

Полосчатые железистые кварциты главной рудной толщи Костомукшского зеленокаменного пояса Карельского кратона: геохимия, петрография и условия формирования

©2024 К. А. Савко¹, Д. А. Гончаров^{1✉}, Н. С. Нестерова², А. И. Слабунов²

¹*Воронежский государственный университет,
Университетская пл., 1, 394018, Воронеж, Российская Федерация*

²*Институт геологии Карельского научного центра РАН,
185910, Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11*

Аннотация

Введение: Полосчатые железистые формации (BIF) являются метаморфизованными хемогенными осадками, накопление которых происходило в раннем докембрии. Выделяют BIF двух типов: Алгома и Сыюпериор. Одним из проявлений BIF типа Алгома является Костомукшский зеленокаменный пояс, в котором выделяется четыре ассоциации BIF, из которых неоархейские (BIF-3) характеризуются наибольшей мощностью и протяжённостью. Особенности распределения петрогенных, редких и рекоземельных элементов являются надёжным индикатором условий, в которых происходило накопление BIF.

Методика: Химический состав проб определялся на рентгено-флуоресцентном спектрометре S8 Tiger (Bruker AXS GmbH, Германия) в Воронежском госуниверситете. Малые и редкие элементы определяли методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) в АСИЦ ИПТМ РАН.

Результаты и обсуждение: Неоархейские железистые формации (2.76–2.74 млрд лет) (BIF-3) в Костомукшском зеленокаменном поясе имеют тёмную окраску и полосчатую текстуру с чередованием слоёв, обогащённых кварцем и магнетитом. Сумма SiO₂ и Fe₂O_{3tot} составляет 83–98 %. В BIF-3 отмечается повышенное содержание K₂O (0.12–2.9 мас. %), при этом содержания других петрогенных оксидов сопоставимо с другими архейскими BIF Алгома. Содержания высокозарядных элементов очень низкие и изменчивые, но отмечаются повышенные концентрации Rb (1.4–111 ppm) и Ba (6.5–799 ppm). Обогащение HREE относительно LREE ((La/Yb)_{SN}=0.21–1.17), положительные La/La* и Y_{SN} аномалии и суперхондритовое отношение Y/Ho (31–42) свидетельствуют о накоплении BIF-3 в морских условиях. Положительные Eu/Eu* аномалии свидетельствуют о гидротермальном привносе, как основном источнике Si, Fe и Mn в BIF. Отсутствие отрицательных Ce/Ce* аномалий (0.9–1.04) и низкие концентрации U указывают, что накопление происходило в условиях дефицита кислорода в атмосфере, до Великого Окислительного события (GOE~2.4–2.2 млрд лет назад). Низкие содержания хрома и молярные отношения Ni/Fe (0.04–0.57x10⁻⁴), отсутствие корреляции между MgO и Cr, слабая корреляция между MgO и Ni указывают на отсутствие в источниках сноса пород ультраосновного и основного составов, а сильные положительные корреляции Al₂O₃ с Zr и REE, TiO₂ с Zr, а также Hf с Zr указывают на преобладание в источниках сноса пород кислого состава.

Выводы: Образование BIF-3 происходило в морском бассейне в условиях дефицита кислорода, что предполагает их образование до Великого Окислительного события. Si, Fe и Mn поступали, в



Контент доступен под лицензией Creative Commons Attribution 4.0 License.

✉ Гончаров Денис Андреевич, e-mail: geosci31@gmail.com

основном, из гидротермальных источников. Характер распределения терригенной примеси Al_2O_3 , TiO_2 , Zr и Hf указывают на источники сноса с преобладанием гранитоидов.

Ключевые слова: полосчатые железистые кварциты, геохимия, неоархей, Карельский кратон, Костомукшский зеленокаменный пояс, редкоземельные элементы, REY (REE+Y), алгома.

Источник финансирования: Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (№ 22-17-00026).

Для цитирования: Савко К. А., Гончаров Д. А., Нестерова Н. С., Слабунов А. И. Полосчатые железистые кварциты главной рудной толщи Костомукшского зеленокаменного пояса Карельского края: геохимия, петрография и условия формирования // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2024. № 2. С. 50–70. DOI: <https://doi.org/10.17308/geology/1609-0691/2024/2/50-70>

Введение

Полосчатые железистые формации (BIF – banded iron formation) представляют собой метаморфизованные хемогенные осадки, накопление которых происходило в раннем докембрии, начиная с эоархея (о. Исуа, Западная Гренландия) [1–5]. BIF являются частью архейских кратонов и имеют возраст от 3.8 до 1.8 млрд лет, их большая часть образовалась в период 2.8–1.85 млрд лет в неоархее и палеопротерозое, после чего, они исчезают из геологической летописи на рубеже примерно в 1.8 млрд лет, и затем появляются только между 0.8 и 0.6 млрд лет назад [1–6].

BIF обогащены железом (15–40 мас. %) и кремнезёром (40–60 мас. %), а их важной макроскопической характеристикой является чередование полос, обогащённых минералами кремнезёма (кварц, халцедон) и железосодержащими минералами (магнетит, гематит). Помимо BIF выделяют гранулярные (зернистые) железистые формации (GIF – granular iron formation) без присущей BIF полосчатости [1, 2, 4].

По геологическому строению, условиям образования, минералогии и геохимии выделяются два типа BIF – Алгома и Сьюпериор. BIF Алгома тесно ассоциированы с основными и кислыми вулканитами и обычно чередуются с ними в разрезах [1, 2, 4, 7–9]. Образование BIF алгома связано с подводным вулканизмом и гидротермальными процессами [1, 2, 8, 10]. BIF Алгома более распространены в архее, что, вероятно, связано с более высоким мантийным тепловым потоком [2].

Иными условиями формирования отличаются BIF типа Сьюпериор, которые формировались в прибрежных условиях континентального шельфа на пассивных континентальных окраинах, обычно вместе с карбонатами и углеродистыми сланцами и редко с вулканическими породами [1, 2, 7, 8]. Возраст BIF Сьюпериор находится в интервале от 2.7 до 1.9 млрд лет [11].

BIF типа Алгома обычно менее мощные и протяжённые, в сравнении с отложениями типа Сьюпериор [2, 4, 7, 9], что, однако, не указывает на изначально их меньшие масштабы распространения. Они в основном присутствуют в архейских зеленокаменных поясах, которые были деформированы, метаморфизованы и эродированы [2–4, 7, 9]. BIF Алгома и Сьюпериор на основании их геохимии и литологии рассматриваются как идеализированные конечные члены непрерывного ряда [7, 9].

Одним из проявлений BIF типа Алгома является Костомукшский зеленокаменный пояс (ЗКП) Карельского кратона [12–14]. Здесь в узком возрастном интервале выделено четыре ассоциации железистых кварцитов, в трёх из которых (BIF-1-3) был обнаружен циркон и получены оценки возраста: BIF-1 – железистые кварциты ассоциирующие с базальт-коматитами рувинваарской свиты (2.87–2.81 млрд лет); BIF-2 – с риолитами-дациами шурловаарской свиты с (2.8–2.79 млрд лет); BIF-3 – с граувакками и кислыми вулканитами костомукшской свиты (2.76–2.74 млрд лет) и BIF-4 – с неоархейскими граувакками сурлампинской свиты [14–16].

Железистые кварциты костомукшской свиты BIF-3 были наиболее хорошо изучены на уровне возможностей прошлого века, но современные геохимические данные по ним весьма ограничены. Цель настоящей статьи – реконструкция условий образования BIF-3 на основании распределения в них петрогенных, редких и редкоземельных элементов.

Геологическое строение

Карельский кратон (рис. 1а) представляет собой один из блоков (провинций) архейской континентальной коры в составе Фенноскандинавского щита [17, 18]. Это архейская гранит-зеленокаменная область, большая часть которой занята тоналит-трондемит-гранодиоритовыми (ТТГ) гнейсами и разнообразными гранитоидами, возрастом от 3.6 до 2.7 млрд лет, среди которых обычны 3.1–2.71 млрд лет зеленокаменные и парагнейсовые пояса [17, 19]. В составе зеленокаменных комплексов западной части кратона обычны BIF. Наиболее экономически важные среди них – железистые кварциты Костомукшского ЗКП в центральной части Карельского кратона [12, 20–23].

Костомукшский ЗКП (рис. 1б) состоит из двух стратотектонических ассоциаций (серий): контокской и гимольской [12]. В контокской серии выделяется три свиты: ниемиярвинская, шурловаарская и рувинваарская. Гимольская серия также состоит из трех свит: суккозеёрской, костомукшской и сурлампинской [28]. В их составе установлены четыре ассоциации BIF [16]:

1) с мезоархейскими базальт-коматитами рувинваарской свиты (2.87–2.81 млрд лет) контокской серии, в составе быстро выклинивающихся прослоев осадочных пород мощностью 1–10, редко до 120 м – BIF-1 [15, 16, 28–30];

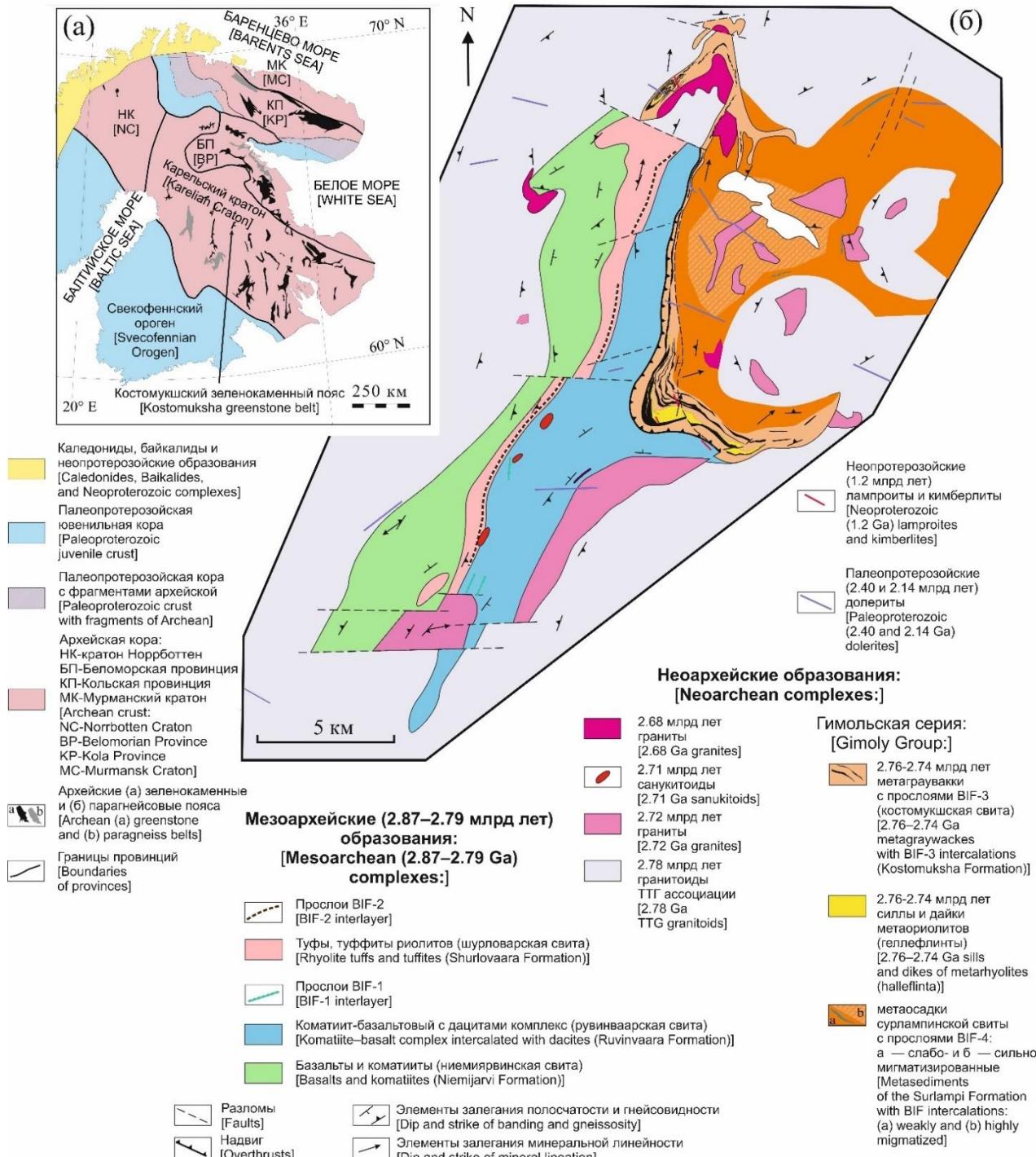


Рис. 1. Костомукшский зеленокаменный пояс: (а) – в структуре Фенноскандинавского щита [13, 16, 17, 19, 22–24] и (б) – схема его геологического строения [12, 14, 25–27].

[Fig. 1. Kostomuksha greenstone belt: (a) – in the structure of the Fennoscandian shield [13, 16, 17, 19, 22–24] and (b) - diagram of its geological structure [12, 14, 25–27].]

2) с риолитами – риодацитами шурловаарской свиты (2.8–2.79 млрд лет) контокской серии, в составе горизонта осадков мощностью до 70 м, прослеживающегося на расстояние до 20 км – BIF-2 [15, 16, 28, 30];

3) с неоархейской костомукшской свитой гимольской серии (2.76–2.74 млрд. лет) толщиной мощностью до 700 м – BIF-3 вместе с метаморфизованными граувакками и кислыми вулканитами. В нижней части

разреза находятся богатые руды с мощностью отдельных прослоев до 80 м [15, 16, 28, 30].

4) с неоархейскими граувакками сурлампинской свиты гимольской серии – BIF-4 [16].

BIF каждого из трех типов имеют характерные geoхимические особенности [12, 30, 31], указывающие на меняющиеся условия их формирования: BIF-1 в среднем обогащены MgO, Al₂O₃, TiO₂, MnO, Cr, Ni [14].

Костомукишская свита гимольской серии подразделяется на две подсвиты [30]: нижнекостомукишскую, в составе которой BIF могут занимать до 80 % объёма разреза и верхнекостомукишскую, состоящую примерно на половину из BIF. Здесь мы рассматриваем BIF-3, связанные с неорахайскими метаморфизованными граувакками [32] и кислыми вулканитами [13].

BIF-3 были изучены геохронологически [14, 15, 23]. По результатам анализа изотопного возраста цирконов в них выделено 5 возрастных кластеров: 2.91, 2.753, 2.72, 2.66, 2.45 и 1.86 млрд лет. Возраст первого и второго кластера интерпретируются как дегритовые, а всех последующих – как метаморфогенные. Последние существенно преобладают. Важно также обратить внимание, что в BIF-3 установлены дегритовые цирконы одновозрастные (2.753 млрд лет) с кислыми вулканитами, входящими в состав толщи [13].

Аналитические методы исследований

Локальные анализы минералов выполнены на растровом электронном микроскопе Jeol 6380LV с системой количественного энергодисперсионного анализа INCA 250 (ЦКПИО ВГУ). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1.2 мА, время набора спектра 70 сек, диаметр пучка 1–3 мкм. ZAF коррекция при расчете содержания окислов и оценка точности проводились с помощью комплекта программ математического обеспечения системы. Точность анализа систематически контролировалась по эталонным образцам природных и синтетических минералов.

Определение содержаний главных элементов в породах выполнено на рентгено-флуоресцентном спектрометре S8 Tiger (Bruker AXS GmbH, Германия) в Воронежском государственном университете. Подготовка проб для анализа породообразующих элементов выполнена путем плавления 0.5 г порошка пробы, 2 г тетрабората лития в муфельной печи с последующим

отливом стеклообразного диска. При калибровке спектрометра и для контроля качества измерений были использованы государственные стандартные образцы химического состава горных пород – ГСО №8871-2007, ГСО № 3333-85, ГСО № 3191-85. Точность анализа составляла 1–5 % отн. % для элементов с концентрациями выше 1–5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас. %. Обработка результатов проводилась посредством разработанных методик в программе Spectra Plus (Bruker AXS GmbH, Германия).

Малые и редкие элементы определяли методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) в АСИЦ ИПТМ РАН. Разложение образцов пород проводилось путем кислотного вскрытия открытой и закрытой системах, в зависимости от их состава. Пределы обнаружения для REE, Hf, Ta, Th, U составляли 0.02–0.03 ppm, для Nb, Be, Co – 0.03–0.05 ppm, для Li, Ni, Ga, Y – 0.1 ppm, для Zr – 0.2 ppm, для Rb, Sr, Ba – 0.3 ppm, для Cu, Zn, V, Cr – 1–2 ppm. Правильность анализа контролировалась путем измерения международных и российских стандартных образцов GSP-2, BM, СГД-1А, СТ-1. Ошибки определения концентраций составляли от 3 до 5 мас. % для большинства элементов.

Петрография и минералогия

BIF-3 тёмно-серые, мелкозернистые, полосчатые породы, с гранобластовой и лепидогранобластовой структурой. Полосчатость обусловлена чередованием полос, обогащённых рудными минералами (магнетитом) и нерудными минералами (кварцем, карбонатами, амфиболами, биотитом) (рис. 2 а). Рудные прослои мощностью 0.1–0.7 см состоят из магнетита, нерудные прослои мощностью 0.1–0.5 см сложены преимущественно кварцем (рис. 2 б), но также присутствуют биотит, амфибол и карбонаты.

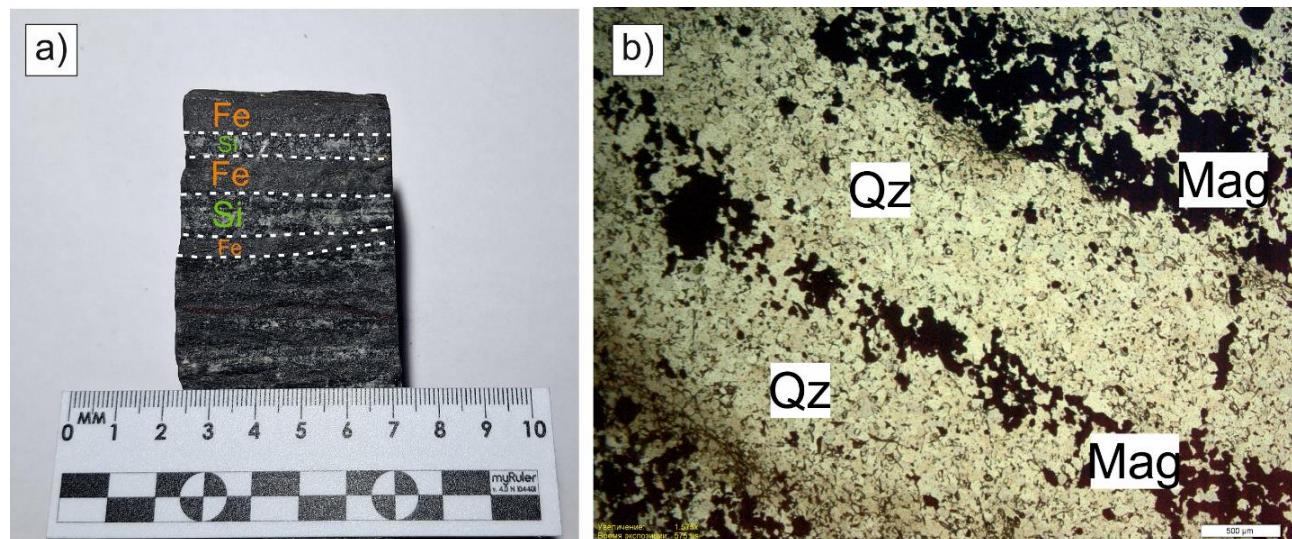


Рис. 2. а) – BIF-3 (обр. K-40/1-01) Fe – слойки, обогащённые магнетитом, Si – слойки, обогащённые кварцем; б) – BIF-3 (обр. K-37-01) под микроскопом в проходящем свете; Qz – кварц, Mag – магнетит.

[Fig. 2 (a) – BIF-3 (sample K-40/1-01) Fe – magnetite-enriched band, Si – quartz-enriched band; (b) – BIF-3 (sample K-37-01) under a microscope in transmitted light; Qz – quartz, Mag – magnetite.]

Магнетит является пордообразующим минералом в BIF-3. Он представлен зёрнами размером до 0.7 мм, слагающими слойки мощностью до 1 мм (рис. 2 б), или равномерно рассеянными в массе породы.

Кварц также является пордообразующим и представлен зёрнами изометричной формы размером до 0.5 мм, образующими прослои с единичными зёрнами магнетита мощностью до 1 см или рассеянными зёрнами в полосах, обогащённых магнетитом. Кварцевые прослои переслаиваются с магнетитовыми (рис. 2 б).

Биотит представлен в породе в виде пластинок и чешуек буро-зелёного и зелёного цвета (по Ng) размером до 0.4 см, которые образуют тонкие слойки или равномерно рассеяны в породе (рис. 3 а, б). Он является глиноземистым ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 13.38\text{--}17.07$ мас. %) и низко-

титанистым TiO_2 (0–1.2 мас. %).

Амфиболы большей частью представлены мелкими зёрнами, размером 0.2–1.6 мм. Среди амфиболов выделяются роговая обманка и грюнерит (рис. 4 а, б). Грюнерит представлен прозрачными зёрнами в виде удлинённых призм, в основном бесцветных или слабо-окрашенных в зелёный цвет, очень часто с полисинтетическими двойниками (рис. 4 а, б). По составу грюнериты являются железистыми ($X_{\text{Fe}}=0.7$), некоторые из которых содержат небольшую примесь марганца ($\text{MnO}=0.25\text{--}0.33$ мас. %). Роговая обманка встречается в виде призматических или ромбических кристаллов размером до 0.2 мм. Состав роговых обманок глинозёмистый ($\text{Al}_2\text{O}_3=10$ мас. %), железистый ($X_{\text{Fe}}=0.6$) и отвечает железистой паргаситовой роговой обманке.

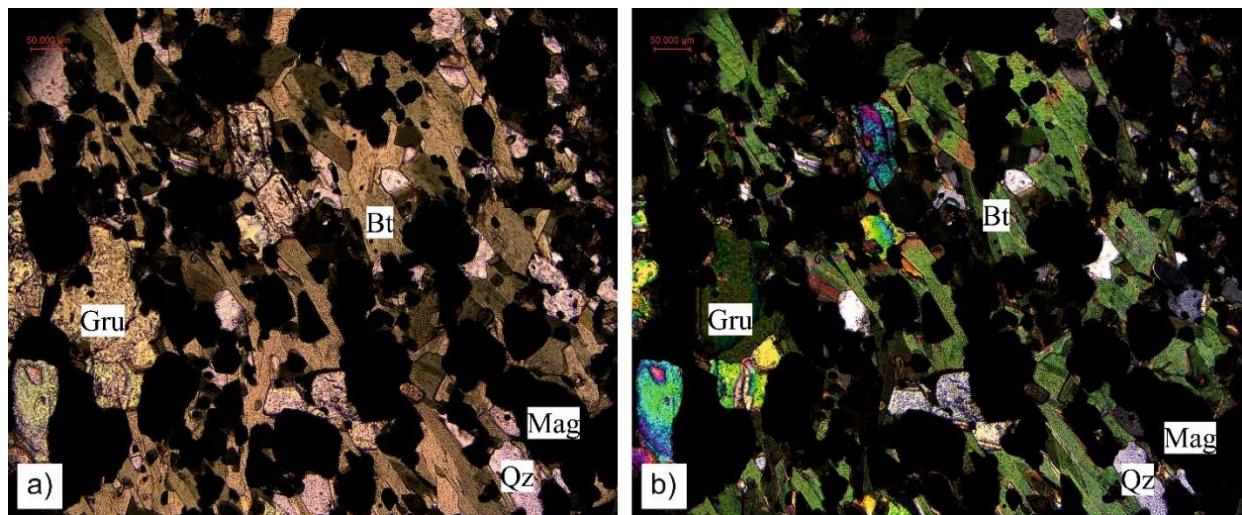


Рис. 3. BIF-3 (обр. К-34) под микроскопом: а) – в проходящем свете; б) – в поляризованном свете, где Gru – грюнерит, Bt – биотит, Mag – магнетит, Qz – кварц.

[**Fig. 3.** BIF-3 (sample K-34) under a microscope (a) – in transmitted light; (b) – in polarized light, where Gru – grunerite, Bt – biotite, Mag – magnetite, Qz – quartz.]

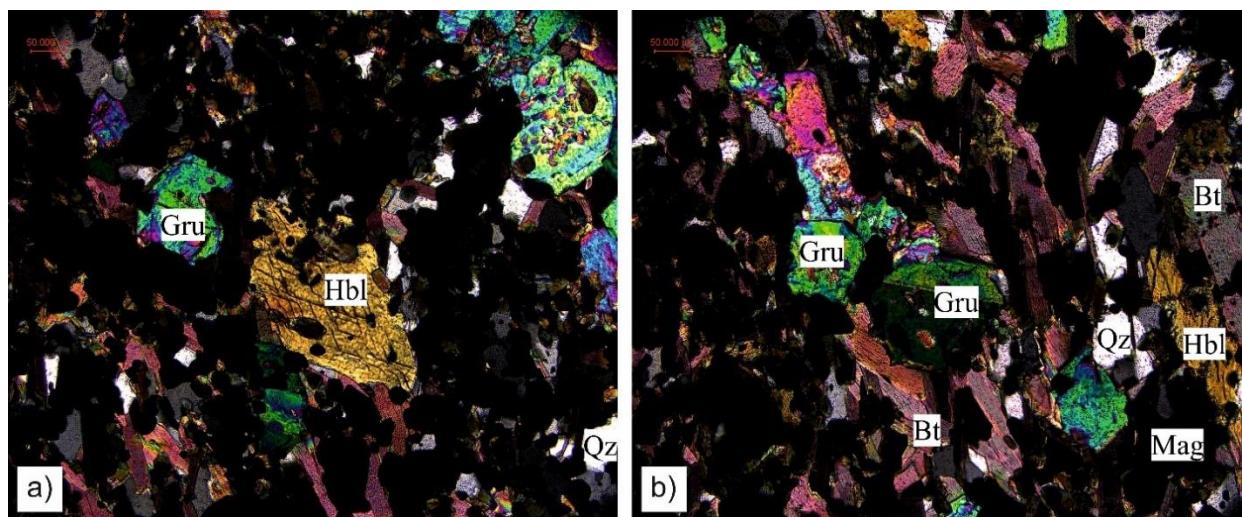


Рис. 4. BIF-3 (обр. К-34) под микроскопом (изображения в поляризованном свете): а) – роговая обманка ромбической формы; б) – грюнерит с двойникованием, роговая обманка, биотит, кварц, магнетит, где Bt – биотит, Gru – грюнерит, Qz – кварц, Hbl – роговая обманка, Mag – магнетит.

[**Fig. 4.** BIF-3 (sample K-34) under a microscope (images in polarized light): (a) – hornblende of rhombic shape; (b) – grunerite with twinning, hornblende, biotite, quartz, magnetite, where Bt – biotite, Gru – grunerite, Qz – quartz, Hbl – hornblende, Mag – magnetite.]

Карбонаты представлены преимущественно кальцитом часто с примесью железа изометричной, полигональной или удлинённой формы и размером до 0.15 мм (рис. 5 а, б). В подчиненном количестве присутствует сидерит и редко встречается анкерит (рис. 6).

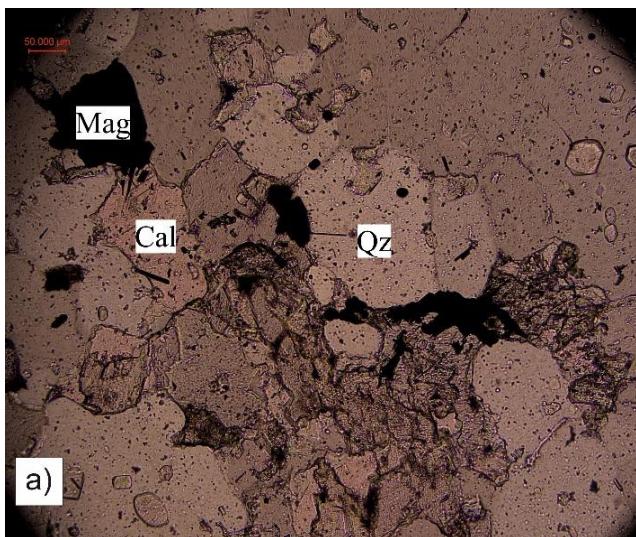


Рис. 5. Карбонаты BIF-3 (обр. K-40/1-01) под микроскопом: а) в проходящем свете; б) в поляризованном свете, где Cal – кальцит, Qz – кварц, Mag – магнетит.

[**Fig. 5.** Carbonates of BIF-3 (sample K-40/1-01) under a microscope: (a) in transmitted light; (b) in polarized light, where Cal – calcite, Qz – quartz, Mag – magnetite.]

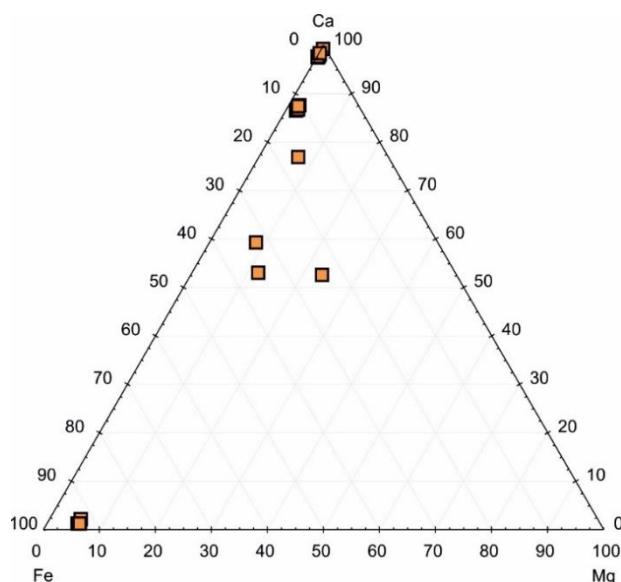


Рис. 6. Тройная диаграмма Ca-Mg-Fe с нанесёнными на неё составами карбонатов (кальцит, сидерит, анкерит) BIF-3.

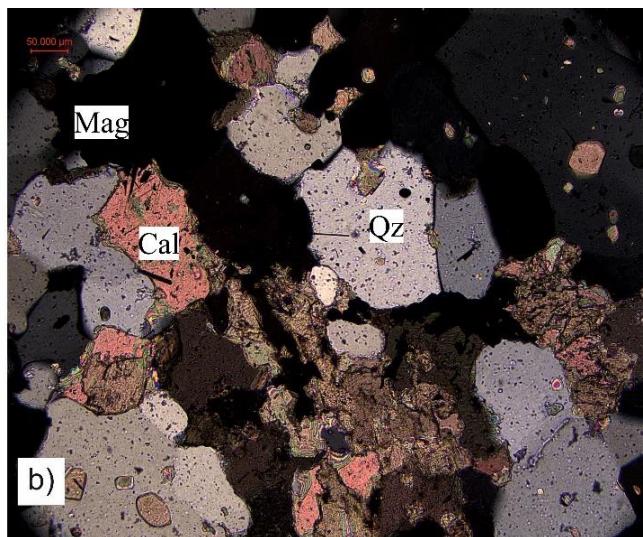
[**Fig. 6.** Ca-Mg-Fe ternary diagram with carbonate compositions (calcite, siderite, ankerite) BIF-3.]

Геохимия Петрогенные оксиды

Распределение петрогенных оксидов и малых элементов анализировалось в 16 пробах BIF-3. Они характеризуются высоким содержанием SiO_2 43–67 мас. % и $\text{Fe}_{2}\text{O}_{3\text{tot}}$ 22–50 мас. %, которые в сумме составляют 83–

Моноклинный пироксен представлен геденбергитом, зёрна которого имеют форму призм, размером до 0.25 мм.

Аксессорные минералы представлены апатитом, и сульфидами (пирротин, халькопирит), вторичные – эпидотом и хлоритом.



98 %. Содержания остальных петрогенных оксидов не превышают 6.9 мас. % (табл. 1). В большинстве образцов установлены повышенные концентрации Al_2O_3 (0.6–6.9 мас. %, среднее 2.2 мас. %), низкие TiO_2 (0.02–0.18 мас. %, среднее 0.07 мас. %), суммы щелочей $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ (0.23–3.93 мас. %, среднее 1.25 мас. %).

Средние содержания петрогенных оксидов в BIF-3 сопоставимы с таковыми в архейских BIF алгома. Исключением является лишь повышенное содержание K_2O , также характерное и для BIF-1 (рис. 7).

Редкие и редкоземельные элементы

BIF-3 Костомушского ЗКП имеют очень низкие и изменчивые содержания высокозарядных элементов (рис. 8 а, б): Zr – 6–54 ppm (среднее – 20), Th – 3.9–0.21 ppm (среднее – 1.0 ppm), Nb – 0.33–2.69 ppm (среднее – 1 ppm), Y – 3.5–11.78 ppm (среднее – 8 ppm). В отдельных образцах установлены повышенные концентрации Rb (1.4–111 ppm, среднее 39 ppm) и Ba (6.5–799 ppm, среднее 175 ppm) (рис. 9). Также в них невысокие содержания REE+Y (\sum 15–64 ppm, среднее 36.5 ppm) с положительными Eu/Eu* (рис. 8а), La/La* и Y_{SN} аномалиями и отсутствием Ce/Ce* (0.9–1.04, среднее 0.97) аномалий (рис. 8а). В распределении REE отмечается обогащение тяжёлыми (HREE), относительно лёгких (LREE) [$(\text{La}/\text{Yb})_{\text{SN}}=0.21–1.17$, среднее 0.58]. Отношение Y/Ho (31–42, среднее 36) превышает хондритовое (28). Молярные отношения Ni/Fe имеют низкие значения ($0.04–0.57 \times 10^{-4}$).

Табл. 1. Содержания петротипных оксидов в BIF-3
[Table 1. Contents of major oxides in BIF-3]

Образец [Sample]	P-2	K 36/01	K 35/01	16-2/01	K 37/01	K 34-01	K 40/01	P-1	K 39/01	K38/01	K 41/ 2-01	KS-201	KS-202	KS-202A	KS-203
SiO ₂	53.69	57.49	60.96	53.95	53.63	56.15	58.77	55.50	53.86	55.78	49.61	53.96	57.81	43.62	67.47
TiO ₂	0.04	0.15	0.18	0.03	0.06	0.15	0.02	0.03	0.06	0.06	0.02	0.06	0.06	0.04	0.02
Al ₂ O ₃	1.25	5.26	6.99	0.85	2.17	3.82	0.68	0.83	2.90	1.92	1.02	1.88	1.81	1.19	0.60
Fe ₂ O ₃ _{tot}	40.70	27.07	22.26	39.55	38.17	31.50	34.17	37.76	35.69	44.02	36.34	34.81	50.68	30.51	34.61
MgO	1.49	1.76	2.11	1.31	1.84	2.70	1.51	2.02	1.68	1.63	1.30	2.50	2.94	1.46	0.40
MnO	0.04	0.04	0.04	0.02	0.05	0.05	0.03	0.13	0.02	0.06	0.02	0.07	0.22	0.15	0.17
CaO	1.03	1.37	1.58	1.34	1.96	2.00	2.48	1.24	1.07	1.62	1.63	2.01	1.12	0.25	2.40
Na ₂ O	0.09	0.61	1.06	0.06	0.06	0.23	0.04	0.16	0.73	0.06	0.05	0.00	0.11	0.86	0.24
K ₂ O	0.57	2.90	2.87	0.30	1.09	1.19	0.32	0.17	1.52	0.72	0.54	1.11	0.12	0.83	0.33
P ₂ O ₅	0.22	0.22	0.13	0.19	0.22	0.19	0.19	0.24	0.26	0.43	0.10	0.30	0.11	0.05	0.05
SO ₃	0.47	0.27	0.31	1.18	0.93	0.24	0.63	0.35	0.09	0.43	0.27	0.64			
ППП [LOI]	0.31	2.40	1.71	0.95	0.43	1.76	1.62	0.34	0.32	2.12	1.33	1.49	0.27	0.04	0.00
Сумма [Total]	99.91	99.88	99.97	99.98	99.99	99.95	99.99	99.93	99.98	99.90	99.97	100.27	100.04	100.00	102.30

Интерпретация геохимических данных

Источники вещества для BIF-3

Первоначально BIF рассматривались как хемогенные осадки, однако не все они представляют собой полностью чистые хемогенные отложения и, как правило, контаминыированы обломочным или вулканогенным материалом [37]. BIF-3 преимущественно состоят из SiO₂ и Fe₂O₃, но при этом отмечаются повышенные значения K₂O (0.1–2.9 мас. %), и отчасти Rb и Ba, что не является аномальным для BIF типа Алгома и связано с увеличением количества биотита и появлением калиевого полевого шпата. Содержания Σ REE+Y и Al₂O₃ в BIF-3 сопоставимы с типом Алгома (рис. 10), и значительно выше, чем в BIF Сьюпериор (рис. 11).

Никель

Никель в BIF содержится в магнетите и амфиболах [6, 42], и его содержания изменяются во времени. В период 3.8 млрд лет – 2.7 млрд лет наблюдаются высокие значения отношения Ni/Fe $\approx 4.5 \times 10^{-4}$, которые резко снижаются после рубежа в 2.7 млрд лет, до менее 2.2×10^{-4} , после чего наблюдается их дальнейшее постепенное снижение [43]. Обогащение никелем архейских BIF связано с образованием в архее больших объемов богатых никелем ультраосновных пород, из которых никель поступал в растворённом виде [43].

В BIF-3 отмечаются низкие значения молярного отношения Ni/Fe $0.04\text{--}0.57 \times 10^{-4}$ (среднее 0.21×10^{-4}) (рис. 12), что предполагает отсутствие поступления Ni из кор выветривания, и, соответственно, базит-гипербазитовых источников.

Хром

В океане хром может быть распространён в различных окислительных состояниях, но наиболее распространёнными являются Cr (III) и Cr (IV), из которых Cr (III) характеризуется низкой растворимостью в воде [6, 37]. В океанах Cr (VI) присутствует в виде хромата (CrO₄)²⁻ или бихромата (HCrO₄)⁻ и восстанавливается до Cr (III) в результате реакций с Fe²⁺ или HS⁻ [6, 44]. Подобные реакции должны были происходить и в докембрии вследствие широкого распространения Fe²⁺ в воде [44]. Наиболее высокие концентрации хрома отмечаются в BIF прибрежно-морских обстановок или поблизости к подводным вулканическим дугам (тип Алгома) [44].

BIF-3 характеризуются низким содержанием хрома 6–50 ppm (среднее 22 ppm) (рис. 13), что также указывает на отсутствие привноса Cr из кор выветривания ультраосновных и основных пород.

Уран

Обломочный материал не является основным источником поступления U в BIF, ввиду низких концентраций U в верхней части континентальной коры (2.7 ppm) [45], и заметно более высокой концентрации U в BIF (5.4 ppm) [46]. Следовательно, обогащение U происходит из морской воды, куда U поступает в растворённом виде с речным стоком, который отражает

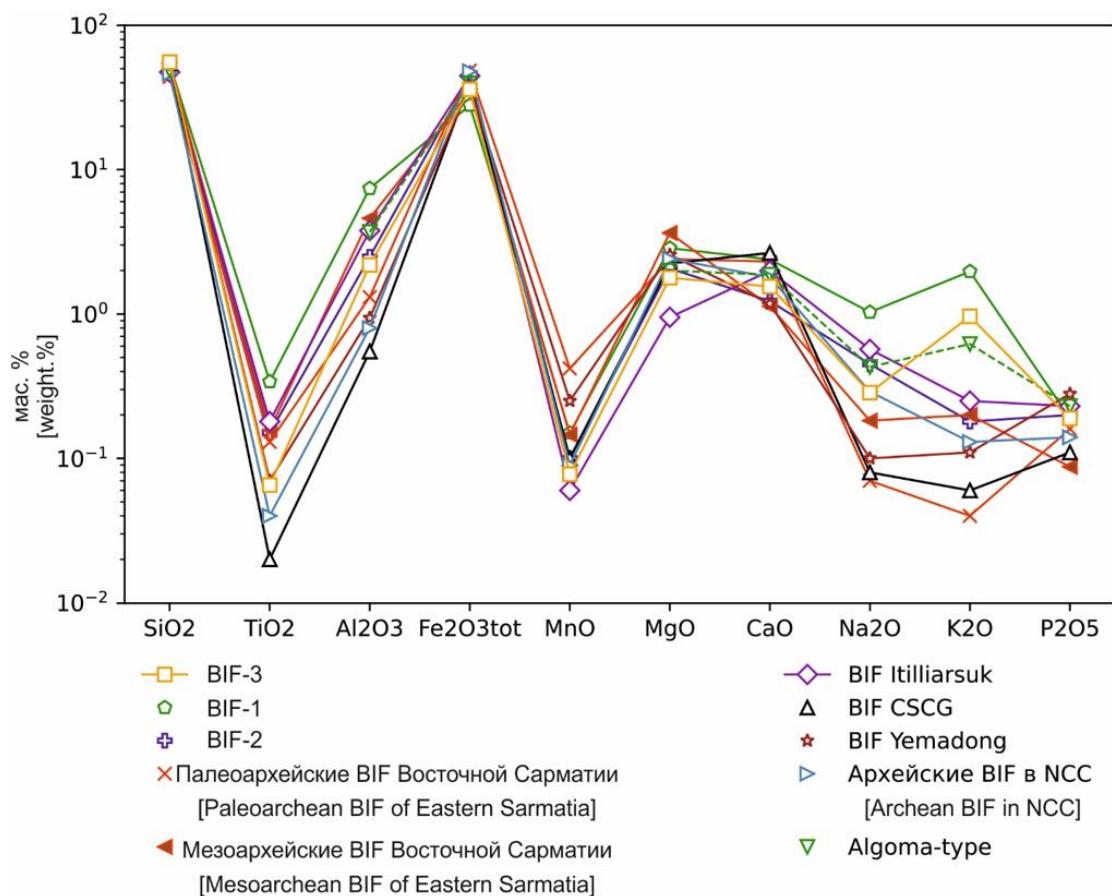


Рис. 7. Диаграмма средних содержаний петрогенных оксидов в BIF-3; BIF-1,2 [14]; палео- и мезоархейских BIF Восточной Сарматии [33]; BIF Itilliarsuk, Северо-Атлантический кратон, Гренландия [34]; BIF CSCG (Central Slave Cover Group), кратон Слейв, Канадский щит [35]; BIF Yemadong, кратон Янцзы [36]; Средний состав архейских BIF в NCC (North China Craton) Северо-Китайский кратон, Китай [37]; Средний состав BIF алгома, кратон Сьюпериор, Канада [38].

[Fig. 7. Diagram of the average contents of petrogenic oxides in BIF-3; BIF-1,2 [14]; Paleo- and Mesoarchean BIF of Eastern Sarmatia [33]; BIF Itilliarsuk, North Atlantic Craton, Greenland [34]; BIF CSCG (Central Slave Cover Group), Craton Slave, Canadian Shield [35]; Yemadong BIF, Yangtze Craton [36]; Average composition of Archean BIF in NCC (North China Craton), China [37]; Average composition of the Algoma BIF, craton Superior, Canada [38].]

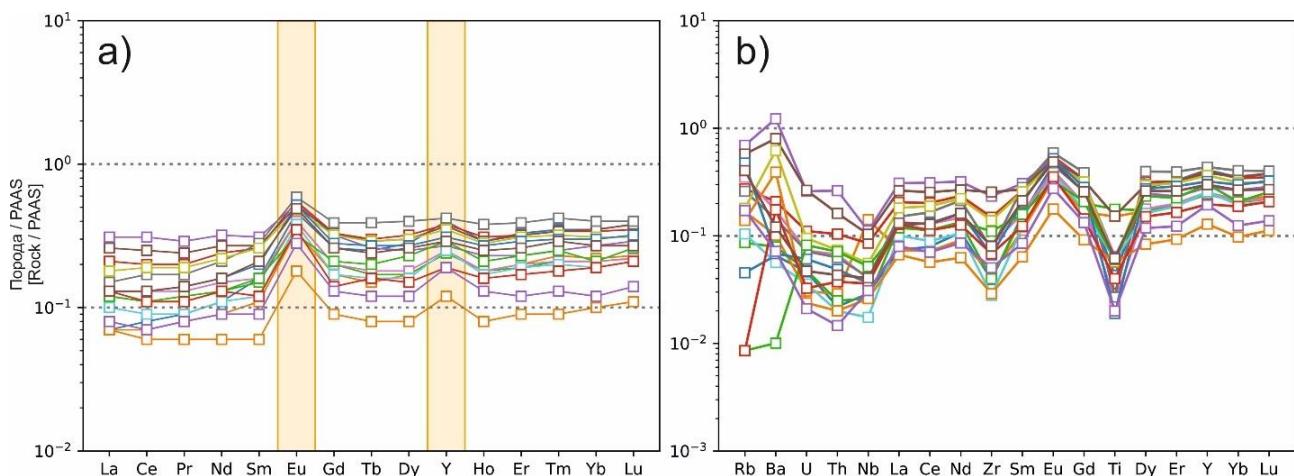


Рис. 8. PAAS-нормированные содержания a) – REE+Y; b) – рассеянных элементов [39].

[Fig. 8. PAAS-normalized contents of (a) – REE+Y; (b) – trace elements [39].]

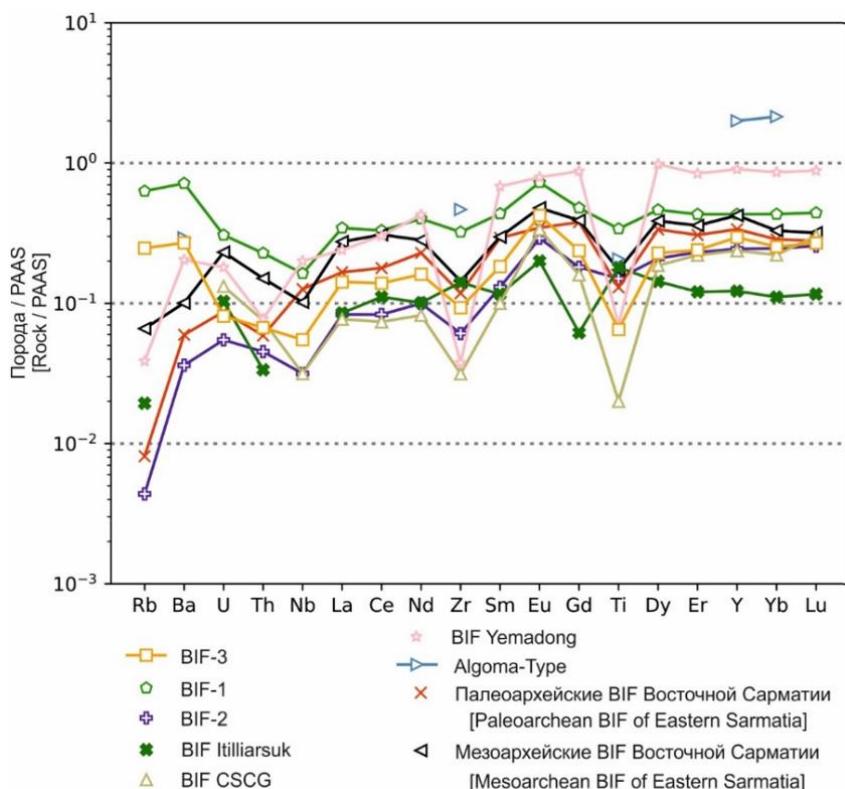


Рис. 9. Средние содержания элементов в BIF-3; BIF-1,2 [14]; палео- и мезоархейских BIF Восточной Сарматии [33]; BIF Itilliarsuk, Северо-Атлантический кратон, Гренландия [34]; BIF CSCG (Central Slave Cover Group), кратон Слейв, Канадский щит [34]; BIF Yemadong, кратон Янцзы [36]; Средний состав архейских BIF в NCC (North China Craton) Северо-Китайский кратон, Китай [37]; Средний состав BIF алгома (Algoma-Type), кратон Сьюпериор, Канада [38].

[**Fig. 9.** Average element contents in BIF-3; BIF-1,2 [14]; Paleo- and Mesoarchean BIF of Eastern Sarmatia [33]; BIF Itilliarsuk, North Atlantic Craton, Greenland [34]; BIF CSCG (Central Slave Cover Group), Slave craton, Canadian Shield [35]; BIF Yemadong, Yangtze Craton [36]; Average composition of Archean BIFs in NCC (North China Craton), China [37]; Average composition of the Algoma BIF (Algoma-Type), Superior craton, Canada [38].]

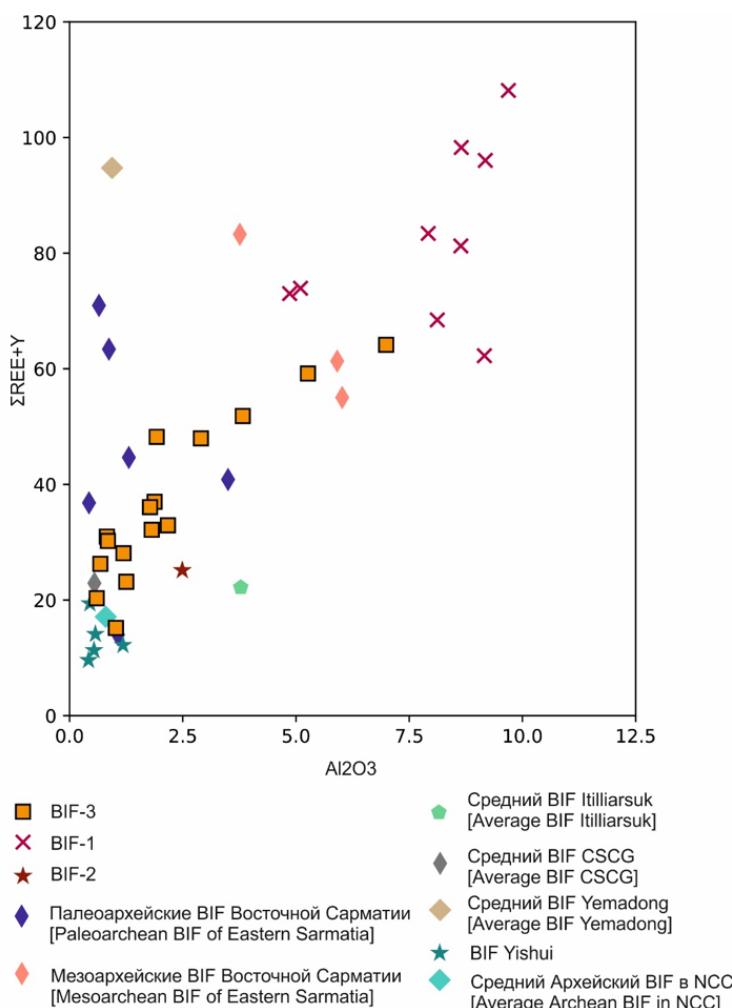


Рис. 10. Диаграммы REE+Y Al_2O_3 для BIF алгома: BIF-3; BIF-1,2 [14]; палео- и мезоархейских BIF Восточной Сарматии [33]; BIF Itilliarsuk, Северо-Атлантический кратон, Гренландия [34]; BIF CSCG (Central Slave Cover Group), кратон Слейв, Канадский щит [35]; BIF Yemadong, кратон Янцзы [36] (Zhou et al., 2022); Средний состав архейских BIF в NCC (North China Craton) Северо-Китайский кратон, Китай [37]; Средний состав BIF алгома (Algoma-Type), кратон Сьюпериор, Канада [38]; BIF Yishui, Северо-Китайский Кратон, Китай [40].

[**Fig. 10.** REE+Y Al_2O_3 diagrams for the Algoma BIF: BIF-3; BIF-1,2 [14]; Paleo- and Mesoarchean BIF of Eastern Sarmatia [33]; BIF Itilliarsuk, North Atlantic Craton, Greenland [34]; BIF CSCG (Central Slave Cover Group), Slave Craton, Canadian Shield [35]; BIF Yemadong, Yangtze craton [36] (Zhou et al., 2022); Average composition of Archean BIFs in NCC (North China Craton), China [37]; Average composition of BIF algoma (Algoma-Type), Superior craton, Canada [38]; BIF Yishui, North China Craton, China [40].]

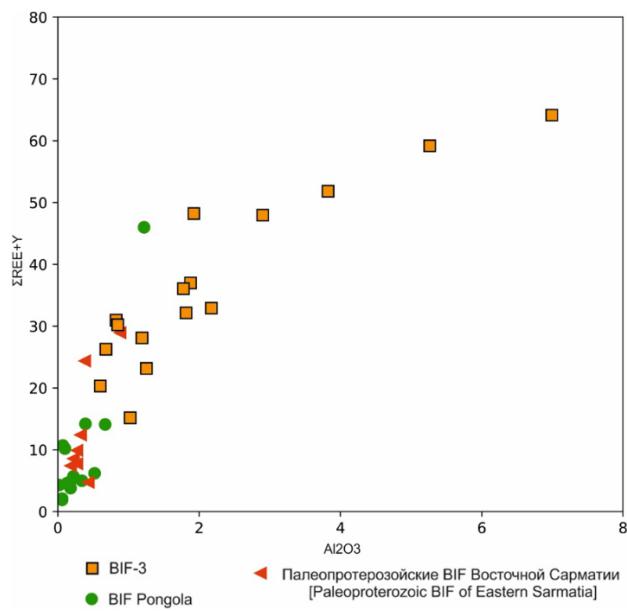


Рис. 11. Диаграммы REE+Y-Al₂O₃ для BIF-3 и BIF супериор: BIF Pongola, Южная Африка [41]; Палеопротерозойские BIF Восточной Сарматии [33].

[**Fig. 11.** REE+Y-Al₂O₃ diagrams for BIF-3 and BIF superior: BIF Pongola, South Africa [41]; Paleoproterozoic BIF of Eastern Sarmatia [33].]

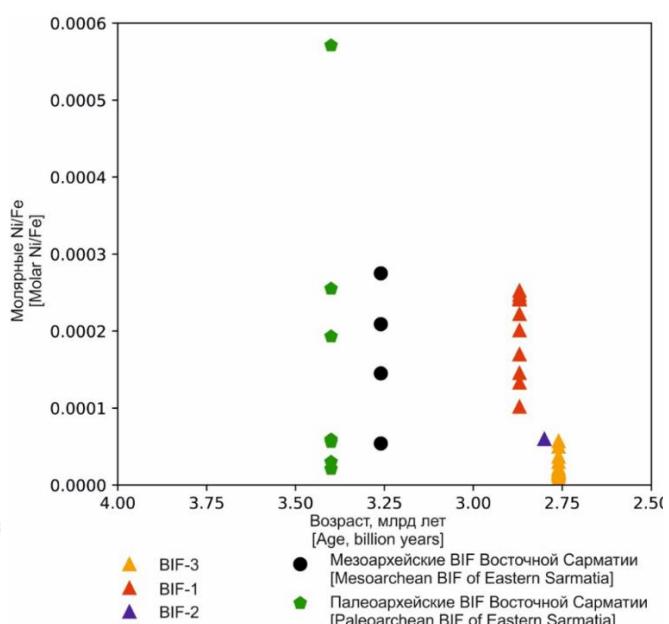
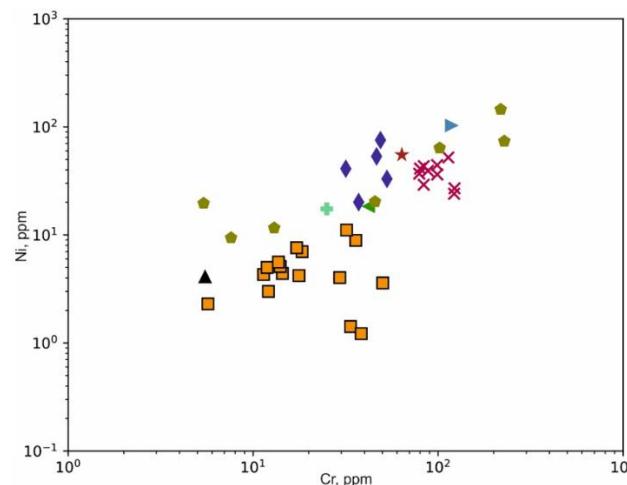


Рис. 12. Соотношения Ni/Fe в BIF-3; BIF-1, 2 [14]; Палео- и Мезоархейских BIF Восточной Сарматии [33].
[**Fig. 12.** Ni/Fe ratios in BIF-3; BIF-1, 2 [14]; Paleo- and Mesoarchean BIFs of Eastern Sarmatia [33].]



окислительное континентальное выветривание и превращение содержащегося в горных породах U (IV) в растворимый U (VI) [46].

BIF образовавшиеся до GOE, возрастом 3.5–2.47 млрд лет, характеризуются низкими концентрациями U (менее 6.6 ppm и средним значением в 0.99 ppm), что связано с ограниченным сносом U с континентов в океан в условиях бескислородной атмосферы. Отсюда незначительные содержания U в морской воде [46]. В BIF, образование которых происходило в период 2.47–2.32 млрд лет, фиксируется значительное повышение содержаний U, что связано с последствиями GOE [46].

Содержание урана во всех образцах не превышает 0.82 ppm, что определяет верхний возрастной уровень

Условные обозначения:

■ BIF-3	● Itilliarsuk BIF
✗ BIF-1	△ Algoma-Type
▲ BIF-2	◆ Мезоархейские BIF Восточной Сарматии [Mesoarchean BIF of Eastern Sarmatia]
▲ BIF CSCG	◆ Палеоархейские BIF Восточной Сарматии [Paleoarchean BIF of Eastern Sarmatia]
★ BIF Yemadong	

Рис. 13. Диаграмма Ni-Cr в BIF-3; BIF-1,2 [14]; Мезо- и Неоархейских BIF Восточной Сарматии [33]; Itilliarsuk BIF [34]; BIF CSCG [35]; BIF Yemadong [36]; Algoma-type [38].

[**Fig. 13.** Ni-Cr diagram in BIF-3; BIF-1,2 [14]; Meso- and Neoarchean BIF of Eastern Sarmatia [33]; Itilliarsuk BIF [34]; BIF CSCG [35]; BIF Yemadong [36]; Algoma-type [38].]

железонакопления – не позднее GOE ~2.47 млрд лет.

Источником основных химических элементов в BIF, таких как Fe, Si и Mn, по-видимому, были подводные гидротермы [3, 7]. Такие характерные геохимические особенности BIF, как низкие концентрации REE (особенно LREE), рассматриваются как свидетельства гидротермального привноса флюидов в морские бассейны [2–4, 10]. Обогащение Eu, характерное для большинства BIF, выражается в положительных Eu аномалиях и может быть интерпретировано, как связанное со значительной гидротермальной контаминацией морской воды, из которой они выпадали в осадок [2, 7, 10].

Признаком обогащения BIF кластогенным материалом являются некоторые петрогенные оксиды (например, Al₂O₃ и TiO₂), высокозарядные элементы (HFSE)

(например, Zr, Hf, Nb, Th,) и переходные металлы (например, Sc, V, Cr, Ni и Co), попадающие в океаны в результате континентального сноса продуктов выветривания [47].

Al_2O_3 и TiO_2 используются как индикаторы терригенного привноса [37, 47]. Сильная корреляция ($R=0.96$) между Al_2O_3 и TiO_2 (рис. 14a) позволяет предположить контаминацию терригенным материалом в результате континентального сноса. Обогащение высокозарядными и литофильными элементами происходит в результате континентального сноса продуктов выветривания кислых пород, тогда как Cr, Ni, Co, V и

Sc пород основного состава [37]. Положительная корреляция Al_2O_3 с Zr и REE, TiO_2 с Zr, а также Hf с Zr (рис. 14b, c, d) свидетельствует о преобладании пород кислого состава в источниках сноса.

Отсутствие корреляции между MgO и Cr (рис. 15a), и слабая корреляция между MgO и Ni (рис. 15b) указывают, что поступление терригенного материала основного состава играло незначительную роль. Следовательно, можно предположить, что изученные BIF во время отложения контаминированы преимущественно кислыми породами, а базиты и коматиты не являлись для них источниками сноса.

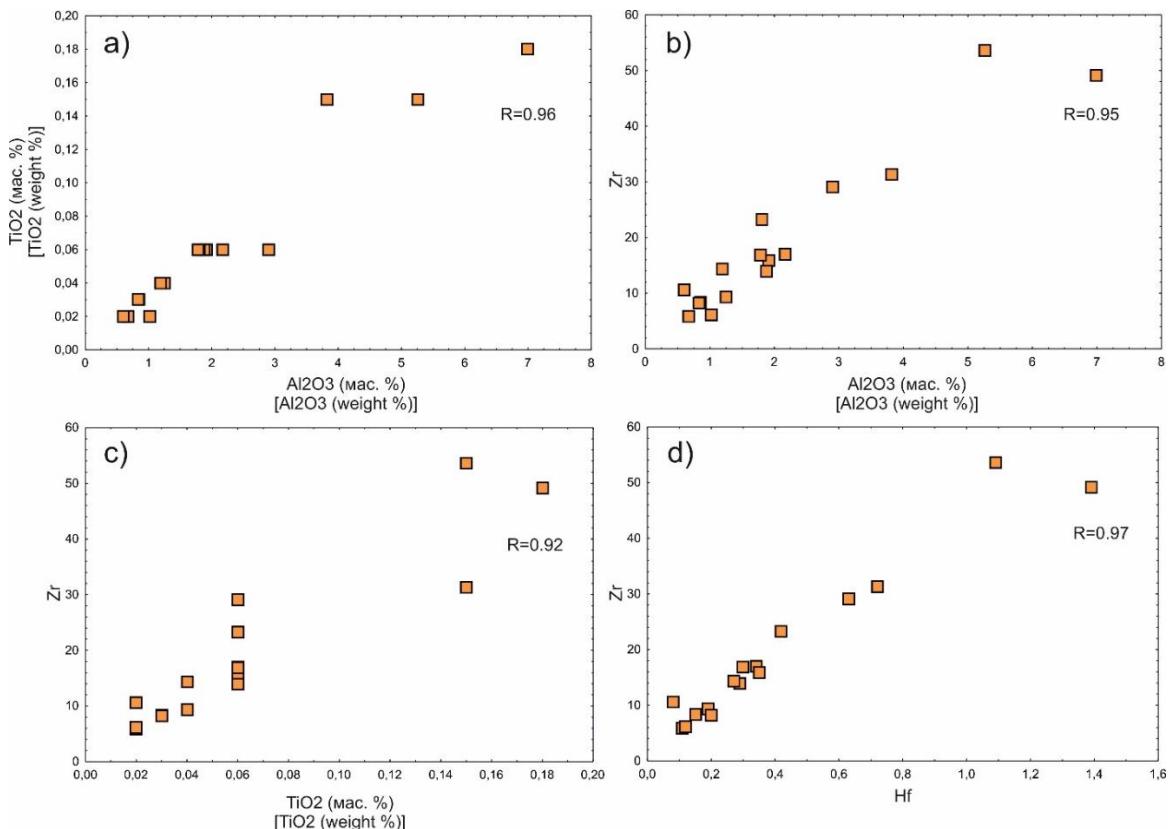


Рис. 14. Диаграммы корреляций между a) – TiO_2 и Al_2O_3 ; b) – Zr и Al_2O_3 ; c) – Zr и TiO_2 ; d) – Zr и Hf для BIF-3.
[Fig. 14. Correlation diagrams between (a) – TiO_2 and Al_2O_3 ; (b) – Zr and Al_2O_3 ; (c) – Zr and TiO_2 ; (d) – Zr and Hf for BIF-3.]

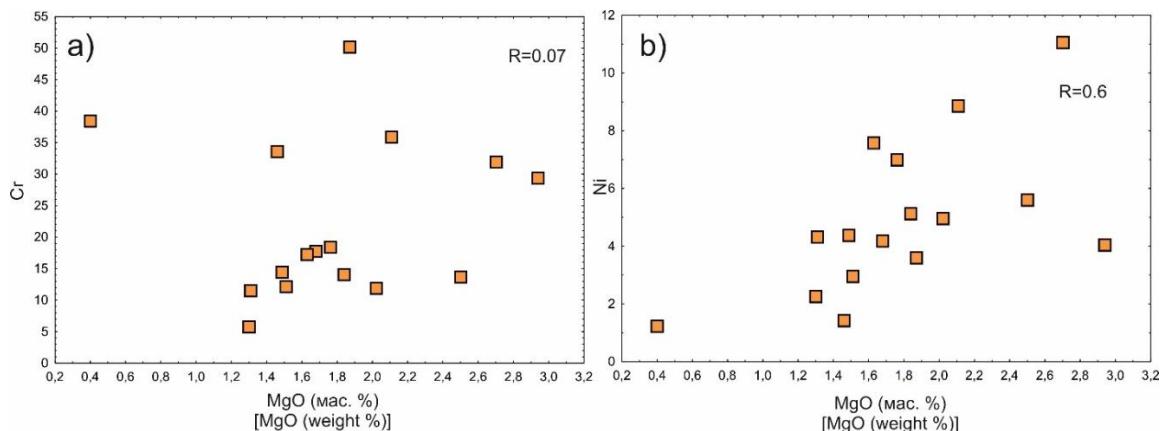


Рис. 15. Диаграммы корреляций между a) – Cr и MgO; b) – Ni и MgO для BIF-3.
[Fig. 15. Correlation diagrams between (a) – Cr and MgO; (b) – Ni and MgO for BIF-3.]

Для определения степени терригенного и/или гидротермального привноса при формировании BIF использовались диаграммы Fe-Al-Mn и Al/(Al+Fe+Mn) (рис. 16) [48]. На них точки составов BIF-3 попадают в поля металлоносных гидротермальных осадков (рис. 16а, б). Гидротермальный привнос вещества оценивается в среднем более 80%.

На диаграммах Co+Ni+Cu – \sum REE (рис. 17а) [49] и SiO₂ – Al₂O₃ (рис. 17б) [50] точки составов BIF-3 находятся вблизи или в области гидротермальных образований, что указывает на гидротермальный привнос, как основной источник поступления вещества.

Оценить роль гидротермальных источников можно

также на диаграммах распределения REE при смешении морской воды и высокотемпературных гидротермальных флюидов (рис. 18).

Выраженная положительная Eu* аномалия [$\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{PAAS}} = 2\text{Eu}_{\text{PAAS}}/(\text{Sm}_{\text{PAAS}} + \text{Gd}_{\text{PAAS}})$] (рис. 8а) считается признаком поступления высокотемпературных гидротермальных флюидов в бассейн седиментации, тогда как отрицательная или её отсутствие связано с уменьшением или отсутствием гидротермального привноса [40]. Во всех образцах BIF-3 наблюдаются выраженные положительные Eu-аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.67 - 2.65$) (табл. 2), свидетельствующие о сильном гидротермальном воздействии.

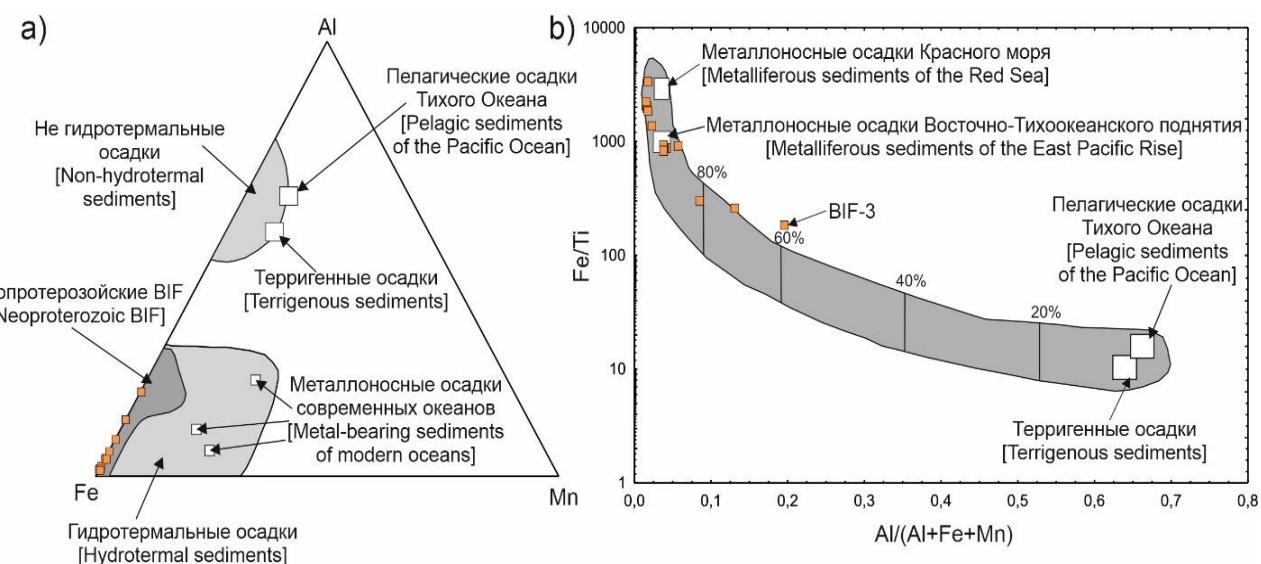


Рис. 16. Диаграммы, показывающие, что BIF-3 находятся в полях, характерных для гидротермальных осадков *a*) – Fe-Al-Mn [48] и гидротермальный вклад, в целом, составлял более 80%; *b*) – Al/(Al+Fe+Mn) – Fe/Ti [48].

[Fig. 16. Diagrams showing that BIF-3 are located in fields characteristic of hydrothermal sediments (*a*) – Fe-Al-Mn [48] and the hydrothermal contribution, in general, was more than 80%; (*b*) – Al/(Al+Fe+Mn) – Fe/Ti [48].]

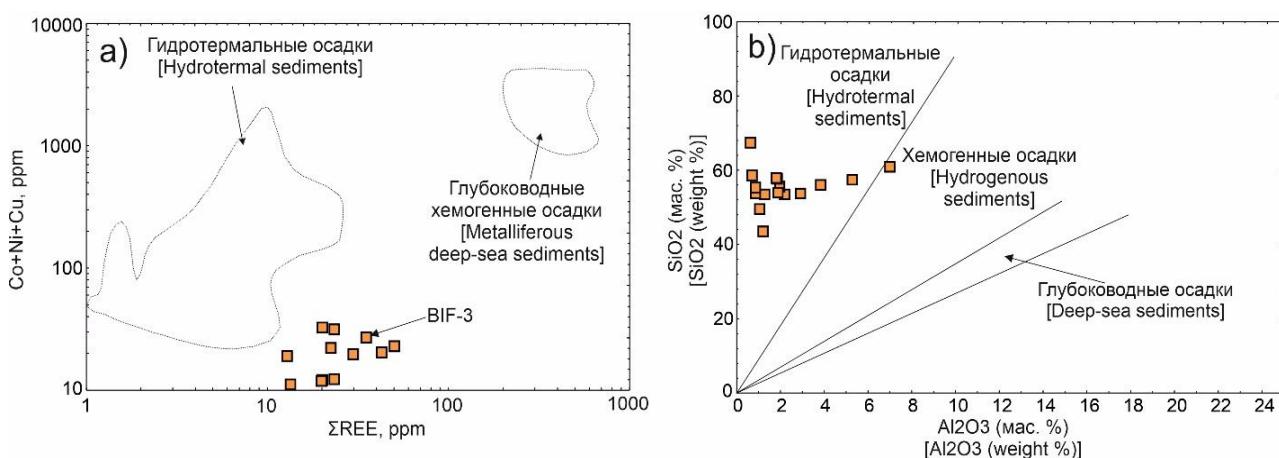


Рис. 17. Диаграммы *a*) – Co+Ni+Cu и REE [49] и *b*) – SiO₂ и Al₂O₃ [50] для BIF-3.

[Fig. 17. Diagrams (*a*) – Co+Ni+Cu and REE [49] and (*b*) – SiO₂ and Al₂O₃ [50] for BIF-3.]

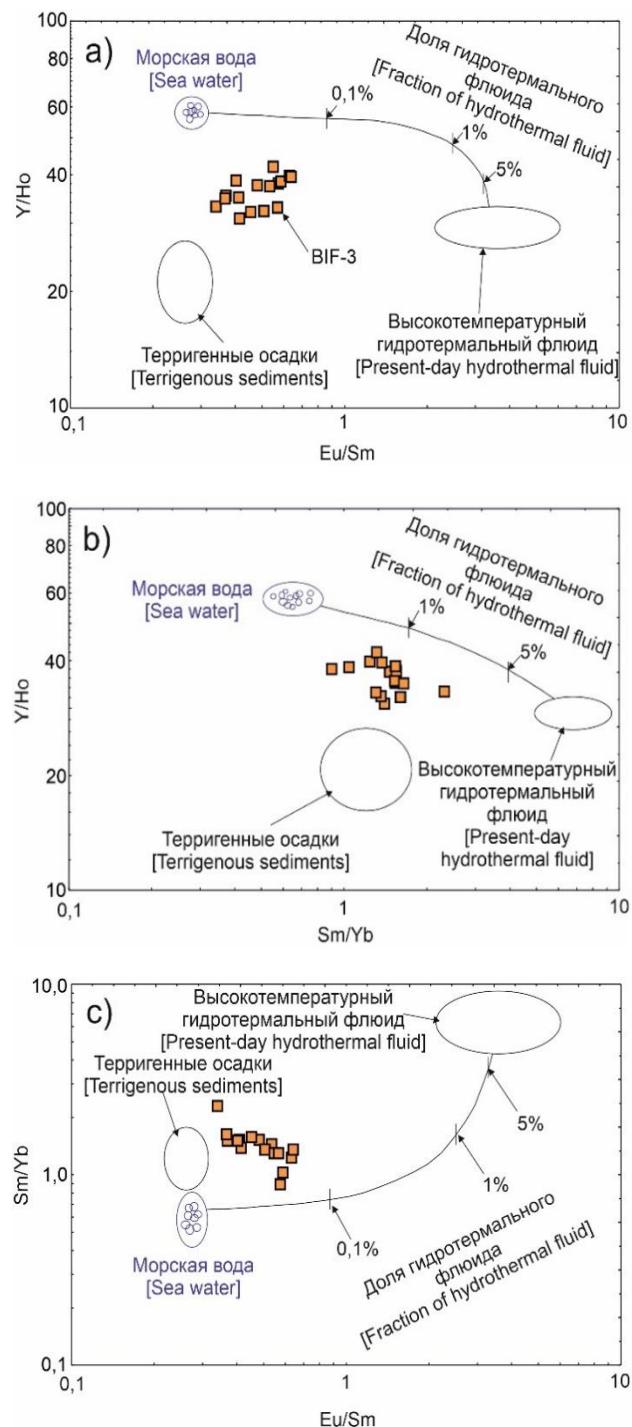


Рис. 18. Диаграммы распределения REE при смешении морской воды и высокотемпературных гидротермальных флюидов [41].

[Fig 18. REE distribution diagrams when mixing seawater and high-temperature hydrothermal fluids [41].]

Табл. 2. Содержание редких и редкоземельных элементов в BIF-3
[Table. 2. Contents of rare and rare earth elements in BIF-3]

Образец [Sample]	P-2	K 36/01	K 35/01	16-2 /01	K 37 /01	K 34-01	K 40 /01	K 39 /01	K 38 /01	K 41 /01	K 41 /2-01	K 41 /1-01	KS- 202	KS- 203	Среднее [Average]	PAAS		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Li	5.05	22.8	27.8	6.15	7.63	19.5	1.87	0.93	28.1	8.84	1.39	5.93	1.76	8.31	4.11	5.65	9.74	
Be	1.07	1.15	2.65	0.77	0.89	1.15	0.61	1.50	0.68	1.07	0.94	1.22	0.58	0.68	0.55	1.16	1.04	
Sc	1.11	2.65	3.55	1.07	1.45	4.19	0.55	1.21	1.54	2.20	0.29	1.83	1.84	1.10	0.91	2.72	1.76	
V	12.1	26.1	24.3	9.86	14.3	27.7	7.03	10.9	17.9	19.9	7.59	15.7					16.1	
Cr	14.4	18.4	35.9	11.5	13.9	31.9	12.1	11.9	17.7	17.2	5.74	13.7	29.4	33.6	38.4	50.2	22.2	
Co	1.41	3.93	4.10	1.29	1.68	5.39	0.86	2.36	2.21	2.62	0.95	2.05	13.9	7.74	13.3	15.4	4.95	
Ni	4.38	6.98	8.85	4.33	5.12	11.1	2.96	4.97	4.17	7.56	2.27	5.61	4.03	1.42	1.22	3.59	4.91	
Cu	5.39	9.70	10.3	6.67	15.7	10.8	2.35	2.23	2.14	9.56	2.02	4.74	14.8	2.80	4.79	12.7	7.29	
Zn	12.9	22.2	38.4	15.1	14.4	25.8	6.9	17.7	24.4	13.6	4.79	10.8	62.2	5.46	8.44	22.0	19.1	
Ga	1.53	6.21	6.15	2.25	2.61	4.83	1.24	2.83	3.38	2.76	1.17	2.19	3.83	1.83	<1	2.95	3.05	
Rb	26.9	92.1	111	13.8	56.3	43.9	16.7	7.27	28.9	41.6	22.3	76.1	1.37	27.6	64.7	39.5	160	
Sr	50.6	117.6	405.5	40.9	53.8	143.9	77.6	29.0	42.6	35.3	16.8	48.0	12.6	19.5	6.8	59.3	72.5	142

Продолжение Табл. 2

[Continued Table 2]

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Y	6.78	10.4	7.64	6.63	6.88	10.7	6.92	11.1	9.85	11.8	3.47	8.66	8.16	5.31	5.24	8.09	7.98	28.0	
Zr	9.28	53.7	49.1	8.37	17.1	31.3	5.88	8.26	29.2	15.9	6.10	13.9	23.2	14.3	10.6	16.8	19.6	210	
Nb	2.69	1.97	2.12	0.50	0.76	1.63	0.33	0.55	1.05	0.78	0.50	0.69	0.99	0.68	0.59	0.77	1.04	19	
Mo	1.08	0.56	0.64	0.39	0.64	1.17	0.80	0.42	0.77	0.71	0.38	1.30					0.74		
Cs	2.30	4.73	10.0	1.71	3.63	3.70	1.69	0.59	0.35	3.63	0.74	14.3	0.11	1.41	0.70	6.77	3.52		
Ba	66.7	522	799	51.3	112	136	36.7	42.7	403	93.6	254	44.4	6.54	114	46.7	78.5	175	650	
La	2.80	11.8	4.68	5.07	7.81	3.82	2.79	6.92	5.73	2.54	4.77	4.51	4.86	3.03	5.01	5.38	38.0		
Ce	5.79	20.4	24.9	9.09	10.4	16.2	7.16	6.35	15.1	13.3	4.55	10.5	9.01	9.01	5.65	10.3	11.1	80.0	
Pr	0.68	2.16	2.61	1.02	1.15	1.80	0.79	0.77	1.69	1.55	0.50	1.21	1.11	1.01	0.69	1.24	1.25	8.9	
Nd	2.91	8.57	10.2	4.21	4.73	7.54	3.39	3.45	7.11	6.82	2.00	5.21	4.30	4.04	2.75	5.17	5.15	32.0	
Sm	0.63	1.51	1.72	0.83	0.91	1.48	0.67	0.88	1.44	1.58	0.36	1.14	0.89	0.69	0.48	1.19	1.02	5.6	
Eu	0.37	0.56	0.58	0.44	0.44	0.60	0.42	0.50	0.53	0.65	0.20	0.57	0.36	0.39	0.30	0.54	0.47	1.1	
Gd	0.78	1.54	1.50	0.94	0.93	1.57	0.81	1.21	1.49	1.82	0.43	1.33	0.98	0.68	0.62	1.21	1.12	4.7	
Tb	0.12	0.22	0.20	0.13	0.14	0.23	0.12	0.20	0.22	0.30	0.06	0.21	0.15	0.12	0.09	0.19	0.17	0.8	
Dy	0.75	1.32	1.09	0.76	0.78	1.39	0.71	1.23	1.30	1.75	0.37	1.21	1.03	0.67	0.52	1.15	1.00	4.4	
Ho	0.18	0.29	0.23	0.18	0.18	0.31	0.17	0.29	0.28	0.38	0.08	0.27	0.21	0.16	0.13	0.25	0.22	1.0	
Er	0.58	0.92	0.67	0.56	0.58	0.93	0.55	0.95	0.90	1.14	0.27	0.84	0.65	0.48	0.36	0.76	0.70	2.9	
Tm	0.09	0.14	0.10	0.08	0.08	0.14	0.08	0.14	0.13	0.17	0.04	0.12	0.10	0.07	0.05	0.12	0.71	0.4	
Yb	0.61	0.99	0.74	0.57	0.59	0.96	0.54	0.98	0.88	1.13	0.27	0.84	0.58	0.53	0.35	0.75	0.12	2.8	
Lu	0.10	0.16	0.12	0.10	0.10	0.15	0.09	0.16	0.13	0.17	0.05	0.14	0.11	0.09	0.06	0.12	0.12	0.4	
Hf	0.19	1.09	1.39	0.15	0.34	0.72	0.11	0.20	0.63	0.35	0.12	0.29	0.42	0.27	0.08	0.30	0.42	5	
Ta	0.03	0.15	0.30	<ПО	0.05	0.12	<ПО	0.10	0.05	<ПО	0.04	0.04	0.05	<ПО	0.04	0.05	<0.02	0.89	0.17
W	0.13	0.32	0.33	0.30	0.33	0.16	0.25	0.19	0.17	0.32	1.08	0.38					0.33		
Pb	2.17	7.08	15.2	2.24	5.08	3.49	3.11	1.48	2.41	2.37	1.26	1.50	1.17	<0.5	0.63	1.95	3.41	20	
Th	0.42	2.37	3.85	0.36	0.98	1.52	0.29	0.32	1.08	0.92	0.29	0.71	1.04	0.55	0.21	0.63	0.97	14.6	
U	0.09	0.82	0.80	0.15	0.23	0.34	0.11	0.14	0.29	0.22	0.07	0.19	0.25	0.10	0.07	0.15	0.25	3.1	
REE	16.4	48.8	56.5	23.6	26.0	41.1	19.3	19.9	38.1	36.4	11.7	28.3	24.0	22.8	15.1	28.0			
REE+Y	23.2	59.2	64.1	30.2	32.9	51.8	26.3	31.0	48.0	48.2	15.2	37.0	32.1	28.1	20.3	36.1			
Eu/Eu* _{PAAS}	2.41	1.70	1.68	2.31	2.20	1.83	2.62	2.20	1.67	1.77	2.28	2.15	1.77	2.65	2.53	2.08			
Ce/Ce* _{PAAS}	0.96	1.01	1.04	0.96	0.98	0.99	0.94	0.99	1.01	1.02	0.93	1.00	0.93	0.90	0.90	0.95			
Y/Ho	38.5	35.5	33.3	37.6	37.8	35.1	39.9	38.1	34.9	30.9	42.0	32.4	38.9	33.0	39.7	32.2			
La/Yb	0.34	0.74	1.17	0.60	0.63	0.60	0.52	0.21	0.58	0.37	0.68	0.42	0.57	0.68	0.64	0.49			
La/La*	1.5	1.4	1.3	1.6	1.4	1.5	1.8	1.7	1.5	1.6	1.5	1.1	1.5	1.3	1.4				

Y/Ho отношения

Отношение Y/Ho в современной морской воде составляет >44 [51], что значительно выше, чем в хондрите (~28) и верхней континентальной коре (~26). В морских хемогенных осадках содержание Y значительно выше, чем Ho, и значения отношения Y/Ho превышают таковое в хондриатах и верхней континентальной коре [40]. Так как большинство терригенных компонентов имеют хондритовое Y/Ho-отношение, то при кластогенном привносе отношение Y/Ho уменьшается [51, 52]. Стоит отметить, что в гидротермальных флюидах наблюдается хондритовое Y/Ho отношение [53].

Повышенное содержание Y по отношению к Ho обусловлено более высокой степенью адсорбции Ho осаждющимися частицами оксидов и гидрооксидов железа [52, 54]. Как и во всех раннедокембрийских BIF, присутствие Y-аномалий и более высокие значения, чем $(Y/Ho)_{PAAS} = 28$, предполагает седиментацию BIF в морских обстановках без значительного терригенного привноса.

Отношение Y/Ho в BIF-3 варьирует от 31 до 42 (в среднем 36) (рис. 19). Так же в них отмечается слабая отрицательная корреляция Y/Ho с Al_2O_3 (рис. 19), отсутствие корреляции Y/Ho с Ti ($R=0.19$) и слабая отрицательная корреляция с Zr ($R=-0.4$), что указывает на незначительную контаминацию кластогенным материалом. Это подтверждается и минерологией BIF-3, где полностью отсутствуют полевые шпаты.

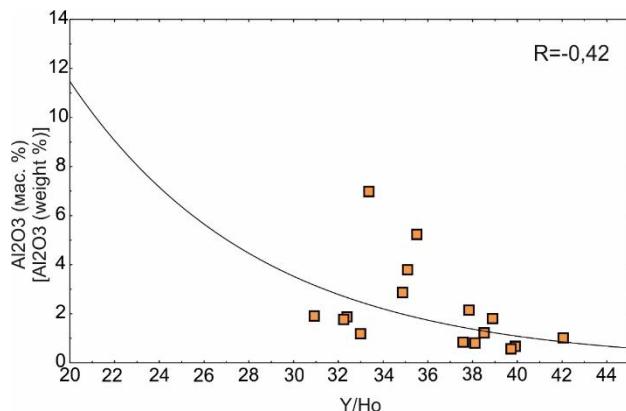


Рис. 19. Диаграмма корреляции между Y/Ho- Al_2O_3 для BIF-3. Сплошная линия – линия корреляции.

[Fig. 19. Correlation diagram between Y/Ho- Al_2O_3 for BIF-3. The solid line is the correlation line.]

Физико-химические условия осадконакопления Редкоземельные элементы и иттрий

Редкоземельные элементы и иттрий (REY) рассматриваются как надёжные геохимические индикаторы, позволяющие определить происхождение BIF и окисительно-восстановительные условия осадконакопления [47]. Характер распределения REE и Y в BIF-3 типичен для морских условий осадконакопления. Обогащение HREE относительно LREE, $(\text{La}/\text{Yb})_{PAAS} = 0.21 - 1.17$, среднее 0.58, объясняется образованием карбонатных комплексов REE, что приводит к значительно большей сорбции LREE на поверхности частиц осаждающихся гидрооксидов железа [7, 55].

Ce* аномалии

Ce является единственным редкоземельным элементом, для которого в водных растворах и осадках наблюдаются аномалии, обусловленные окисительно-восстановительными реакциями, связанными с окислением Ce (III) до Ce (IV), и последующей изоляцией Ce от других REE из-за образования менее растворимых соединений Ce (IV) и адсорбции соединений Ce (IV) на поверхности частиц [7, 54]. В случае насыщения морских бассейнов кислородом, отмечается сильная отрицательная аномалия $[\text{Ce}(\text{Pr}/\text{Pr})_{SN}^* = \text{Pr}_{SN}/(0.5\text{Ce}_{SN} + 0.5\text{Nd}_{SN})]$ и $(\text{Ce}/\text{Ce})_{SN}^* = \text{Ce}_{SN}/(0.5\text{La}_{SN} + 0.5\text{Pr}_{SN})$ [54], в то время как бескислородные воды и с дефицитом кислорода не имеют выраженных отрицательных аномалий Ce [2]. В современных океанических осадках отмечается отрицательная Ce аномалия, связанная с наличием растворённого в воде кислорода [54].

Во всех изученных образцах отмечается отсутствие Ce/Ce* аномалии (рис. 20), что является признаком восстановительных условий в морских бассейнах. Это указывает на отсутствие значительных количеств кислорода в бассейне седиментации BIF и предполагает накопление BIF-3 до Великого Оксилительного события (GOE ~2.47 млрд лет назад).

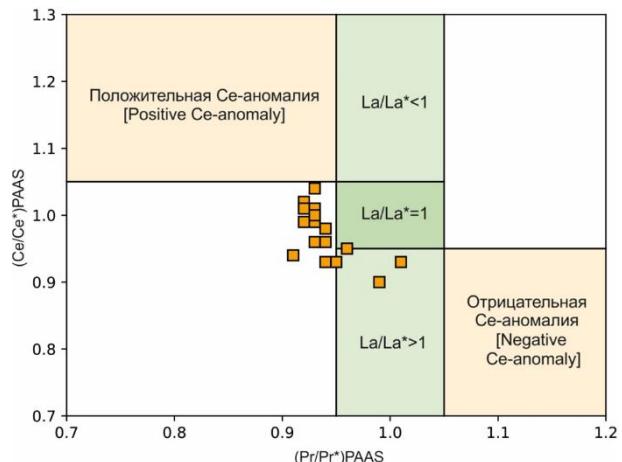


Рис. 20. Диаграмма Ce/Ce*PAAS – Pr/Pr*PAAS [54] для BIF-3. [Fig. 20. Ce/Ce*PAAS – Pr/Pr*PAAS diagram [54] for BIF-3.]

Выводы

1. BIF-3 являются типичными BIF типа Алгома, на что указывает их взаимосвязь с кислыми вулканитами, которые залегают с ними в одном разрезе.

2. Терригенный снос с континентов не является преобладающим источником вещества для BIF-3 и связан с разрушением в основном пород гранитоидного состава.

3. Отсутствие в BIF-3 отрицательной Ce-аномалии и низкие концентрации U предполагает их седиментацию в условиях дефицита кислорода в гидросфере и атмосфере, то есть до GOE (~2.47 млрд лет назад), а наличие положительных Eu-аномалий ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.67 - 2.65$; $\text{Eu}/\text{Eu}^{*cp} = 2.12$) указывает на поступление вещества преимущественно из гидротермальных источников.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (грант № 22-17-00026).

Конфликт интересов: Авторы декларируют отсутствие явных и потенциальных конфликтов интересов, связанных с публикацией настоящей статьи.

ЛИТЕРАТУРА

- 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 Neoarchaean to Palaeoproterozoic environmental history // *Earth Sci. Rev.* 2017. Vol. 172. P. 140–177. DOI: 10.1016/j.earscirev.2017.06.012
- 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 // *Econ. Geol.* 2010. Vol. 105. P. 467–508. DOI: 10.2113/gsecongeo.105.3.467
- Klein C. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin // *American Mineralogist*. 2005. Vol. 90. P. 1473–1499. DOI: 10.2138/am.2005.1871
- Simonson B. M. Origin and evolution of large Precambrian iron formations // *Geological Society of America*. 2003. Special Paper Vol. 370. P. 231–244. DOI: 10.1130/0-8137-2370-1.231
- Holland H. D. Sedimentary Mineral Deposits and the Evolution of Earth's Near-Surface Environments // *Econ. Geol.* 2005. Vol. 100. P. 1489–1509. DOI: 10.2113/gsecongeo.100.8.1489
- Pecoits E., Gingras M. K., Barley M. E., Kappler A., Posth N. R., Konhauser K. O. Petrography and geochemistry of the Dales Gorge banded iron formation: Paragenetic sequence, source and implications for paleo-ocean chemistry // *Precambrian Res.* 2009. Vol. 172. P. 163–187. DOI: 10.1016/j.precamres.2009.03.014
- Bekker A., Planavsky N. J., Krapež B., Rasmussen B., Hofmann A., Slack J. F., Rouxel O. J., Konhauser K. O. Iron formations: Their origins and implications for ancient seawater chemistry // *Treatise on Geochemistry*. 2014. Vol. 9. P. 561–628. DOI: 10.1016/B978-0-08-095975-7.00719-1
- Gross G. A. A classification of iron formation based on depositional environments // *Canadian Mineralogist*. 1980. Vol. 18. P. 215–222.
- Gole M. J., Klein C. Banded iron formation through much Precambrian time // *Journal of Geology*. 1981. Vol. 89 (2). P. 169–183. DOI: 10.1086/628578
- Fryer B. J. Rare Earth Elements in Iron-Formation // *Development in Precambrian Geology*. 1983. Ch. 8B. P. 345–358. DOI: 10.1016/S0166-2635(08)70048-3
- Савко А. Д., Шевырёв Л. Т. Железисто-кремнистые формации континентов – новые историко-минерагенические данные о распространении, возрасте, генезисе. Статья 1. Осадочные бассейны с ЖКФ // Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2017. № 3. С. 5–17.
- Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Белоусов Е. Ф., Инина К. А. Геология и металлогения района Костомушского железорудного месторождения. Петрозаводск: Карелия, 1981. 143 с.
- Слабунов А. И., Нестерова Н. С., Егоров А. В., Кулешевич Л. В., Кевлич В. И. Геохимия, геохронология цирконов и возраст архейской железорудной толщи Костомушского зеленокаменного пояса Карельского кратона Фенноскандинавского щита // *Геохимия*. 2021. Т. 66. № 4. С. 291–307.
- Slabunov A. I., Nesterova N. S., Maksimov O. A. Geochemistry and Formation Conditions of Mesoarchean Banded Iron Formations (BIF-1) from the Kostomuksha Greenstone Belt, Karelian Craton // *Geochemistry International*. 2024, Vol. 62. No. 3. P. 245–266. DOI: 10.1134/S0016702924030054
- Слабунов А. И., Кервинен А. В., Нестерова Н. С., Егоров А. В., Максимов О. А., Медведев П. В. Главные эпизоды формирования полосчатых железистых кварцитов Костомушского зеленокаменного пояса (Карельский кратон): данные U-Th-Pb датирования циркона // *Труды Карельского научного центра РАН*. 2023. № 2. С. 5–22. DOI: 10.17076/geo1749
- Слабунов А. И., Нестерова Н. С., Кервинен А. В., Максимов О. А., Медведев П. В. Полосчатые железистые кварциты как архив тектоно-термальной истории (на примере Костомушского зеленокаменного комплекса). *Стратиграфия до кембрия: проблемы и пути решения: материалы конференции*. (Санкт-Петербург, 25–29 сентября 2023 г.). СПб.: Свое издательство, 2023. С. 143–145.
- Слабунов А. И., Лобач-Жученко С. Б., Бибикова Е. В., Балаганский В. В., Соръонен-Вард П., Володичев О. И., Щипанский А. А., Светов С. А., Чекулаев В. П., Арестова Н. А., Степанов В. С. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // *Геотектоника*. 2006. № 6. С. 1–29.
- Самсонов А. В., Степанова А. В., Сальникова Е. Б., Ларинова Ю. О., Ларинов А. Н. Геодинамика раскола западной части Карельского кратона: данные по основному магматизму 2.1 млрд лет // *Петрология*. 2023. Т. 31. № 6. С. 577–601. DOI: 10.31857/S0869590323060092
- Hölttä P., Heilimo E., Huhma H., Kontinen A., Mertanen S., Mikkola P., Paavola J., Peltonen P., Semprich J., Slabunov A., Sorjonen-Ward P. The Archaean Karelia and Belomorian Provinces, Fennoscandian Shield. In *Evolution of Archean Crust and Early Life* (Eds. Dilek Y., Furnes H.) // *Modern Approaches in Solid Earth Sciences*. 2014. Vol. 7. P. 55–102.
- Чернов В. М., Стенарь М. М., Стратиграфия Карельских образований западной Карелии // *Труды Карельского филиала Академии наук СССР*. 1960. Вып. XXVI. С. 29–45.
- Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Арестова Н. А., Левский Л. К., Коваленко А. В. Архейские террейны Карелии: геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // *Геотектоника*. 2000. № 6. С. 26–42.
- Слабунов А. И., Хёлтта П., Шаров Н. В., Нестерова Н. С. 4-D модель формирования земной коры Фенноскандинавского щита в архее как синтез современных геологических данных. *Геология Карелии от архея до наших дней: материалы конференции*. (Петрозаводск, 24–26 мая 2011 г.). Петрозаводск: Института геологии КарНЦ РАН, 2011. С. 13–21.
- 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.
- Куликов В. С., Светов С. А., Слабунов А. И., Куликова В. В., Полин А. К., Голубев А. И., Горьковец В. Я., Иващенко В. И., Гоголев М. А. Геологическая карта Юго-восточной Фенноскандии масштаба 1:750 000: новые подходы к составлению // *Труды Карельского научного центра РАН*. 2017, № 2. С. 3–41.
- Кожевников В. Н., Бережная Н. Г., Пресняков С. Л., Лепехина Е. Н., Антонов А. В., Сергеев С. А. Геохронология циркона (SHRIMP-II) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах Карельского кратона: роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2006. Т. 14. № 3. С. 19–41.
- Кулешевич Л. В., Фурман В. Н. Золоторудное месторождение Таловейс в Костомушской докембрийской зеленокаменной структуре (Карелия) // *Геология рудных месторождений*. 2009. Т. 51. № 1. С. 58–76.
- Лазарев Ю. И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомушского месторождения Карельской АССР. Л.: Наука, 1971. 192 с.

28. Горьковец В. Я., Шаров Н.В. Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минерагения). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. 322 с.
29. Нестерова Н. С., Слабунов А. И., Кервинен А. В., Максимов О. А. Возраст и особенности формирования мезоархейских BIF Костомукшского зеленокаменного пояса, Карельский кратон, Фенноскандинавский щит. *Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: материалы конференции.* (Владивосток, 19–22 сентября 2023 г.). Владивосток: ДФУ, 2023. С. 104–107.
30. Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Володичев О. И., Голованова Л. С. Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии. Л.: Наука, 1991. 176 с.
31. Slabunov A. I., Egorov A. V., Nesterova N. S. Geochemical types of Archean banded iron formations and the geodynamic settings of the basins, Kostomuksha Greenstone Belt, Karelian Craton, Russia // *Sedimentary Earth Systems: Stratigraphy, Geochronology, Petroleum Resources.* Kazan: CFU, 2020, P. 256–262.
32. Милькевич Р. И., Мыскова Т. А. Позднеархейские метатерригенные породы Западной Карелии (литология, геохимия, источники сноса) // *Литология и полезные ископаемые.* 1998. № 2. С. 177–194.
33. Савко К. А., Базиков Н. С., Артеменко Г. В. Геохимическая эволюция железисто-кремнистых формаций Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии: источники вещества и геохронологические ограничения // *Стратиграфия. Геол. Корреляция.* 2015. Т. 23 № 5. С. 3–21. DOI: 10.7868/S0869592X15050063
34. Haugaard R., Frei R., Stendal H., Konhauser K. Petrology and geochemistry of the ~2.9 Ga Ittiliarsuk banded iron formation and associated supracrustal rocks, West Greenland: Source characteristics and depositional environment // *Precambr.Res.* 2013. Vol. 229. P. 150–176. DOI: 10.1016/j.precamres.2012.04.013
35. Haugaard R., Ootes L., Creaser R.A., Konhauser K. The nature of Mesoarchaean seawater and continental weathering in 2.85 Ga banded iron formation, Slave craton, NW Canada // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2016. Vol. 194. P. 34–56. DOI: 10.1016/j.gca.2016.08.020
36. Zhou H., Zhou W., Wei Y., Fru E.C., Huang B., Fu D., Li H., Tan M. Mesoarchean banded iron-formation from the northern Yangtze Craton, South China and its geological and paleoenvironmental implications // *Precambr. Res.* 2022. Vol. 383. 106905. DOI: 10.1016/j.precamres.2022.106905
37. Lan T.G., Fan H.R., Santosh M., Hu F.F., Yang K.F., Liu Y.S. U-Pb zircon chronology, geochemistry and isotopes of the Changyi banded iron formation in the eastern Shandong Province: Constrains on BIF genesis and implications for Paleoproterozoic tectonic evolution of the North China Craton // *Ore Geology Reviews.* 2014. Vol. 56. P. 472–486. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2013.06.008
38. Gross G.A., McLeod C. R. A preliminary assessment of the chemical composition of iron formation in Canada // *Canadian Mineralogist.* 1980. Vol. 18. P. 223–229.
39. Condie K. C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales // *Chemical Geology.* 1993. Vol. 104. P. 1–37. DOI: 10.1016/0009-2541(93)90140-E
40. Moon I., Lee I., Yang X. Geochemical constraints on the genesis of the Algoma-type banded iron formation (BIF) in Yishui County, western Shandong Province, North China Craton // *Ore Geology Reviews.* 2017. Vol. 89. P. 931–945. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2017.08.005
41. Alexander B. W., Bau M., Andersson P., Dulski P. Continental-derived solutes in shallow Archean seawater: Rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9 Ga Pongola Supergroup, South Africa // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2008. Vol. 72. P. 378–394. DOI: 10.1016/j.gca.2007.10.028
42. Młoszewska A.M., Pecoits E., Cates N.L., Mojzsis S.J., O’Neil J., Robbins L.J., Konhauser K.O. The composition of Earth’s oldest iron formations: The Nuvvuagittuq Supracrustal Belt (Quebec, Canada) // *Earth and Planetary Science Letters.* 2012. P. 331–342. DOI: 10.1016/j.epsl.2011.11.020
43. Konhauser K. O., Pecoits E., Lalonde S. V., Papineau D., Nisbet E. G., Barley M. E., Arndt N.T., Zahnie K., Kamber B. S. Oceanic nickel depletion and a methanogen famine before the Great Oxidation Event // *Nature.* 2009. Vol. 458 (7239). P. 750–753. DOI: 10.1038/nature07858
44. Konhauser K. O., Lalonde S. V., Planavsky N. J., Pecoits E., Lyons, T. W., Mojzsis S. J., Rouxel O.J., Barley M.E., Rosiere C., Fralick P.W., Kump L.R., Bekker A. Aerobic bacterial pyrite oxidation and acid rock drainage during the Great Oxidation Event // *Nature.* 2011. Vol. 478 (7369). P. 369–373. DOI: 10.1038/nature10511
45. Taylor S. R., McLennan S. M. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution.* Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
46. Partin C. A., Lalonde S. V., Planavsky N. J., Bekker A., Rouxel O., Lyons T. W., Konhauser K. Uranium in iron formations and the rise of atmospheric oxygen // *Chem. Geol.* 2013. Vol. 362. P. 82–90. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2013.09.005
47. Huang B., Kusky T. M., Wang L., Deng H., Wang J., Fu D., Peng H., Ning W. Age and genesis of the Neoarchean Algoma-type banded iron formations from the Dengfeng greenstone belt, southern North China Craton: Geochronological, geochemical and Sm–Nd isotopic constraints // *Precambrian Research.* 2019. Vol. 333. 105437. DOI: 10.1016/j.precamres.2019.105437
48. Stern R. J., Mukherjee S. K., Miller N. R., Ali K., Johnson P. R. ~750 Ma banded iron formation from the Arabian-Nubian Shield—Implications for understanding neoproterozoic tectonics, volcanism, and climate change // *Precambr. Res.* 2013. Vol. 239. P. 79–94. DOI: 10.1016/j.precamres.2013.07.015
49. Dymek R. F., Klein C. Chemistry, petrology and origin of banded iron-formation lithologies from the 3800 Ma Isua Supracrustal Belt, West Greenland // *Precambrian Res.* 1988. Vol. 39. P. 247–302. DOI: 10.1016/0301-9268(88)90022-8
50. Wonder J. D., Spry P. G., Windom K. E. Geochemistry and origin of manganese-rich rocks related to iron-formation and sulfide deposits, western Georgia // *Econ. Geol.* 1988. Vol. 83. P. 1070–1081. DOI: 10.2113/gsecongeo.83.5.1070
51. Bolhar R., Kamber B. S., Moorbat S., Fedo C. M., Whitehouse M. J. Characterisation of early Archaean chemical sediments by trace element signatures // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. Vol. 222. No. 1. P. 43–60. DOI: 10.1016/j.epsl.2004.02.016
52. Kamber B. S., Webb G. E. The geochemistry of late Archean microbial carbonate: Implications and continental erosion history // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 2001. Vol. 65. No. 15. P. 2509–2525. DOI: 10.1016/S0016-7037(01)00613-5
53. Bau M., Dulski P. Comparing yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge: implications for Y and REE behaviour during near-vent mixing and for the Y/Ho ratio of Proterozoic seawater // *Chemical Geology.* 1999. Vol. 155. P. 77–90. DOI: 10.1016/S0009-2541(98)00142-9
54. Bau M., Dulski P. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal supergroup, South Africa // *Precambrian Research.* 1996. Vol. 79. P. 37–55. DOI: 10.1016/0301-9268(95)00087-9
55. Planavsky N., Bekker A., Rouxel O.J., Kamber B., Hofmann A., Knudsen A., Lyons T.W. Rare Earth Element and Yttrium Compositions of Archean and Paleoproterozoic Fe Formations Revisited: New Perspectives on the Significance and Mechanisms of Deposition // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 2010. Vol. 74. P. 6387–6405. DOI: 10.1016/j.gca.2010.07.021

Banded iron formations of the main ore sequence of the Kostomuksha greenstone belt of the Karelian craton: geochemistry, petrography and formation conditions

© 2024 K. A. Savko¹, D. A. Goncharov¹✉, N. S. Nesterova², A. I. Slabunov²

¹Voronezh State University, 1 Universitetskaya pl., 394018, Voronezh, Russian Federation

²Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Pushkin str., 11

Abstract

Introduction: Banded iron formations (BIF) are metamorphosed chemogenic sediments, the accumulation of which occurred in the early Precambrian. There are two types of BIF: Algoma and Superior. One of the places of manifestation of the Algoma-type BIF is the Kostomuksha greenstone belt, in which four BIF associations are distinguished, of which the Neoarchean (BIF-3) are characterized by the greatest power and extent. The distribution features of petrogenic, rare and rare earth elements are a reliable indicator of the conditions under which these formations accumulated.

Methodology: The chemical composition of the samples was determined using the S8 Tiger X-ray fluorescence spectrometer (Bruker AXS GmbH, Germany) at Voronezh State University. Small and rare elements were determined by induction-coupled plasma with mass spectrometric end analysis (ICP-MS) at the ASIC IPTM RAS.

Results and discussion: Neoarchean BIF (2.76–2.74 Ga) (BIF-3) occur in the Kostomuksha greenstone belt, Karelian craton. BIF-3 has a dark color and striped texture due to the alternation of layers enriched with quartz and magnetite. The sum of SiO₂ and Fe₂O₃tot is 83–98 %. BIF-3 has an increased content of K₂O (0.12–2.9 wt. %), while the content of other petrogenic oxides is comparable to other Archaean BIFs of the algome. Although the contents of highly charged elements are very low and variable, elevated concentrations of Rb (1.4–111 ppm) and Ba (6.54–799 ppm) are noted. The enrichment of HREE relative to LREE ((La/Yb)_{SN}=0.21–1.17), positive La/La* and Y_{SN} anomalies and an exceeding chondrite Y/Ho ratio (31–42) indicate the accumulation of BIF-3 in marine conditions. Positive Eu/Eu* anomalies indicate hydrothermal injection as the main source of Si, Fe and Mn in BIF. The absence of negative Ce/Ce* anomalies (0.9–1.04) and low U concentrations indicate that accumulation occurred in the absence of oxygen in the atmosphere, that is, before the Great Oxidative Event (GOE~2.47 billion years ago). Low chromium contents, low Ni/Fe molar ratios (0.04–0.57 x 10⁻⁴), lack of correlation between MgO and Cr, and weak correlation between MgO and Ni indicate the absence of ultrabasic and basic compositions in the sources of rock demolition, and strong positive correlations between Al₂O₃ with Zr and REE, TiO₂ and Zr, as well as Hf and Zr indicate the predominance of acidic composition in the sources of rock demolition.

Conclusions: The formation of BIF-3 occurred in the marine basin in the absence of a significant amount of oxygen, which suggests their formation before the Great Oxidative Event. The main components – Si, Fe and Mn – were supplied from high-temperature hydrothermal vents, the proportion of which was more than 90 %. The distribution patterns of Al₂O₃, TiO₂, Zr and Hf indicate that acidic rocks predominated in the sources of demolition.

Keywords: banded iron formation, geochemistry, Neoarchean, Karelian craton, Kostomuksha greenstone belt, rare earth elements, REY (REE+Y), Algoma.

Funding: The study was supported by the Russian Science Foundation (No. 22-17-00026).



The content is available under Creative Commons Attribution 4.0 License.

✉ Denis A. Goncharov, e-mail: geosci31@gmail.com

For citation: Savko K. A., Goncharov D. A., Nesterova N. S., Slabunov A. I. Banded iron formations of the main ore sequence of the Kostomuksha greenstone belt of the Karelian craton: geochemistry, petrography and formation conditions // *Vestnik Voronezhskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya: Geologiya – Proceedings of Voronezh State University. Series: Geology*, 2024, no. 2, pp. 50–70. DOI: <https://doi.org/10.17308/geology/1609-0691/2024/2/50-70>

Conflict of interests: The authors declare the absence of obvious and potential conflicts of interest related to the publication of this article.

REFERENCES

1. 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 Neoarchaean to Palaeoproterozoic environmental history. *Earth Sci. Rev.*, 2017, vol. 172, pp. 140–177. DOI: 10.1016/j.earscirev.2017.06.012
2. Bekker A., Slack J. F., Planavsky N., Krapez B., Hofmann A., Konhauser K. O., Rouxel O. J. Iron Formation: The Sedimentary Product of a Complex Interplay among Mantle, Tectonic, Oceanic, and Biospheric. *Econ. Geol.*, 2010, vol. 105, pp. 467–508. DOI: 10.2113/gsecongeo.105.3.467
3. Klein C. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *American Mineralogist*, 2005, vol. 90, pp. 1473–1499. DOI: 10.2138/am.2005.1871
4. Simonson B. M. Origin and evolution of large Precambrian iron formations. *Geological Society of America*, 2003, vol. 370, pp. 231–244. DOI: 10.1130/0-8137-2370-1.231
5. Holland H. D. Sedimentary Mineral Deposits and the Evolution of Earth's Near-Surface Environments. *Econ. Geol.*, 2005, vol. 100, pp. 1489–1509. DOI: 10.2113/gsecongeo.100.8.1489
6. Pecoits E., Gingras M. K., Barley M. E., Kappler A., Posth N. R., Konhauser K. O. Petrography and geochemistry of the Dales Gorge banded iron formation: Paragenetic sequence, source and implications for paleo-ocean chemistry. *Precambrian Re*, 2009, vol. 172, pp. 163–187. DOI: 10.1016/j.precamres.2009.03.014
7. Bekker A., Planavsky N. J., Krapez B., Rasmussen B., Hofmann A., Slack J. F., Rouxel O. J., Konhauser K. O. Iron formations: Their origins and implications for ancient seawater chemistry. *Treatise on Geochemistry*, 2014, vol. 9, pp. 561–628. DOI: 10.1016/B978-0-08-095975-7.00719-1
8. Gross G. A. A classification of iron formation based on depositional environments. *Canadian Mineralogist*, 1980, vol. 18, pp. 215–222.
9. Gole M. J., Klein C. Banded iron formation through much Precambrian time // *Journal of Geology*. 1981. Vol. 89 (2). pp. 169–183. DOI: 10.1086/628578
10. Fryer B. J. Rare Earth Elements in Iron-Formation. *Development in Precambrian Geology*, 1983, ch. 8B, pp. 345–358. DOI: 10.1016/S0166-2635(08)70048-3
11. Savko A. D., Shevyrov L. T. Zhelezisto-kremnistye formacii kontinentov – novye istoriko-mineragenicheskie dannye o rasprostranenii, vozraste, genezise. Stat'ja 1. Osadochnye bassejny s ZhKF [Ferro-siliceous formations of continents - new historical and mineralogical data on distribution, age, genesis. Article 1. Sedimentary basins with LCF]. *Vestnik Voronezhskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya: Geologiya. – Proceedings of Voronezh State University. Series: Geology*, 2017, no. 3, pp. 5–17 (In Russ.)
12. Gor'kovec V. Ja., Raevskaja M. B., Belousov E. F., Inina K. A. *Geologija i metallogenija rajona Kostomukshskogo zhelezorudnogo mestorozhdenija* [Geology and metallogeny of the Kostomuksha iron ore deposit area]. Petrozavodsk, Karel publ., 1981. 143 p. (In Russ.)
13. Slabunov A. I., Nesterova N. S., Egorov A. V., Kuleshevich L. V., Kevlich V. I. Geohimija, geohronologija cirkonov i vozrast arhejskoj zhelezorudnoj tolshi Kostomukshskogo zelenokamennogo pojasa Karel'skogo kratona Fennoscandianavskogo shhita [Age of the Archean Strata with Banded Iron Formation in the Kostomuksha Greenstone Belt, Karelian Craton, Fennoscandian Shield: Constraints on the Geochemistry and Geochronology of Zircons]. *Geohimija – Geochemistry*, 2021, vol. 59, no. 4, pp. 341–356. DOI: 10.1134/S0016702921040066
14. Slabunov A. I., Nesterova N. S., Maksimov O. A. Geochemistry and Formation Conditions of Mesoarchean Banded Iron Formations (BIF-1) from the Kostomuksha Greenstone Belt, Karelian Craton. *Geochemistry International*, 2024, vol. 62, no. 3, pp. 245–266. DOI: 10.1134/S0016702924030054
15. Slabunov A. I., Kervinen A. V., Nesterova N. S., Egorov A. V., Maksimov O. A., Medvedev P. V. Glavnye jepizody formirovaniya poloschatyh zhelezistyh kvarcitov Kostomukshskogo zelenokamennogo pojasa (Karel'skij kraton): dannye U-Th-Pb datirovaniya cirkona [The main episodes of the formation of banded ferruginous quartzites of the Kostomuksha greenstone belt (Karelian craton): U-Th-Pb zircon dating data]. *Trudy Karel'skogo nauchnogo centra RAN. – Proceedings of the Karelian Scientific Center of the Russian Academy of Sciences*, 2023, vol. 2, pp. 5–2 (In Russ.) DOI: 10.17076/geo1749
16. Slabunov A.I., Nesterova N.S., Kervinen A.V., Maksimov O.A., Medvedev P.V. Poloschatye zhelezistye kvarcity kak arhiv tektono-termal'noj istorii (na primere Kostomukshskogo zelenokamennogo kompleksa) [Banded ferruginous quartzites as an archive of tectonothermal history (using the example of the Kostomuksha greenstone complex)]. *Stratigrafija dokembrija: problemy i puti reshenija: materialy konferencii* [Precambrian stratigraphy: problems and solutions: conference proceedings: materials of the meeting]. Saint Petersburg, September 25–29, 2023, Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Svoe izdatel'stvo publ., 2023, pp. 143–145 (In Russ.)
17. Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V., Balaganskij V.V., Sor'onen-Vard P., Volodichev O.I., Shhipanskij A.A., Svetov S.A., Chekulaev V.P., Arestova N.A., Stepanov V.S. Arhej Baltijskogo shhita: geologija, geohronologija, geodinamicheskie obstanovki [Archean of the Baltic Shield: geology, geochronology, geodynamic settings]. *Geotektonika. – Geotectonics*, 2006, vol. 6, pp. 1–29 (In Russ.)
18. Samsonov A.V., Stepanova A.V., Sal'nikova E.B., Larionova Ju.O., Larionov A.N. *Geodinamika raskola zapadnoj chasti Karel'skogo kratona: dannye po osnovnomu magmatizmu 2.1 mld let* [Geodynamics of the breakup of the western part of the Karelian craton: data on the main magmatism at 2.1 Ga]. *Petrologija.–Petrology*, 2023, vol. 31, no. 6, pp. 577–601 (In Russ.) DOI: 10.31857/S0869590323060092
19. Hölttä P., Heilimo E., Huhma H., Kontinen A., Mertanen S., Mikkola P., Paavola J., Peltonen P., Semprich J., Slabunov A., Sorjonen-Ward P. The Archaean Karelia and Belomorian Provinces, Fennoscandian Shield. In Evolution of Archean Crust and Early Life (Eds. Dilek Y., Furnes H.). *Modern Approaches in Solid Earth Sciences*, 2014, vol. 7, pp. 55–102.
20. Chernov V. M., Stenar' M. M. Stratigrafija Karel'skih obr佐vaniy zapadnoj Karelii [Stratigraphy of the Karelian formations

- of western Karelia]. *Trudy Karel'skogo filiala Akademii nauk SSSR. – Proceedings of the Karelian Branch of the USSR Academy of Sciences*, 1960, vol. XXVI, pp. 29–45 (In Russ.)
21. Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V. P., Arestova N. A., Levskij L. K., Kovalenko A. B. Arhejskie terrejny Karelii: geologicheskoe i izotopno-geohimicheskoe obosnovanie [Archean terranes of Karelia: geological and isotope-geochemical substantiation]. *Geotektonika. – Geotectonics*, 2000, vol. 6, pp. 26–42 (In Russ.)
22. Slabunov A. I., Hjoltt P., Sharov N. V., Nesterova N. S. 4-D model' formirovaniya zemnoj kory Fennoskandinavskogo shhita v arhee kak sintez sovremenennyh geologicheskikh dannyyh [4-D model of the formation of the earth's crust of the Fennoscandian shield in the Archean as a synthesis of modern geological data. Geology of Karelia from the Archean to the present day]. *Geologija Karelji ot arheja do nashih dnej: materialy konferencii* [Geology of Karelia from Archaea to the present day: materials of the meeting]. Petrozavodsk, May 24–26, 2011, Institute of Geology, KSC RAS publ., 2011, pp. 13–21 (In Russ.)
23. Slabunov A. I., Svetov S. A., Stepanova A. V., Medvedev P. V., Polin A. K. Novaja tektonicheskaja karta Karelji: principy postroenija i ih realizacija [New tectonic map of Karelia: principles of construction and their implementation]. *Trudy Karel'skogo nauchnogo centra RAN – Proceedings of the Karelian Scientific Center of the Russian Academy of Sciences*, 2022, vol. 5, pp. 132–138 (In Russ.) DOI: 10.17076/geo1690
24. Kulikov V. S., Svetov S. A., Slabunov A. I., Kulikova V. V., Polin A. K., Golubev A. I., Gor'kovec V. Ja., Ivashchenko V. I., Gogolev M. A. Geologicheskaja karta Jugo-vostochnoj Fennoskandii masshtaba 1:750 000: novye podhody k sostavleniju [Geological map of Southeast Fennoscandia at a scale of 1:750 000: new approaches to compilation]. *Trudy Karel'skogo nauchnogo centra RAN – Proceedings of the Karelian Scientific Center of the Russian Academy of Sciences*, 2017, vol. 2, pp. 3–41 (In Russ.) DOI: 10.17076/geo444
25. Kozhevnikov V. N., Berezhnaja N. G., Presnjakov S. L., Lepehina E. N., Antonov A. V., Sergeev S. A. Geochronologija cirkona (SHRIMP-II) iz arhejskih stratotektonicheskikh associacij v zelenokamennyyh pojasah Karel'skogo kratona: rol' v stratigraficheskikh i geodinamicheskikh rekonstrukcijah [Zircon geochronology (SHRIMP-II) from Archean stratotectonic associations in greenstone belts of the Karelian Craton: role in stratigraphic and geodynamic reconstructions]. *Stratigrafija. Geologicheskaja korreljacija – Stratigraphy. Geological correlation*, 2006, vol. 14, no. 3, pp. 19–41 (In Russ.)
26. Kuleshevich L. V., Furman V. N. Zolotorudnoe mestorozhdenie Talovejs v Kostomukshskoj dokembrijskoj zelenokamennoj strukture (Karelja) [Talovejs gold deposit in the Kostomuksha Precambrian greenstone structure (Karelia)]. *Geologija rudnyh mestorozhdenij – Geology of ore deposits*, 2009, vol. 51, no. 1, pp. 58–76 (In Russ.)
27. Lazarev Ju. I. *Strukturnaja i metamorficheskaja petrologija zhelezistyh kvarcitov Kostomukshskogo mestorozhdenija Karel'skoj ASSR* [Structural and metamorphic petrology of ferruginous quartzites of the Kostomuksha deposit of the Karelian Autonomous Soviet Socialist Republic]. Saint Petersburg, Nauka publ., 1971, 192 p. (In Russ.)
28. Gor'kovec V. Ja., Sharov N. V. *Kostomukshskij rudnyj rajon (geologija, glubinnoe stroenie i mineragenija)* [Kostomuksha ore district (geology, deep structure and mineralogy)]. Petrozavodsk, KarNC RAN publ., 2015, 322 p. (In Russ.)
29. Nesterova N. S., Slabunov A.I., Kervinen A. V., Maksimov O. A. Vozrast i osobennosti formirovaniya mezoarhejskih BIF Kostomukshskogo zelenokamennogo pojasa, Karel'skij kraton, Fennoskandinavskij shhit [Age and features of the formation of Mesoarchean BIFs of the Kostomuksha greenstone belt, Karelian craton, Fennoscandian shield]. *Geologicheskie processy v obstanovkah subdukcii, kollizii i skol'zhenija litosfernnyh plit: materialy konferencii* [Geological processes in the conditions of subduction, collision and sliding of lithospheric plates: proceedings of the conference with international participation: materials of the meeting]. Vladivostok, September 19–22, 2023, Far East Geological Institute, FEFU publ., 2023, pp. 104–107 (In Russ.)
30. Gor'kovec V. Ja., Raevskaja M. B., Volodichev O. I., Golovanova L. S. *Geologija i metamorfizm zhelezisto-kremnistyh formacij Karelji* [Geology and metamorphism of ferruginous-siliceous formations of Karelia]. Saint Petersburg, Nauka publ., 1991, 176 p. (In Russ.)
31. Slabunov A. I., Egorov A. V., Nesterova N. S. Geochemical types of Archean banded iron formations and the geodynamic settings of the basins, Kostomuksha Greenstone Belt, Karelian Craton, Russia. *Sedimentary Earth Systems: Stratigraphy, Geochronology, Petroleum Resources*. Kazan, CFU publ., 2020, pp. 256–262.
32. Mil'kevich R.I., Myskova T. A. Pozdnearhejskie metaterrigennye porody Zapadnoj Karelji (litologija, geochemistry, istochniki snosa) [Late Archean metaterrigenous rocks of Western Karelia (lithology, geochemistry, provenance sources)]. *Litologija i poleznye iskopaemye – Lithology and minerals*, 1998, vol. 2, pp. 177–194 (In Russ.)
33. Savko K. A., Bazikov N. S., Artemenko G. V. Geohimicheskaja jevoljucija zhelezisto-kremnistyh formacij Voronezhskogo kristallicheskogo massiva v rannem dokembrii: istochniki veshhestva i geochronologicheskie ogranicenija [Geochemical evolution of ferruginous-siliceous formations of the Voronezh crystalline massif in the Early Precambrian: sources of matter and geochronological restrictions]. *Stratigrafija. Geol. Korreljacija – Stratigraphy. Geologic correlation*, 2015, vol. 23, no. 5, pp. 3–21 (In Russ.) DOI: 10.7868/S0869592X15050063
34. Haugaard R., Frei R., Stendal H., Konhauser K. Petrology and geochemistry of the ~2.9 Ga Itiliarsuk banded iron formation and associated supracrustal rocks, West Greenland: Source characteristics and depositional environment. *Precambr. Res.*, 2013, vol. 229, pp. 150–176. DOI: 10.1016/j.precamres.2012.04.013
35. Haugaard R., Ootes L., Creaser R. A., Konhauser K. The nature of Mesoarchean seawater and continental weathering in 2.85 Ga banded iron formation, Slave craton, NW Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2016, vol. 194, pp. 34–56. DOI: 10.1016/j.gca.2016.08.020
36. Zhou H., Zhou W., Wei Y., Fru E. C., Huang B., Fu D., Li H., Tan M. Mesoarchean banded iron-formation from the northern Yangtze Craton, South China and its geological and paleoenvironmental implications. *Precambr. Res.*, 2022, vol. 383, 106905. DOI: 10.1016/j.precamres.2022.106905
37. Lan T. G., Fan H. R., Santosh M., Hu F. F., Yang K. F., Liu Y. S. U-Pb zircon chronology, geochemistry and isotopes of the Changyi banded iron formation in the eastern Shandong Province: Constrains on BIF genesis and implications for Paleoproterozoic tectonic evolution of the North China Craton. *Ore Geology Reviews*, 2014, vol. 56, pp. 472–486. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2013.06.008
38. Gross G. A., McLeod C. R. A preliminary assessment of the chemical composition of iron formation in Canada. *Canadian Mineralogist*, 1980, vol. 18, pp. 223–229.
39. Condie K. C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 1993, vol. 104, pp. 1–37. DOI: 10.1016/0009-2541(93)90140-E
40. Moon I., Lee I., Yang X. Geochemical constraints on the genesis of the Algoma-type banded iron formation (BIF) in Yishui County, western Shandong Province, North China Craton. *Ore Geology Reviews*, 2017, vol. 89, pp. 931–945. DOI:

- 10.1016/j.oregeorev.2017.08.005
41. Alexander B. W., Bau M., Andersson P., Dulski P. Continental-derived solutes in shallow Archean seawater: Rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9 Ga Pongola Supergroup, South Africa. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2008, vol. 72, pp. 378–394. DOI: 10.1016/j.gca.2007.10.028
42. Młoszewska A. M., Pecoits E., Cates N. L., Mojzsis S. J., O’Neil J., Robbins L. J., Konhauser K. O. The composition of Earth’s oldest iron formations: The Nuvvuagittuq Supracrustal Belt (Quebec, Canada). *Earth and Planetary Science Letters*, 2012, pp. 331–342. DOI: 10.1016/j.epsl.2011.11.020
43. Konhauser K. O., Pecoits E., Lalonde S. V., Papineau D., Nisbet E. G., Barley M. E., Arndt N.T., Zahnie K., Kamber B. S. Oceanic nickel depletion and a methanogen famine before the Great Oxidation Event. *Nature*, 2009, vol. 458(7239), pp. 750–753. DOI: 10.1038/nature07858
44. Konhauser K. O., Lalonde S. V., Planavsky N. J., Pecoits E., Lyons, T. W., Mojzsis S. J., Rouxel O. J., Barley M. E., Rosiere C., Fralick P. W., Kump L. R., Bekker A. Aerobic bacterial pyrite oxidation and acid rock drainage during the Great Oxidation Event. *Nature*, 2011, vol. 478(7369), pp. 369–373. DOI: 10.1038/nature10511
45. Taylor S. R., McLennan S. M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
46. Partin C. A., Lalonde S. V., Planavsky N. J., Bekker A., Rouxel O., Lyons T. W., Konhauser K. Uranium in iron formations and the rise of atmospheric oxygen. *Chem. Geol.*, 2013, vol. 362, pp. 82–90. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2013.09.005
47. Huang B., Kusky T. M., Wang L., Deng H., Wang J., Fu D., Peng H., Ning W. Age and genesis of the Neoarchean Algoma-type banded iron formations from the Dengfeng greenstone belt, southern North China Craton: Geochronological, geochemical and Sm–Nd isotopic constraints. *Precambrian Research*, 2019, vol. 333, 105437. DOI: 10.1016/j.precamres.2019.105437
48. Stern R. J., Mukherjee S. K., Miller N. R., Ali K., Johnson P. R. ~750 Ma banded iron formation from the Arabian-Nubian Shield—Implications for understanding neoproterozoic tectonics, volcanism, and climate change. *Precambr. Res.*, 2013, vol. 239, pp. 79–94. DOI: 10.1016/j.precamres.2013.07.015
49. Dymek R. F., Klein C. Chemistry, petrology and origin of banded iron-formation lithologies from the 3800 Ma Isua Supracrustal Belt, West Greenland. *Precambrian Res.*, 1988, vol. 39, pp. 247–302. DOI: 10.1016/0301-9268(88)90022-8
50. Wonder J. D., Spry P. G., Windom K. E. Geochemistry and origin of manganese-rich rocks related to iron-formation and sulfide deposits, western Georgia. *Econ. Geol.*, 1988, vol. 83, pp. 1070–1081. DOI: 10.2113/gsecongeo.83.5.1070
51. Bolhar R., Kamber B. S., Moorbat S., Fedo C. M., Whitehouse M. J. Characterisation of early Archaean chemical sediments by trace element signatures. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, vol. 222, no. 1, pp. 43–60. DOI: 10.1016/j.epsl.2004.02.016
52. Kamber B. S., Webb G. E. The geochemistry of late Archean microbial carbonate: Implications and continental erosion history. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2001, vol. 65, no. 15, pp. 2509–2525. DOI: 10.1016/S0016-7037(01)00613-5
53. Bau M., Dulski P. Comparing yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge: implications for Y and REE behaviour during near-vent mixing and for the Y/Ho ratio of Proterozoic seawater. *Chemical Geology*, 1999, vol. 155, pp. 77–90. DOI: 10.1016/S0009-2541(98)00142-9
54. Bau M., Dulski P. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal supergroup, South Africa. *Precambrian Research*, 1996, vol. 79, pp. 37–55. DOI: 10.1016/0301-9268(95)00087-9
55. Planavsky N., Bekker A., Rouxel O. J., Kamber B., Hofmann A., Knudsen A., Lyons T. W. Rare Earth Element and Yttrium Compositions of Archean and Paleoproterozoic Fe Formations Revisited: New Perspectives on the Significance and Mechanisms of Deposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2010, vol. 74, pp. 6387–6405. DOI: 10.1016/j.gca.2010.07.021

Савко Константин Аркадьевич, д.г.-м.н., профессор, Воронежский государственный университет, Воронеж, Российская Федерация; e-mail: ksavko@geol.vsu.ru; ORCID 0000-0002-7291-7024

Гончаров Денис Андреевич, бакалавр, Воронежский государственный университет, Воронеж, Российская Федерация; e-mail: geosci31@gmail.com; ORCID 0009-0000-8155-0589

Нестерова Наталья Сергеевна, к.г.-м.н., ст.н.с. лаборатории геологии и геодинамики докембрия Института геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Российская Федерация; e-mail: nest345@gmail.com; ORCID 0000-0003-1370-6136

Слабунов Александр Иванович, д.г.-м.н., профессор, руководитель лаборатории геологии и геодинамики докембрия Института геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Российская Федерация; e-mail: slabunov@krc.karelia.ru; ORCID 0000-0003-3555-3206

Авторы прочитали и одобрили окончательный вариант рукописи.

Konstantin A. Savko, PhD in Geol.-Min., Professor, Voronezh State University, Voronezh, Russian Federation; e-mail: ksavko@geol.vsu.ru; ORCID 0000-0002-7291-7024

Denis A. Goncharov, Undergraduate student, Voronezh State University, Voronezh, Russian Federation; e-mail: geosci31@gmail.com; ORCID 0009-0000-8155-0589

Natalia S. Nesterova, PhD in Geol.-Min., Senior researcher at the Laboratory of Precambrian Geology and Geodynamics, Institute of Geology, Karelian Research Center RAS, Petrozavodsk, Russian Federation; e-mail: nest345@gmail.com; ORCID 0000-0003-1370-6136

Aleksandr I. Slabunov, PhD in Geol.-Min., Professor, Head of the Laboratory of Precambrian Geology and Geodynamics, Institute of Geology, Karelian Research Center RAS, Petrozavodsk, Russian Federation; e-mail: slabunov@krc.karelia.ru; ORCID 0000-0003-3555-3206

Authors have read and approved the final manuscript.