

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК [550.42:546.027.22+553.31] (470.22)

ИСТОЧНИКИ ИЗОТОПОВ СЕРЫ В СУЛЬФИДАХ НЕОАРХЕЙСКИХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОСТОМУКШКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА КАРЕЛИИ (РОССИЯ)

© 2023 г. С. В. Высоцкий^{1,*}, академик РАН А. И. Ханчук¹, Т. А. Веливецкая¹, А. В. Игнатьев¹,
А. В. Асеева¹, Н. С. Нестерова¹

Поступило 30.12.2022 г.

После доработки 16.02.2023 г.

Принято к публикации 17.02.2023 г.

В работе приводятся первые данные по мультиизотопному составу серы сульфидов неоархейских ВIF Костомукшского зеленокаменного пояса Карелии (Карельский кратон Фенноскандинавского щита), образование которых происходило 2760–2740 млн лет назад. Установлено, что пирит, ассоциирующий с тонкозернистым магнетитом, имеет отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$ (до -7.8‰) и положительные значения $\Delta^{33}\text{S}$ (до $+0.7\text{‰}$). В то же время пирротин прожилково-вкрапленных руд, ассоциирующих со сланцами, содержит отрицательные значения как $\delta^{34}\text{S}$ (до -6‰), так и $\Delta^{33}\text{S}$ (до -0.46‰). Полученные данные дают основание полагать, что сера для сульфидов в ВIF поступала из трех резервуаров — атмосферная фотолитическая элементарная сера, сульфат морской воды и магматогенная. Соотношения изотопов серы зафиксировали и сохранили в сульфидах взаимодействие между абиологическими (атмосферными, гидротермальными) и биологическими процессами (микробное диссимиляционное восстановление) при образовании железорудных месторождений Костомукшского зеленокаменного пояса Карелии.

Ключевые слова: мультиизотопный состав серы, полосчатые железистые формации, Архей, Карельский кратон

DOI: 10.31857/S2686739722602988, **EDN:** UJEEUL

ВВЕДЕНИЕ

Полосчатые железистые формации (ВIF) представляют собой слоистые стратиграфические единицы, состоящие из богатых железом (Fe) и богатых кремнеземом (Si) чередующихся полос, которые образовывались на протяжении большей части докембрийской эры. Доминирующим является представление об их осадочном происхождении [1, 2], хотя оно оспаривается (например, в [3]).

Для интерпретации условий, существовавших на ранней Земле, критически важным является понимание траектории формирования ВIF: образовались ли они в результате деятельности микроорганизмов или абиотически? С одной стороны, доказательства активного микробного влияния на отложения ВIF указывают на условия, благоприятные для жизни, особенно на богатые питательными веществами океаны с околоней-

тральными значениями pH. С другой, если образование ВIF связано с абиотическими процессами, докембрийские океаны могли иметь более щелочные значения pH и могли быть бедны питательными веществами [4]. В то же время существует точка зрения о кислотной восстановительной геохимической обстановке в архее, определившей появление растворенных форм железа и кремнезема, которые, попадая в древние океаны и осаждаясь, образовывали железисто-кремнистые породы [5].

Исследования изотопного состава Fe и Nd некоторых месторождений показали, что руды ВIF содержат в своем составе железо из разных источников [6, 7]. Во-первых, железо континентального происхождения, которое было мобилизовано на окраине континента предположительно микробным диссимиляционным восстановлением. Во-вторых, железо подводных гидротермальных источников. И эти два источника железа могут быть сопоставимы по значимости, хотя их пропорции со временем могут меняться.

Важным звеном в цепи доказательств путей формирования ВIF может служить изотопия серы сульфидов, встречающихся в ВIF. Мультиизотоп-

¹Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения Российской академии наук,
Владивосток, Россия

*E-mail: svys@mail.ru

ный состав серы обеспечивает мощный инструмент для изучения фотохимических и биологических процессов, контролирующих архейский цикл серы, и позволяет делать выводы о связанных атмосферных и морских средах. Здесь мы приводим первые данные по мультиизотопному составу серы из сульфидов в неорхейских (2760–2740 млн лет [8]) BIF Костомукшского зеленокаменного пояса Карелии (Карельский кратон Фенноскандинавского щита).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Геологическое положение. Костомукшский зеленокаменный пояс находится в западной части Карельского кратона (рис. 1 а), на границе Центрально- и Западно-Карельского (Кианта) террейнов [9]. Его субмеридиональная, удлинённая в плане структура (рис. 1 б) прослеживается на 25 км, при ширине 4.5–7 км, с общим погружением на восток. В составе пояса выделяются две литостратиграфические (стратотектонические) ассоциации — контокская и гимольская серии. В контокскую серию выделены преимущественно метаморфизованные базальт-коматиитовые вулканиты с прослоями риолитов и осадков, слагающие западную и центральную части пояса (рис. 1 б). Гимольская серия слагает восточный борт зеленокаменного пояса и представлена метаморфизованными песчано-глинистыми осадками флишевого типа с пластами BIF. В нижней ее части (костомукшская свита) находятся наиболее мощные прослои BIF, которые составляют основу железорудных месторождений района и являются объектом исследования данной статьи. По последним данным, формирование гимольской серии Костомукшского зеленокаменного пояса происходило 2760–2740 млн лет назад, предположительно, в надсубдукционной обстановке [8]. Однако не исключено, что BIF представляют собой включения фрагментов чехла океанической плиты внутри флишевых отложений аккреционной призм, учитывая их определенное сходство с полосчатыми кремневыми толщами фанерозойских океанов в аккреционных призмах зон субдукции. BIF состоят из чередующихся тонких (от миллиметров до сантиметров) красных, желтых или кремовых слоев кремня или яшмы и черных до темно-серых оксидов железа, которых нет в молодых кремневых толщах. Их объединяют присутствие исключительно глинистой кластики, низкая скорость и большая продолжительность осадконакопления, которая для BIF Западной Австралии установлена по результатам U—Pb-анализа циркона SHRIMP [10]. Для BIF и кремнево-яшмовых толщ характерны большая латеральная протяженность отдельных тонких слоев и обилие биогенных осадков, что требует спокойных условий осадконакопления.

Отбор образцов для изотопных исследований проводился из коренных обнажений в добычных карьерах и кернов разведочных скважин. Из отобранных образцов изготавливались полированные аншлифы, в которых исследовался минеральный состав пород и руд с применением оптической и электронной микроскопии. В дальнейшем в сульфидных включениях преимущественно пирротин и пиритом, методом лазерной абляции определялся изотопный состав серы.

Анализ изотопов серы выполнен в лаборатории стабильных изотопов Аналитического центра ДВГИ ДВО РАН локальным лазерным методом [11]. Соотношение изотопов серы измеряли на массах $127 (^{32}\text{SF}_5^+)$, $128 (^{33}\text{SF}_5^+)$, $129 (^{34}\text{SF}_5^+)$ в трехлучевом режиме на масс-спектрометре MAT-253. Результаты измерений $\delta^{33}\text{S}_{\text{изм}}$ и $\delta^{34}\text{S}_{\text{изм}}\text{‰}$ приведены относительно международного стандарта VCDT. Точность определения $\delta^{34}\text{S} \pm 0.20\text{‰}$ (1 σ), $\delta^{33}\text{S} \pm 0.15\text{‰}$ (1 σ) и $\Delta^{33}\text{S}$ определена с ошибкой не более $\pm 0.05\text{‰}$ во включениях сульфидов с пространственным разрешением около 100 мкм.

РЕЗУЛЬТАТЫ

На рис. 2 и в табл. 1 приведены изотопные характеристики сульфидной серы из Костомукшского железорудного месторождения, полученные в данной работе. В изученных породах и рудах отмечается несколько генераций сульфида железа. Мелкие кубические кристаллы пирита, встречающиеся в недеформированных магнетитовых рудах, вероятно, являются сингенетическими с осадкообразованием. Пирит ассоциирует с тонкозернистым магнетитом и представляет собой минерализацию, в которой участвовала сера, связанная с первичным осадконакоплением. Для таких пиритов нами установлены отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$ и положительные значения $\Delta^{33}\text{S}$ (табл. 1 и рис. 2). В зонах поздних наложенных деформаций и перекристаллизации ранний пирит встречается в виде реликтов в ассоциации с крупными зернами пирротина. В таких образцах в реликтах пирита сохраняются большие положительные значения $\Delta^{33}\text{S}$ и отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$, а в пирротине значения $\Delta^{33}\text{S}$ близки к нулю (рис. 3. обр. 669–5а).

Другой генерацией является пирротин из прожилково-вкрапленных, гнездовых и брекчиевидных сульфидных руд в биотитовых сланцах (рис. 3, обр. 1921–15.4). Сульфиды представлены преимущественно пирротин, иногда встречается халькопирит. Для таких пирротин нами установлены отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$ и $\Delta^{33}\text{S}$ (табл. 1 и рис. 2).

Пирротин-кварцевые инъекционные (жильные, секущие, послойные) сульфидные образова-

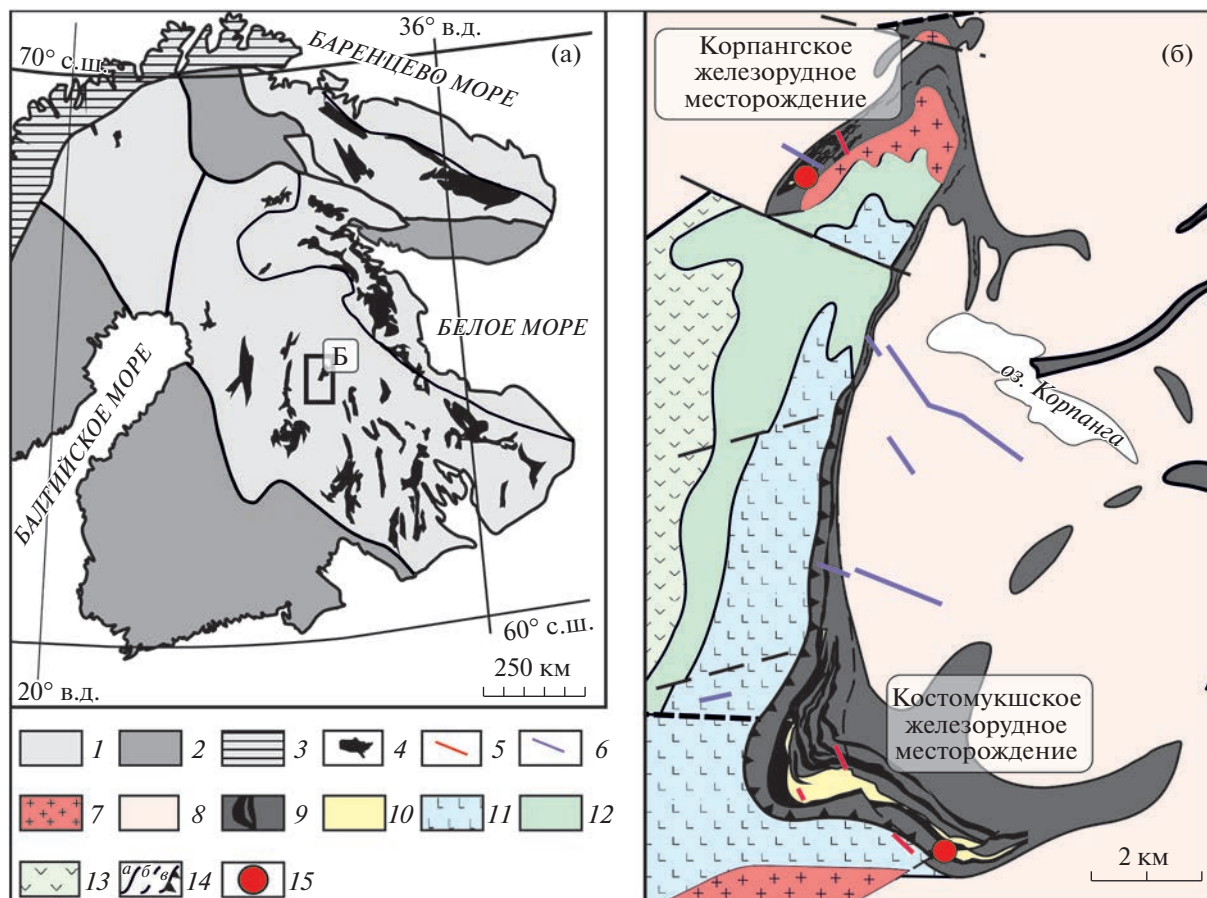


Рис. 1. Схема геологического строения Фенноскандинавского щита (а) и Костомукшского зеленокаменного пояса (б) (по [8, 9], с изменениями). А: 1 — архейская кора; 2 — палеопротерозойская кора; 3 — каледониды, байкалиты и неопротерозойские образования; 4 — архейские зеленокаменные и парагнейсовые пояса. Б: 5 — неопротерозойские (рифейские) лампроиты и кимберлиты; 6 — палеопротерозойские (2.4 млрд лет) долериты; 7 — неоархейские (2.72–2.71 млрд лет) граниты; 8 — неоархейские (2.78 млрд лет) гранитоиды ТТГ-ассоциации; 9 — метаграувакки (2.75 млрд лет) с BIF (костомукшская и сурлампинская свиты); 10 — силлы и дайки (2.75 млрд лет) метариолитов (костомукшская свита); 11 — мезоархейские (2.84–2.78 млрд лет) базальты и базальт-коматииты (рувинваарская свита); 12 — мезоархейские туфы, туффиты, риолит-риодациты с простоями BIF и углеродистых сланцев (шурловарская свита); 13 — мезоархейские базальты и коматииты (ниемиярвинская свита); 14 — разрывные нарушения: а — наблюдаемые, б — предполагаемые, с — надвиги; 15 — места отбора проб.

ния. Для таких пирротинов нами установлен небольшой разброс значения $\delta^{34}\text{S}$ вокруг метеоритного стандарта и близкие к нулю значения $\Delta^{33}\text{S}$ (табл. 1 и рис. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проводимые ранее исследования изотопов серы в неоархейских железорудных месторождениях (BIF) Костомукшского зеленокаменного пояса привели к выводу, что в основном источником серы служил вулканизм. Однако для изученных в данной работе месторождений величина $\delta^{34}\text{S}$ заметно отклоняется от метеоритного стандарта. Причем в углеродсодержащих породах отмечены повышенные концентрации изотопа ^{32}S , что ин-

терпретировано как начало микробиологического восстановления сульфатов [13].

Приведенные результаты показывают, что сера в сульфидах имеет полигенный источник. Наличие в пирите следов фракционирования изотопов серы независимо от массы (S-MIF) указывает на присутствие серы, принимавшей участие в фотохимических реакциях в архейской бескислородной атмосфере Земли. Фотолиз вулканогенного SO_2 производит масс-независимое фракционирование изотопов серы и формирует два различных резервуара: восстановленная сера — элементарная S_8 с положительными значениями $\Delta^{33}\text{S}$ и $\delta^{34}\text{S}$ и резервуар окисленной серы — сульфат с отрицательными значениями $\Delta^{33}\text{S}$ и $\delta^{34}\text{S}$.

Положительные значения $\Delta^{33}\text{S}$ в сульфидах первой генерации Костомукшского железоруд-

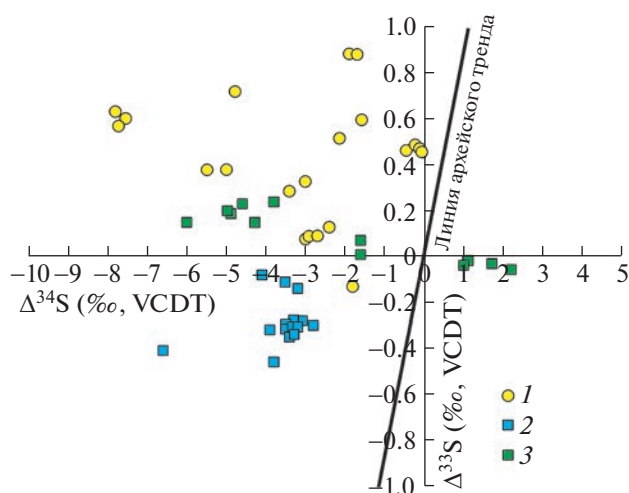


Рис. 2. Соотношение изотопов серы в сульфидах Костомукшского железорудного месторождения. 1 – пирит из недеформированных магнетитовых руд, 2 – пирротин из прожилково-вкрапленных, гнездовых и брекчиевидных сульфидных руд, 3 – пирротин из инъекционных (жилные, секущие) образований. Линия архейского тренда ($\Delta^{33}\text{S} = 0.89 \cdot \Delta^{34}\text{S}$) по [12].

ного месторождения свидетельствуют о генетической связи пиритной серы с резервуаром элементарной серы фотолитического происхождения. После попадания элементарной серы в морскую акваторию она осаждалась на дне морского бассейна, где трансформировалась в пиритную форму.

Однако пирит не может образовываться непосредственно из частиц элементарной серы [14]. Считается, что для этого необходимы предшественники: либо моносουλфид железа, подобный

макинавиту (FeS), либо полисульфид, подобный грейгиту (Fe_3S_4) [15]. Минералы-предшественники растворяются с образованием водных комплексов FeS , которые затем реагируют с H_2S или полисульфидами с образованием пирита [15].

Перед реакцией с растворенным предшественником пирита для молекул элементарной серы требуется промежуточная стадия для разрыва колец S_8 [15]. Было отмечено, что наличие положительного $\Delta^{33}\text{S}$ часто связано с наличием высокого содержания железа во вмещающей породе, что позволяет предположить важную роль железа в распаде колец S_8 [12, 16]. Сам же процесс распада колец происходит в осадочных поровых водах, где кольца S_8 , серные цепи и соединения биологически превращаются в H_2S , например, путем диспропорционирования [17, 18]. Полученный таким путем сероводород участвует в образовании пирита, который получает положительную метку $\Delta^{33}\text{S}$ и отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$. Именно формирование пирита по механизму бактериальной трансформации элементарной серы объясняет отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$ в изученных образцах пирита.

Образцы сульфидов второй генерации характеризуются отрицательными значениями $\Delta^{33}\text{S}$, что указывает на генетическую связь сульфидной серы с резервуаром сульфатной серы фотолитического происхождения. Отрицательная метка $\Delta^{33}\text{S}$ характерна для пирротина, образовывавшегося при высоких температурах. В этом случае процессы, ответственные за передачу S-MIF сигнала от фотолитического сульфата к пирротину, связаны с высокотемпературным термохимическим восстановлением фотолитического сульфа-

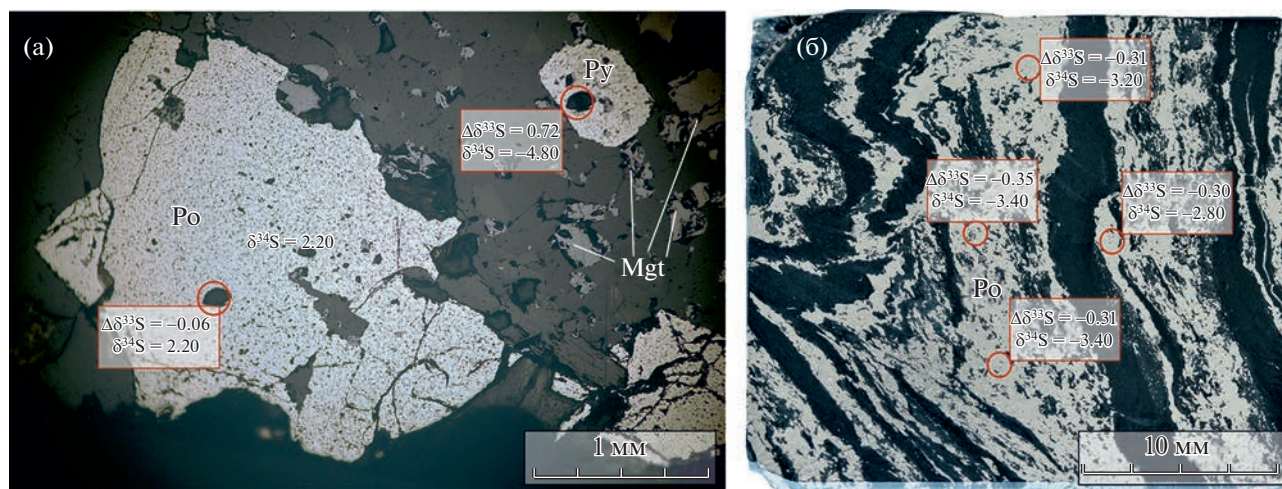


Рис. 3. Фотографии типов сульфидов, полированный аншлиф, отраженный свет. а – реликты первичного пирита (Py) и новообразованный пирротин (Po) в магнетитовой (Mgt) руде (обр. 669-5а). б – прожилково-вкрапленная пирротиновая руда в биотитовом сланце (обр. 1921–15.4).

Таблица 1. Репрезентативный состав изотопов серы в сульфидах из пород месторождений ВIF Костомукшского зеленокаменного пояса Карелии

№ обр	Местоположение образца	Порода	$\delta^{34}\text{S}$	$\Delta^{33}\text{S}$	Минерал
Костомукшское месторождение, южный карьер, <i>верхняя костомукшская свита (k2)</i>					
gp-1/12	Профиль вдоль стенки карьера ЮЮЗ–ССВ длиной 150 м, по [19]	Пирротин-леллингит-арсено-пиритовая руда	1.1	–0.02	Пирротин
			1.0	–0.04	Пирротин
gp1-24a		Пирротин-кварцевая жила, секущая железистые кварциты	–1.6	0.01	Пирротин
gp1-25		Полосчатые кварциты (без-рудные) с тонкой пирротиновой минерализацией	–3.2	–0.14	Пирротин
gp1-27		Амфиболит, грюнерит-роговообманковый, с пирротин-ном, халькопиритом и галенитом	–1.6	0.07	Пирротин
			–3.5	–0.11	Пирротин
gp1-34-1		Биотитовый сланец, углерод-содержащий	–4.9	0.19	Пирротин
gp1-34-2	Амфибол-биотитовый сланец	–4.1	–0.08	Пирротин	
1921–13.7	Керн буровой скважины № 1921	Прожилково-гнездовая и вкрапленно-прожилковая пирротиновая руда	–3.90	–0.32	Пирротин
			–3.80	–0.46	Пирротин
1921–15.4			–3.40	–0.31	Пирротин
			–3.40	–0.35	Пирротин
			–3.20	–0.31	Пирротин
		–2.80	–0.30	Пирротин	
1961–242.7	Керн буровой скважины № 1961	Пирротиновая руда в гранат-биотитовом сланце	–6.00	0.15	Пирротин
Костомукшское месторождение, южный карьер, <i>нижняя костомукшская свита (k1)</i>					
17/3b	Основная рудная залежь 64°40'15.54" с.ш. 30°42'15.27" в.д.	Магнетитовые руды с вкрапленностью пирита	–3.4	0.29	Пирит
			–3.0	0.33	Пирит
17/4a		Магнетитовые руды с вкрапленностью пирита	–1.7	0.89	Пирит
			–1.9	0.89	Пирит
Корпангское месторождение, западный карьер					
28-2	Ю-3 карьер 64°47.556 с.ш. 30°40.620 в.д.	Магнетитовые руды с вкрапленностью пирита	–5.5	0.38	Пирит
669/5		Перекристаллизованные магнетитовые руды с вкрапленностью пирита и пирротина	1.7	–0.03	Пирротин
			2.2	–0.06	Пирротин
			–4.8	0.72	Пирит
25–3		Полосчатый биотитовый сланец с тонкой пирротиновой вкрапленностью, развитой по сланцеватости	–5.0	0.20	Пирротин
			–4.6	0.23	Пирротин
			–4.3	0.15	Пирротин
28–8		Секущий пирит-пирротиновый прожилок в магнетитовой руде	–5.0	0.38	Пирит
26–8		Секущий пирит-пирротиновый прожилок в магнетитовой руде	–3.8	0.24	Пирротин

та в морской среде. Наличие таких процессов может быть ассоциировано с развитием гидротермальной деятельности вследствие вулканической активности в данном регионе. Следует отметить, что в отличие от микробальной трансформации серы, рассматриваемые процессы производят существенно меньшее фракционирование $\delta^{34}\text{S}$ между сульфатом и сульфидом. Поэтому отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$, наблюдаемые в образцах пирротина, согласуются с отрицательными значениями $\delta^{34}\text{S}$ источника серы, т.е. морской сульфатной серы фотолитического генезиса.

Метаморфогенно-метасоматическая перекристаллизация железистых кварцитов и прослоев вмещающих толщ, сопровождавшаяся привнесением рудогенных компонентов, привела к образованию рассеянной вкрапленности и линзовидных обособлений по плоскостям сланцеватости пирротина, реже пирита, арсенопирита с небольшими отрицательными значениями $\delta^{34}\text{S}$ и разнознаковыми, близкими к нулю значениями $\Delta^{33}\text{S}$. Здесь изотопный состав серы является результатом смешивания серы из разных источников, отражая локальные условия рудообразования, которые могут меняться во времени. Некоторые сульфиды из поздних пирротин-кварцевых жил, секущих железистые кварциты, имеют изотопию серы, близкую троилиту ($\Delta^{33}\text{S} \approx 0$). Встречаются и аналогичные (секущие) образования, где в пирротине фиксируется присутствие $\Delta^{33}\text{S} \neq 0$. То есть изотопия серы носит унаследованный характер, указывая на мобилизацию вещества из вмещающих осадочных пород. Однако наличие близких к нулю значений $\Delta^{33}\text{S}$ и $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах, хотя еще не доказывает наличие мантийного источника, но уже и не исключает его.

ВЫВОДЫ

Таким образом, представленные результаты показывают, что сера для сульфидов в ВIF поступала из трех резервуаров – атмосферная фотолитическая элементарная сера, сульфат морской воды атмосферного фотолитического генезиса и магматогенная. Соотношения изотопов серы зафиксировали и сохранили в сульфидах взаимодействие между абиологическими (атмосферными, гидротермальными) и биологическими процессами (микробное диссимиляционное восстановление) при образовании железорудных месторождений Костомукшского зеленокаменного пояса Карелии.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы глубоко признательны Людмиле Владимировне Кулешевич, предоставившей ряд образцов для исследования.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке гранта Российского научного фонда № 21-17-00076, <https://rscf.ru/project/21-17-00076/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bekker A., Slack J.F., Planavsky N., Krapež B., Hofmann A., Konhauser K.O., Rouxel O.J. Iron formation: the sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biospheric processes // *Economic Geology*. 2010. V. 105. P. 467–508.
2. Konhauser K.O., Planavsky N.J., Hardisty D.S., Robbins L.J., Warchola T.J., Haugaard R., Lalonde S.V., Partin C.A., Oonk P.B.H., Tsikos H., Lyons T.W., Bekker A., Johnson C.M. Iron formations: A global record of Neoproterozoic to Palaeoproterozoic environmental history // *Earth-Science Reviews* 2017. V. 172. P. 140–177.
3. Литовченко Н.И. К проблеме происхождения железистых кварцитов // *Отечественная геология*. 2001. № 6. С. 70–76.
4. Dreher, C.L. Schad M., Robbins L.J., Konhauser K.O., Kappler A., Joshi P. Microbial processes during deposition and diagenesis of Banded Iron Formations // *Paläontologische Zeitschrift*. 2021. V. 95. 593–610.
5. Кузнецов В.Г. Геохимические обстановки седиментации докембрия. // *Литология и полезные ископаемые*. 2020. № 2. С. 117–130.
6. Li W., Beard B.L., Johnson C.M. Biologically recycled continental iron is a major component in banded iron formations // *PNAS*. 2015. V. 112 (27) P. 8193–8198.
7. Alfimova N., Raza Mohd Baqar, Felitsyn S., Matrenichev V., Bogomolov E., Nasipuri P., Saha L., Pati J.K., Kumar V. Isotopic Sm-Nd signatures of Precambrian Banded Iron Formation from the Fennoscandian shield, East-European Platform, and Bundelkhand craton, India // *Precambrian Research*. 2019. V. 328. P. 1–8.
8. Слабунов А.И., Нестерова Н.С., Егоров А.В., Кулешевич Л.В., Кевлич В.И. Геохимия, геохронология цирконов и возраст архейской железорудной толщи Костомукшского зеленокаменного пояса Карельского кратона Фенноскандинавского Щита // *Геохимия*. 2021. Т. 66. № 4. С. 291–307.
9. Слабунов А.И., Светов С.А., Степанова А.В., Медведев П.В., Полин А.К. Новая тектоническая карта Карелии: принципы построения и их реализация // *Труды Карельского научного центра РАН*. 2022. № 5. С. 132–138.
10. Trendall A.F., Compston W., Nelson D.R., de Laeter J.R., Bennett V.C. SHRIMP zircon ages constraining the depositional chronology of the Hamersley Group, Western Australia // *Australian Journal of Earth Sciences*. V. 51. № 5. P. 621–644.
11. 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 // *Chemical Geology*. V. 493. 316–326.
12. Ono S., Beukes N.J., Rumble D. Origin of two distinct multiple-sulfur isotope compositions of pyrite in the 2.5 Ga Klein Naute Formation, Griqualand West Ba-

- sin, South Africa // *Precambrian Research*. 2009. V. 169. № 1–4. P. 48–57.
13. Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минерогенез). Отв. ред. Горьковец В.Я., Шаров Н.В. Петрозаводск. 2015. 322 с.
 14. Rickard D., Luther G.W. Chemistry of iron sulfides // *Chemical Reviews*, 2007. V. 107. P. 514–562.
 15. Rickard D. Sulfidic sediments and sedimentary rocks. Amsterdam: Newnes. 2012. P. 1–801.
 16. Guy B.M., Ono S., Gutzmer J., Kaufman A.J., Lin Y., Fogel M.L., Beukes N.J. A multiple sulfur and organic carbon isotope record from non-conglomeratic sedimentary rocks of the Mesoarchean Witwatersrand Supergroup, South Africa // *Precambrian Research*. 2012. V. 216–219. P. 208–231.
 17. Philippot P., Van Zuilen M., Lepot K., Thomazo C., Farquhar J., Van Kranendonk M. J. Early Archaean microorganisms preferred elemental sulfur, not sulfate // *Science*. 2007. V. 317. P. 1534–1537.
 18. Vysotskiy S.V., Velivetskaya T.A., Ignatiev A.V., Slabunov A.I., Aseeva A.V. Multiple Sulfur Isotope Evidence for Bacterial Sulfate Reduction and Sulfate Disproportionation Operated in Mesoarchaeal Rocks of the Karelian Craton // *Minerals*. 2022. V. 12. P. 1143. <https://doi.org/10.3390/min12091143>
 19. Kuleshevich L.V., Gor'kovets V.Ya. Mineralogy of the Precambrian Southern Kostomuksha Gold Prospect in Karelia // *Geology of Ore Deposits*. 2008. V. 50. № 7. P. 599–608.

SULFIDE SULFUR ISOTOPE SOURCES OF THE NEOARCHEAN IRON ORE DEPOSITS IN THE KOSTOMUKSHA GREENSTONE BELT, KARELIA (RUSSIA)

S. V. Vysotskiy^{a, #}, Academician of the RAS A. I. Khanchuk^a, T. A. Velivetskaya^a,
A. V. Ignatiev^a, A. V. Aseeva^a, and N. S. Nesterova^a

^a*Far East Geological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation*

[#]*E-mail: svys@mail.ru*

In this paper we provide primary data on multi-isotope sulfur composition of the Neoarchean BIF sulfides of the Kostomuksha greenstone belt in Karelia (the Karelian Craton on Fennoscandian Shield). These sulfides formed at 2760–2740 Ma. Pyrite associated with fine-grained magnetite showed negative $\delta^{34}\text{S}$ values (up to -7.8‰) and positive $\Delta^{33}\text{S}$ values (up to $+0.7\text{‰}$). At the same time, pyrrhotite of vein-disseminated ores associated with shale demonstrated both negative $\delta^{34}\text{S}$ (up to -6‰), and $\Delta^{33}\text{S}$ values (up to -0.46‰). Based on the obtained data we assume that sulfur for the BIF sulfides was transported from three reservoirs: - atmospheric (photolytic), hydrospheric (seawater sulfate), and magmatogenic. Sulfur isotope ratios in sulfides preserved the evidence of interaction between abiogenic (atmospheric, hydrothermal) and biological processes (dissimilatory microbial reduction) that occurred during the formation of iron ore deposits of the Kostomuksha greenstone belt in Karelia.

Keywords: multi-isotope sulfur composition, banded iron formations, Archean, Karelian Craton