Fe/(Fe + Mg) ат.

лебаниями состава. Мелкие золотинки размером 10—30 мкм демонстрируют значительный разброс пробности (622—856‰) в пределах одного образца.

Особую разновидность представляет малораспространенное низкопробное золото 404—488‰ (электрум), образующее в кристаллах арсенопирита микропрожилки толщиной 3—5 мкм совместно с халькопиритом, сфалеритом и галенитом.

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

Флюидные включения изучены в мелкокристаллическом кварце сульфидных прослоев и в пирротин-кварцевом прожилке (Сокерина и др., 2016). В настоящей работе приведены опубликованные данные с дополнениями.

Основное внимание уделено изучению флюидных включений в кварце сульфидных линзовидных прослоев, в которых, как указывалось, сосредоточена основная масса золота. Содержание кварца в сульфидных обособлениях составляет 5–20%, иногда кварц сопровождается небольшим количеством карбонатов. Кварц образует тонкие (0.3–1.5 мм) каймы вокруг сульфидных прослоев, прожилки и неправильной формы выделения в сульфидном агрегате.

В кварце сульфидных прослоев распространены двухфазовые (водно-солевой раствор + газ) и однофазовые газовые включения. Гомогенизация


Фиг. 9. Золото в рудах месторождения Голец Высочайший. а – золото в пирите, аншл. ГВ-12; б – золото в пирротине (николи полускрещены), аншл. ГВ-20; в – золото в кварц-карбонатном прожилке в пирите, аншл. ГВ-5. а – изображение в обратно-рассеянных электронах, б и в – в отраженном свете. Аu – самородное золото, Ру – пирит, Ро – пирротин, Sp – сфалерит.



Фиг. 10. Состав газовой составляющей флюидов (мольные отношения) во включениях: 1–2 – в кварце послойных сульфидных обособлений: 1 – однофазовых газовых, 2 – двухфазовых; 3–4 – в пирротин-кварцевом прожилке: 3 – однофазовых газовых, 4 – двухфазовых.

2021

двухфазовых включений происходит в жидкую фазу при температуре $232-415^{\circ}$ С (36 определений), реже — в газовую фазу при температуре $399-473^{\circ}$ С (5 определений). Температура эвтектики растворов во включениях заключена в интервале от -22 до -38° С, что, вероятно, свидетельствует о присутствии в составе водной фазы хлорида натрия и хлорида магния. Соленость растворов 7–12 мас. %-экв. NaCl. В составе газов (фиг. 10) преобладают азот и метан, в подчиненном количестве присутствует углекислый газ, причем однофазовые газовые включения отличаются незначительным содержанием CO_2 или его отсутствием. В некоторых включениях отмечаются примеси этана и пропана. Среди газовых встречаются высокоплотные включения с гомогенизацией при температурах от -92 до $-130^{\circ}C$ (16 определений).

Флюидные включения в крупнокристаллическом кварце пирротин-кварцевго прожилка отличаются более высоким содержанием углекислоты. Гомогенизация двухфазовых включений происходит в газовую фазу при температуре 400— 507°С (7 определений), реже в жидкую в фазу при

Образец	Характеристика образца	Минерал	$\delta^{34}S$, ‰
FP 20		Пирротин	6.0
I D-20	пирротиновый золотосодержащий прослой с метакристаллами пирита	Пирит	6.7
2126.2		Пирротин	4.6
2120-2	пирротиновый прослой с метакристаллами пирита (фиг. 50)	Пирит	6.1
ГВ-1	Пиритовый золотосодержащий прослой	Пирит	6.8
ГВ-5	Пиритовый золотосодержащий прослой	Пирит	6.3
ГВ-12	Пиритовый золотосодержащий прослой (фиг. 5г)	Пирит	6.6
2124-2	Пиритовый прослой	Пирит	6.7
ГВ-2	Кристаллы пирита в прослое алевролита (фиг. 5в)	Пирит	6.9
ГВ-10	Пирротин в кварцевом прожилке	Пирротин	7.0

Таблица 4. Изотопный состав серы сульфидов

температуре 385–400°С. Температура эвтектики растворов во включениях -26.5 ± 0.5 , что, вероятно, свидетельствует о присутствии в составе водной фазы хлоридов натрия и магния. Соленость растворов 11–13 мас.%-экв. NaCl. В составе газов присутствуют азот, метан и углекислый газ, в отдельных включениях отмечаются примеси этана, водорода и сероводорода. В ряде двухфазных включений при охлаждении до $-37...-47^{\circ}$ С появляется жидкая углекислота, переходящая в твердое состояние при температуре около -75° С. При нагревании таких включений гомогенизация не достигается, при температуре около 270° С происходит их разрушение.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СУЛЬФИДНОЙ СЕРЫ

Анализировались пирит и пирротин в пиритпирротиновых и пиритовых прослоях толщиной 1-2 см (в том числе содержащие самородное золото), а также кристаллы пирита в прослое алевролита и пирротин в кварцевом прожилке. Изотопный состав серы сульфидов в рудоносной толще месторождения заключен в диапазоне значений δ^{34} S от +4.6 до +7.0% (табл. 4).

Полученные данные находятся в полном согласии с результатами исследований С.Г. Кряжева и др. (2009), согласно которым величина δ^{34} S пирита на месторождении Голец Высочайший составляет от +4.5 до +7.9‰, пирротин имеет аналогичные характеристики (Русинов и др., 2008).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Характерными компонентами терригенных пород хомолхинской свиты являются выделения сульфидов, литолого-стратиграфическая приуроченность которых к отложениям нижней и верхней подсвит (фиг. 2), а также послойный характер их распределения свидетельствуют о первичноосадочном происхождении основной части сульфидной минерализации. К нижней части свиты с наиболее высоким содержанием пирит-пирротиновых линзовидных прослоев приурочено золоторудное месторождение Голец Высочайший. В рудоносной толще отмечено уменьшение содержания серы и органического углерода вверх по разрезу, отражающее характер их отложения.

Предполагается гидротермально-осадочный механизм формирования сульфидных отложений месторождения, который С.Г. Кряжев объясняет наличием изотопно-геохимической зональности: гомогенным составом серы сульфидов (δ^{34} S от +4.5 до +7.9%) в рудоносной толще с увеличени-ем значения δ^{34} S до +10...+13% в перекрывающих отложениях (Кряжев, 2017₂). Наши данные подтверждают изотопный состав серы рудоносных отложений (δ^{34} S от +4.6 до +7.0%).

Осадочно-диагенетические сульфиды нами не выявлены; все породы, в том числе сульфидсодержащие и сульфидные прослои, перекристаллизованы, первичная золотоносность сульфидсодержащих осадков предполагается по аналогии с месторождениями Сухой Лог и Вернинское (Large et al., 2007; Кряжев 2017₁).

Распределение Au, Ag и As в сульфидсодержащей толще месторождения Голец Высочайший имеет субпластовый характер с элементами ярусного строения, наиболее отчетливо проявленными в западной части месторождения, отражающими, видимо, их накопление в осадочном процессе. Эти элементы составляют единый геохимический комплекс, присущий только месторождению, на расстоянии 5–8 км от него сульфидсодержащие отложения хомолхинской свиты, по данным ЗАО "Голд Минералс", содержат только кларковые содержания Au, Ag и As. При региональных динамотермальных преобразованиях происходило формирование современной структуры месторождения. Породы смяты в складки совместно с заключенными в них сульфидсодержащими прослоями. При метаморфизме происходила перекристаллизация пород и перемещение сульфидного вещества при сохранении его послойного распределения.

Выделяются две последовательные стадии гидротермально-метаморфических преобразований пород. На первой стадии, соответствующей линейной складчатости, формируется кливаж пород, вызванный перекристаллизацией слоистых минералов и их ориентацией параллельно осевой поверхности складок. Перекристаллизация сульфидов сопровождалась консолидацией пирротиновых и пиритовых линзовидных прослоев с образованием вокруг них кварц-рутиловых оболочек. Эта стадия характеризуется устойчивостью ильменита и пирротина в преобладающей части отложений хомолхинской свиты и парагенезисом рутил-пирротин-пирит в отложениях рудоносной толщи. В ильменитсодержащих отложениях величина Fe/(Fe + Mg) в хлорите составляет 0.46-0.53, а в рудоносной толще в Chl-1, если учитывать минимальные значения, отражающие раннюю стадию процесса, составляет 0.15-0.47 (табл. 3), что соответствует равновесным соотношениям между ильменитом и пирротином, а также между пиритом и пирротином (Bryndzia, Scott, 1987).

При последующих метаморфических преобразованиях, не сопровождавшихся значительными деформациями, происходили следующие процессы: идиобластический рост пирита в виде метакристаллов и их агрегатных послойных скоплений, в которых хорошо просматриваются реликты ранее рассланцованных пород, замещение пирротина пиритом, ильменита рутилом и изменение состава хлоритов и карбонатов. Замещение ильменита рутилом сопровождалось увеличением железистости карбонатов, что описывается реакцией (1).

Для рудоносной толщи наиболее характерными являются замещение пирротина пиритом и увеличение железистости хлорита. Возрастные соотношения между этими минеральными преобразованиями надежно не установлены. Возможны два варианта последовательности событий.

В первом из них вначале происходило изменение состава хлорита, видимо, при завершении первой стадии метаморфических преобразований, для чего необходим дополнительный источник железа, после чего следовало замещение пирротина пиритом, связанное с привносом серы. Источниками железа могли быть Fe-карбонат, замещаемый менее железистым минералом, или ильменит. Наличию Fe-карбоната имеющиеся данные не противоречат, а вот ильменита точно

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63 № 2

не было, от него остаются хорошо заметные псевдоморфозы рутила, которые в рудоносной толще не выявлены.

Во втором варианте изменение состава хлорита взаимосвязано с замещением пирротина пиритом, для чего дополнительного привноса серы не требуется, а источником железа является сам пирротин.

Замещение пирротина пиритом обусловлено возрастанием фугитивности кислорода или увеличением валовой концентрации серы в растворе (Колонин, Птицын, 1974; Иванов и др., 2004). Для анализа изменений состава хлорита в равновесии с пиритом прямое использование диаграммы (Bryndzia, Scott, 1987), выраженной в координатах фугитивности серы и кислорода, крайне затруднительно. Такие диаграммы в целом плохо описывают процессы в гидротермальных системах (Колонин, Птицын, 1974), в частности, не отражают зависимости равновесия пирит-пирротин от фугитивности кислорода. Сопоставление диаграмм, приведенных в работах (Brvndzia, Scott, 1987) и (Иванов и др., 2004), показывает, что увеличение железистости хлорита по линии равновесия пирит-пирротин возможно при снижении валовой концентрации серы в растворе и увеличении фугитивности кислорода.

В первом варианте последовательности минеральных преобразований изменение состава хлорита происходило при снижении валовой концентрации серы в растворе и увеличении фугитивности кислорода, которое затем сменилось условиями замещения пирротина пиритом, приведенными выше, причем увеличение валовой концентрации серы в растворе должно приводить к снижению железистости хлорита, чего не наблюдается.

Реализация второго варианта, при котором изменение состава хлорита взаимосвязано с замещением пирротина пиритом, определяется только условиями увеличения железистости хлорита возрастанием фугитивности кислорода при снижении валовой концентрации серы в растворе. Этот процесс описывается схематической реакцией (2), в которой дополнительно учитывается наблюдаемое повышение железистости карбонатов:

$$4 \text{FeS} + \text{O}_2 =$$

2FeS₂ + 2FeO (силикаты и карбонаты). (2)

Очевидно, что перераспределение серы и железа между минеральными фазами в рудоносной толще по реакции (2) более точно отражает характер наблюдаемых минеральных преобразований (табл. 3).

=

2021

Замещение пирротина пиритом проявлено неравномерно, часто пиритовые и пирротиновые прослои чередуются между собой, что вызвано неполным достижением равновесия во всем объеме терригенных пород, значительными локальными вариациями фугитивности кислорода и различной проницаемостью пород. Рост метакристаллов пирита, как и увеличение толщины пиритовых прослоев, в целом связаны с метаморфической собирательной перекристаллизацией пирротиновой и пиритовой вкрапленности из окружающей породы в условиях повышения фугитивности кислорода, что приводило к преобразованию некоторой части пирротина в пирит.

Золото участвовало в процессе метаморфических преобразований совместно со всей сульфидсодержащей толщей осадочных пород. Распределение золота в сульфидных прослоях крайне неравномерное, во многих из них золото не обнаружено, в других наблюдаются скопления самородного золота в пирите и пирротине, а также выделения в кварц-карбонатных обособлениях в сульфидных прослоях, размер золотин достигает 3 мм. Эти наблюдения указывают на миграцию и укрупнение золота при метаморфизме пород, но масштабы и направление его перемещения остаются неизвестными. Вполне возможно, что контуры рудной залежи в общих чертах отражают первичное распределение золота в осадочных породах.

Температура гидротермально-метаморфических преобразований по данным гомогенизации флюидных включений в кварце послойных сульфидных обособлений и в пирротин-кварцевом прожилке составляет 230–510°С, что несколько превышает значения 230–370°С, приводимые В.Л. Русиновым и др. (2008) и С.Г. Кряжевым и др. (2009) для флюидных включений в кварцевых жилах.

В состав флюидов входят водный раствор солей, азот, метан и углекислота. В послойных сульфидных обособлениях присутствуют безводные включения метан-азотного состава (CO₂/CH₄ не превышает 0.3), а также водосодержащие включения, состав газов в которых изменяется от метаназотного до метан-углекислотно-азотного со значительной долей (до 20-35 мол. %) углекислого газа. Отношение CO₂/CH₄ в таких флюидах достигает 17. В водосодержащих включениях в пирротин-кварцевом прожилке значительна доля (16-57 мол. %) углекислоты в составе газовой фазы, отношение СО₂/СН₄ во флюиде заключено в интервале 0.4–3.4. Таким образом, установлены две разновидности флюида, участвующие в процессе гидротермально-метаморфических преобразований — метан-азотный (метан-азотно-водный) и углекислотно-водный.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

История образования и преобразования месторождения Голец Высочайший представляется следующим образом. Ведущим процессом в его формировании являлось сингенетичное накопление сульфидов и золота в углеродсодержащих осадках рифейского возраста в результате деятельности субмаринных гидротермальных источников. В результате метаморфических преобразований породы хомолхинской свиты были деформированы и перекристаллизованы совместно с заключенными в них сульфидными и сульфидсодержащими прослоями. При метаморфических преобразованиях происходила собирательная перекристаллизация сульфидов и миграция золота, не сопровождавшаяся, как установлено, образованием околорудных метасоматитов. Минеральные преобразования в отложениях хомолхинской свиты (замещение ильменита рутилом, пирротина пиритом, увеличение железистости хлоритов и карбонатов), часть которых выявлена при проведенных исследованиях, в целом регулировались фугитивностью кислорода и углекислого газа, а также валовой концентрацией серы в растворе. В рудоносной толще важную роль, по нашему мнению, играло перераспределение серы и железа между минеральными фазами, при котором поступление серы извне не требуется. Метаморфические процессы протекали в температурном интервале 230-510°С при участии окисленных углекислотно-водных флюидов (CO₂/CH₄ до 17) с соленостью 7-12 мас. %-экв. NaCl и восстановленных (CO₂/CH₄ < 0.3) метан-азотных флюидов с соленостью 11-13 мас. %-экв. NaCl.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны руководителям и сотрудникам ОАО "Высочайший" и ЗАО "Голд Минералс" за содействие в проведении исследований и полезный обмен геологической и аналитической информацией.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Буряк В.А. Метаморфизм и рудообразование. М.: Недра, 1982. 256 с.

Иванов А.И. Основные черты геологического строения и золотоносность Бодайбинского рудного района // Руды и металлы. 2008. № 3. С. 43–61.

Иванов А.И. Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). М.: ФГУП ЦНИГРИ, 2014. 215 с.

Иванов А.И. Роль метаморфических условий преобразования углеродистых карбонатно-терригенных отложений для формирования золотого оруденения на разных этапах коллизионной эпохи развития Байкало-Патомской металлогенической провинции // Отечественная геология. 2017. № 4. С. 3–23.

Иванов И.П., Шаповалов Ю.Б., Каширцева Г.А. Термодинамический анализ парагенезисов минералов на основе системы Fe–S–O₂–H₂O // Экспериментальная минералогия: некоторые итоги на рубеже столетий: В 2 т. / Под ред. В.А. Жарикова, В.В. Федькина. М.: Наука, 2004. Т. 1. С. 283–297. Колонин Г.Р., Птицын А.Б. Термодинамический анализ условий гидротермального рудообразования. Новосибирск: Наука, 1974. 105 с.

Кряжев С.Г. Изотопно-геохимические и генетические модели золоторудных месторождений в углеродистотерригенных толщах // Отечественная геология. 2017₁. № 1. С. 28–38.

Кряжев С.Г. Генетические модели и критерии прогноза золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах. Дисс. ... д-ра геол.-мин наук. М.: ЦНИГРИ, 2017₂.

Кряжев С.Г., Устинов В.И., Гриненко В.А. Особенности флюидного режима формирования золоторудного месторождения Сухой Лог по изотопно-геохимическим данным // Геохимия. 2009. № 10. С. 1108–1117.

Онищенко С.А. Метакристаллы пирита в рудах месторождения Голец Высочайший (Ленский золотоносный район) // Кристаллическое и твердое некристаллическое состояние минерального вещества: Матер. минерал. семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2012. С. 302–304.

Онищенко С. А. Ильменит и рутил в отложениях хомолхинской свиты (Хомолхинский рудный узел, Ленский золотоносный район) // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения-2013): Матер. минерал. семинара. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2013. С. 105–109.

Онищенко С. А. Метаморфогенные стяжения пирита в отложениях хомолхинской свиты (Бодайбинский золотоносный район, Иркутская область) // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения-2018):

Матер. минерал. семинара. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2018. С. 195–196.

Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1975. 751 с.

Русинов В.Л., Русинова О.В., Кряжев С.Г., Щегольков Ю.В., Алышева Э.И., Борисовский С.Е. Околорудный метасоматизм терригенных углеродистых пород в Ленском золоторудном районе // Геология руд. месторождений. 2008. Т. 50. № 1. С. 3–46.

Сокерина Н.В., Онищенко С.А., Исаенко С.И. Флюидный режим формирования золоторудного месторождения Голец Высочайший (Ленский золотоносный район) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2016. №. 7. С. 3–9.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.

Юдовская М.А., Дистлер В.В., Родионов В.В., Мохов А.В., Антонов А.В., Сергеев С.А. Соотношение процессов метаморфизма и рудообразования на золотом черносланцевом месторождении Сухой Лог по данным U— Th—Pb-изотопного SHRIMP-датирования акцессорных минералов // Геология руд. месторождений. 2011. T. 53. № 1. С. 32–64.

Bryndzia T.L., Scott S.D. The composition of chlorite as a function of sulfur and oxygen fugasity: an experimental study // Amer. Jour. Sci. 1987. V. 287. № 1. P. 50–76.

Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F. et al. Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena gold province, Russia // Econ. Geol. 2007. V. 102. P. 1233–1267.

Large R.R., Bull S.W., Maslennikov V.V. A carbonaceous sedimentary source-rock model for Carlin-tipe and orogenic gold deposits // Econ. Geol. 2011. V. 106. P. 331–358.

УДК 553.411.071

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ПОЛЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХАМАМА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОЙ ПУСТЫНИ ЕГИПТА

© 2021 г. А. Ш. Махмуд^{*a*, *b*, *, В. В. Дьяконов^{*a*, *c*}, А. Е. Котельников^{*c*}, М. Давуд^{*d*}, Х. А. Эль-Докуны^{*d*}}

^аРоссийский Государственный Геологоразведочный Университет им. С. Орджоникидзе, ул. Миклухо-Маклая, 23, Москва, 117997 Россия ^bУниверситет Файюм, г. Аль-Файюм, 63514 Египет ^cРоссийский университет дружбы народов (РУДН), ул. Миклухо-Маклая, 6, Москва, 117198 Россия ^dУниверситет Менуфия, ул. Гамаль Абдель Насер, г. Шебин Эль-Кум, 32511 Египет *e-mail: halim.geologist@mail.ru Поступила в редакцию 14.02.2019 г.

После доработки 13.04.2020 г. Принята к публикации 13.04.2020 г.

Месторождение Хамама представлено крутопадающим рудным телом полиметаллического колчеданного типа и расположено на контакте базальтовых лав и их вулканокластических разностей. Его параметры — около 3 км по простиранию, до 110 м мощностью и более 250 м глубиной. По документации керна разведочных скважин выявлена вертикальная зональность рудной зоны, состоящей из четырех зон (снизу вверх): 1 — первичная рудная зона; 2 — зона вторичного сульфидного обогащения; 3 — зона выщелачивания и 4 — зона окисления. Самые высокие содержания Au, Pb и Cu распределены в зоне окисления, в то время как самые высокие концентрации Ag и Zn наблюдаются в массивной первичной руде между высотами 340 и 390 м. За зоной окисления следует зона резкого обеднения металла, затем содержание металла увеличивается в зоне вторичного обогащенная и, наконец, постепенно уменьшается с утончением рудного тела. Установлены межэлементные корреляции между основными металлами и Pb, Hg, Cd, As и Sb, которые отражают полиметаллический характер руды. Промышленная минерализация сгруппирована на двух участках: Западная Хамама и Восточная Хамама. Западная Хамама является более продуктивной на Au и Ag, в то время как Восточная Хамама содержит большие количества Zn, Pb и Cu.

Ключевые слова: Восточная Пустыня, Хамама, зональность, зона окисления, золоторудные месторождения, аномалия, корреляция элементов **DOI:** 10.31857/S0016777021010044

ВВЕДЕНИЕ

Вулканогенная золоторудная минерализация широко распространена в Восточной Пустыне (ВП) Египта. При этом Восточная Пустыня остается неисследованной во многих частях, в основном из-за отсутствия инвестиций. В настоящее время правительство Египта обеспечивает благоприятный инвестиционный климат для серьезных инвесторов. Одним из крупнейших Египетских проектов по развитию горнодобывающего сектора является "Золотой Треугольник", занимающий площадь 11000 км² в центральной части ВП между городами Кусейр с юга, Сафага с севера и Кена на западе. Помимо месторождения Хамама, в него входит около 19 месторождений и проявлений золота, большинство из которых приобрела канадская компания Aton Resources (paнee Alexander Nubia). Месторождения и рудопроявления "треугольника" рассматриваются преимущественно как полиметаллические колчеданные, кварцевые, сульфидно-кварцевые формации и кварц-карбонатные.

Район Хамама имеет длительную историю золотодобычи, начиная со времен фараонов и до наших дней. В долине Абу-Грейда сохранилось множество древних пещер и шахт, которые представляют собой гнездовья для голубей, откуда и название (Хамама по-арабски "голубь"). Древние шлаковые отвалы и металлургические следы добычи меди относятся к периоду Птолемеев (ок. 330–30 гг. до н.э.) и сосредоточены в устье Вади Хамама (Abd El-Rahman et al., 2012). В 1970-х гг. этот район был исследован группой египетских геологов и экспертов из Советского Союза (Abd El Nabi, Prokhorov, 1976ф¹). В своем отчете авторы приволят средние концентрации золота и основных металлов в кварцевых и карбонатных жилах, каолинитизированных метавулканитах и гидротермально измененных вулканических породах. Были выделены участки для разведки руд. В конце 1980-х компания Minex Minerals Egypt пробурила около 40 скважин, однако буровые керны не сохранились. Затем в 2011 г. компания Alexander Nubia начала первичное разведочное бурение. В 2015 г. название компании было изменено на Aton Resources Inc. В 2018 г. были завершены геологоразведочные работы и месторождение Хамама подготовлено к добыче. По итогам разведки месторождение отнесено к Zn-Cu-Ag-Au вулканическим массивным сульфидам (VMS). Месторождение было подвержено влиянию мощных гипергенных процессов, которые привели к широкому распространению вторичных минералов меди, обогащению золотом и особенно - Zn. По данным компании Aton Resources Inc., предполагаемый ресурс добычи (бортовое содержание более 0.5 г/т Аи) месторождения Хамама составляет 2.36 млн т окисленной руды, 5.63 млн т первичной руды и 0.22 млн т рыхлой руды коры выветривания (всего 8.21 млн т) при содержаниях 29.7 г/т Ад и 0.87 г/т Au (Aton Resources, 2017). Западная зона считается самой богатой по содержанию золотосеребряной минерализации, как в приповерхностной золото-оксидной шляпе, так и на глубине в первичных рудах. Западная Хамама располагает ресурсами" "Предполагаемыми минеральными (оценка с низким уровнем достоверности) в 341 тыс. унций золотого эквивалента и "Обозначенными минеральными ресурсами" (т.е. экономически целесообразными) в 137 тыс. унций Au (Aton Resources, 2017). Недавний отбор проб в восточной части рудного тела протяженностью около 500 м выявил наличие высокосортной Au-Ag-Zn рудной минерализации (Aton Resources, 2018).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изучения руд нами были отобраны 28 рудных образцов с поверхностных обнажений и из керна месторождения Хамама, включающих все типы рудных интервалов (табл. 1). Они были проанализированы в лабораториях Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ, Москва, РФ). Измерения были выполнены с помощью ICP-MS на масс-спектрометре Elan 6100 DRC. Концентрации ртути в образцах определяли отдельно с использованием

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63 № 2

метода AAS в том же институте с использованием ртутного анализатора RA-915+.

Для целей статистической обработки геохимических данных была сформирована единая база, включающая в себя, помимо собственных данных, и данные разведки компании Aton Resources в количестве 8 440 проб из скважин и 4 475 проб из траншей. Анализы выполнены в лаборатории ALS Minerals Division в Румынии. Для определения золота использовался метод атомной абсорбции, а для определения Ag, Cu, Pb и Zn – ICP-MS (Aton Resources, 2017). Для создания компьютерных версий геохимических карт и разрезов использованы программы ArcGIS, MicroMine и др.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В фундаменте Восточной Пустыни (ВП) обнажаются метаморфические породы. Они разделены на две основные стратиграфические единицы (El-Gaby et al., 1988; Abdeen, Greiling, 2005; Abd El-Wahed, Kamh, 2010). Нижняя структурная единица состоит из метаморфических пород (гнейсы, сланцы, амфиболиты и др.), которые представлены в куполообразных структурах, таких как купола Мигиф, Митик и Сибай. Выше залегают породы Верхней структурной единицы, представленные в различной степени метаморфизованными терригенными отложениями, выделяемыми в качестве метаосадочной толщи. Над ними залегает толща метавулканитов. Она делится на две части: внизу – метавулканиты основного состава, связанные с серпентинитами, выше - более поздние метавулканические и туфогенные породы кислого и среднего состава. Завершают разрез мезо-кайнозойские терригенные отложения Хамама, представляющие собой платформенный чехол, и вулканиты от основных до кислых Формации Дохана. Домезо-кайнозойские отложения прорваны породами двух магматических комплексов: ранним - гипербазитовым и более поздним – гранитоидным.

В строении района месторождения Хамама (Conoco, 1987) принимают участие основные и средние метавулканические породы верхней магматической серии (фиг. 1). К югу базальтовые породы соприкасаются с различными типами вулканокластических пород (лапиллиевые и полосчатые туфы и брекчии), переслаивающихся с железистыми сланцами. Контакт между ними тектонический, залеченный кварц-карбонатными телами с разной степенью рудной минерализации, образует протяженную зону окисления на поверхности (фиг. 1в). Среди базальтов часто встречаются дайки и штоки риолитового и дацитового составов (фиг. 16, в).

Небольшое кварцево-диоритовое тело прорывает метавулканиты в центральной части района

2021

¹ *Abd El Nabi A., and Prokhorov D.* Report of the Safaga party on the results of prospecting for gold and rare metals in the area of Wadis Safaga, El Barrud, Abu Makhadeg, El Marah and Hamama, conducted in 1974–1975 // The Egyptian Geological Survey and Mining Authority. Cairo, 1976. Internal report.

ама
aM
X
месторождения
ИЗ]
буровых кернов
ВИ
образцоі
ICP-MS анализы поверхностных
Габлица 1.

	¥£\$0-¥Н¥	130.3		8.03	0.12	3.04	11.68	52.21	3.18	3.27	1.01	0.91	11.93	0.07	4.39
	aeeo-aha	131		17.28	0.09	19.06	10.23	25.85	0.03	0.41	0.29	0.51	17.53	0.07	8.24
	440-AHA	30.8		13.92	0.1	9.36	0.99	57.3	0.18	13.21	0.04	0.72	2.8	0.01	1.19
	A020-AHA	39.3		10.69	0.19	2.89	5.18	43.93	0.18	12.37	0.32	0.24	13.78	0.05	9.92
мотиди	Aððo-AHA	43.7		9.4	0.08	5.31	3.56	56.41	0.03	5	0.16	0.39	15.29	0.19	7.02
Богатая ш	220-AHA	44.9		10.2	0.82	10.49	16.01	34.28	2.95	2.3	1.89	1.05	15.94	0.12	3.27
	8050-AHA	47	1ac. %)	8.14	0.78	11.55	12.21	47.15	0.09	7.97	1.4	0.23	8.7	0.15	1.5
	8990-VHV	61.6	оксиды (м	14.66	0.07	23.11	0.09	0.96	0.01	29.38	0.02	1.13	24.81	0.02	5.53
	8400-AHA	79.4	сновные	21.78	0.06	22.35	6.24	20.59	0.02	16.44	0.59	2.09	8.37	0.06	1.31
	970-VHV	114.2	0	9.14	1.28	15	13.53	40.08	6.0	5.61	0.89	0.54	11.43	0.05	1.22
1	A400-AHA	33.2		6.54	0.29	22.08	1.92	6.93	0.07	27.83	0.15	1.2	14.32	0.02	5.24
ллическая	8170-AHA	118.1		9.41	0.1	8.81	3.39	35.38	0.95	17.81	0.1	5.33	8.94	0.03	5.58
Полимета	VI20-AHA	120.3		14.93	0.13	9.44	3.62	42.48	96.0	16.67	0.21	5.15	3.99	0.01	1.88
	720-AHA	83.2		8.89	0.18	5.56	7.94	12.8	1.25	0.88	0.22	0.06	21.79	0.01	23.27
Тип образца	образец	Верти- кальная глубина		ШШП	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K_2O	CaO	TiO ₂	MnO	${\rm Fe_2O_3^{tot}}$	P_2O_5	S ^{tot}

МАХМУД и др.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63 № 2 2021

176

Продолжение
Ι.
Таблица

Сумма	82.85	99.47	95.83	86.59	99.67	6.66	99.79	99.87	99.32	99.84	99.74	99.82	99.59	99.84
						Микроэл	іементы ((mqq						
Au	0.126	0.602	0.19	0.0025	0.387	0.202	0.641	0.0025	0.0025	1.385	0.0025	0.125	0.016	0.031
Ag	13.5	16.4	13.7	0.54	25	35.9	28.1	1.23	0.5	71.1	0.5	9.2	10.94	10.13
Cu	6450	46	165	6323	112	17.4	113.1	29	54	83.7	260.61	25.8	111	55
Zn	127354	2666	26983	124970	275	121.8	259.1	158	2880	679	980	294	2753	191
Pb	14801	183.21	165	414	55	52.5	699	19	5.6	73.32	210	87.03	716	126.5
As	570	73.67	72	798	60	5.3	117.21	5.31	10.38	40.48	21.77	59.4	5.32	160.32
Ba	1014	291	340	77	1721	38.71	58.73	67.43	1442	29.3	57	717	137	315.55
Cd	295	1.37	65.1	330	0.47	0.35	0.46	0.52	2.1	0.94	0.83	0.48	1.19	0.32
Hg	15.1	7.84	12.15	20.4	10.81	5.47	14.12	15.12	0.28	28.44	0.05	127	5.5	0.67
Sb	3.63	85	77.14	422	5.55	0.47	0.85	13.43	112	3.82	43.1	1.93	0.366	13.33
Te	20.57	1.29	12.73	0,034	11.1	0.053	13.2	0.53	0.04	0.53	0.04	1.21	0.05	1.12
Bi	0.06	0.153	0.06	0.007	1.12	0.12	0.2	0.004	0.003	3.28	0.002	0.02	0.004	0.02
V	99	43	18.1	16.41	292	186	5.26	328	413	36.42	56.02	21	85	254
Cr	99.4	24.22	13	13.2	42.12	48.45	5.23	5.71	5.34	19.51	20	14.35	95	5.23
Co	1.91	10	3.11	8.08	29	3.31	3.06	13.7	26	3.31	5.61	2.21	9.8	18.2
Ni	62.21	10.11	11.2	18.43	30.04	21	2.98	6.12	14.32	2.03	4.43	1.01	51.21	7.67

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ПОЛЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ

177

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63 № 2 2021

	H-73	0		11.65	0.157	1.13	3.918	64	0.574	12.65	0.049	0.424	5.2	0.008	0.13	<u>99.89</u>
	Н-62	0		5.02	1.06	1.99	9.855	47.094	2.243	3.041	0.576	0.086	28.26	0.56	0.18	96.66
	H-56	0		11.14	0.918	15.41	1.47	34.19	0.026	8.073	0.05	0.36	26.26	0.583	0.1	98.58
	H-53	0		5.87	0.19	0.755	15.318	32.517	3.826	0.718	2.1	0.367	37.33	0.154	0.2	99.345
	H-41	0		8.21	0.54	5.09	2.47	47.64	0.48	6.32	0.22	0.25	28.25	0.032	0.45	99.95
	H-34	0		8.26	0.251	1.463	8.05	58.551	0.022	0.906	0.485	0.069	21.39	0.291	0.13	99.868
ая руда	H-30	0	лас. %)	16	1.335	0.657	1.54	59.36	0.412	0.69	0.06	0.05	19.475	0.0134	0.11	99.70
Окисленна	H-25	0	оксиды (л	7.19	0.23	1.89	3.58	49.65	1.36	5.51	0.02	0.153	29.83	0.028	0.32	99.761
C	H-24	0	сновные	17.29	1.7	0.91	5.74	34.43	0.75	0.77	0.14	2.74	34.33	0.11	0.21	99.12
	H-21	0	0	28.625	0.105	13.625	0.285	15.21	0.03	25.59	0.02	4.275	7.372	0.0143	2.1	97.25
	H-12	0		12.72	2.02	10.82	1.39	38.82	0.354	13.45	0.01	0.13	19.47	0.027	0.34	99.55
	6-H	0		6.51	0.154	0.192	0.581	19.93	0.026	0.533	0.133	0.137	71.17	0.42	0.12	06.66
	H-14	0		8.69	0.12	0.79	3.78	51.37	1.36	3.51	0.01	0.153	29.72	0.027	0.12	99.65
	AHA-001	22.9		17.55	0.38	21.77	9.0	1	0.04	31.14	0.01	1.43	15.67	0.02	0.14	89.75
Тип образца	Образец	Верти- кальная глубина		ШШ	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO ₂	K ₂ 0	CaO	TiO ₂	MnO	${\rm Fe_2O_3^{tot}}$	P_2O_5	S ^{tot}	Сумма
						ГЕОЛ	огия	РУДН	ых мі	ECTO	ожде	ЕНИЙ	том (53 N	<u>i</u> 2 2	2021

178

Таблица 1. Продолжение

МАХМУД и др.

Окончание	
1 .	
Габлица	

	0.358	0.393	10.6	52.4	2.27	8.01	34.22	0.237	0.067	1.71	0.291	0.172	13.3	3.08	13.1	1.28
	0.512	0.57	35.5	64.6	6.43	12.2	4.91	0.261	0.0245	0.907	0.263	0.067	113	11.6	8.75	4.75
	0.652	5.7	689	0653	2054	108	26.56	81.5	0.9335	25.9	3.42	0.215	33.6	3.61	8.52	17.7
	0.446	2.51	94.1	5345 1	9.66	63.5	99.58	22.6	0.1595	5.23	6.58	10.2	510	18.9	6.24	4.97
	0.553	2.97	51.1	67	12.3	13.3	37.89	2.76	0.048	0.982	2.48	4.63	184	18.5	20.5	7.35
	0.168	0.375	524	9.69	7.21	16.6	10.67	0.482	0.06	0.401	0.791	1.92	111	23.3	7.47	3.35
(mqq	1.23	9.12	254	1776	181	69.8	270	4.05	0.4995	15.4	3.65	0.056	75.8	8.5	4.52	9.53
ементы (ј	0.412	56.2	86.4	65.5	122	457	10.42	0.076	2.33	94.7	1.59	0.043	99.2	28.4	1.97	3.8
геодяиМ	4.33	55.2	1359	3284	2634	291	22.67	3.17	0.345	48.5	7.1	0.202	108	33.8	67.5	84
	1.11	5.93	777	19988	2135	318	240	56.2	0.03	135	0.204	0.011	36.7	3.48	7.83	25.8
	0.278	7.06	84.7	3720	70.2	76.8	319	15	0.1	3.03	0.186	0.008	17.7	4.36	19.2	16.1
	0.188	1.14	355	181	37.8	118	55.83	8.61	0.05	0.588	25.1	5.06	123	4.76	10.56	1.3
	2.29	173	79.2	215	1741	123	335	2.12	62	115	2.27	8.35	20.7	11.7	1.3	4.7
	0.421	170	8596	47260	38062	683	107	353.4	160.11	1274	0.02	3.4	5.61	5.09	8.12	24
	Au	Ag	Cu	Zn	Pb	As	Ba	Cd	Hg	Sb	Те	Bi	>	Cr	Co	Ni

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ПОЛЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ

Примечание. Fe₂O₃^{tot} – содержание общего железа в пересчете на оксид. S^{tot} – общая сера. ППП – потери при прокаливании. Ррт – часть на миллион.



Фиг. 1. а – карта расположения района; б – геологическая карта района Хамама; в – геологическая карта месторождения Хамама (по материалам Aton Resources, 2018). Условные обозначения: 1 – долинные отложения; 2 – нубийский песчаник; 3 – кварцевые жилы; 4 – дайки гранит-порфиров; 5 – минерализованные кварц-карбонатные жилы; 6 – монцогранит; 7 – тоналит-трондъемит; 8 – габбро-диоритовый комплекс; 9 – гранодиорит; 10 – кварцевый диорит; 11 – кислые метавулканиты (риолит-дацит); 12 – железистые туфы; 13 – вулканокластические породы (туфобрекчии); 14 – основные и средние метавулканиты (андезитобазальт); 15 – разломы; 16 – зоны метасоматического изменения.

		-	-		-					
Элемент	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	As	Hg	Sb	Cd	Te
Минимальное	0.00	0.10	0.5	1	4	5.3	0.02	0.37	0.08	0.02
Максимальное	38.8	2710	15140	82600	376000	798	160.1	1274	353.4	25.1
Медиана	0.05	3.20	81	104	552	71	1.6	9.4	1.74	1.2
Среднее значение	0.42	15.23	373	819	3927.7	155.6	17.5	89.4	44.6	4.3
Стандартное отклонение	1.05	50.4	914	2917.6	14349.2	216	38.1	247.1	101.8	6.6

Таблица 2. Общие статистические параметры базы данных месторождения Хамама

Примечание. Средние значения в г/т, количество образцов (n = 12915 для Au, Ag, Cu, Zn; n = 11901 для Pb; n = 28 для As, Hg, Sb, Cd, Te); 0.00 – концентрация элемента ниже предела обнаружения.

Хамама (фиг. 1в). Большие по площади интрузии грано-диоритового и габбро-диоритового комплексов занимают юго-восточный угол территории. Они прорывают метавулканиты основного состава. Большое количество полевошпат-кварцевых гранит-порфировых даек протягивается в виде широкой полосы от массива монцогранитов в СВ направлении, пересекая все вышеупомянутые породы, включая гранитоиды. Зоны метасоматического изменения с рассеянными сульфидами широко распространены вокруг гранитоидных тел. Широко проявлены дизъюнктивные нарушения. Мощная толща Нубийских меловых песчаников (в западной части района) перекрывает метавулканические породы и руды.

Наиболее яркой особенностью геологии месторождения Хамама является широкое распространение карбонатных и кварц-карбонатных тел и жил, размещенных в вулканических и вулканокластических породах. Они сильно различаются по размеру, от нескольких миллиметров до десятков метров. Их можно разделить на два типа: а) неминерализованные, чистые тонкие карбонатные слои (толщиной до 15 см); б) минерализованные, мощные (до 10 метров и более) тела карбонатов. Они связаны с тектоническими нарушениями и в основном ограничиваются трещинами и разломами. Эти минерализованные линзы образуют протяженную до 3 км зону, которая прослеживается на восток и запад еще на 6 км и на глубину более 250 м. К этим зонам приурочена и рудная минерализация. При этом рудные тела круто погружаются, со средним углом падения около 55°. Мощность зоны оруденения варьирует в больших пределах от 10 до 110 м. Ширина залежи увеличивается вверх, достигая максимальных значений на поверхности в западной зоне месторождения Хамама.

ОБЩИЕ СТАТИСТИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ РУД

Среднее содержание основных оксидов руд Хамама (рассчитано по табл. 1) в порядке убывания составляет: SiO₂ (36.8 мас. %), Fe₂O₃ общ. (19.8 мас. %), CaO (9.6 мас.%), MgO (8.7 мас. %) и

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63

№ 2 2021

 Al_2O_3 (5.54 мас. %). Эти значения указывают на то, что силикаты, карбонаты и сульфиды железа (или оксиды) являются основными составляющими руды. Среднее содержание микроэлементов приведено в табл. 2.

Среднее содержание золота месторождения Хамама низкое, 0.42 г/т, при этом менее 24.5% образцов равномерно распределяются выше этого значения, а 11.6% выборки превышают значения 1 г/т. Содержание серебра также низкое – в среднем 15.23 г/т, где около 23.2% выборки выше среднего значения. Среднее значение содержаний меди составляет 0.037%, и около 20.7% образцов имеют значение выше среднего. Цинк, как правило, самый богатый металл в образцах после железа, в среднем составляет около 0.4%. В целом содержание свинца низкое (в среднем 0.08%), максимум 8.2%, в более чем 87% образцов свинец ниже среднего значения. Концентрации мышьяка составляют от 5 до 798 г/т. Среднее значение мышьяка составляет 155.6 г/т, а медиана – 71 г/т. Сурьма присутствует всегда, иногда и в высоких концентрациях – до 1274 г/т. Половина образцов имеет концентрацию Sb ниже среднего значения (89 г/т), но другая половина имеет высокие значения около 500 г/т. Кадмий распределяется по многим фазам в виде включений, а иногда и в виде сульфидной фазы гринокита. Однако содержание Cd очень низкое в большинстве образцов (в среднем при 44 г/т), за исключением образцов полиметаллической руды, где его содержание достигает 353 г/т.

Рассчитанные статистические значения (среднее и стандартное отклонение) в табл. 2 следует оценивать осторожно, особенно для металлов с небольшим количеством проанализированных образцов, таких как As, Sb, Cd и Hg. Два фактора играют важную роль в точности данных. Во-первых, образцы с содержаниями ниже пределов обнаружения (определяемые количеством ценного вещества по данным анализа составляют Au = 0.005 г/т, Ag = 1 г/т, Cu = 1 г/т, Pb = 1 г/т, в то время как минимальное значение Zn = 56 г/т, выше предела обнаружения) считались в два раза ниже, что незначительно влияет на общее среднее. Во-вторых, образцы с очень высокими содержаниями сильно



Фиг. 2. Схематическое поперечное сечение месторождения на участке Западная Хамама как модель вертикальной зональности (Смирнов, 1955) и концентрация элементов в каждой зоне. Условные обозначения: 1 – вулканокластические породы, 2 – метавулканиты, 3 – железная шляпа (Госсан), 4 – зона выщелачивания, 5 – зона вторичного обогащения, 6 – первичная руда, 7 – зоны гидротермальных изменений.

увеличивают стандартное отклонение (которое использует отношение квадрата отклонений к среднему содержанию). Эти эффекты еще более важны из-за большого разнообразия между образцами (от безрудных до массивных руд и от окисленных до свежих). В результате значения стандартного отклонения могут превосходить средние значения. Это не означает, что существуют отрицательные оценки, а скорее, что распределение асимметрично относительно среднего.

Таким образом, приведенные выше значения дают приемлемые средние содержания (взвешенные по длине образцов) для Cu, Zn, Pb, в некотором роде точные для Au и Ag и приблизительное представление о значениях для As, Sb, Hg, Cd и т.д. В таком случае высокие стандартные отклонения указывают на элементы с сильными изменениями содержаний.

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

По содержанию сульфидной минерализации руды, как правило, характеризуются от низких до средних (5–30% по объему). В некоторых глубоких буровых кернах встречены массивные руды с суммарным содержанием сульфидов до 60%. Месторождение подверглось интенсивным процессам физического выветривания. Вслед за С.С. Смирновым (Смирнов, 1955) нами выделены 4 основные зоны изменений на месторождении Хамама (снизу вверх): а) зона первичного оруденения; б) зона вторичного обогащения; в) зона выщелачивания; г) зона окисления (железная шляпа) (фиг. 2). В работе использованы данные опробования рудных интервалов. Минералогические характеристики рудных интервалов приводятся ниже. Определение границ между зонами весьма условно. Поэтому приводятся приблизительные пределы глубин каждой зоны, на основе данных геохимического опробования элементов и минералогических исследований.

Зона первичного оруденения (глубже 135 м от устья скважины)

Образцы первичной руды обогащены пиритом и сфалеритом больше, чем медными минералами. Они состоят в среднем из 30% модального кварца с аморфным кремнеземом, 25% доломита, 20% пирита, 10% кальцита, 10% других сульфидов, 5% полевого шпата. В этой зоне пирит представлен двумя генерациями: а) рано сформировавшиеся крупнозернистые идиоморфные кристаллы кубического габитуса в кварц-карбонатной матрице и б) мелкозернистые скелетные выделения, распределенные в серицитизированной полевошпатовой массе (фиг. 3б). Сфалерит встречается в виде больших масс с нечеткими кристаллическими очертаниями (фиг. 3а). Устанавливается более поздняя карбонатизация по отношению к кварцу. Реликты кварца с корродированными краями часто встречаются в тонкой карбонатной матрице.

Эта зона содержит самое высокое среднее количество Ag (20.1 г/т), варьируя от 0.1 до 2910 г/т. Золото показывает среднее значение 0.38 г/т, варьируя от 0 до 12.9 г/т. Среднее значение Zn составляет (3932 г/т), в диапазоне от 34 г/т до 12.1%, Cu (297 г/т) и Pb (660 г/т). Мощность этой зоны и содержание металлов уменьшаются сверху вниз.



Фиг. 3. Микрофотографии рудных минералов из разных зон: а – сфалерит и рассеянный пирит в кварц-карбонатной матрице; б – скелетные зерна пирита корродировали ободки первичного куба пирита; в – полиметаллическая руда с преобладанием пирита и сфалерита и небольшого межзернового галенита и халькопирита, окруженная реакционным ободком из ковеллита; г – галенит с включениями пирита и треугольниками выкрашивания, на границе с крупным зерном сфалерита; д – агломераты фрамбоидов пирита и идиоморфные кубики, показано стрелками; е – пирит с вытравленным бактериями краем; ж – кубики окисленного пирита, зонального строения; з – окисленный пирит и колломорфная текстура оксидов железа.

2021

Зона вторичного обогащения (от 85 до 135 м)

Эта зона характеризуется обилием текстур обрастания и замещения сульфидной минерализации вторичными минералами меди, такими как ковеллин, халькозин и борнит. Халькопирит распространен более широко, чем в зонах окисления и выщелачивания. Немного сфалерита и галенита можно найти в виде включений в карбонатную матрицу или в массивных пиритовых массах (фиг. 3в, г).

Карбонаты этой зоны существуют в основном в двух генерациях, первая из которых представляет собой доломитовую массу, содержащую пирит и кварц. Вторая — вторичные жилы кальцита, которые рассекают силикатные минералы, пиритовые жилы и более раннюю карбонатную матрицу. Во многих полированных шлифах наблюдалось растворение силикатов (кварца и лапили туфов) более поздним раствором карбонатов. Также гидротермальный раствор образует реакционный ободок с карбонатами и силикатами в полостях.

Отмечено, что в этой зоне содержания всех металлов очень близки к общему среднему значению месторождения. Они характеризуются самыми высокими средними концентрациями Zn (1.5%), Pb (0.3%), As (0.05%), Cd (400 г/т), Hg (150 г/т), Ag (40 г/т) и Au (0.7 г/т). Кроме того, в ней содержатся массивные сульфидные конкреции, подчиняющиеся геохимическому индексу (Zn + Cu + Pb > 5 атомный %), которые представляют только 1.7% выборки, но имеют наивысшие содержания золота и серебра (около 2 и 95 г/т соответственно). Эти массивные конкреции обнаруживаются в основном в зоне вторичного обогащения и в верхней части первичной рудной зоны, особенно в Западной Хамаме в интервале (340– 440 м в абсолютных значениях от уровня океана) (фиг. 2).

Зона выщелачивания (от 35 до 85 м)

Минеральная ассоциация этой зоны в основном богата пиритами, с низким содержанием сфалерита и минералов меди. Пирит в этой зоне наблюдается в двух формах с переходной формой между ними. Первый пирит представлен нормальными идиоморфными, кубической формы кристаллами, с интенсивным проявлением катаклазирования. Второй представлен фрамбоидальным пиритом (фиг. 3д). Переходная форма представлена кристаллами пирита с вытравленным бактериями краем (фиг. 3е, 4а). Фрамбоиды ограничены этой зоной. В зоне окисления они интенсивно окисляются и преобразуются в коломорфную массу (фиг. 3з). Эти фрамбоиды образуются за счет переработки первичных крупнозернистых пиритов бактериями в восстановительной среде, при низких температурах. Rickard (1997) показал, что пирит преобразуется в строго бескислородных системах. Halbach et al. (1993) определили температуру образования фрамбоидального пирита в гидротермальном поле месторождения в Японии в диапазоне (150-210°С). Сканирующая электронная микроскопия показывает сохранившиеся гнезда этих бактерий, построенных на первичных пиритах (фиг. 4а). Это привело к появлению во фрамбоидах тонких включений тетраэдрита, серебра и теллура (фиг. 4б). Агломераты фрамбоидов затем спаивались вместе с наполнителем из халькопирита, изредка образуя повторяющиеся ободки вокруг этих фрамбоидов. Барит распространенным второстепенным является минералом, особенно в этой зоне. Карбонаты в основном доломитовые и мелкозернистые.

Зона характеризуется резким истощением содержаний полезных компонентов, в ней концентрация Au снижается с 0.55 до 0.19 г/т, а Ag уменьшается с 16 до 9 г/т. Кроме того, зона выщелачивания имеет меньшую концентрацию свинца, примерно в половину от зоны окисления. Средняя концентрация меди снижается с 451 до 280 г/т. Содержание Sb также резко падает с 1 274 г/т (образец AHA-001 на вертикальной глубине 22 м) до менее чем 1 г/т (образец AHA-066B, на глубине 61 м). Zn, As, Hg показывают небольшое понижение, в то время как Cd — небольшое увеличение.

Зона окисления (от 0 до 35 м)

Согласно предыдущим сообщениям, по результатам бурения, проводимого в этом районе, зона окисления простирается под поверхностью на средней вертикальной глубине около 35 м (Aton Resources, 2016). В разломанных зонах и понижениях рельефа может достигать 50 м. Пустынный регион ВП характеризуется арилным климатом, где отсутствует сплошной почвенно-растительный покров. В этой связи кислород не расходуется на его формирование и насыщает грунтовые воды. В результате чего образуется окислительный барьер, что привело к обогащению одними элементами и истощению других, в соответствии с их физико-химическими свойствами, особенно растворимостью. Поэтому руды на поверхности месторождения характеризуются рыхлой текстурой, обусловленной процессами гипергенного выщелачивания, иногда сохраняются фрагменты "губок" пиритового и сфалерит-пиритового состава. В зоне окисления пирит переходит в гидроксиды железа в виде гематита, гетита и лимонита, с сохранением контура первоначальной кубической формы, которые можно назвать псевдоморфозами пирита (фиг. 3ж). Сфалерит превращается в оксиды (цинкит, ZnO), карбонаты (смитсонит, ZnCO₃) и сложные соли цинка, которые трудно идентифицировать микроскопически. Другие оксидные эквиваленты первичной руды включают в себя: литаргит или "глёт" (PbO), куприт (Cu_2O), арсенолит (As_2O_3) и др.

Карбонаты и окисленные сульфидные минералы подвергались диагенетическим преобразованиям, выразившимся в появлении коллоформной, кокардовой и сферолитовой текстур (Mahmoud et al., 2018). Некоторые карбонаты реагировали с Zn в коллоидном растворе при образовании этих текстур. Глинистые минералы представляют собой основной компонент зоны окисления, образовавшейся в результате выветривания силикатных минералов вулканических пород. Общая минеральная ассоциация зоны окисления может быть описана как гематит-лимонит-гетит-глинисто-карбонат-кварцевая, несущая Au и Ag с обильным баритом в качестве второстепенного минерала.

Помимо большого объема и простоты извлечения металлов, зона окисления характеризуется лучшими средними содержаниями золота (0.55 г/т), свинца (1029 г/т) и меди (451 г/т). Средняя концентрация золота в зоне окисления выше, чем в среднем по рудной залежи в 1.3 раза, что подтверждает его гипергенное обогащение при окислении. Кроме того, верхние 10 м содержат самые высокие концентрации Au (0.61 г/т) и нормальные значения Cu (524 г/т), Pb (1227 г/т) и Zn (4929 г/т), но низкое – Ад (14.4 г/т). В целом зона окисления обогащена Au, Cu, Fe, Sb, As и Hg. С другой стороны, зона окисления обеднена сульфидами Ag, Te, V, Со, Сг и Ni из-за их высокой растворимости при окислении. Статистика показывает, что верхний 10-метровый слой месторождения Хамама имеет значительные содержания большинства металлов



Фиг. 4. Фотографии со сканирующего электронного микроскопа: а – сохраненные гнезда фрамбоидальных бактерий, построенные на первичных кубиках пиритов, б – фрамбоид пирита (Ру) с тонкими включениями тетраэдрита (Tet), самородного теллура (Te) и серебра (Ag).

из-за гипергенного обогащения, кроме Ag (табл. 3-II) (Abd El-Rahman et al., 2015).

ПРИПОВЕРХНОСТНЫЕ АНОМАЛИИ

В попытке сопоставить приповерхностные аномалии с тектоникой мы представляем следующие контурные карты распределения концентраций металлов на поверхности (фиг. 5). Геохимическое картографирование на площади приблизительно 2.5 км² с размерами 956 × 2660 м, выполненное с использованием программы Arc-GIS, на основе значений анализа проб из траншей и среднего значения верхнего интервала проб бурового керна (до 5 м глубиной).

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63 № 2 2021

МАХМУД и др.

Таблица 3.	Изменение среднего содержания элементов Au, Ag, Zn, Pb и Cu (г/т)
------------	---

ii zonozan zap	iuiții)i			
Участок	Западная Хамама	Центральная Хамама	Восточная Хамама	Северная Хамама
Координаты	X = 533700 - 534600 $Y = 2913500 - 2914000$	X = 5347600 - 535000 $Y = 2913700 - 2914000$	$\begin{array}{l} X = 535000 - 535900 \\ Y = 2913700 - 2914500 \end{array}$	X = 534400 - 535000 $Y = 2914000 - 2914500$
Количество образцов	<i>n</i> = 9109	<i>n</i> = 486	<i>n</i> = 2263	<i>n</i> = 618
Au	0.56	0.09	0.14	0.014
Ag	19.66	3	6.17	0.64
Zn	3034.5	2188.4	8571	1051
Pb	758.5	507	1110	90
Cu	337.8	197.4	548.3	408

T	Боковая	вариания
1.	DUNUDAA	рарнация

II. Вертикальная вариация

Интервал	Приповерхностная руда	Зона окисления	Зона выщелачивания	Зона вторич- ного обогаще- ния	Первичная руда
Высота над уровнем моря	540—530 м	540—490 м	490—440 м	440—390 м	390-283 м
Количество образцов	<i>n</i> = 4579	<i>n</i> = 6788	<i>n</i> = 3034	<i>n</i> = 1849	<i>n</i> = 3033
Au	0.61	0.55	0.19	0.34	0.38
Ag	14.14	16	9	14.8	20.1
Zn	4929	4306	3151	3893	3932
Pb	1227	1029	531	626	660
Cu	524.24	451	280	288	297

В результате были выявлены две потенциальные аномальные зоны для Au, первая из которых расположена на Западной Хамаме (до 38.8 г/т), с самой мощной частью на восточной стороне (фиг. 5). Вторая аномалия расположена в центральной части Восточной Хамамы (до 7.8 г/т).

Также были идентифицированы две потенциальные зоны для Ag, которые совпадают с двумя аномалиями золота. Первая расположена на Западной Хамаме (до 2710 г/т), в ее центральной части. Вторая аномалия на Восточной Хамаме, с концентрацией до 253 г/т Ag.

Цинк имеет только одну крупную аномалию на Западной Хамаме с концентрациями до 37.6%. В западном участке концентрации цинка не превышают 1000 г/т, за исключением нескольких точек в центральной части Западной Хамамы.

Свинец сконцентрирован в двух аномалиях, первая из которых расположена вдоль центральной части Западной Хамамы с концентрацией свинца до 6.33% и простирается до восточной части Центральной Хамамы. Вторая аномалия расположена в центральной части Восточной Хамамы с концентрациями до 3.22%.

Крупная аномалия меди протягивается через центральную и южную части Западной Хамамы со значениями до 1.43% и простирается до восточной части Центральной Хамамы. Еще две небольшие аномалии расположены в Восточной Хамаме (до 1.51%) и в Центральной Хамаме с более низкими концентрациями до 0.74%.

В целом Восточная Хамама представляет собой главный источник для цинка, свинца и меди в районе Хамама.

ТРЕХМЕРНАЯ ИНТЕРПОЛЯЦИЯ БАЗЫ ДАННЫХ

Результаты трехмерной интерполяции базы данных по распределению металлов Au, Ag, Pb, Cu и Zn (фиг. 6, 7) на поперечных сечениях показывают, что минерализация не сгруппирована в сплошное рудное тело. Оно нарушается разнонаправленными разломами и зонами переломов. Эти разломы образовались после полного форми-



Фиг. 5. Контурные карты поверхностного распределения элементов Au, Ag, Zn, Cu и Pb. Наименования участков сокращены следующим образом: Хамама западная (X3), Хамама Центральная (XЦ), Хамама Восточная (XB), Хамама Северная (XC).

	Cu	Cd	As	Sb	Hg	Zn	Pb	Au	Ag
Cu	1	0.97	0.87	0.77	0.5	0.65	0.53	0.18	0.17
Cd	0.97	1	0.87	0.73	0.78	0.9	0.74	-0.16	0.28
As	0.87	0.87	1	0.66	0.63	0.8	0.61	0.06	0.34
Sb	0.77	0.73	0.66	1	0.7	0.38	0.87	-0.03	0.61
Hg	0.5	0.45	0.36	0.7	1	0.17	0.69	0	0.65
Zn	0.65	0.9	0.8	0.38	0.71	1	0.53	0.21	0.18
Pb	0.53	0.74	0.61	0.87	0.69	0.53	1	0.42	0.47
Au	0.18	-0.16	0.06	-0.03	0	0.21	0.42	1	0.5
Ag	0.17	0.28	0.34	0.61	0.65	0.18	0.47	0.5	1

Таблица 4. Коэффициент корреляции некоторых элементов месторождения Хамама

Примечание. Заштрихованные квадраты выражают высокий коэффициент корреляции (≥0.75).

рования рудного тела и сильно изменили его конфигурацию. Ряды поперечных сечений С–Ю (фиг. 7) в западном участке иллюстрируют крутое погружение руд (со средним углом падения 55°) к югу, где вмещающими являются вулканокластические породы.

Микроскопическое исследование показывает, что пористость вулканокластических пород выше, чем базальтовых пород. Крутой наклон и высокая пористость облегчают проникновение гидротермального раствора и, соответственно, благоприятствуют богатому оруденению.

ПРОДУКТИВНОСТЬ РУДНЫХ УЧАСТКОВ

Нами определены координаты четырех участков рудного тела (Западная, Восточная, Северная и Центральная Хамама) и рассчитаны средние содержания элементов из кернов и траншей в каждом участке (см. фиг. 5 и табл. 3-I). Полученные результаты согласуются с поверхностными аномалиями. Западная Хамама является основным источником для золота (0.56 г/т) и серебра (19.66 г/т), в то время как Восточная Хамама является основным источником для цинка (8571 г/т), свинца (1110 г/т) и меди (548 г/т). Минерализация в Северной Хамаме встречается в виде зон изменения и кварцевых жил с железным блеском (спекуляритом). В этой связи Северная Хамама самая бедная.

Центральная Хамама была нарушена пострудной гранитной дайкой, что привело к отделению западного и восточного участков и, соответственно, к снижению среднего содержания всех металлов.

КОРРЕЛЯЦИЯ ЭЛЕМЕНТОВ

Функция корреляции является полезным индикатором прочности взаимосвязи между двумя непрерывными переменными. Тем не менее нужно опасаться простой числовой корреляции, которая может закончиться так называемой "бессмысленной корреляцией" (Yule, 1926). Более точный подход — это сочетание минералогии и геохимии, то есть сочетание классических минералогических исследований с геохимическим анализом рудного месторождения. Корреляции между различными элементами были изучены для всей популяции образцов, а также для богатых пиритом полиметаллических и окисленных руд. Значения коэффициентов корреляции Аu, Ag, Cu, Pb и Zn друг с другом из общей популяции основаны на базе данных Aton Resources, тогда как другие коэффициенты корреляции основаны на выборках проб, собранных авторами (табл. 4).

Медь проявляет высокую корреляцию со многими элементами, такими как Cd, As и Sb. Сильная положительная корреляция между Cd и Cu (r=0.97) отражает тесную связь Cd с медьсодержащими минералами (халькопиритом, ковеллином, энаргитом и борнитом). Сурьма обнаружена в виде мелких включений тетраэдрита в пирите, халькопирите и арсенопирите.

Несмотря на то что кадмий обнаружен в низких концентрациях, он появляется в металлической форме гринокита в полиметаллических образцах и в качестве обычного включения в большинстве сульфидных фаз, таких как сфалерит, халькопирит, арсенопирит и энаргит.

Мышьяк демонстрирует хорошую корреляцию со многими другими элементами (Cu, Cd и Zn), что можно объяснить тем, что он представлен во многих минералах, включая арсенопирит и энаргит, а также в виде включений в сфалерите.

Сурьма демонстрирует сильную корреляцию с медью, так как она обнаружена в виде примеси халькостибита (CuSbS₂), фаматинита (Cu₃SbS₄) и тетраэдрита (Cu, Fe)₁₂Sb₄S₁₃, в пирите, арсенопирите и халькопирите. Сильная корреляция Sb с Pb



Фиг. 6. а - 3D-модель распределения золота на Западной Хамаме, б - набор сечений в 3D-модели (Au > 1 г/т).



Фиг. 7. Разрезы центральной части Западной Хамамы, с контурами распределения элементов: Аu, Ag, Cu, Pb и Zn.

указывает на тесную связь галенита и стибнита и их продуктов окисления, где они прочно связаны друг с другом в зоне окисления, в окисленном пирите. Корреляция между Sb и Ag может быть объяснена тем фактом, что они находятся вместе в тетраэдрите.

Цинк показывает сильную корреляцию с кадмием. Анализ EDX показал, что большинство сфалеритов содержат заметные количества кадмия (до 0.99 мас. % в образце АНА-090), что является характерным для сфалеритов (Schwartz, 2000).

Между металлами Cu, Zn, Pb не фиксируется высокий коэффициент корреляции, потому что эти металлы находятся в различных минералах.

Высокие положительные межэлементные корреляции между Pb, Cd, As, Sb и Hg (табл. 4) отражают тесную связь арсенопирита, эниргита, стибнита, гринокита и галенита в полиметаллическом типе руды.

Ртуть демонстрирует положительную корреляцию с большинством элементов, что может быть связано с ее объединяющим характером, но, при этом, она показывает отрицательную корреляцию с золотом, поскольку золото в основном связано с пиритом.

Золото не коррелирует с большинством элементов, за исключением умеренной корреляции с серебром и слабой корреляции со свинцом, медью, железом и цинком, что указывает на его связь с сульфидами основных металлов, как в полиметаллической, так и в пиритной руде. Чтобы исследовать связи золота в основных минералах породы (кварц и карбонаты), мы сопоставили Аи с основными элементами, такими как Fe, Ca, Si и Mg. Обычно оксиды не коррелируют с микроэлементами, потому что основные элементы не имеют дискретных факторов, контролирующих их изменение в качестве микроэлементов. Тем не менее некоторые микроэлементы могут проявлять некоторые склонности к конкретным основным оксидам, как об этом свидетельствует минералогическое изучение (микроскопическое и EDX). Золото демонстрирует наилучшую корреляцию с Fe_2O_3 (r = 0.23), которую подтверждают электронно-микроскопические и EDX-исследования — микрочастицы золота внедряются в кристаллическую решетку пирита и переосаждаются после разрушения этой решетки во время окисления (Mahmoud et al., 2018). Кроме того, золото демонстрирует отрицательную корреляцию с СаО и MgO (r = -0.18 и -0.29 соответственно), что свидетельствует о том, что карбонизация наложена на сульфидную минерализацию, что привело к снижению содержаний металлов.

Теллур очень редкий. Он встречается только в виде включений в киновари, сфалерите и редко в самородном серебре. Он показывает небольшую корреляцию с Zn (r = 0.44), Hg (r = 0.26) и Fe₂O₃ (r = 0.23), которая подтверждается результатами EDX.

выводы

1. Месторождение Хамама — крупномасштабный пример очень распространенных неисследованных месторождений в центральной части Восточной Пустыни Египта. Оно расположено вдоль контакта базальтовых пород с их вулканокластическими разностями.

2. Форма рудных тел — штокверковая или в виде зон рассеянной вкрапленности. Руды массивные и полумассивные. Распределение элементов и минералогические характеристики подтверждают вертикальную зональность месторождения. Уверенно выделяются четыре зоны: а) зона первичной руды, обогащенная пиритом, сфалеритом и галенитом; б) зона вторичного обогащения, которая характеризуется обилием вторичной сульфидной минерализации и медных минералов; в) зона выщелачивания с резким истощением металлов, обилием фрамбоидов пирита с низким содержанием сфалерита; г) зона окисления, где пирит окислился до оксидов и гидроксидов железа.

3. Рудные минералы на месторождении Хамама составляют 5–30% по объему, с преобладанием минеральных фаз железа. В металлических минеральных комплексах преобладают пирит (40–90%), сфалерит, галенит, халькопирит и редкие акцессорные минералы – ковеллин, борнит, энаргит, акантит, гринокит и тетраэдрит с минералами кварца, карбонатов, барита, хлорита. Полиметаллическая руда богаче золотом и серебром, чем руда, обогащенная пиритом.

4. Зона окисления содержит отличное самородное золото и серебро. Накопление золота происходило в результате гипергенного изменения и окисления пирита, содержавшего золото в виде изоморфной примеси, с его дальнейшим укрупнением при эпигенетических процессах. Зона окисления, особенно верхние 10 м, содержит отличные Au и Ag, которые образуются в результате процессов гипергенного обогащения.

5. При организации работ по добыче Au, Ag и других металлов на месторождении Хамама рекомендуется первоначально заложить карьер на оксидной шляпе на западном участке. При необходимости в добыче Cu, Zn и Pb — открыть карьер на восточном участке.

6. Мы также рекомендуем Aton Resources провести дополнительную проверку содержаний Au в железистых туфах в юго-восточной части района Хамама из-за выявленной аномалии в восточной зоне на основе образца H-62 (табл. 1), где получено 0.512 г/т Au.

2021

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Смирнов С.С. Зоны окисления сульфидных месторождений. Изд. АН СССР, 1955.

Abdeen M.M., Greiling R.O. A quantitative structural study of late PanAfrican compressional deformation in the Central Eastern Desert (Egypt) during Gondwana assembly // Gondwana Res. 2005. V. 8. P. 457–471. https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)71148-5

Abd El-Rahman Y.A., Surour A.A., El-Manawi A.H.W., El-

Dougdoug A.-M.A., Omar S. Regional setting and characteristics of the Neoproterozoic Wadi Hamama Zn–Cu–Ag– Au prospect: evidence for an intra-oceanic island arc-hosted volcanogenic hydrothermal system // Int. J. Earth Sci. 2015. V. 104. №. 3. P. 625–644.

https://doi.org/10.1007/s00531-014-1093-7

Abd El-Rahman Y.A., Surour A.A., El-Manawi A.H.W., Rifai, M., Motelib A.A., Ali W.K., El-Dougdoug A.M. Ancient mining and smelting activities in the Wadi Abu Gerida Area, Central Eastern Desert, Egypt: Preliminary Results // Archaeometry. 2012. V. 55. №. 6. P. 1067–1087.

https://doi.org/10.1111/j.1475-4754.2012.00728.x

Abd El-Wahed M.A., Kamh S.Z. Pan African dextral transpressive duplex and flower structure, Central Eastern Desert, Egypt // Gondwana Res. 2010. V. 18. Is. 2–3 P. 315–336.

https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.02.007

Aton Resources. For immediate release, Aton begins Remote Sensing and Spectral Imaging survey over its 40km gold mineralized Abu Marawat concession to further define its multiple exploration sites in this mining district 2016 // Company report: https://www.atonresources.com/site/assets/files/1197/aton-resources-inc-press-release-remotesensing-aug-29-2016-1.pdf

Aton Resources. Hamama west deposit, Abu Marawat concession, Arab Republic of Egypt, 2017, NI 43-101 // Company report: https://www.atonresources.com/site/assets/ files/1172/hamama_west_jan2017_ni43101tr_v3_final.pdf Aton Resources. High Grade Gold-silver-Zinc Oxide Mineralization From Channel Sampling Of Excavated Road Cuttings At Hamama East. 2018 // Electronic report: VANCOUVER, British Columbia. Company report: https:// www.atonresources.com/news/2018/aton-announces-high-grade-gold-silver-zinc-oxide-mineralization-from-channel-sampling-of-excavated-road-cuttings-at-hamama-east/

Conoco C. Geological map of Egypt: Qusier Quadrangle, scale 1 : 500000. The Egyptian General Petroleum Corporation, 1987.

El-Gaby S., List F.K., Tehrani R. Geology, evolution and metallogenesis of the Pan-African Belt in Egypt // El-Gaby S., Greiling R.O. (Eds.). The Pan-African belt of Northeast Africa and Adjacent Area. Braunschweig/Wiesbaden: Friedr Viewegsohn, 1988. P. 17–68.

Halbach P., Pracejus B., Maerten A. Geology and mineralogy of massive sulfide ores from the central Okinawa trough, Japan // Econ. Geol. 1993. V. 88. P. 2210–2225. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.88.8.2210

Mahmoud A.S., Dyakonov V.V., Dawoud M.I., Kotelnikov A.E. Mineral composition, textures and gold habit of the Hamama mineralizations, central Eastern Desert of Egypt // RUDN J. of Engineering researches. 2018. V. 19. №. 4. P. 391—401. https://doi.org/10.22363/2312-8143-2018-19-4-537-551

Rickard D.T. Kinetics of pyrite formation by the H_2S oxidation of iron (II) monosulfide in aqueous solutions between 25 and 125°C: The rate equation // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 115–134.

https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00321-3

Schwartz M.O. Cadmium in zinc deposits: economic geology of a polluting element // International Geology Review. 2000. V. 42. N_{\odot} . 5. P. 445–469.

https://doi.org/10.1080/00206810009465091

Yule G.U. Why do we sometimes get nonsense-correlations between Time-Series? A study in sampling and the nature of time-series // J. of the royal statistical society. 1926. V. 89. $\mathbb{N}_{\mathbb{P}}$. 1. P. 1–63.