

---

---

**МИНЕРАЛЫ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ**

---

---

**ТИПОМОРФИЗМ, ТИПОХИМИЗМ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ  
ХАРАКТЕРИСТИКИ СУЛЬФИДОВ ЖЕЛЕЗА МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
ГОЛЕЦ ВЫСОЧАЙШИЙ (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)**

© 2021 г. Ю. И. Тарасова<sup>1, 2, \*</sup>, А. Е. Будяк<sup>1, 2</sup>, д. чл. А. В. Иванов<sup>3</sup>, д. чл. Н. А. Горячев<sup>1, 4</sup>,  
А. В. Игнатъев<sup>5</sup>, Т. А. Веливецкая<sup>5</sup>, д. чл. Т. А. Радомская<sup>1</sup>, А. В. Блинов<sup>1</sup>, В. Н. Бабяк<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геохимии СО РАН, ул. Фаворского, 1а, Иркутск, 664033 Россия

<sup>2</sup>Иркутский национальный исследовательский технический университет,  
ул. Лермонтова, 83, Иркутск, 664074 Россия

<sup>3</sup>Институт земной коры СО РАН, ул. Лермонтова, 128, Иркутск, 664033 Россия

<sup>4</sup>Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН,  
ул. Портовая, 16, Магадан, 685000 Россия

<sup>5</sup>Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,  
просп. 100-летия Владивостока, 159, Владивосток, 690022 Россия

\*e-mail: j.tarasova84@yandex.ru

Поступила в редакцию 13.10.2020 г.

После доработки 23.10.2020 г.

Принята к публикации 10.12.2020 г.

В статье приведены новые данные о различных генерациях пирита и пирротина золоторудного месторождения Голец Высочайший (Бодайбинский район, Иркутская область). Показаны морфологические, геохимические и изотопные ( $\delta^{34}\text{S}$ ) особенности выделенных генераций. Полученные характеристики являются отражением эволюции системы во время формирования месторождения. Каждая генерация пирита сформировалась в связи с отдельным этапом эволюции неопротерозойских отложений региона, включавшей: 1) диагенез (610 млн лет); 2) катагенез (570–520 млн лет); 3) метаморфизм (~450–430 млн лет); 4) тектоно-магматическую активизацию (330–270 млн лет).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом датированы генерации пирита-III и пирита-IV, показавшие возраста, которые соответствуют двум ранее установленным возрастным этапам формирования золотого оруденения и проявления гранитного магматизма.

*Ключевые слова:* типоморфизм пирита и пирротина, изотопия серы, датирование, золоторудные месторождения, Байкало-Патомское нагорье, Восточная Сибирь

DOI: 10.31857/S0869605521010123

**ВВЕДЕНИЕ**

Ленская золотоносная провинция является одной из крупнейших по концентрации золоторудных месторождений и их общих запасов не только в России, но и мире. Здесь расположены месторождение-гигант Сухой Лог, крупные золоторудные объекты Голец Высочайший, Вернинское, Угахан, Красный, Светловское, Ыканское и ряд более мелких рудных и россыпных месторождений.

По сравнению с достаточно хорошо изученным месторождением Сухой Лог (Distler et al., 1996; Буряк, Хмелевская, 1997; Laverov et al., 2007; Large et al., 2007; Meffre et al., 2008; Rusinov et al., 2008; Kryazhev et al., 2009; Chernyshev et al., 2009; Yudovskaya et al., 2011; 2016; Chugaev et al., 2014), месторождение Голец Высочайший, расположенное в 30 км к СВ от Сухого Лога и являющееся его наиболее близким аналогом, явно недо-

изучено (Вагина, 2012; Кучеренко и др., 2012). В представленной статье приводятся новые данные о типоморфизме, химическом составе и изотопных характеристиках серы пирита и пирротина как главных минералов руд этого месторождения. Это позволило выявить последовательность формирования разных генераций сульфидов и дополнить знания по эволюции рудообразования в Бодайбинском регионе в целом.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изучения взаимоотношений между минералами и выявления первичных структур зерен поведено диагностическое травление сульфидов железа. Пирит и пирротин подвергались воздействию концентрированной азотной и соляной кислоты соответственно. Время выдержки составляло 10–40 с.

Изучение минерального состав руд проводилось как оптическими методами (поляризационный микроскоп Olympus BX-51), так и с применением рентгеноспектрального микроанализа (электронно-зондовый рентгеноспектральный микроанализатор JXA8200 фирмы JEOL (Токио, Япония) с 5 волновыми и энергодисперсионными (EX-84055MU) спектрометрами). Рентгеноспектральный микроанализ (РСМА) проводился при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 25 нА. Изучение пирита и пирротина осуществлялось в режимах: 1) электронного микроскопа во вторичных, обратно рассеянных электронах, рентгеновских лучах и 2) количественного микроанализа с помощью волновых спектрометров с кристаллами LDE1, LDE2, TAP, TAPH, PET, PETH, LiF и LiFH.

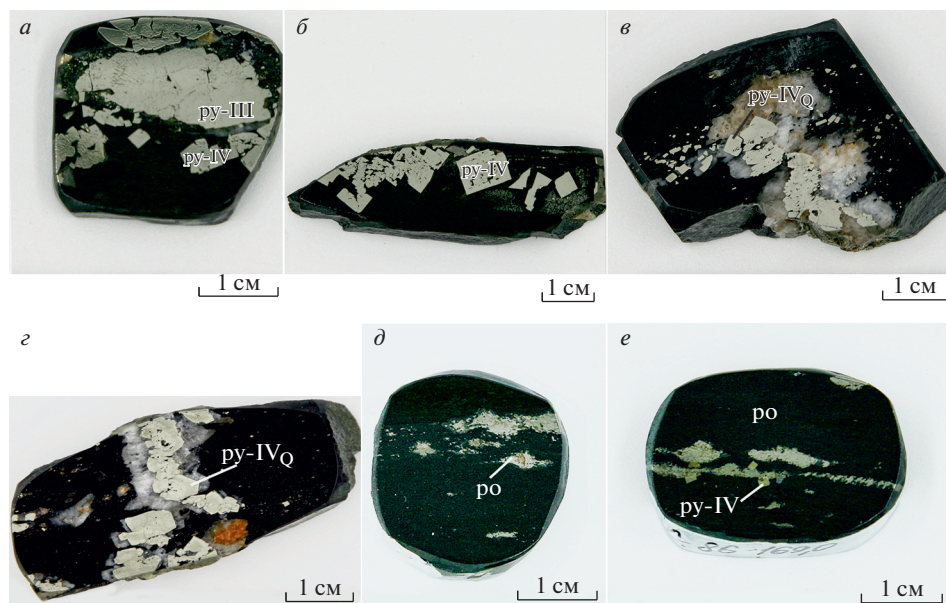
Изотопный анализ серы определялся в лаборатории стабильных изотопов в ЦКП ДВГИ ДВО РАН с применением локального лазерного метода с использованием фемтосекундного комплекса лазерной абляции NWR Femto (Ignatiev et al., 2018; Velivetskaya et al., 2019). Соотношение изотопов серы измеряли на массах 127 ( $^{32}\text{SF}^{5+}$ ) и 129 ( $^{34}\text{SF}^{5+}$ ) на масс-спектрометре MAT-253 (Thermo Fisher Scientific). Измерения проведены относительно лабораторного рабочего стандарта, калиброванного по международным стандартам IAEA-S-1, IAEA-S-2 и IAEA-S-3. Результаты измерений  $\delta^{34}\text{S}$  приведены относительно международного стандарта VCDT и выражены в промилле (‰). Точность анализов  $\delta^{34}\text{S}$  составляла  $\pm 0.20$  ‰ ( $2\sigma$ ).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирование с использованием масс-спектрометрического комплекса ARGUS VI, включающего одноименный масс-спектрометр (Thermo Fisher Scientific), блок очистки газа и высоковакуумную резистентную печь двойного вакуума. Методика подробно описана в статье (Ivanov et al., 2015). Для построения диаграммы ступенчатого нагрева использовалась программа IsoplotR (Vermeesch, 2018).

## ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Месторождение Голец Высочайший расположено в пределах деформированных структур Южной пассивной окраины Сибирского кратона (СК) (север Иркутской области, Россия), на северо-восточном фланге Бодайбинского синклинория (Иванов, 2014). Вмещающие неопротерозойские терригенно-карбонатные породы претерпели метаморфические изменения зеленосланцевой фации (Петров, Макрыгина, 1975; Stanevich et al., 2007; Nemerov et al., 2010; Иванов, 2014). Большинство золоторудных объектов локализованы среди пород серицит-хлоритовой субфации.

В структурном плане месторождение приурочено к лежащему крылу Каменской антиклинальной складки субширотного простирания. Рудовмещающими являются отложения нижней подбиты хомолхинской свиты, сложенной ритмичным переслаиванием темно-серых умеренно углеродистых ( $C_{\text{орг}}$  1.0–1.5% до 7.2%) песчаников, алевролитов и пелитов. В породах отмечается широкое распространение анкерита. Ниже по разрезу расположены углеродсодержащие терригенно-карбонатные отложения



**Рис. 1.** Взаимоотношения пирита (py) и пирротина (po), характерные для месторождения Голец Высочайший. I, II, IV, IV<sub>Q</sub> – генерации пирита.

**Fig. 1.** Relationship of pyrite (py) and pyrrhotite (po) typical for the Golets Vysochaishiy deposit. I, II, IV, IV<sub>Q</sub> – generations of pyrite.

угаханской и терригенные отложения бужухтинской свит, слагающих ядерную часть Каменской антиклинали (Буряк, Хмелевская, 1997; Иванов, 2014).

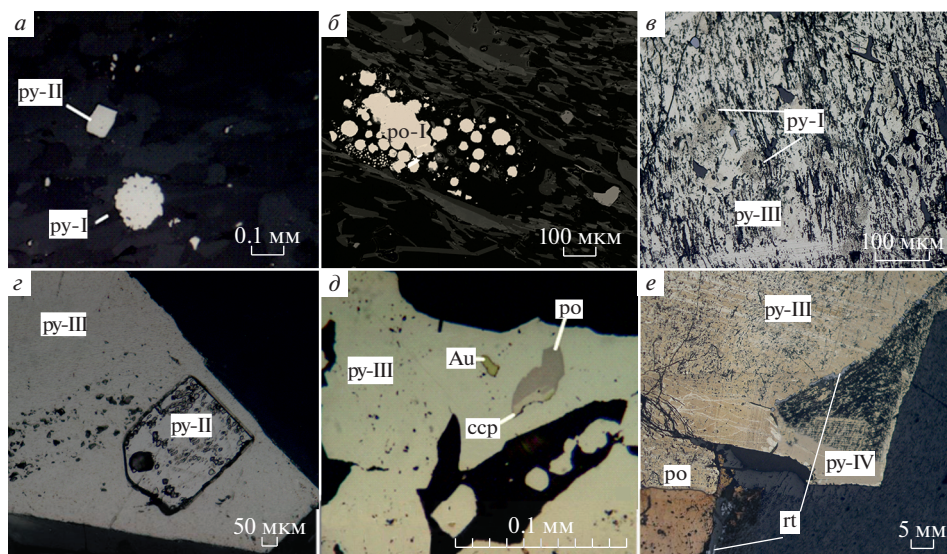
В границах месторождения выделяется зона рудной минерализации, оконтуренная по бортовому содержанию золота 0.4 г/т. Зона рудной минерализации представлена двумя рудными телами (западным и восточным) сложной морфологии, суммарной протяженностью ~3000 м. Минерализованная зона имеет субширотное простирание с падением на север под углом 5°–10°, т.е. имеет залегания, близкие к напластованию пород (Буряк, Хмелевская, 1997). Запасы золота на месторождении составляют 81 т (Babyak et al., 2020).

Главными рудными минералами месторождения Голец Высочайший являются пирит и пирротин (рис. 1). В подчиненном количестве отмечаются галенит, халькопирит, сфалерит. Самородное золото в виде интерстициальных частиц установлено в ассоциации с пиритом, реже с пирротинном, галенитом, халькопиритом и сфалеритом.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

На месторождении Голец Высочайший выделено четыре генерации пирита, различающиеся по морфологии, взаимоотношениям с минеральными ассоциациями, а также по химическому и изотопному составу.

Наиболее ранняя генерация (пирит-I) наблюдается в виде единичных фрамбоидальных вкрапленников или скоплений овальной формы во вмещающих породах (рис. 2, а, б). Размер таких выделений не превышает 120 мкм. Реликты пирита-I (видны после диагностического травления) достаточно часто встречаются в пирите всех более поздних генераций (рис. 2, в). Фрамбоидальные зерна пирита-I отмечены в виде



**Рис. 2.** Генерации пирита.

*a* – зерна пирита-I и пирита-II; *б* – скопление фрамбоидального пирротина-II во вмещающих породах; *в* – реликты пирита-I в метаагрегате пирита-III (фото после диагностического травления); *г* – реликты кристаллов кубического пирита-II в агрегате пирита-III (фото после диагностического травления); *д* – метаагрегат пирита-III с включениями халькопирита, пирротина и самородного золота; *е* – агрегат прожилковидного выделения пирротина и кристалла пирита-IV и кайма рутила вдоль пирротина и пирита-III. py – пирит, po – пирротин, ccp – халькопирит, rt – рутил, Au – самородное золото.

**Fig. 2.** Generations of pyrite.

*a* – grains of pyrite-I and pyrite-II; *б* – cluster of framboidal pyrrhotite-II in host rocks; *в* – relict pyrite-I crystals in metaaggregate of pyrite-III (after etching); *г* – relict crystals of cubic pyrite-II in the pyrite-III aggregate (photograph after diagnostic etching); *д* – metaaggregate of pyrite-III with inclusions of chalcopyrite, pyrrhotite and native gold; *е* – aggregate of the veinlet-like segregation of pyrrhotite and a pyrite-IV crystal, and the rutile rim along pyrrhotite and pyrite-III. py – pyrite, po – pyrrhotite, ccp – chalcopyrite, rt – rutile, Au – native gold.

включений во вмещающих породах, захваченных агрегатами пирита-III (рис. 2, *д*) и идиоморфными кристаллами пирита-IV. Кроме того, установлены фрамбоидальные зерна пирротина, представляющие собой псевдоморфозы по пириту-I (рис. 2, *б*), что указывает на его более раннее происхождение. Методом РСМА проведено изучение состава пирита разных генераций (табл. 1). Реликты пирита-I в пирите-IV характеризуются повышенным фоном золота (рис. 4), содержание которого достигает 0.14 мас. %. Кроме золота, в пирите-I установлена примесь Co и Ni, с преобладанием последнего.

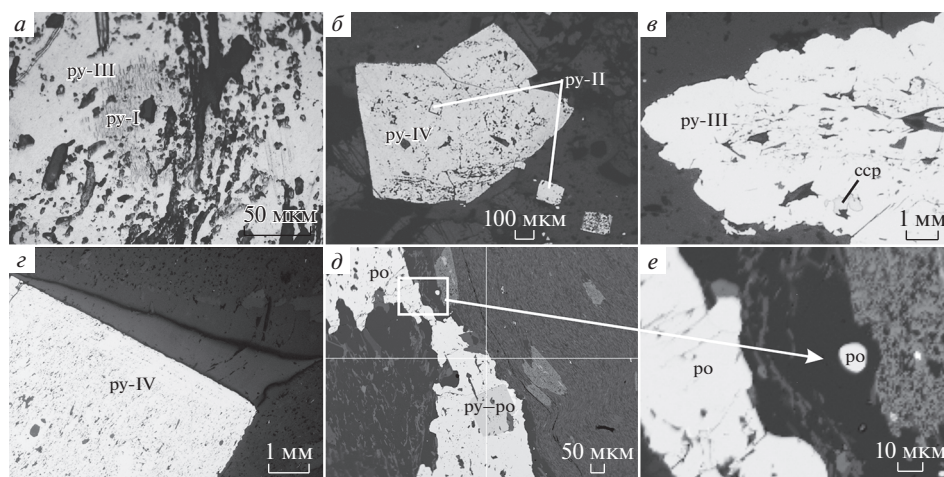
Мелкие идиоморфные кубические кристаллы пирита-II (рис. 2, *г*) обычно встречаются в виде рассеянной вкрапленности во вмещающих породах, чаще приурочены к прослоям песчаника. Размер идиоморфных кристаллов пирита-II не превышает 200 мкм. Поверхность кристаллов однородная, края ровные. В пирите-II отмечаются реликты более раннего пирита-I. В результате диагностического травления выделены реликты пирита-II в пирите-III (рис. 2, *в*), пирите-IV (рис. 3, *б*) и в агрегатах пирротина (рис. 3, *д*). На поверхности пирита-II наблюдается сходное с пиритом-I распределение самородного золота, в сопоставимых концентрациях (табл. 1). В агрегатах пирротина методом РСМА установлены псевдоморфозы пирротина по кубическим кристаллам пирита-II,

**Таблица 1.** Состав элементов-примесей (PCMA, мас. %) и  $\delta^{34}\text{S}$  (‰) в пирите разных генераций и пирротине месторождения Голец Высочайший**Table 1.** Composition of minor elements (X-ray microanalysis, wt %) and  $\delta^{34}\text{S}$  (‰) in pyrite of different generations in the Golets Vysochaiskiy deposit

Генерации пирита	Fe	S	As	Co	Ni	Au	$\delta^{34}\text{S}$
Пирит -I	44.25(5)	54.20(5)	—	0.13(5)	0.15(5)	0.14(5)	—
	43.8–44.7	53.3–54.9		0.10–0.16	0.0–0.20	0.11–0.20	
Пирит -II	45.58(7)	53.74(7)	—	—	—	0.015(7)	—
	45.11–46.69	52.39–54.13				0.0–00.21	
Пирротин	60.11(41)	39.09(41)	—	—	—	—	4.2(15)
	56.04–61.06	37.53–39.88					3.8–4.6
Пирит-III	46.81(11)	53.14(11)	—	—	—	—	7.6(11)
	46.58–47.07	52.78–53.68					6.3–8.7
Пирит-IV	46.38(17)	53.41(17)	0.29(17)	—	—	—	6.5(26)
	46.00–46.67	53.14–53.73	0.26–0.31				5.3–7.3
Пирит-IV <sub>Q</sub>	46.24(13)	53.53(13)	0.33(13)	—	—	—	6.6(15)
	46.11–46.73	53.21–53.80	0.19–0.42				5.8–7.3

с содержанием железа и серы, не соответствующим стехиометрии (рис. 3, табл. 1). Размер этих кристаллов – около 200 мкм.

По ранним генерациям пирита развивается пирротин, образующий крупные линзовидные выделения и непротяженные прожилковидные полосчатые выделения, согласные со сланцеватостью вмещающих пород (рис. 1, д, е). Отмечены также протя-

**Рис. 3.** Генерации пирита, состав которых определен методом PCMA. py – пирит, po – пирротин, ссп – халькопирит.**Fig. 3.** Generations of pyrite, their composition determined by the x-ray microanalysis. py – pyrite, po – pyrrhotite, ссп – chalcopyrite.

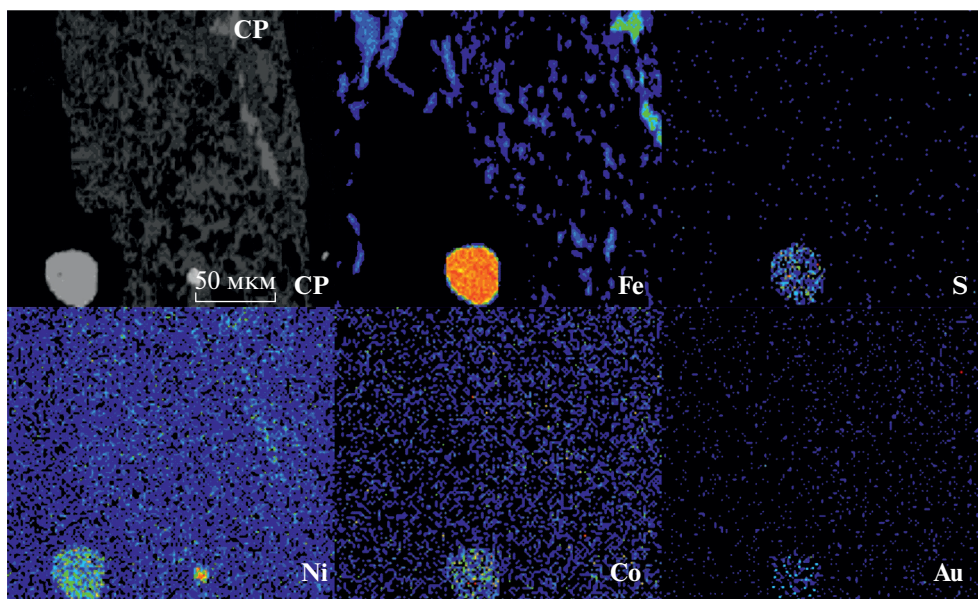


Рис. 4. Карты распределения интенсивности рентгеновского излучения элементов в пирите-I.

Fig. 4. Maps of distribution of the X-ray emission intensity by elements in pyrite-I.

женные участки с линейно расположенной умеренной и густой мелкой вкрапленностью изометричных или удлинненно-изометричных выделений пирротина. Размер зерен пирротина составляет доли миллиметров; протяженность его прожилковидно-линзовидных выделений – первые сантиметры; мощность, как правило, не превышает 2–4 мм. Границы с вмещающими породами неровные, изогнутые.

Подтверждено образование псевдоморфоз по фрамбоидальному пириту-I (рис. 3, б) и по кубическому пириту-II (рис. 3, д, е). Более поздние агрегаты пирита-III содержат округлые включения пирротина, захваченные во время роста (рис. 2, д). В редких случаях установлено, что примесь Ni, характерная для пирита-I в результате пирротинизации, выделяется в самостоятельную фазу с сохранением первичной морфологии (рис. 2, б). В агрегатах пирротина встречаются псевдоморфозы по кристаллам пирита-II, процесс замещения пирротинном которых прошел не полностью, в результате чего они имеют переходный состав с повышенным содержанием железа (52.48–56.75 мас. %) относительно неизменного пирита-II (рис. 3, д, табл. 1).

Пирит третьей генерации (пирит-III) представлен изометричными агрегатами вытянутой формы. Мощность серии полосчатых зернистых выделений пирита-III – от 0.5 до 2–3 см, отдельных линейных прожилков – менее 1–2 мм. Размеры агрегатов пирита колеблются от долей миллиметра до 1–2 см. Структура пирита ситовидная, пойкилитовая; пирит слабо трещиноватый. Агрегаты пирита-III насыщены мелкими округлыми включениями пирротина, развивающегося по пириту-I и -II (рис. 1, д). Пирит-III содержит значительное количество включений нерудных минералов (преимущественно кварца). В ассоциации с пиритом-III установлены сульфиды полиметаллической ассоциации (халькопирит, пирротин, сфалерит, галенит) и самородное золото, развивающиеся по трещинам, интерстициям и периферии агрегатов пирита-III. В пределах месторождения Голец Высочайший с крупными агрегатами пирита-III связаны промышленные концентрации золота (Иванов, 2014). Несмотря на то, что в

пирите-III, отмечается значительное количество включений сульфидов и самородно-го золота, тем не менее элементов-примесей не установлено (табл. 1).

Пирит-IV является наиболее поздней генерацией пирита. Представлен крупными (до 2 см) кубическими кристаллами с четкими гранями. Кристаллы пирита-IV приурочены к оторочке молочно-белого кварца мощностью 2–3 мм. Пирит-IV развивался в виде самостоятельных кристаллов во вмещающих породах или нарастал на кристаллы пирита-III с образованием кубических форм.

Отдельно был исследован пирит из поздних кварц-сульфидных прожилков. Прожилки молочно-белого кварца мощностью до 0.5 см секут толщу вмещающих пород и сульфидные агрегаты пирита-III, при этом пирит-IV данным процессом не затронут. Сходная морфология пирита из кварцевых прожилков и пирита-IV дает основание предполагать, что они относятся к одной генерации, ввиду чего далее по тексту пирит из кварцевых жил будет обозначаться как пирит-IV<sub>Q</sub>. Соответственно, образование кварцевых прожилков с пиритом произошло синхронно с образованием вкрапленного пирита-IV. Пирит из таких поздних секущих прожилков представлен линзовидными гнездами пирита, вытянутыми согласно сланцеватости, приуроченными к контакту кварца и вмещающих пород. Эти агрегаты сложены отдельными идиоморфными кубическими кристаллами. Пирит-IV и пирит-IV<sub>Q</sub> отличаются от перечисленных выше генераций отсутствием золота как в виде примеси на поверхности, так и в виде включений самородного металла. Методом РСМА в кристаллах пирита-IV и пирита-IV<sub>Q</sub> установлена только примесь As, содержание которой достигает 0.3 мас. % (табл. 1)

#### ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПИРИТА

Ввиду незначительных размеров зерен пирита-I и -II и высокой степени развития пирротина по ним, не удалось провести изучение их изотопных характеристик. Пирротин, развивающийся по пириту-I и -II, имеет изотопный состав серы  $\delta^{34}\text{S}$  от +3.8 до +4.6‰ (среднее +4.2). Пирит-III обладает максимально тяжелой серой в пределах месторождения ( $\delta^{34}\text{S} = +6.3\text{--}+8.7\text{‰}$ , среднее +7.6). Изотопные характеристики пирита-IV ( $\delta^{34}\text{S} = +5.3\text{--}+7.3\text{‰}$ , среднее +6.5) и пирита-IV<sub>Q</sub> ( $\delta^{34}\text{S} = +5.8\text{--}+7.3\text{‰}$ , среднее +6.6) попали в интервал значений между пирротинном и пиритом-III (рис. 5, табл. 1).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирование по пириту означает датирование заключенных в нем микровключений калийсодержащих минералов, обычно серицита (Ivanov et al., 2015). Учитывая, что таких включений мало, полученные значения возраста характеризуются большой ошибкой измерения. Тем не менее датированные образцы пирита-III и пирита-IV статистически отличаются по их возрастам плато. Так, образец пирита-III KZ-8/07 дает значение возраста плато  $437 \pm 62$  млн лет по 6 разнотемпературным ступеням, которые составляют более 90% выделившегося  $^{39}\text{Ar}$  (рис. 6, а). Изохронный возраст совпадает с возрастом плато в пределах еще большей ошибки измерения. Начальное изотопное отношение захваченного аргона ( $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_0$ ) в пределах ошибки измерения соответствует воздушному аргону ( $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_0 = 298.56$  (Lee et al., 2006)), что позволяет принимать возраст плато в качестве датировки. Аналогично, по образцу пирита-IV получено значимое значение возраста плато  $331 \pm 9$  млн лет (рис. 6, б). Для этого пирита также характерно воздушное значение захваченного аргона ( $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_0$ ).

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Установленная последовательность формирования пирит-пирротиновой минерализации в пределах месторождения Голец Высочайший по своим ключевым характеристикам не противоречит последовательности минералообразования, описанной ранее для месторождений Сухой Лог и Красное (Large et al., 2007; Tarasova et al., 2020),

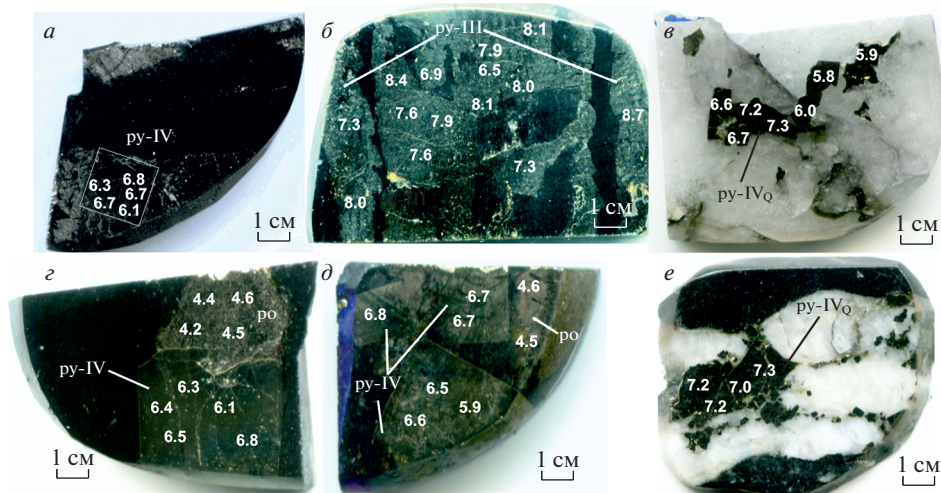


Рис. 5. Вариации изотопного состава серы пирита и пирротина месторождения Голец Высочайший.

Fig. 5. Variations of the isotopic composition of sulfur in pyrite and pyrrhotite from the Golets Vysochaishiy deposit.

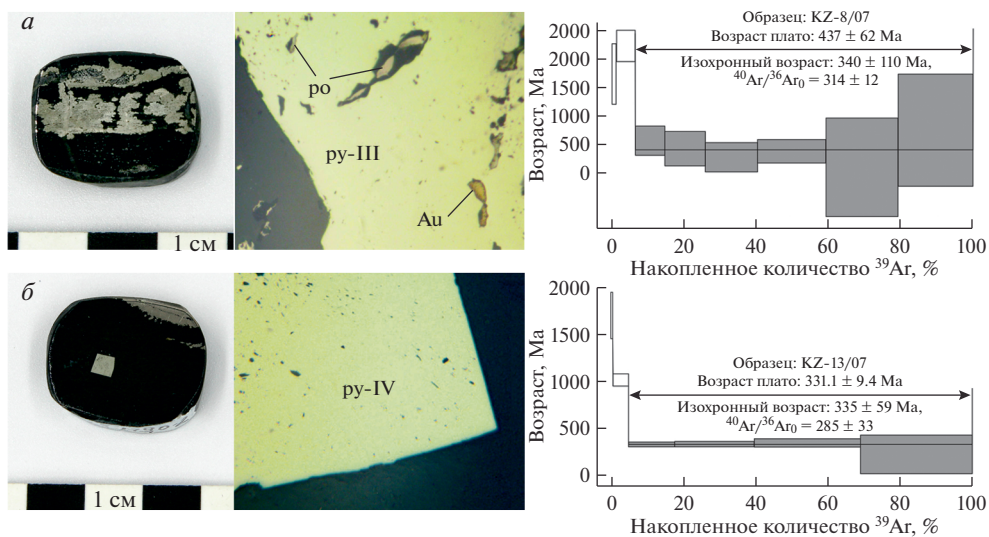


Рис. 6. Спектры ступенчатого нагрева  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  для исследованных образцов: (а – пирит-III; б – пирит-IV), для которых приведен общий вид и фотографии, сделанные при помощи оптического микроскопа в отраженном свете.

Fig. 6. Spectra of gradual  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  heating of studied samples: (a – pyrite-III; б – pyrite-IV).

что говорит о развитии рудообразующих процессов по сходному сценарию. Выделенные наиболее ранние генерации пирита-I отнесены нами к пириту, образованному на стадии диагенеза. На его диагенетическое происхождение указывают следующие факты: тончайшая округлая форма зерен пирита-I с незначительным избытком серы S (до



54.2 мас. %), а также наличие примеси Co и Ni с преобладанием последнего также характерно для пиритов диагенетического происхождения (Рамдор, 1962; Намог, 1994; Чвилева и др., 1988; Xu et al., 2020). Примесь золота на поверхности кристаллов пирита-I объясняется совместным осаждением Au с Fe и S при образовании пирита (Tauson et al., 2009) на этапе диагенетических трансформаций осадков.

Состав пирита-II близок к стехиометрическому. Формирование идиоморфных кристаллов пирита, как правило, происходит при температуре от 150–200 °C (Yapaskurt, 2005). Данный вывод согласуется с катагенетическим этапом эволюции терригенных пород дальнотайгинской-жуинской группы на территории Бодайбинского синклинория (Nemerov et al., 2010). Масштабное проявление процесса замещения пирита-I и -II пирротином (Kretschmar, Scott, 1976, Hall, 1986) на прерудной стадии формирования месторождения связано с началом прогрессивного этапа метаморфических преобразований осадочных толщ в ходе крупного термальное-флюидного события. Такое широкое распространение пирротина на месторождении Голец Высочайший указывает на большую степень метаморфизма, чем в окружающих его золоторудных объектах, в том числе на месторождении Сухой Лог. Согласно работе (Горячев и др., 2019), это обусловлено его максимально приближенной позицией к центрам ареалов термального влияния зонального гранитно-метаморфического купола в пределах Бодайбинского синклинория (Мамско-Оронский плутоно-метаморфический пояс), датированного концом раннего палеозоя (450–420 млн лет) (Zorin et al., 2008; Yudovskaya et al., 2011). Таким образом, широкое появление пирротина является минералогическим репером, разделяющим ранние и поздние генерации пирита.

Пирит-III, характеризующий непосредственно рудную стадию формирования месторождения, как правило, находится в тесной ассоциации с пирротинном. Согласно мнению Т. Хаммора (Намог, 1994), массивные агрегаты неправильной формы, наподобие отмеченных для пирита-III, как правило, формируются в условиях открытия системы, с резким падением давления и поступлением в рудную систему значительного количества флюида, обогащенного серой. Соответственно, генерация пирита-III может быть отнесена к регрессивной стадии данного геодинамического этапа становления Бодайбинского района.

Подтверждением такого вывода является полученный нами возраст пирита-III ( $437 \pm 62$  млн лет) (рис. 6, а), который совпадает как с датировками руд месторождения Сухой Лог (450–440 млн лет), так и с проявлением метаморфических трансформаций в поздне-ордовикское–силурийское время (~450–420 млн лет) (Laverov et al., 2007; Meffre et al., 2008; Yudovskaya, 2011; Chugaev et al., 2014)

Появление пирита-IV, наложенного на все предшествующие пирит-пирротинные генерации в пределах месторождения, свидетельствует об этапе тектонической активизации в пределах региона. Появление примеси As на поверхности пирита-IV свидетельствует о его взаимодействии с обогащенным мышьяком термальным флюидом. В свою очередь, появление As в термальном флюиде возможно в результате перераспределения химических элементов из более ранних минеральных ассоциаций на пострудной низко-среднетемпературной термальной стадии (<200°C) формирования месторождения.

Полученная нами  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировка для пирита-IV  $331 \pm 9$  млн лет (рис. 6, б) близка к Rb-Sr датировкам кварца поздних гидротермальных жил ( $321 \pm 14$  млн лет) на месторождении Сухой Лог (Laverov et al., 2007). Данный возрастной интервал соотносится с интервалом времени становления полихронного Ангаро-Витимского батолита (от 340–320 до 310–270 млн лет) (Bukharov et al., 1992; Neimark et al., 1993; Цыганков, 2005). Наиболее близко расположенным к месторождениям Сухой Лог и Голец Высочайший является Константиновский массив биотитовых гранитов конкудеро-мамаканского комплекса ( $300 \pm 20$  млн лет) (Neimark et al., 1993).

*Вариации изотопного состава серы*

Результаты исследования изотопных характеристик  $\delta^{34}\text{S}$  пирротина, развивающегося по ранней пирит-пирротиновой генерации, а также поздних генераций пирита-III и -IV показали различие изотопного состава серы между ними. Базируясь на представлении, изложенном в работе (Cook, Hoefs, 1997), мы предполагаем, что в процессе замещения пирита пирротином степень гомогенизации изотопных неоднородностей серы была незначительной. Таким образом, полученные изотопные характеристики  $\delta^{34}\text{S}$  для пирротина (+3.8—+4.6‰, среднее 4.3‰) с определенной долей условности могут быть приняты как отвечающие составу пирита ранних генераций. Данные значения находятся в пределах вариаций  $\delta^{34}\text{S}$  как серы сульфидов вмещающей хомолхинской свиты, не затронутых рудным процессом (+3.4‰) (Chugaev et al., 2018), так и в целом  $\delta^{34}\text{S}$  пирита орогенных месторождений золота мира эдиакарского времени (от +2 до +15‰) (Chang et al., 2008).

Утяжеление  $\delta^{34}\text{S}$  в рудном пирите-III (+6.3—+8.7‰, среднее +7.6‰) относительно пирротина, формирующегося на предрудной стадии, предполагает две возможные причины — либо это следствие эволюции состава рудообразующего флюида в процессе метаморфического перераспределения (Goguchev et al., 2019), либо влияние дополнительного источника флюида с более тяжелым изотопным составом серы, заимствованной с более глубоких стратиграфических горизонтов. В пользу второго варианта свидетельствует то, что среднее значение  $\delta^{34}\text{S}$  для пирита подстилающей бужуйтинской свиты, согласно работам А.В. Чугаева с соавторами, соответствует +10.8‰ (Chugaev et al., 2018).

Полученные значения  $\delta^{34}\text{S}$  для пирита-IV и -IV<sub>Q</sub> (среднее 5.9 и 6.6‰ соответственно) несколько меньше аналогичных значений для пирита-III, что предполагает отсутствие флюидообмена между разными стратиграфическими горизонтами на пострудном этапе становления месторождения в карбоне—ранней перми.

Таким образом, полученные морфологические, геохимические и изотопные характеристики выявленных генераций пирита месторождения Голец Высочайший отражают эволюцию системы во время его формирования. Началом рудного процесса можно считать стадию отложения углеродсодержащих осадков с сидерофильной геохимической специализацией (610—580 млн лет) (Meffre et al., 2008; Powerman et al., 2015; Vudyak et al., 2016; 2019), на которой происходило формирование обогащенного золотом пирита-I. Формирование пирита-II является следствием увеличения *P-T* параметров системы в результате катагенетических трансформаций на этапе регионального низкоградного метаморфизма с возрастом 570—540 млн лет (Mefre et al., 2008; Nemerov et al., 2010; Yudovskaya et al., 2011; Tarasova et al., 2020). Значения  $\delta^{34}\text{S}$  пирротина, развивающегося по пириту-I и -II, лежат в пределах вариаций изотопного состава серы вмещающих отложений хомолхинской свиты, что свидетельствует о формировании пирротина за счет резервуаров серы вмещающих пород.

Формирование рудоносного пирита-III происходило в результате метаморфических трансформаций в поздне-ордовикское—силурийское время (~450—420 млн лет) (Laverov et al., 2007; Meffre et al., 2008; Yudovskaya et al., 2011; Chugaev et al., 2014). Увеличение  $\delta^{34}\text{S}$  пирита-III, вероятнее всего, произошло в результате поступления в систему более тяжелой серы из нижележащих отложений бужуйтинской свиты.

Пострудная стадия формирования пирита-IV с возрастом ~330 млн лет проходила в условиях тектонической активизации, что соотносится с временным интервалом становления многофазного Ангаро-Витимского батолита (330—275 млн лет) (Neimark et al., 1993; Tsygankov et al., 2010).

**ВЫВОДЫ**

1. Эволюция пирит-пирротиновой минерализации месторождения Голец Высочайший, представленная четырьмя этапами формирования, оторванными друг от друга по

времени, сопоставима с прочими объектами Бодайбинского региона, такими как Сухой Лог и Красное (Large et al., 2007; Mefre et al., 2008; Palenova et al., 2015; Tarasova et al., 2020).

2. Возраст рудной и пострудной минерализации ( $437 \pm 62$  и  $331 \pm 9$  млн лет соответственно) сопоставим с датировками, предложенными для месторождения Сухой Лог (~450 и 320 млн лет) (Laverov et al., 2007).

3. Рудный процесс на этапе формирования пирита-III, являющегося основным носителем золота, сопровождался привнесением рудного флюида бужуйхинской свиты, расположенной стратиграфически ниже относительно пород хомолхинской свиты, вмещающих месторождение.

Представленные в настоящей работе данные получены на оборудовании центра коллективного пользования “Изотопно-геохимические исследования” Института геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирование выполнялось в ЦКП “Геодинамика и геохронология” ИЗК СО РАН. Изотопный анализ серы выполнен в ЦКП ДВГИ ДВО РАН, лаборатория стабильных изотопов. Работа выполнена в рамках государственного задания по проекту IX.130.3.1. (0350-2019-0010).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Буряк В.А., Хмелевская Н.М. Сухой Лог – одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (генезис, закономерности размещения оруденения, критерии прогнозирования). Владивосток: Дальнаука, 1997. 156 с.

Вагина Е.А. Состав флюидных включений золоторудного месторождения Чертово Корято // Материалы XV Всероссийской конференции по термобарогеохимии. Москва: ИГЕМ РАН, 2012. С. 23–24.

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

Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верховин А.В. Петролого-геохимические черты окolorудного метасоматизма в Вернинском золоторудном месторождении (Ленский район) // Изв. Томского политехнического университета. 2012. Т. 321. № 1. С. 22–33.

Петров Б.В., Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск: Наука, 1975. 341 с.

Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. Перевод с нем. Генкина А.Д., Шадлун Т.Н.; Под ред. А.Г. Бетехтина. Москва: Изд-во иностр. лит., 1962. 1132 с.

Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии / Отв. ред. М.И. Кузьмин. РАН, Сиб. отд-ние, Геол. ин-т. Новосибирск: ГИН СО РАН, 2005. 182 с.

Чвилева Т.Н., Безмертная М.С., Спиридонов Э.М., Агроскин А.С., Папаян Г.В., Виноградова Р.А., Лебедева С.И., Завьялов Е.Н., Филимонова А.А., Петров В.К., Раутиан Л.П., Свешникова О.Л. Справочник-определитель рудных минералов в отраженном свете. Москва: Недра, 1988. 504 с.

### Typomorphism, Typochemistry, and Isotope-Geochemical Characteristics of Iron Sulfides of the Golets Vysochaishiy Deposit (Eastern Siberia)

Yu. I. Tarasova<sup>a, b, \*</sup>, A. E. Budyak<sup>a, b</sup>, A. V. Ivanov<sup>c</sup>, N. A. Goryachev<sup>a, d</sup>, A. V. Ignatiev<sup>e</sup>, T. A. Velivetskaya<sup>e</sup>, T. A. Radomskaya<sup>a</sup>, A. V. Blinov<sup>a</sup>, and V. N. Babyak<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia

<sup>b</sup>Irkutsk national research technical University, Irkutsk, Russia

<sup>c</sup>Institute of the Earth's crust SB RAS, Irkutsk, Russia

<sup>d</sup>North-Eastern complex research Institute FEB RAS, Magadan, Russia

<sup>e</sup>Far Eastern geological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia

\*e-mail: j.tarasova84@yandex.ru

The paper displays new data about different generations of pyrite and pyrrhotite in gold ore deposit Golets Vysochaishiy (Bodaibo area, Irkutsk region). These generations are distinguished by morphological, geochemical and isotope ( $\delta^{34}\text{S}$ ) features. Obtained characteristics of pyrite generations reflect the evolution of mineral-forming system during the formation of Golets Vysochaishiy deposit. Every generation of pyrite is connected with a certain

stage in evolution of Neoproterozoic rocks in the region: 1) diagenesis (610 Ma); 2) catagenesis (570–520 Ma); 3) metamorphism (~450–430 Ma); 4) tectonic-magmatic activation (330–270 Ma). Dating of pyrite-III and pyrite-IV generations by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  method has shown the ages corresponding to previously determined two temporal stages of the gold-ore-forming and the granite magmatism appearance.

**Keywords:** typomorphism of pyrite and pyrrhotite, sulfur isotopes, dating, gold-ore deposits, Baikal-Patomskoye uplands, East Siberia

## REFERENCES

- Babyak V.N., Blinov A.V., Tarasova J.I., Budyak A.E.* New data on the geological and structural features of the Ozhereliye, Ykanskoeye, Ugahan and Golets Vysochaischy gold fields. *Earth Sci. Subsoil Use*. **2019**. Vol. 42. N 4. P. 388–412.
- Budyak A.E., Goryachev N.A., Skuzovatov S.Y.* Geodynamic background for large-scale mineralization in the southern environs of the Siberian Craton in the Proterozoic. *Dokl. Earth Sci.* **2016**. Vol. 470. N 2. P. 1063–1066.
- Budyak A.E., Skuzovatov S.Yu., Tarasova Yu.I., Wang K.-L., Goryachev N.A.* Common Neoproterozoic–Early Paleozoic evolution of ore-bearing sedimentary complexes in the southern Siberian craton. *Dokl. Earth Sci.* **2019**. Vol. 484. N 1. P. 92–96.
- Bukharov A.A., Khalilov V.A., Strakhov, T.M., Chernikov V.V.* Geology of the Baikal-Patom upland based on new data of U–Pb dating of accessory zircons. *Russian Geol. Geophys.* **1992**. N 12. P. 29–39 (in Russian).
- Buryak V.A., Khmelevskaya N.M.* Sukhoi Log is one of the largest gold deposits in the world (genesis, patterns of mineralization distribution, forecasting criteria). Vladivostok: Dalnauka, **1997**. 156 p. (in Russian).
- Chang Z.S., Large R.R., Maslennikov V.V.* Sulfur isotopes in sediment-hosted orogenic gold deposits: evidence for an early timing and a seawater sulfur source. *Geology*. **2008**. Vol. 36. P. 971–974.
- Chernyshev I.V., Chugaev, A.V., Safonov Y.G., Saroyan M.R., Yudovskay, M.A., Eremina A.V.* Lead isotopic composition from data of high-precession MC-ICP-MS and sources of matter in the large-scale Sukhoi Log noble metal deposit, Russia. *Geol. Ore Deposits*. **2009**. Vol. 51. N 6. P. 496–504.
- Chugaev A.V., Plotinskay, O.Yu., Chernyshev I.V., Kotov A.A.* Lead isotope heterogeneity in sulfides from different assemblages at the Verninsky gold deposit (Baikal-Patom highland, Russia). *Dokl. Earth Sci.* **2014**. Vol. 457. N 1. P. 887–892.
- Chugaev, A.V., Budyak, A.E., Chernyshev, I.V., Dubinina, E.O., Shatagin, K.N., Tarasova, Y.I., Skuzovatov, S.Y., Gareev, B.I., Goryachev, N.A.* Isotopic (Sm–Nd, Pb–Pb, and  $\delta^{34}\text{S}$ ) and geochemical characteristics of the metasedimentary rocks of the Baikal–Patom belt (Northern Transbaikalia) and evolution of the sedimentary basin in the Neoproterozoic. *Petrology*. **2018**. Vol. 26. N 3. P. 213–245.
- Chvileva T.N., Bezsmertnaya M.S., Spiridonov E.M., Agroskin A.S., Papayan G.V., Vinogradova R.A., Lebedeva S.I., Zavyalov E.N., Filimonova A.A., Petrov V.K., Rautian L.P., Sveshnikova O.L.* Reference book-identifier of ore minerals in reflected light. Moscow: Nedra, **1988**. 504 p. (in Russian).
- Cook N.J., Hoefs J.* Sulphur isotope characteristics of metamorphosed Cu–(Zn) volcanogenic massive sulphide deposits in the Norwegian Caledonides. *Chem. Geol.* **1997**. Vol. 135. P. 307–324.
- Distler V.V., Mitrofanov G.L., Nemerov, V.K.* Modes of occurrence of platinum group elements and their origin in the Sukhoi Log gold deposit. *Geol. Ore Deposits*. **1996**. Vol. 38. N 6. P. 46–57.
- Goryachev N.A., Budyak A.E., Tarasova Y.I., Ignat'ev A.V., Velivetskaya T.A.* A case history of applying in situ analysis of the sulfur isotopic compositions of sulfides from ores of the largest deposits in the Bodaibo synclinorium (Eastern Siberia). *Dokl. Earth Sci.* **2019**. Vol. 484. N 2. P. 156–159.
- Hall A.J.* 1986. Pyrite-pyrrhotite redox reactions in nature. *Miner. Mag.* **1986**. Vol. 50. P. 223–229.
- Hamor T.* The occurrence and morphology of sedimentary pyrite. *Geologica Hungarica*. **1994**. Vol. 37. N 1–2. P. 153–181.
- Ignatiev A.V., Velivetskaya T.A., Budnitskiy S.Y., Yakovenko V.V., Vysotskiy S.V., Levitskii V.I.* Precision analysis of multisulfur isotopes in sulfides by femtosecond laser ablation GC-IRMS at high spatial resolution. *Chem. Geol.* **2018**. Vol. 493. P. 316–326.
- Ivanov A.I.* Gold of Baikal-Patom (geology, mineralization, prospects). Moscow: TsNIGRI, **2014**. 215 p. (in Russian).
- Ivanov A.V., Yanin V.A., Demonterova E.I., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Gorovoy V.A.* Application of the “no fool’s clock” to dating the Mukodek gold field, Siberia, Russia. *Ore Geol. Rev.* **2015**. Vol. 69. P. 352–359.
- Kretschmar U., Scott S.D.* Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe–As–S and their application. *Canad. Miner.* **1976**. Vol. 14. P. 364–386.
- Kryazhev S.G., Ustinov V.I., Grinenko V.A.* Fluid regime at the Sukhoi Log gold deposit: isotopic evidence. *Geochem. Int.* **2009**. Vol. 47. N 10. P. 1041–1049.
- Kucherenko I.V., Gavrilov R.Yu., Martynenko V.G., Verkhozhin A.V.* Petrological and geochemical features of rock wall metasomatism in the Verninsky gold ore deposit (Lensky district). *Bull. Tomsk Polytechnic University*. **2012**. Vol. 321. N 1. P. 22–33 (in Russian).

Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F.L., Danyushevsky V., Chang Z. Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena Goldfield, Russia. *Econ. Geol.* **2007**. Vol. 102. P. 1233–1267.

Laverov N.P., Chernyshev I.V., Chugaev A.V., Bairova E.D., Goltsman Y.V., Distler V.V., Yudovskaya M.A. Formation stages of the large-scale noble metal mineralization in the Sukhoi Log deposit, East Siberia: results of isotope-geochronological study. *Dokl. Earth Sci.* **2007**. Vol. 415. N 1. P. 810–814.

Lee J.-Y., Marti K., Severinghaus J.P., Kawamura K., Yoo H.-S., Lee J.B., Kim J.S. A redetermination of the isotopic abundances of atmospheric Ar. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **2006**. Vol. 70. P. 4507–4512.

Meffre S., Large R.R., Scott R., Scott R., Woodhead Z.C., Gilbert S.E., Danyshevsky L.D., Maslennikov V.V., Hergt J.M. Age and pyrite Pb isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment hosted gold deposit, Russia. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **2008**. Vol. 72. P. 2377–2391.

Neimark L.A., Rytsk E.Yu., Rizvanova N.G., Gorokhovskiy B.M. On polychronous genesis of Angara-Vitim batholith according to U–Pb data on zircon and sphene. *Dokl. Earth Sci.* **1993**. Vol. 333. P. 634–638 (in Russian).

Nemerov V.K., Razvozzhaeva E.A., Budyak A.E., Stanevich A.M., Kornilova T.A. Biogenic sedimentation factors of mineralization in the Neoproterozoic strata of the Baikal-Patom region. *Russian Geol. Geophys.* **2010**. Vol. 51. N 5. P. 572–586.

Palenova E.E., Belogub E.V., Novoselov K.A., Maslennikov V.V., Kotlyarov V.A., Blinov I.A., Plotinskaya O.Y., Griboedova I.G., Kuzmenko A.A. Chemical evolution of pyrite at the Kopylovsky and Kavkaz black shale-hosted gold deposits, Bodaybo district, Russia: evidence from EPMA and LA-ISP-ms data. *Geol. Ore Deposits.* **2015**. Vol. 57. N 1. P. 64–84.

Petrov B.V., Makrygina V.A. Geochemistry of regional metamorphism and ultrametamorphism. Novosibirsk: Nauka, **1975**. 341 p. (in Russian).

Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N., Kapitonov I., Hourigan J. Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia. *Precamb. Res.* **2015**. Vol. 267. N 1. P. 39–71.

Ramdohr P. The ore minerals and their intergrowths. Pergamon, **1969**. 1192 p.

Rusinov V.L., Borisovsky S.E., Rusinova O.V., Kryazhev S.G., Shchegolkov Yu.V., Alysheva E.I. Wall-rock metasomatism of carbonaceous terrigenous rocks in the Lena gold district. *Geol. Ore Deposits.* **2008**. Vol. 50. N 1. P. 1–40.

Stanevich A.M., Mazukabzov A.M., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Kornilova T.A., Postnikov A.A., Nemerov V.K., Pisarevsky S.A. Northern segment of the Paleoeasian ocean: Neoproterozoic deposition history and geodynamics. *Russian Geol. Geophys.* **2007**. Vol. 48. N 1. P. 46–60.

Tarasova Yu.I., Budyak A.E., Chugaev A.V., Goryachev N.A., Tauson V.L., Skuzovatov S.Yu., Reutsky V.N., Abramova V.D., Gareev B.I., Bryukhanova N.N., Parshin A.V. Mineralogical and isotope-geochemical ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{34}\text{S}$  and Pb–Pb) characteristics of the Krasnyy gold mine (Baikal-Patom Highlands): constraining ore-forming mechanisms and the model for Sukhoi Log-type deposits. *Ore Geology Rev.* **2020**. N 2. P. 128–146.

Tauson V.L., Nemerov V.K., Razvozzhaeva E.A., Spiridonov A.M., Lipko S.V., Budyak A.E. Paragenetic relationships between pyrite, carbon, and gold at the Sukhoi Log deposit and typomorphism of the pyrite surface. *Dokl. Earth Sci.* **2009**. Vol. 426. N 1. P. 690–694

Tsygankov A.A. Magmatic evolution of the Baikal-Muya volcanoplutonic belt in the Late Precambrian. Novosibirsk: GIN SB RAS, **2005**. 182 p. (in Russian).

Tsygankov A.A., Litvinovsky B.A., Jahn B.M., Reichow M.K., Liu D.Y., Larionov A.N., Presnyakov S.L., Lepikhina Y.N., Sergeev S.A. Sequence of magmatic events in the Late Paleozoic of Trans-Baikal region, Russia (U–Pb isotope dating). *Russian Geol. Geophys.* **2010**. Vol. 51. N 9. P. 972–994.

Vagina E.A. Composition of fluid inclusions of the Chertovo Koryto gold deposit. In: *Materials of the XV All-Russ. conf. on thermobarogeochemistry*. Moscow: IGEM RAS, **2012**. p. 23–24 (in Russian).

Velivetskaya T.A., Ignatiev A.V., Yakovenko V.V., Vysotskiy S.V. An improved femtosecond laser-ablation fluorination method for measurements of sulfur isotopic anomalies ( $\Delta^{33}\text{S}$  and  $\Delta^{36}\text{S}$ ) in sulfides with high precision. *Rapid Communications in Mass Spectrometry.* **2019**. Vol. 33. P. 1722–1729.

Vermeesch P. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geosci. Front.* **2018**. N 9. 1479–1493.

Xu N., Wu C., Li S., Xue B., He X., Yu Y., Liu J. LA-ICP-MS in situ analyses of the pyrites in Dongyang gold deposit, Southeast China: Implications to the gold mineralization. *China Geol.* **2020**. N 1. P. 1–17.

Yapaskurt O.V. The aspects of the post-sedimental lithogenesis theory. *Lithosphere.* **2005**. N 3. P. 3–30.

Yudovskaya M.A., Distler V.V., Mokhov A.V., Rodionov N.V., Antonov A.V., Sergeev S.A. Relationship between metamorphism and ore formation at the Sukhoi Log gold deposit hosted in black slates from the data of U–Th–Pb isotopic SHRIMP-dating of accessory minerals. *Geol. Ore Deposits.* **2011**. Vol. 53. N 1. P. 27–57.

Yudovskaya M.A., Distler V.V., Prokofiev V.Yu., Akinfiyev N.N. Gold mineralization and orogenic metamorphism in the Lena province of Siberia as assessed from Chertovo Koryto and Sukhoi Log deposits. *Geosci. Front.* **2016**. Vol. 7. N 3. P. 453–481.

Zorin Yu.A., Mazukabzov A.M., Gladkochub D.P., 2008. The Silurian age of the major orogenic deformations of Riphean rocks in the Baikal-Patom zone. *Dokl. Earth Sci.* **2008**. Vol. 463. N 2. P. 1235–1239.