

УДК 553.3:551.71/72

ПОЛОСЧАТЫЕ ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ФОРМАЦИИ ДОКЕМБРИЯ: ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОБИОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

П. В. Медведев

*Институт геологии КарНЦ, ФИЦ «Карельский научный центр РАН»
(ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910)
Петрозаводский государственный университет (пр. Ленина, 33,
Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910)*

Полосчатые железистые формации (BIF) являются экономически важными осадочными породами в докембрийской геологической летописи Земли. Это морские хемогенные отложения, состоящие из чередующихся полос, богатых железом и кремнеземом, которые накапливались на протяжении большей части докембрия. BIF представляют собой важные индикаторы геохимического состава докембрийской морской воды и свидетельствуют о ранней микробной жизни. Железо, присутствующее в BIF, вероятно, осаждалось в виде минералов Fe^{+3} , таких как ферригидрит ($\text{Fe}(\text{OH})_3$), либо в результате метаболической активности бескислородных фотоавтотрофных окисляющих двухвалентное железо бактерий (фотоферротрофов), микроаэрофильных бактерий или путем окисления растворенного Fe^{+2} кислородом, вырабатываемым цианобактериями. BIF осаждались, хотя и с перерывами, в течение более чем 4 миллиардов лет, но по мере того, как земная система фундаментально менялась, менялся и характер выпадения железа. Ранние исследования указывали на континентальный источник железа для BIF, получаемого в результате интенсивного химического выветривания. Открытие современных донных гидротермальных систем, обеспечивающих поступление железа и марганца в морскую воду, привлекло внимание к гидротермальным процессам в океанских глубинах как к наиболее вероятному источнику железа. О биологической роли микроорганизмов в осаждении железа говорилось более ста лет, однако лишь недавно они получили широкое признание. Компоненты земной системы, которые в наибольшей степени влияют на отложение BIF, включают магматизм, биосферу, окислительно-восстановительные условия и состав морской воды.

Ключевые слова: архей; протерозой; полосчатые железистые формации; условия образования; микроорганизмы

Для цитирования: Медведев П. В. Полосчатые железистые формации докембрия: палеоэкологические и палеобиологические аспекты // Труды Карельского научного центра РАН. 2024. № 6. С. 17–29. doi: 10.17076/geo1953

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

P. V. Medvedev. PRECAMBRIAN BANDED IRON FORMATIONS: PALEOECOLOGICAL AND PALEOBIOLOGICAL ASPECTS

Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences (11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia)
Petrozavodsk State University (33 Lenin Ave., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia)

Banded iron formations (BIF) are economically important sedimentary deposits in Earth's Precambrian rock record. They are marine chemical sediments consisting of alternating iron-rich and silica-rich bands, which were deposited throughout much of the Precambrian. BIFs are important proxies for the geochemical composition of Precambrian seawater and provide evidence for early microbial life. Iron in BIFs was likely precipitated in the form of Fe³⁺ minerals, such as ferrihydrite (Fe(OH)₃), either through the metabolic activity of anoxygenic photoautotrophic Fe²⁺-oxidizing bacteria (photoferrotrophs), by microaerophilic bacteria, or by the oxidation of dissolved Fe²⁺ by oxygen produced by early cyanobacteria. BIFs were deposited, albeit intermittently, for more than 4 billion years, but as the Earth system changed fundamentally, so did the style of iron precipitation. Earlier studies have invoked a continental source of iron for BIFs, derived via intense chemical weathering. The discovery of modern seafloor-hydrothermal systems, supplying Fe and Mn to seawater, shifted attention to the hydrothermal processes in the deep ocean as the most likely source. A biological role in iron precipitation has been suggested for over a century, however only recently the importance of microorganisms has received wider acceptance. Components of the Earth system that are most relevant to deposition of BIFs include magmatism, biosphere, and sea-water redox state and composition.

Keywords: Archean; Proterozoic; Banded Iron Formations; depositional environments; microorganisms

For citation: Medvedev P. V. Precambrian banded iron formations: paleoecological and paleobiological aspects. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2024. No. 6. P. 17–29. doi: 10.17076/geo1953

Funding. The work was carried out with financial support from the Russian Science Foundation (grant 22-17-00026).

Введение

Древние полосчатые железистые формации – Banded Iron Formations (BIF) – богатые железом и кремнеземом химические осадочные породы, которые формировались на протяжении докембрия, обеспечивают значительную часть доказательств современного научного понимания палеоэкологических условий в хадейско-архейском (4,1–2,5 млрд лет) и протерозойском (2,5–0,539 млрд лет) зонах. Несмотря на разногласия относительно механизмов их образования, железорудные формации являются свидетельством влияния докембрийской биосферы на химический состав древнего океана. Поскольку многие BIF являются хомогенными отложениями, отражающими состав вод, из которых они выпали в осадок, они также могут служить подробными геохимическими архивами для изучения древних морских температур, окислительно-восстановительных состояний и круговорота элементов, если должным образом разобраться в их седиментологическом контексте.

BIF представляют собой богатый железом тип горных пород, который характерен для многих архейских и протерозойских супракристалльных толщ (рис. 1).

Учитывая, что они накапливались на морском дне в течение более двух миллиардов лет ранней истории Земли, перемены в химическом, минеральном и изотопном составе BIF дают уникальную возможность проследить за изменениями окружающей среды на эволюционирующей Земле. Одним из наиболее значимых событий в истории Земли стал переход от бескислородных условий на планете к обстановке, где кислород постоянно присутствовал в толще морской воды и атмосфере. С постепенным глобальным насыщением кислородом была связана эволюция аэробного микробного метаболизма, который фундаментально повлиял на процессы континентального выветривания, поступление питательных веществ в океаны и в конечном счете – на диверсификацию биосферы и возникновение сложных форм жизни. Многие из ключевых современных открытий в понимании генезиса BIF связаны с палеобиологией,

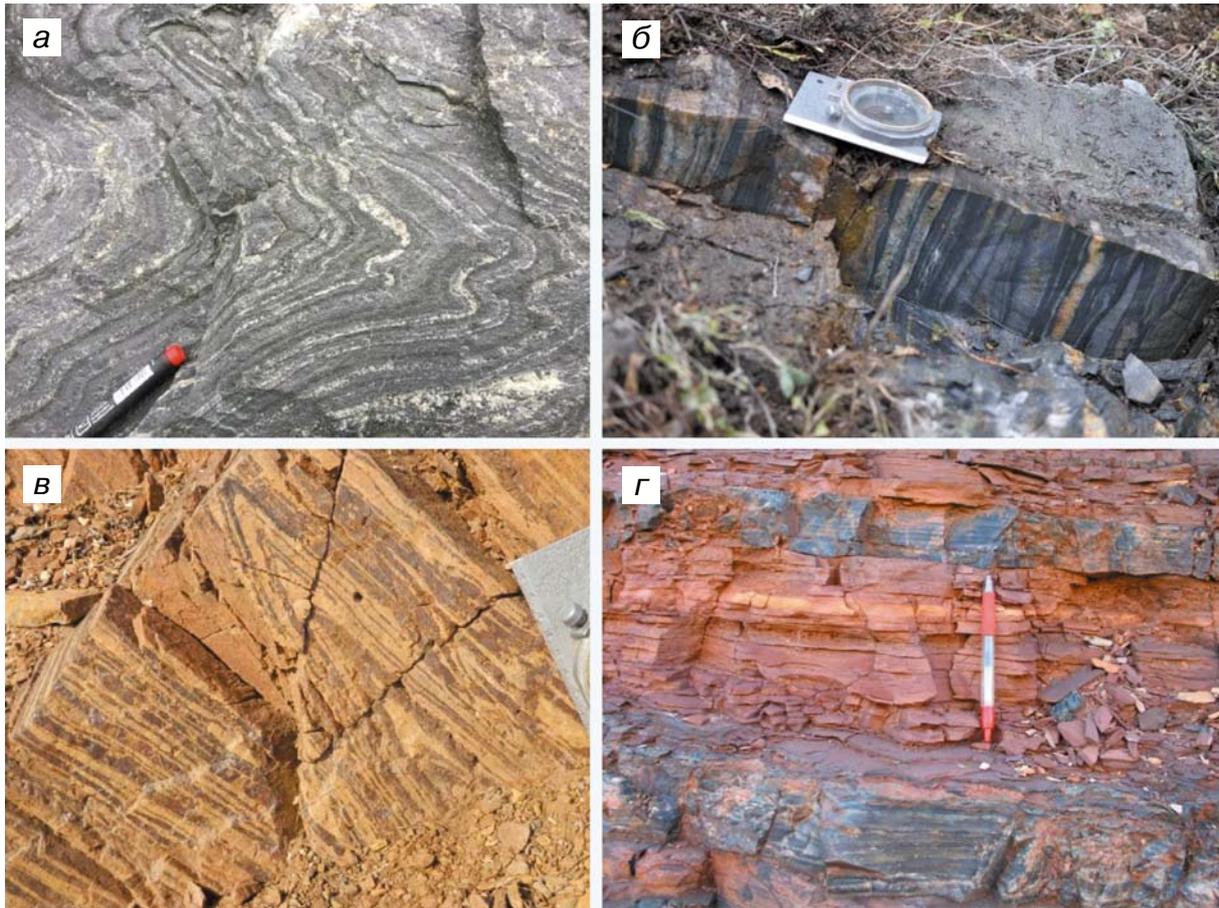


Рис. 1. Примеры полосчатых железистых кварцитов:

а, б – Костомукшский зеленокаменный пояс Карельского кратона (а – костомукшская свита гимольской серии, б – шурловаарская свита контокской серии), в – Центрально-Бунделкхандский зеленокаменный пояс Бунделкхандского кратона (Индия); г – бассейн Хамерсли кратона Пилбара (Австралия). Фото А. И. Слабунова

Fig. 1. Examples of banded iron formations:

а, б – Kostomuksha Greenstone Belt of the Karelian Craton (а – Kostomuksha suite of the Gimol series, б – Shurlovaara suite of the Kontok series), в – Central Bundelkhand Greenstone Belt of the Bundelkhand Craton (India); г – Hamersley Basin of the Pilbara Craton (Australia). Photo by A. I. Slabunov

поскольку биологически поддерживаемое окисление двухвалентного железа (Fe^{+2}) либо напрямую посредством фотоферротрофии, либо косвенно при помощи кислородного фотосинтеза обеспечивает процесс осаждения. Обилие и изотопный состав минералов, содержащих Fe^{+2} , в BIF предполагают восстановление трехвалентного железа (Fe^{+3}) микроорганизмами (археями и бактериями). Связи между палеобиологией, гидротермальными системами и образованием BIF традиционно игнорировались, но теперь формируют согласованную модель (рис. 2) для этого уникального типа горных пород [Mänd et al., 2022].

Классификация

BIF – это богатые железом (15–40 мас. % Fe) кремнистые (40–60 мас. % SiO_2) хемогенные

осадочные породы, которые выпадали в осадок из морской воды на протяжении докембрийского времени в интервале между 4,1 и 0,75 млрд лет назад (хадей, архей и палеопротерозой) [Слабунов, 2022]. Большинство BIF демонстрируют характерную полосчатость переменной мощности, от макрополос (мощностью в метр) до мезополос (мощностью в сантиметр) и микрополос (миллиметровой и субмиллиметровой мощности). Микрополосы связаны с эпизодическим гидротермальным воздействием, которое, как предполагалось ранее, представляет собой годовой процесс осаждения. Отмечается усложнение осадконакопления BIF, когда появляются слои с терригенной составляющей [Слабунов, Исаченко, 2024]. Полосчатость в BIF может быть развита по латерали, указывая на отложение ниже уровня волн. Некоторые железистые осадки, известные как гранулированные

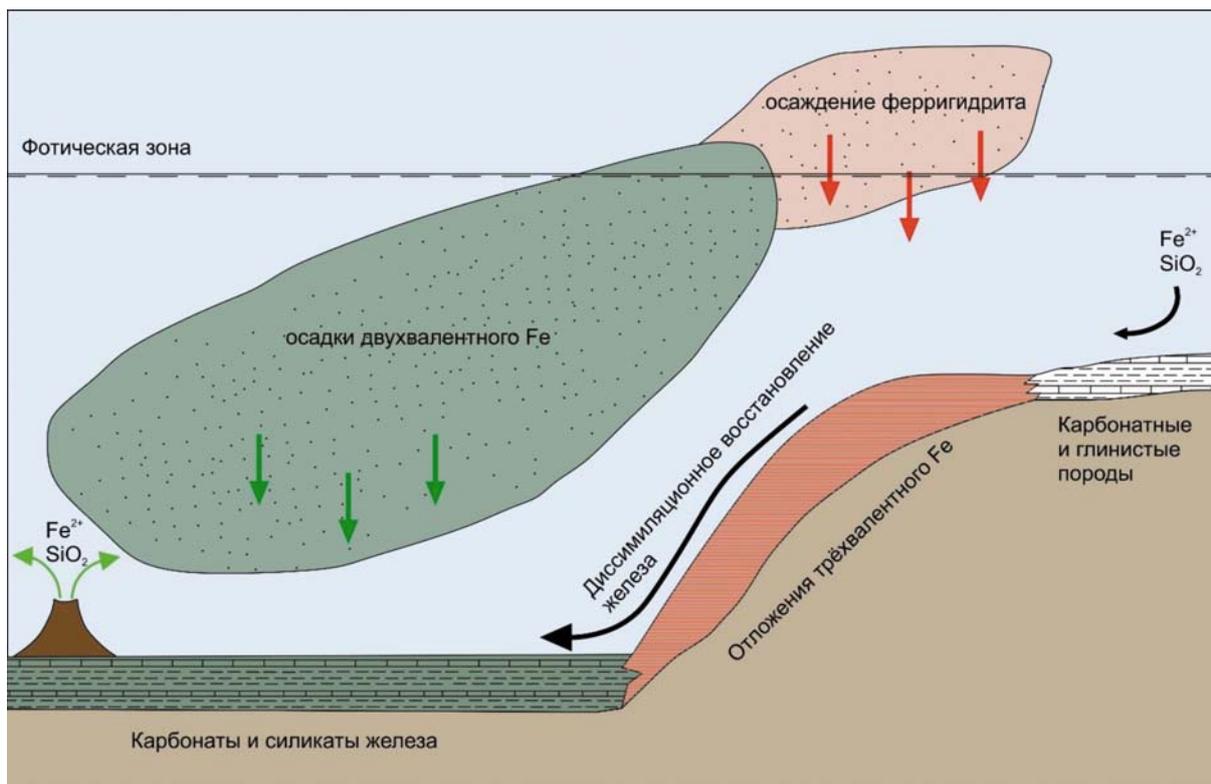


Рис. 2. Механизмы окисления Fe^{2+} в докембрийских океанах [Konhauser et al., 2017 с упрощениями]. Предполагаются два биологически контролируемых механизма: (1) реакция O_2 , вырабатываемого цианобактериями, с растворенным Fe^{2+} и/или (2) прямое окисление посредством анокислительного фотосинтеза на основе Fe^{2+} (фотоферротрофия). Fe^{2+} поступало как из глубоководных гидротермальных систем, так и за счет континентального выветривания, тогда как Fe^{3+} , образовавшееся в фотической зоне, осаждалось в виде ферригидрита $\text{Fe}(\text{OH})_3$ и накопилось на морском дне в качестве протолита для BIF. Часть ферригидрита была позже восстановлена либо бактериями с использованием органического углерода, либо посредством потенциальной метаболической связи восстановления Fe^{3+} и окисления метана

Fig. 2. Mechanisms of Fe^{2+} oxidation in Precambrian oceans [Konhauser et al., 2017, simplified]. Two biologically controlled mechanisms are supposed: (1) reaction of cyanobacterially-generated O_2 with dissolved Fe^{2+} , and/or (2) direct oxidation via Fe^{2+} based anoxygenic photosynthesis (photoferrotrophy). The Fe^{2+} was sourced from both deep-sea hydrothermal systems and continental weathering, whereas the Fe^{3+} formed in the photic zone was precipitated as ferrihydrite, $\text{Fe}(\text{OH})_3$, and deposited onto the seafloor as a precursor sediment for BIF. Some ferrihydrite was later reduced either through direct bacterial Fe^{3+} reduction utilizing organic carbon or through a potential metabolic coupling of Fe^{3+} reduction and methane oxidation

железные формации (GIF), в отличие от BIF лишены этой характерной полосчатости и состоят из гранул кремнезема и оксидов или силикатов железа с раннедиагенетическим кремнистым, карбонатным или гематитовым цементом, заполняющим поровое пространство [Bekker, Kovalick, 2021]. Обычно считается, что GIF осаждались вблизи берега на мелководье. Как BIF, так и GIF могут предоставить важную информацию о составе вод древних океанов, но только в том случае, если можно определить физическую и химическую среду отложения, тектоническую обстановку бассейна, первичные и вторичные геохимические сигналы.

BIF по особенностям породной ассоциации, в которую они входят, делятся на три типа –

Алгома, Сьюпириор и Рапитан [Bekker et al., 2014]. BIF типа Алгома переслаиваются или стратиграфически и генетически связаны с подводными мафит-ультрамафитовыми и фельзитовыми вулканическими породами, вулканокластическими граувакками в зеленокаменных поясах [Bekker et al., 2014]. BIF типа Алгома, по-видимому, образовались вблизи вулканических дуг и центров спрединга в результате эксгаляционных гидротермальных процессов, связанных с подводным вулканизмом. Они содержат оксидную, силикатную и карбонатную фации и обычно классифицируются как сульфидные отложения, которые могут быть обогащены медью, цинком, свинцом, серебром и золотом. Отсутствие каких-либо

седиментологических особенностей, кроме тонкой полосчатости (т. е. отсутствие осадочных текстур, генерируемых течением, приливом или волной), в BIF типа Алгома указывает на глубоководную среду осадконакопления, вероятно, удаленную от континентальных массивов суши. В этом отношении BIF типа Алгома имеют составы, которые отражают влияние местных гидротермальных флюидов в частично изолированных бассейнах или в открытых морских системах [Konhauser et al., 2017]. BIF, образовавшиеся ранее 3,0 млрд лет назад, обычно описываются как алгомского типа, хотя есть и более поздние примеры возрастом 2,7–2,6 млрд лет, а также неалгомские мелководноморские железистые толщи в палеоархее и хадее. Крупнейшее железорудное месторождение Карелии – Костомукшское, приуроченное к одноименному зеленокаменному поясу, относится к типу Алгома. Недавние геохронологические и геохимические исследования показали, что осадконакопление железосодержащих толщ происходило в связи в тремя разновозрастными (2,87–2,84; 2,81–2,79; 2,76–2,74 млрд лет назад) вулканогенными комплексами в различных геодинамических обстановках (океаническое плато, островная дуга) [Савко и др., 2024; Слабунов и др., 2021, 2023; Slabunov et al., 2024b, c].

BIF типа Сьюпириор развивались в обстановке пассивной окраины с преобладанием

осадконакопления (т. е. после образования стабильных континентальных шельфов) и, как правило, не имеют прямых стратиграфических связей с вулканическими породами. Считается, что эти BIF формировались в прибрежных шельфовых обстановках, поскольку обычно переслаиваются с карбонатными породами и черными сланцами. В отличие от большинства BIF типа Алгома, которые редко прослеживаются более чем на 10 км по простиранию и обычно имеют мощность не более 50 м, BIF типа Сьюпириор могут иметь первоначальную площадь осадконакопления, превышающую 100 000 км² [Bekker et al., 2014]. С точки зрения запасов самые крупные BIF типа Сьюпириор содержат более 10¹⁴ тонн [Konhauser et al., 2017], обеспечивая большую часть железа, необходимого для мировой экономики (рис. 3). Например, бассейны Хамерсли в Австралии, Минас-Жерайс в Бразилии, Трансваальский в Южной Африке, Кривой Рог (Украина) и Лабрадорский трог (Канада). Железорудный бассейн Сарматии Курская магнитная аномалия – крупнейший железорудный бассейн типа Сьюпириор с пятью обрабатываемыми месторождениями, которые обеспечивают более 50 % добычи железной руды в России и имеют запасы еще на 700 лет [Савко и др., 2015]. Стратиграфические разрезы этого бассейна коррелируются с BIF Хамерсли, Трансвааля и Минас Жерайс [Савко и др., 2017; Savko et al., 2021].

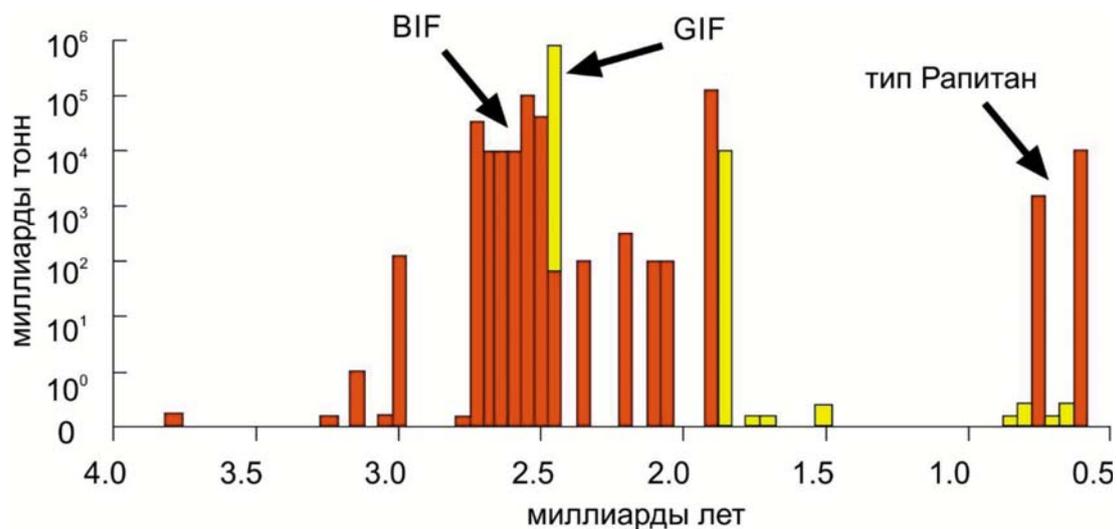


Рис. 3. Отложения железистых формаций в миллиардах метрических тонн с шириной баров 50 млн лет [Konhauser et al., 2017]. Большинство отложений до 2,4 млрд лет содержат BIF; около 2,3–0,8 млрд лет – в основном GIF; неопротерозойские железистые формации типа Рапитан (~0,715 млрд лет) связаны с ледниковыми отложениями

Fig. 3. Iron formation deposition in billions of metric tonnes with 50 m. y. bar widths [Konhauser et al., 2017, modified]. Most deposits before 2.4 Ga comprise BIF; that ca. 2.3–0.8 Ga are predominantly GIF; Neoproterozoic Rapitan-type iron formations (~0.715 Ga) are associated with glacial deposits

Рапитанский тип приурочен к неопротерозойскому этапу формирования BIF 850–700 млн лет назад. Он гораздо менее значителен, чем предшествующий хадейско-палеопротерозойский. Протяженность пластов неопротерозойских железистых кварцитов не превышает первых десятков км при мощностях до 10 м. Они тесно связаны с ледниковыми отложениями [Ильин, 2009]. Неопротерозойские BIF залегают между гляциогенными толщами лапландского (635 млн лет) и стуртского (рапитанского) оледенения (730–750 млн лет). Рудный минерал представлен, как правило, гематитом. Главным источником поступления железа в бассейн осадконакопления был континентальный снос. По характеру распределения РЗЭ и индексу Zn/Co определено, что железо поступало также и из гидротермальных источников [Stern et al., 2013]. Накопление железа в морской воде происходило во время оледенений, а осаждение и минерализация – в начале послеледниковых трансгрессий.

BIF доминируют в эоархейских и раннепалеопротерозойских разрезах и состоят из перемежающихся полос, богатых железом и кремнеземом. BIF осаждались в относительно глубоководных условиях, поскольку в них обычно отсутствуют свидетельства воздействия волн или штормов. Большинство BIF обычно перекрываются или подстилаются богатыми органическим веществом и сульфидами сланцами, а в некоторых случаях переслаиваются с ними.

GIF впервые появляются в геологической летописи около 2,90 млрд лет назад [Konhauer et al., 2017], достигают своего пика около 1,88 млрд лет назад, сменяясь железняками в фанерозойской летописи (после 543 млн лет назад) [Bekker et al., 2014]. GIF характеризуются наличием гранул, которые могут различаться по морфологии, размеру (от микрометров до сантиметров в диаметре) и составу (кремнезем, оксиды железа, карбонаты железа и/или силикаты железа); цемент обычно представляет собой кремнезем, карбонат или гематит. Многие из гранул рассматриваются как обломочные, причем некоторые из них получены в результате разрушения богатых железом глин, аргиллитов, аренигов и строматолитов. Другой генезис имеют, например, оолитовые породы свиты Тимболл Хилл в Южной Африке (2,32 млрд лет), состоящие из концентрических корковых отложений гематита, которые, вероятно, осаждались на малой глубине, где богатые Fe^{+2} воды смешивались с более насыщенной кислородом морской водой. В породе могут преобладать как гранулы, так и цемент.

Наличие осадочных текстур, образованных волнами и течением, например, косой слоистости, указывает на то, что гранулы образовались у берега на глубине, близкой к основанию волн.

Минералогия

Наиболее хорошо сохранившиеся разрезы BIF практически однородны и состоят в основном из мелкозернистого кварца, магнетита и гематита, с переменным количеством богатых железом силикатных минералов (стильпномелан, миннесотаит, гриналит и рибекит), карбонатных минералов (сидерит, анкерит, кальцит и доломит), а также локально рассеянных сульфидов (пирит и пирротин). Наличие как трех-, так и двухвалентных железистых минералов дает BIF среднюю степень окисления $Fe^{+2,4}$. Четыре фации BIF – оксидная, силикатная, карбонатная и сульфидная – чередуются с минералами кремнезема различной степени перекристаллизации [Simonson, 2003]. Оксидная фация состоит преимущественно из магнетита и/или гематита, тогда как разновидности карбонатной фации содержат сидерит или анкерит в качестве основных составляющих. Минералогия силикатных фаций более сложна и зависит от степени метаморфизма. При слабой степени метаморфизма (зеленосланцевая фация или ниже) могут присутствовать гриналит, миннесотаит, стильпномелан, шамозит и рипидолит (Fe -хлорит), рибекит и тетраферрибиотит. При более высоких степенях метаморфизма могут присутствовать куммингтонит, грюнерит, актинолит, роговая обманка, пироксен, гранат и фаялит [Klein, 2005; Slabunov et al., 2024c].

Общепризнано, что ни один из минералов в BIF не является первичным по происхождению в том смысле, что первоначальный осадок на морском дне, вероятно, представлял собой богатый водой гель, который не сохранился. Вместо этого наблюдаемые минералы отражают значительные изменения после осаждения в течение диагенеза и метаморфизма, включая в некоторых случаях влияние флюидов после осаждения, особенно в окисленных и минерализованных зонах. Эффект повышения температуры и давления проявляется в прогрессивном изменении минералогии за счет замещения и перекристаллизации, увеличения размера зерен и «стирания» первичных структур [Klein, 2005]. Предполагается, что в присутствии растворенного кремнезема начальный осадок в толще воды мог представлять собой Fe^{+3} -Si гель [Percak-Dennett et al., 2011]. Во время седиментации BIF погружение частиц Fe^{+3} -кремнезема на морское дно

в конечном итоге привело к образованию, во-первых, магнетита или карбонатов железа, когда органическая реминерализация была связана с восстановлением Fe^{+3} во время диагенеза или метаморфизма; во-вторых, гематита, путем обезвоживания осадка и выделения кремнезема, при условии недостаточного количества органического углерода для восстановления Fe^{+3} ; в-третьих, силиката железа, возможно, в форме минерала-предшественника, такого как гриналит ($(Fe)_3Si_2O_5(OH)_4$), когда кремнезем, сорбированный на оксигидроксидах Fe^{+3} или включенный в них, реагировал с другими катионными соединениями в поровых водах осадка; и в-четвертых, к осаждению кварца путем дегидратации из опалового кремнезема и/или Fe^{+3} -Si гелей. Сорбция двухвалентного железа этими частицами, возможно, также привела к образованию отложений типа «зеленой ржавчины», которые в конечном итоге превратились в магнетит или силикаты железа [Halevy et al., 2017]. В качестве первичного осадка, который образовался в толще воды, был предложен гриналит [Rasmussen et al., 2017].

Органический материал в виде пелагических осадков или непосредственно связанный с погружением частиц Fe^{+3} -оксигидроксида, мог бы способствовать реакциям реминерализации, упомянутым выше, и, вероятно, был в значительной степени израсходован избыточными окислителями Fe^{+3} во время диагенеза и метаморфизма. Хотя сидерит в некоторых BIF интерпретировался как первичная минеральная фаза, существуют веские изотопные и петрографические аргументы, которые указывают на образование, связанное с реминерализацией органического вещества [Johnson et al., 2013].

Обычно считается, что кремний осаждается из толщи воды или в поровых водах осадка в виде коллоидного кремнезема совместно с частицами оксигидроксида Fe^{+3} , но также возможно, что кремний образовался в результате обезвоживания Fe^{+3} -Si гелей. Кроме Fe^{+2} архейский океан имел значительно повышенные концентрации растворенного кремнезема [Zheng et al., 2016]. В современной морской воде растворенный кремнезем поглощается организмами, использующими его для строительства скелета. Альтернативные интерпретации для кремния включают образование его: 1) на границе раздела осадок-вода как фаза замещения осадка-предшественника, 2) в осадке после десорбции кремнезема, который был адсорбирован на поверхности оксигидроксида Fe^{+3} во время диагенетического восстановления Fe^{+3} органическим углеродом, 3) в качестве цемента, который заполнял поровые пространства в первичных

богатых железом силикатных илах [Rasmussen et al., 2015]. Учитывая разнообразие случаев появления кремния среди различных BIF, эти интерпретации не являются взаимоисключающими.

Изотопные исследования Nd в BIF Карело-Кольского региона, Бунделкхандского кратона и Восточно-Европейской платформы для полос, богатых кремнеземом, указывают на ювенильный источник кремнезема, а для богатых железом полос из тех же образцов фиксируют поступление железа за счет континентального сноса [Alfimova et al., 2019; Slabunov et al., 2024a].

Важное значение для понимания генезиса BIF имеют находки в них циркона – главного минерала-геохронометра. В «чистых» BIF циркон, как правило, отсутствует, но по мере привноса терригенной компоненты появляется и циркон [Слабунов и др., 2022; Slabunov et al., 2024b]. Он может быть как детритовым, так и метаморфогенным, как, например, в Костомукшском, Центральном-Бунделкхандском и Южно-Бунделкхандском зеленокаменных комплексах [Slabunov et al., 2024a, b].

Роль микроорганизмов

В качестве альтернативы биологической модели присутствие минералов трехвалентного железа в BIF было приписано метаболической активности планктонных бактерий в океанических фотических зонах. Хотя биологическая роль в осаждении оксигидроксида трехвалентного железа была предложена сто лет назад, важность бактерий в этом процессе начала получать большее признание с открытием микрофоссилий в BIF возрастом 1,88 млрд лет в бассейне Анимики из района озера Верхнее [Cloud, 1965]. Основываясь на предположении, что микрофоссилии были цианобактериями или их предшественниками, П. Клауд сделал вывод, что этим примитивным фотосинтезирующим бактериям, продуцирующим O_2 , не хватало подходящих ферментов, удаляющих кислород, и, следовательно, им требовался Fe^{+2} в качестве акцептора кислорода [Cloud, 1973]. Следовательно, эти микроорганизмы процветали, когда поступал Fe^{+2} , что способствовало окислению и осаждению Fe^{+3} -оксигидроксида. Напротив, численность фотосинтезирующей популяции сокращалась, если концентрация Fe^{+2} в воде была ограничена. Недавние исследования микрофоссилий из железорудной свиты Ганфлинт (1,88 млрд лет) подтверждают, что цианобактерии были важным компонентом мелководных морских сообществ в то время [Lepot et al., 2017]. Авторы предположили,

что биоминерализация внутриклеточного трехвалентного железа обеспечивала защиту от токсичности слишком высоких концентраций Fe^{+2} в окружающей среде за счет снижения содержания железа в проксимальных областях. Другие бактерии, возможно хемолитоавтотрофные, непосредственно использовали низкие концентрации O_2 , имеющиеся в поверхностных водах архейских океанов, для окисления Fe^{+2} . Некоторые из микрофоссилий ганфлинтского типа из бассейна Анимики были определены как хемолитоавтотрофные Fe^{+2} -окислители, играющие важную роль и в современном круговороте железа [Planavsky et al., 2009].

На основании химических анализов, проведенных в BIF из пачки Ущелья Дейлс, входящей в серию Хамерсли (2,48 млрд лет) в Западной Австралии, считалось, что большая часть железа в BIF могла быть окислена аноксигенными фототрофными бактериями (фотоферротрофами) с биомассой, значительно меньшей, чем имеется в современных богатых железом водных средах. Однако фитопланктон, вырабатывающий кислород, возможно, также был способен обеспечивать необходимую окислительную среду. Используя геохимию BIF для пачки Ущелья Дейлс, было обнаружено, что при продолжительности жизненных циклов, сопоставимых с временем, наблюдаемым в современных экосистемах, те же популяции фитопланктона, необходимые для образования BIF, могли обеспечить весь набор микроэлементов в этом железорудном месторождении [Kohnhauser et al., 2018]. Кроме того, учитывая сходство между образованием BIF и стехиометрией микроэлементов в бескислородном фитопланктоне, предполагается, что большая часть микроэлементов, сохранившихся в BIF, в какой-то момент была биологически ассимилирована в толще воды из разлагающейся фотоферротрофной биомассы, сконцентрирована на морском дне и в конечном итоге сохранилась в железистом осадке примерно в стехиометрических пропорциях путем адсорбции до ферригидрита. Как и сегодня, фитопланктон и переработка его биомассы контролировали микроэлементный состав древней морской воды и донных отложений.

Изотопы серы, углерода, железа и геохимия редких элементов

Изучение изотопов серы (^{32}S , ^{33}S , ^{34}S , ^{36}S) имеет большой потенциал для оценки условий формирования, в том числе BIF. Так, данные по мультиизотопному составу серы сульфидов неархейских BIF Костомукшского зеленокаменного пояса дают основание полагать, что сера

для сульфидов в BIF поступала из трех резервуаров – из атмосферы (фотолитическая элементарная сера), из сульфатов, растворенных в морской воде, и при вулканизме (магматогенная сера). При образовании железорудных месторождений Костомукшского зеленокаменного пояса Карелии соотношения изотопов серы зафиксировали и сохранили в сульфидах взаимодействие между абиотическими (атмосферными, гидротермальными) и биотическими процессами (микробное диссимиляционное восстановление) [Высоцкий и др., 2023]. Полученные результаты дают новые аргументы в пользу развития представлений о существовании бактериальной активности в архейском океане и вовлечении серы в биогенный круговорот, а также свидетельствуют об отсутствии свободного кислорода в архейской атмосфере Земли. По изотопным данным S^{34} и S^{33} идентифицирована активная деятельность сульфатредуцирующих и диспропорционирующих элементарную серу бактерий в поверхностных средах архейских осадочных пород [Веливецкая и др., 2024].

Почти все свидетельства существования древнейших следов жизни на Земле основаны на частицах графитового углерода, сохранившихся в породах осадочного происхождения. Источник углерода в таком древнем графите все еще дискуссионный, поскольку может быть как абиогенным, так и эпигенетическим. В десяти различно метаморфизованных железорудных формациях (BIF) возрастом от 1800 до >3800 млн лет описано совместное нахождение слабокристаллических и кристаллических разновидностей графитового углерода с апатитом [Dodd et al., 2019]. В неоархейских и палеопротерозойских слабометаморфизованных BIF графитовый углерод, обедненный ^{13}C , встречается в виде включений в апатите и карбонате и, возможно, представляет собой реминерализацию сингенетичной биомассы. В высокометаморфизованных BIF графит, обедненный ^{13}C , встречается совместно со слабокристаллическим графитом (PCG), а также апатитом, карбонатом, пиритом, амфиболом. Кристаллический графит может встречаться с апатитом и ортопироксеном, а иногда имеет оболочки из PCG. Кристаллический графит интерпретируется как метаморфизованный продукт сингенетичного органического углерода, осажденного в BIF, в то время как слабокристаллический графит был осажден из C–O–H-флюидов, частично полученных из сингенетичного углерода, наряду с осажденными из флюида апатитом и карбонатом. Изотопные характеристики графитового углерода и распределение графита,

осажденного из флюида в высокометаморфизованных BIF, согласуются с таковыми для углерода во флюиде, образованного в результате термического крекинга сингенетичной биомассы, накопленной в BIF, но нельзя исключать для PCG и другие источники углерода. Полученные результаты показывают, что апатит+графит является распространенной минеральной ассоциацией в метаморфизованных BIF [Dodd et al., 2019].

Исследование углеродистого вещества из метапелитов BIF Костомукшского зеленокаменного пояса Карелии показало присутствие нескольких его типов, различающихся по структуре и содержанию углерода. Анализ спектров комбинационного рассеяния углеродистого вещества выявил как хорошо структурированный графит, так и кероген. Изотопный состав общего восстановленного углерода характерен для биогенных процессов. Диапазон значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ от $-27,9$ до $-30,6$ ‰ согласуется с фиксацией углерода фото- или хемоавтотрофными микроорганизмами [Высоцкий и др., 2024].

Химический и изотопный состав докембрийских осадочных пород, богатых железом, занимает видное место в дискуссиях о биогеохимическом цикле железа и окислительно-восстановительных условиях на ранней Земле. Общая тенденция снижения значений $\delta^{56}\text{Fe}$ для эоархейских и палеопротерозойских железистых формаций с уменьшением возраста отражает увеличение степени окисления Fe^{+2} , что согласуется с увеличением насыщения кислородом поверхностных сред начиная с мезоархея. Такие тенденции могут свидетельствовать о переходе от анаэробного окисления к аэробному, частично отражая увеличение содержания питательных веществ, которое следует за ростом континентальной коры. Обычно предполагается, что размер биосферы в раннем архее был в значительной степени ограничен питательными веществами, в частности фосфором. Положительные значения $\delta^{56}\text{Fe}$ для оксидов Fe в хемогенных осадочных породах, отложившихся в открытой морской среде в настоящее время, согласуются с избытком Fe^{+2} . Новые данные по изотопам Fe и геохимии редких элементов для джеспилитов (гематит-кремнистых пород) возрастом 3,4–3,5 Ga получены из района Норт Поул на кратоне Пилбара (Австралия) [Johnson et al., 2022]. Здесь выявлен фациальный переход суша-море, сохранившийся в низах свиты Дрессер в виде отложений джеспилита в изолированных континентальных бассейнах и открытоморских условиях. Содержание иттрия и редкоземельных элементов (Y + PЗЭ) в джеспилитах низов

свиты Дрессер указывает на наличие пресноводного компонента в условиях изолированного бассейна, в отличие от компонентов исключительно морской воды в открытом море. Значения $\delta^{56}\text{Fe}$ для джеспилитов открытого моря положительны ($\delta^{56}\text{Fe} \sim$ от +1 до +2,4 ‰), аналогично другим BIF от эоархейского до палеоархейского возраста. Для джеспилитов изолированного бассейна нижней части свиты Дрессер значения $\delta^{56}\text{Fe}$ изменяются до слабоотрицательных ($\delta^{56}\text{Fe} \sim -0,4$ ‰). Они коррелируются с содержаниями Y+PЗЭ, которые указывают на перемешивание флюидов. В целом существует диапазон значений $\delta^{56}\text{Fe}$ в пределах ~ 3 ‰ на переходе суша-море в нижней части свиты Дрессер, значительно превышающий диапазон, ранее измеренный в палеоархейских джеспилитах. По новым результатам для кратона Пилбара и базе данных изотопов Fe для эоархейских и палеоархейских джеспилитов, а также с простой моделью баланса масс, связывающей значения $\delta^{56}\text{Fe}$ и содержание P, сделан вывод, что относительно высокое содержание питательных веществ наблюдается только в условиях изолированных бассейнов $\sim 3,5$ млрд лет назад и становится более характерным для открытых океанов примерно 3,2 млрд лет назад [Johnson et al., 2022]. Это увеличение доступности питательных веществ коррелируется с заметным увеличением соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для морской воды, что является косвенным показателем их поступления в океаны с континентов в результате выветривания. В совокупности эти находки демонстрируют важность геологического контекста при интерпретации изотопного состава железа в BIF. Фиксация ранее упущенного перехода суша-море в нижней части свиты Дрессер дает представление о биосфере, которое ранее характеризовало только условия открытого моря.

Вывод

В последнее время выяснение генезиса BIF продвинулось вперед быстрыми темпами, поскольку эти характерные хемогенные отложения активно используются в качестве палеоэкологических сенсоров. Произошел пересмотр роли, которую метаболические реакции микроорганизмов играли в отложении и диагенезе BIF, а также в понимании участия микроорганизмов в круговороте железа. Одним из достижений является понимание связи эволюции процессов на поверхности Земли с микробным метаболизмом во время архейско-протерозойского перехода. Геологическая летопись BIF помогла понять эволюцию аэробного метаболизма,

связанного с более ранней экспансией цианобактерий по всей поверхности океанов в архейское время. В настоящее время общепризнано, что микробное (т. е. ферментативное) окисление Fe^{+2} , вероятно, было ключевым процессом в осаждении многих BIF. Благодаря изучению систем стабильных изотопов (Fe, Cr, U, Mo, Cu) и применению изотопного анализа *in situ* стало возможным проводить корреляции с минеральным парагенезисом.

Отложение BIF вряд ли могло представлять собой фоновое морское осаждение. Мощный гидротермальный приток железа в сочетании с низким вкладом материала континентального сноса часто был ключевым фактором, приводившим к образованию BIF, а не более типичных морских отложений. За геологической историей BIF стоит сложный набор факторов, включая эволюцию подводных гидротермальных систем, а не просто глубоководная окислительно-восстановительная эволюция (т. е. насыщение океана кислородом), как это считалось ранее.

Автор благодарит А. И. Слабунова за ценные советы и фотографии полосчатых железистых кварцитов, а также рецензентов за замечания, которые позволили улучшить статью.

Литература

- Веливецкая Т. А., Игнатъев А. В., Высоцкий С. В., Асеева А. В. Изотопные отношения серы (^{32}S , ^{33}S , ^{34}S , ^{36}S) в архейских породах Карелии – доказательство микробильной жизни и бескислородной атмосферы // Геология и геофизика. 2024. № 6. С. 792–804. doi: 10.15372/GiG2023182
- Высоцкий С. В., Ханчук А. И., Веливецкая Т. А., Игнатъев А. В., Асеева А. В., Нестерова Н. С. Источники изотопов серы в сульфидах неархейских железорудных месторождений Костомукшского зеленокаменного пояса Карелии (Россия) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 510, № 2. С. 142–148. doi: 10.31857/S2686739722602988
- Высоцкий С. В., Ханчук А. И., Веливецкая Т. А., Игнатъев А. В., Асеева А. В., Нестерова Н. С., Карпенко А. А., Руслан А. В. Новые доказательства органического происхождения углеродистого вещества в архейских железистых кварцитах Костомукшского зеленокаменного пояса Карелии, Россия // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2024. Т. 514, № 2. С. 263–269. doi: 10.31857/S2686739724020091
- Ильин А. В. Неопротерозойские железистые кварциты // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 1. С. 87–95.
- Савко К. А., Гончаров Д. А., Нестерова Н. С., Слабунов А. И. Полосчатые железистые кварциты главной рудной толщи Костомукшского зеленокаменного пояса Карельского кратона: геохимия, петрография и условия формирования // Вестник Воронежского государственного университета. Сер. Геология. 2024. № 2. С. 50–70. doi: 10.17308/geology/1609-0691/2024/2/50-70
- Савко К. А., Базилов Н. С., Артеменко Г. В. Геохимическая эволюция железисто-кремнистых формаций Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии: источники вещества и геохронологические ограничения // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23, № 5. С. 3–21. doi: 10.7868/S0869592X15050063
- Савко К. А., Самсонов А. В., Холин В. М., Базилов Н. С. Мегаблок Сарматия как осколок суперкратона Ваалбара: корреляция геологических событий на границе архея и палеопротерозоя // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2017. Т. 25, № 2. С. 3–26. doi: 10.7868/S0869592X17020065
- Слабунов А. И. Геология и геодинамика ранней Земли: основные проблемы и пути решения // Современные проблемы наук о Земле: Тезисы докл. Всероссийской научной конференции. М.: РАН, 2022. С. 62–63.
- Слабунов А. И., Исаченко А. А. Литогеохимия полосчатых железистых кварцитов шурловаарской свиты Костомукшского зеленокаменного пояса (Карельский кратон) // Труды Карельского научного центра РАН. 2024. № 6. С. 30–50. doi: 10.17076/geo1950
- Слабунов А. И., Кервинен А. В., Нестерова Н. С., Егоров А. В., Максимов О. А., Медведев П. В. Главные эпизоды формирования полосчатых железистых кварцитов Костомукшского 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., Кервинен А. В., Нестерова Н. С., Егоров А. В., Максимов О. А., Медведев П. В. Полихронная история формирования неархейских полосчатых железистых кварцитов главной рудной толщи Костомукшского зеленокаменного пояса: возраст цирконов и акцессорные минералы // Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 5. С. 139–143. doi: 10.17076/geo1666
- 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. doi: 10.31857/S0016752521040063
- Alfimova N., Raza M. B., 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 // Precamb. Res. 2019. Vol. 328. P. 1–8. doi: 10.1016/j.precambres.2019.04.008
- Bekker A., Kovalick A. Ironstones and iron formations // Encyclopedia of Geology (2nd ed.) / Eds. D. Alderton, S. A. Elias. Oxford: Academic Press, 2021. P. 914–921. doi: 10.1016/B978-0-08-102908-4.00199-5
- Bekker A., Planavsky N. J., Krapež B., Rasmussen B., Hofmann A., Slack J., Rouxel O., Konhauser K. Iron formations: Their origins and implications for ancient

seawater chemistry // *Treatise on Geochemistry* (2nd ed.) / Eds. H. D. Holland, K. K. Turekian. Oxford: Elsevier, 2014. P. 561–628. doi: 10.1016/B978-0-08-095975-7.00719-1

Cloud P. E. Significance of Gunflint (Precambrian) microflora // *Science*. 1965. Vol. 148. P. 27–35.

Cloud P. Paleoeological significance of banded iron formation // *Econ. Geol.* 1973. Vol. 68. P. 1135–1143.

Dodd M. S., Papineau D., She Zh.-B., Manikyamba Ch., Wanf Y.-Sh., O'Neilg J., Karhu J. A., Rizo H., Pirajno F. Widespread occurrences of variably crystalline ¹³C-depleted graphitic carbon in banded iron formations // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2019. Vol. 512. P. 163–174. doi:10.1016/j.epsl.2019.01.054

Halevy I., Alesker M., Schuster E.M., Popovitz-Biro R., Feldman Y. A key role for green rust in the Precambrian oceans and the genesis of iron formations // *Nature Geoscience*. 2017. Vol. 10. P. 135–139. doi: 10.1038/ngeo2878

Johnson C. M., Ludois J. M., Beard B. L., Beukes N. J., Heimann A. Iron formation carbonates: Paleooceanographic proxy or recorder of microbial diagenesis? // *Geology*. 2013. Vol. 41. P. 1147–1150. doi: 10.1130/G34698.1

Johnson C. M., Zheng X.-Y., Djokic T., Van Kranendonk M. J., Czaja A. D., Roden E. E., Beard B. L. Early Archean biogeochemical iron cycling and nutrient availability: New insights from a 3.5 Ga land-sea transition // *Earth-Sci. Rev.* 2022. Vol. 228. Art. 103992. doi: 10.1016/j.earscirev.2022.103992

Klein C. Some Precambrian banded iron formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin // *Am. Mineral.* 2005. Vol. 90. P. 1473–1499. doi: 10.2138/am.2005.1871

Konhauser K. O., Planavsky N. J., Hardisty D. S., Robbins L., Warchola T., Haugaard R., Lalonde S., Parth C., Oonk P., Tsikos H., Lyons T., Bekker A., Johnson C. Iron formations: A global record of Neoproterozoic to Palaeoproterozoic environmental history // *Earth-Sci. Rev.* 2017. Vol. 172. P. 140–177. doi: 10.1016/j.earscirev.2017.06.012

Konhauser K. O., Robbins L. J., Alessi D. S., Flynn Sh. L., Gingras M. K., Martinez R. E., Kappler A., Swanner E. D., Li Y.-L., Crowe S. A., Planavsky N. J., Reinhard Ch. T., Lalonde S. V. Phytoplankton contributions to the trace-element composition of Precambrian banded iron formations // *GSA Bulletin*. 2018. Vol. 130, no. 5–6. P. 941–951. doi: 10.1130/B31648.1

Leptot K., Addad A., Knoll A. H., Wang J., Troadec D., Beche A., Javaux E. J. Iron minerals within specific microfossil morphospecies of the 1.88Ga Gunflint Formation // *Nature Communications*. 2017. Vol. 8(1). P. 14890. doi: 10.1038/ncomms14890

Mänd K., Robbins L., Planavsky N., Bekker A., Konhauser K. Iron formations as palaeoenvironmental archives (elements in geochemical tracers in Earth system science). Cambridge: Cambridge Univer. Press, 2022. 44 p. doi: 10.1017/9781108993791

Percak-Dennett L., Roden E.E., Beard B. L., Johnson C. M. Iron isotope fractionation during dissimilatory iron reduction under simulated Archean conditions // *Geobiology*. 2011. Vol. 9. P. 205–220. doi: 10.1111/j.1472-4669.2011.00277.x

Planavsky N., Rouxel O., Bekker A., Shapiro R., Fralick P., Knudsen A. Iron-oxidizing microbial ecosystems thrived in late Paleoproterozoic redox-stratified oceans // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. Vol. 286(1–2). P. 230–242. doi: 10.1016/j.epsl.2009.06.033

Rasmussen B., Krapež B., Muhling J. R., Suvorova A. Precipitation of iron silicate nanoparticles in early Precambrian oceans marks Earth's first iron age // *Geology*. 2015. Vol. 43(4). P. 303–306. doi: 10.1130/G36309.1

Rasmussen B., Muhling J. R., Suvorova A., Krapež B. Greenalite precipitation linked to the deposition of banded iron formations downslope from a late Archean carbonate platform // *Precamb. Res.* 2017. Vol. 290. P. 49–62. doi: 10.1016/j.precamres.2016.12.005

Savko K. A., Samsonov A. V., Santosh M., Ovchinnikova M. Y. Neoproterozoic-Palaeoproterozoic sedimentary basins in the Sarmatian Craton: Global correlations and connections // *Geol. J.* 2021. Vol. 56, no. 9. P. 4479–4498. doi: 10.1002/gj.4185

Simonson B. M. Origin and evolution of large Precambrian iron formations // *Extreme Depositional Environments: Mega End Members in Geologic Time*. Geological Society of America Special Paper. 2003. Vol. 370. P. 231–244. doi: 10.1130/0-8137-2370-1.231

Slabunov A., Joshi K. B., Singh S. K., Rai V. K. Depositional age and formation conditions of Archean banded iron formations, Bundelkhand Craton, Central India: Geochemistry, neodymium isotopes and U-Pb zircon geochronology // *Precamb. Res.* 2024a. Vol. 401. Art. 107254. doi: 10.1016/j.precamres.2023.107254

Slabunov A. I., Kervinen A. V., Nesterova N. S., Maksimov O. A., Medvedev P. V. Zircon from banded iron formation as a sensitive indicator of its polychronous background: a case study on the Kostomuksha Greenstone Belt, Karelian Craton, Fennoscandian Shield // *Int. Geol. Rev.* 2024b. Vol. 66, no. 6. P. 1321–1333. doi: 10.1080/00206814.2023.2248501

Slabunov A. I., Nesterova N. S., Maksimov O. A. Geochemistry and formation conditions of Mesoproterozoic banded iron formations (BIF-1) from the Kostomuksha Greenstone Belt, Karelian Craton // *Geochemistry International*. 2024c. Vol. 62, no. 3. P. 245–266. doi: 10.1134/S0016702924030054

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 // *Precamb. Res.* 2013. Vol. 239. P. 79–94. doi: 10.1016/j.precamres.2013.07.015

Zheng X.-Y., Beard B. L., Reddy T. R., Roden E. E., Johnson C. M. Abiologic silicon isotope fractionation between aqueous Si and Fe(III)-Si gel in simulated Archean sea water: Implications for Si isotope records in Precambrian sedimentary rocks // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2016. Vol. 187. P. 102–122. doi: 10.1016/j.gca.2016.05.012

References

Alfimova N., Raza M. B., 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. *Precamb. Res.* 2019;328:1–8. doi: 10.1016/j.precamres.2019.04.008

Bekker A., Kovalick A. Ironstones and iron formations. Alderton D., Elias S. A. (eds.). *Encyclopedia of Geology* (2nd ed.). Oxford: Academic Press; 2021. P.914–921. doi: 10.1016/B978-0-08-102908-4.00199-5

Bekker A., Planavsky N. J., Krapež B., Rasmussen B., Hofmann A., Slack J., Rouxel O., Konhauser K. Iron formations: Their origins and implications for ancient seawater chemistry. Holland H. D., Turekian K. K. (eds.). *Treatise on Geochemistry* (2nd ed.). Oxford: Elsevier; 2014. P. 561–628. doi: 10.1016/B978-0-08-095975-7.00719-1

Cloud P. E. Significance of Gunflint (Precambrian) microflora. *Science.* 1965;148:27–35.

Cloud P. Paleogeological significance of banded iron formation. *Econ. Geol.* 1973;68:1135–1143.

Dodd M. S., Papineau D., She Zh.-B., Manikyambae Ch., Wanf Y.-Sh., O'Neilg J., Karhu J. A., Rizo H., Pirajno F. Widespread occurrences of variably crystalline ¹³C-depleted graphitic carbon in banded iron formations. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2019;512:163–174. doi: 10.1016/j.epsl.2019.01.054

Halevy I., Alesker M., Schuster E. M., Popovitz-Biro R., Feldman Y. A key role for green rust in the Precambrian oceans and the genesis of iron formations. *Nature Geosci.* 2017;10:135–139. doi: 10.1038/ngeo2878

Johnson C. M., Ludois J. M., Beard B. L., Beukes N. J., Heimann A. Iron formation carbonates: Paleooceanographic proxy or recorder of microbial diagenesis? *Geology.* 2013;41:1147–1150. doi: 10.1130/G34698.1

Johnson C. M., Zheng X.-Y., Djokic T., Van Kranendonk M. J., Czaja A. D., Roden E. E., Beard B. L. Early Archean biogeochemical iron cycling and nutrient availability: New insights from a 3.5 Ga land-sea transition. *Earth-Sci. Rev.* 2022;228:103992. doi: 10.1016/j.earscirev.2022.103992

Ilyin A. V. Neoproterozoic banded iron formations. *Lithology and Mineral Resources.* 2009;44(1):78–86. doi: 10.1134/S0024490209010064

Klein C. Some Precambrian banded iron formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *Am. Mineral.* 2005;90:1473–1499. doi: 10.2138/am.2005.1871

Konhauser K. O., Planavsky N. J., Hardisty D. S., Robbins L., Warchola T., Haugaard R., Lalonde S., Partin C., Oonk P., Tsikos H., Lyons T., Bekker A., Johnson C. Iron formations: A global record of Neoarchean to Palaeoproterozoic environmental history. *Earth-Sci. Rev.* 2017;172:140–177. doi: 10.1016/j.earscirev.2017.06.012

Konhauser K. O., Robbins L. J., Alessi D. S., Flynn Sh. L., Gingras M. K., Martinez R. E., Kappler A., Swanner E. D., Li Y.-L., Crowe S. A., Planavsky N. J., Reinhard Ch. T., Lalonde S. V. Phytoplankton contributions to the trace-element composition of Precambrian banded iron formations. *GSA Bulletin.* 2018;130(5–6): 941–951. doi: 10.1130/B31648.1

Leptot K., Addad A., Knoll A. H., Wang J., Troadec D., Beche A., Javaux E. J. Iron minerals within specific microfossil morphospecies of the 1.88 Ga Gunflint Formation. *Nature Communications.* 2017;8(1):14890. doi: 10.1038/ncomms14890

Mänd K., Robbins L., Planavsky N., Bekker A., Konhauser K. Iron formations as palaeoenvironmental archives (elements in geochemical tracers in Earth system science). Cambridge: Cambridge Univer. Press; 2022. 44 p. doi: 10.1017/9781108993791

Percak-Dennett L., Roden E. E., Beard B. L., Johnson C. M. Iron isotope fractionation during dissimilatory iron reduction under simulated Archean conditions. *Geobiology.* 2011;9:205–220. doi: 10.1111/j.1472-4669.2011.00277.x

Planavsky N., Rouxel O., Bekker A., Shapiro R., Fralick P., Knudsen A. Iron-oxidizing microbial ecosystems thrived in late Paleoproterozoic redox-stratified oceans. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009;286(1–2):230–242. doi: 10.1016/j.epsl.2009.06.033

Rasmussen B., Krapež B., Muhling J. R., Suvorova A. Precipitation of iron silicate nanoparticles in early Precambrian oceans marks Earth's first iron age. *Geology.* 2015;43(4):303–306. doi: 10.1130/G36309.1

Rasmussen B., Muhling J. R., Suvorova A., Krapež B. Greenalite precipitation linked to the deposition of banded iron formations downslope from a late Archean carbonate platform. *Precamb. Res.* 2017;290:49–62. doi: 10.1016/j.precamres.2016.12.005

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. Ser. Geologiya = Proceed. Voronezh State University. Series: Geology.* 2024;2:50–70. (In Russ.). doi: 10.17308/geology/1609-0691/2024/2/50-70

Savko K. A., Bazikov N. S., Artemenko G. V. Geochemical evolution of the banded iron formations of the Voronezh Crystalline Massif in the early Precambrian: sources of matter and geochronological constraints. *Stratigraphy and Geological Correlation.* 2015;23(5): 451–467. doi: 10.1134/S0869593815050068

Savko K. A., Samsonov A. V., Kholin V. M., Bazikov N. S. The Sarmatia megablock as a fragment of the Vaalbara supercontinent: correlation of geological events at the Archean-Palaeoproterozoic transition. *Stratigraphy and Geological Correlation.* 2017;25(2):123–145. doi: 10.1134/S0869593817020058

Savko K. A., Samsonov A. V., Santosh M., Ovchinnikova M. Y. Neoarchean-Palaeoproterozoic sedimentary basins in the Sarmatian Craton: Global correlations and connections. *Geol. J.* 2021;56(9):4479–4498. doi: 10.1002/gj.4185

Simonson B. M. Origin and evolution of large Precambrian iron formations. *Extreme Depositional Environments: Mega End Members in Geologic Time. Geological Society of America Special Paper.* 2003;370: 231–244. doi: 10.1130/0-8137-2370-1.231

Slabunov A. I. Geology and geodynamics of the Early Earth: Main problems and solutions. *Sovr. problemy nauk o Zemle: Tezisy dokl. Vserossiiskoi nauchnoi konferentsii = Modern problems of Earth sciences: Proceed. All-Russ. scientific conf.* Moscow: RAN; 2022. P. 62–63. (In Russ.)

Slabunov A., Joshi K. B., Singh S. K., Rai V. K. Depositional age and formation conditions of Archean banded iron formations, Bundelkhand Craton, Central India:

Gechemistry, neodymium isotopes and U-Pb zircon geochronology. *Precamb. Res.* 2024;401:107254. doi: 10.1016/j.precamres.2023.107254

Slabunov A. I., Isachenko A. A. Litho geochemistry of the Shurlovaara banded iron formation, Kostomuksha Greenstone Belt, Karelian Craton, Russia. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of Karelian Research Centre RAS.* 2024;6:30–50. (In Russ.). doi: 10.17076/geo1950

Slabunov A. I., Kervinen A. V., Nesterova N. S., Egorov A. V., Maksimov O. A., Medvedev P. V. Polychronous evolution of Neoproterozoic banded iron formation in the main ore sequence of the Kostomuksha Greenstone Belt: The age of zircons and accessory minerals. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of Karelian Research Centre RAS.* 2022;5:139–143. (In Russ.). doi: 10.17076/geo1666

Slabunov A. I., Kervinen A. V., Nesterova N. S., Egorov A. V., Maksimov O. A., Medvedev P. V. Main stages of the Kostomuksha Greenstone Belt banded iron formation genesis, Karelian Craton: based on U-Th-Pb dating of zircon. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS.* 2023;2:5–22. (In Russ.). doi: 10.17076/geo1749

Slabunov A. I., Kervinen A. V., Nesterova N. S., Maksimov O. A., Medvedev P. V. Zircon from banded iron formation as a sensitive indicator of its polychronous background: A case study on the Kostomuksha greenstone belt, Karelian Craton, Fennoscandian Shield. *Int. Geol. Rev.* 2024;66(6):1321–1333. doi: 10.1080/00206814.2023.2248501

Slabunov A. I., Nesterova N. S., Egorov A. V., Kuleshevich L. V., Kevlich V. I. 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. *Geochemistry Int.* 2021;59(4):341–356. doi: 10.1134/S0016702921040066

Slabunov A. I., Nesterova N. S., Maksimov O. A. Geochemistry and formation conditions of Mesoproterozoic banded iron formations (BIF-1) from the Kostomuksha Greenstone Belt, Karelian Craton. *Geochemistry Int.* 2024;62(3):245–266. doi: 10.1134/S0016702924030054

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. *Precamb. Res.* 2013;239:79–94. doi: 10.1016/j.precamres.2013.07.015

Velivetskaya T. A., Ignatiev A. V., Vysotskiy S. V., Aseeva A. V. Isotopic ratios of sulfur (³²S, ³³S, ³⁴S, ³⁶S) in the Archean rocks of Karelia: evidence for microbial life in the anoxic atmosphere. *Geologiya i geofizika = Geology and Geophysics.* 2024;6:792–804. (In Russ.). doi: 10.15372/GIG2023182

Vysotskiy S. V., Khanchuk A. I., Velivetskaya T. A., Ignatiev A. V., Aseeva A. V., Nesterova N. S., Karpenko A. A., Ruslan A. V. New evidence of the organic origin of carbonaceous matter in Archean banded iron formation of the Kostomuksha Greenstone Belt of Karelia, Russia. *Doklady Earth Sciences.* 2024;514:281–286. doi: 10.1134/S1028334X23602730

Vysotskiy S. V., Khanchuk A. I., Velivetskaya T. A., Ignatiev A. V., Aseeva A. V., Nesterova N. S. Sulfur isotope sources of sulfides of Neoproterozoic iron deposits of the Kostomuksha Greenstone Belt of Karelia, Russia. *Doklady Earth Sciences.* 2023;510(2):394–399. doi: 10.1134/S1028334X23600299

Zheng X.-Y., Beard B. L., Reddy T. R., Roden E. E., Johnson C. M. Abiogenic silicon isotope fractionation between aqueous Si and Fe(III)-Si gel in simulated Archean sea water: Implications for Si isotope records in Precambrian sedimentary rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2016;187:102–122. doi: 10.1016/j.gca.2016.05.012

Поступила в редакцию / received: 22.08.2024; принята к публикации / accepted: 23.09.2024.
Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов / The author declares no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Медведев Павел Владимирович

канд. геол.-мин. наук, старший научный сотрудник лаборатории геологии и геодинамики докембрия ИГ КарНЦ РАН; доцент кафедры наук о Земле и геотехнологий ПетрГУ

e-mail: pmedved@krc.karelia.ru

CONTRIBUTOR:

Medvedev, Pavel

Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, IG KarRC RAS; Associate Professor, PetrSU