

УДК 546.65:553.682(470.5)

ИСТОЧНИК РУДОНОСНЫХ ФЛЮИДОВ И Sm–Nd ВОЗРАСТ СИДЕРИТОВ КРУПНЕЙШЕГО БАКАЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ЮЖНЫЙ УРАЛ

© 2021 г. М. Т. Крупенин^{a, *}, А. Б. Кузнецов^{b, **}, М. В. Червяковская^a,
Т. Я. Гуляева^a, Г. В. Константинова^b

^aИнститут геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН,
ул. Академика Вонсовского, 15, Екатеринбург, 620016 Россия

^bИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

*e-mail: krupenin@igg.uran.ru

**e-mail: antonbor9@mail.ru

Поступила в редакцию 12.03.2021 г.

После доработки 05.04.2021 г.

Принята к публикации 14.04.2021 г.

Впервые на основе Sm–Nd данных подтвержден коровый источник железорудного флюида и показана возможность оценки возраста гидротермально-метасоматических сидеритов Бакальской группы месторождений на Южном Урале. Значения $\epsilon_{Nd}(T)$ сидеритов (–13.4...–17.6) лежат в поле рифейских глинистых сланцев и не попадают в область докембрийских рифтогенных габбро и гранитов данного региона. Полученный Sm–Nd возраст бакальских сидеритов равен 970 ± 40 млн лет и согласуется с Pb–Pb возрастом сидеритов главной рудной фазы – около 1000 млн лет. Установленный рубеж совпадает с тектонической перестройкой, во время которой был сформирован ряд барит-полиметаллических месторождений, а также железистого магнезита и флюорита в рифейских отложениях на западном склоне Южного Урала.

Ключевые слова: изотопы Sm и Nd, сидериты, метасоматоз, рифей, Бакальское рудное поле

DOI: 10.31857/S0016777021040043

ВВЕДЕНИЕ

Геологическому изучению Бакальских месторождений сидерита, представляющих собой типовой объект сидеритовых гидротермально-метасоматических месторождений в осадочных карбонатных толщах (Смирнов, 1976), посвящено значительное количество статей и ряд монографий (Яницкий, Сергеев, 1962; Тимесков, 1963; Варлаков, 1967; Анфимов и др., 1984; Крупенин, 1999; Кузнецов и др., 2005; Холодов, Бутузова, 2008; Крупенин, 2017). Группа Бакальских железорудных месторождений на Южном Урале является удобным полигоном для решения проблемы генезиса железорудных формаций в осадочных породах докембрия. По разведанным запасам (более 1.2 млрд т, Яницкий, Сергеев, 1962) и объему добычи Бакальское месторождение стоит в одном ряду с известными сидеритовыми гигантами Эрцберг в Австрии, Бильбао в Испании, Уэнза в Алжире (Pohl et al., 1986; Frimmel, 1988).

Бакальские месторождения разрабатываются более 250 лет, еще с демидовских времен. Длительная полемика о генезисе рифейских сидеритов Урала в течение XX в. исключила идею Д.В. Наливкина (1931) и его сторонников (Малахов, 1957; Дружи-

нин, 1971; Борщевский и др., 1978; Дунаев, 1983) о лагунном происхождении пластовых тел. Комплекс признаков позволяет отнести данные рудные залежи к классу гидротермально-метасоматических (Заварицкий, 1939; Давыденко, 1956; Яницкий, Сергеев, 1962; Анфимов, 1997; Крупенин, 1999 и др.). Полемичным остается источник рудных флюидов. А.Н. Заварицкий (1939) и его последователи (Яницкий, Сергеев, 1962; Тимесков, 1963; Варлаков, 1967; и др.) предполагали вынос железа из магматического очага после крупномасштабного внедрения габброидов (долеритовые дайки Бакальской синклинали мощностью до 200 м, Кусинско-Копанская интрузия протяженностью до 90 км) и гранитоидов (Бердяушский и Рябиновский массивы) (Тимесков, 1963), причем связывали рудный процесс с палеозойским Уральским орогеном. Позднее Л.В. Анфимов предположил катагенетический источник железа, мобилизованного элизионными растворами из вмещающих глинистых пород в рифее (Анфимов и др., 1984; Анфимов, 1997), а В.Н. Холодов – привнос железа в осадочные толщи из раннедокембрийских железистых кварцитов кристаллического фундамента (Холодов, Бутузова, 2008).

Возраст сидеритовых руд по данным изучения Pb–Pb систематики был оценен в 1010 ± 100 млн лет (Кузнецов и др., 2005). Предполагается, что рудообразование связано с миграцией железоносных растворов вверх по разрезу в карбонатные резервуары по зонам разуплотнения и разломам на этапе тектонической активизации на границе среднего и позднего рифея. Рудоносные растворы, по данным Rb–Sr систематики карбонатных пород и руд (Кузнецов и др., 2005), испытали взаимодействие с глинистыми породами осадочного бассейна. Хроматографическое изучение состава флюидных включений, а также стабильных изотопов углерода, водорода и кислорода в сидеритах и вмещающих карбонатных породах показало важную роль захороненных рассолов в образовании рудоносного флюида в катагенетическом бассейне (Prochaska, Krupenin, 2013).

В настоящей работе впервые представлены результаты изучения Sm–Nd изотопной систематики сидеритов и вмещающих карбонатных пород Бакальского рудного поля, показывающие возможность использования этих данных для определения источника рудоносного флюида и уточнения возраста метасоматических сидеритов.

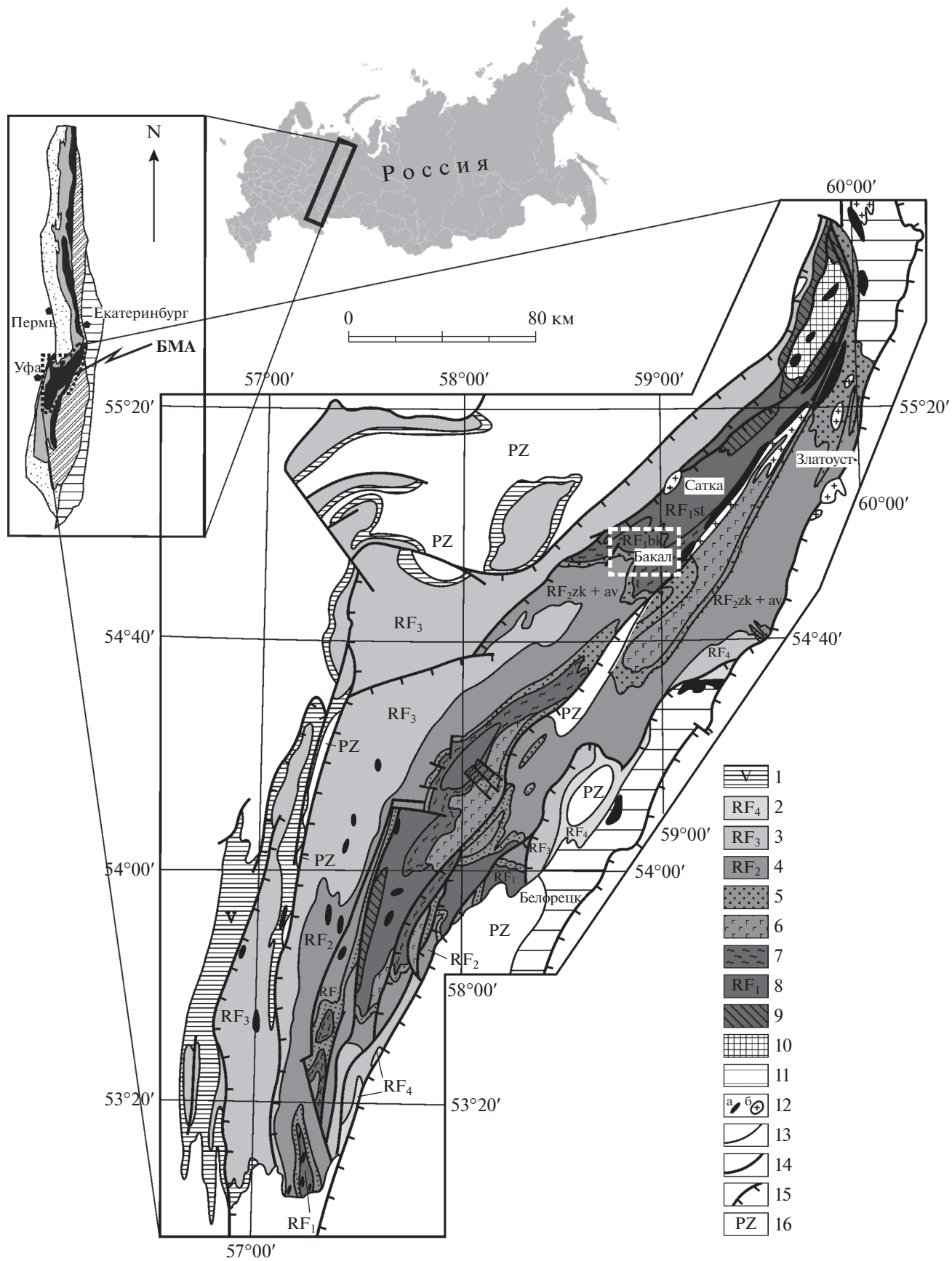
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

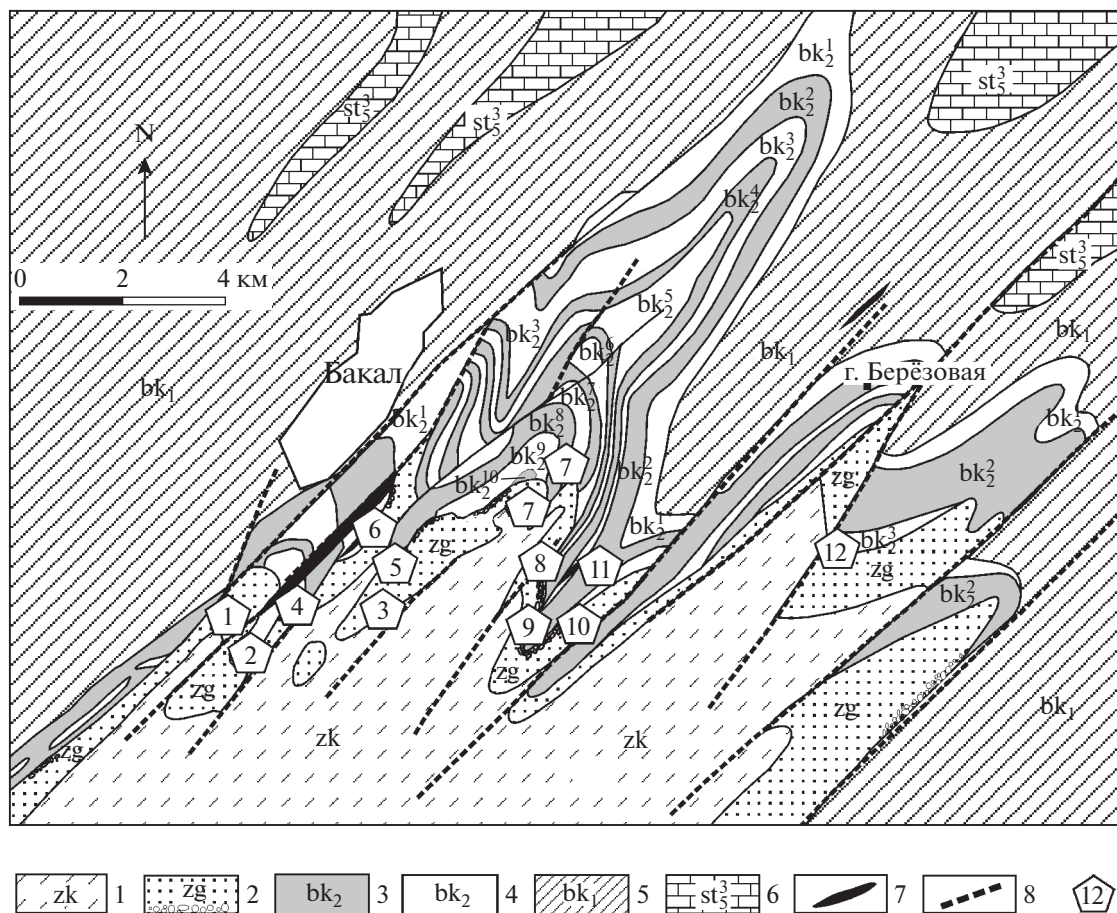
Крупнейшее в мире скопление сидеритовых железных руд (Бакальские месторождения, Бакальское рудное поле) расположено на западном склоне Южного Урала и приурочено к карбонатно-терригенным отложениям нижнего рифея, которые формировались в составе верхнедевонской осадочной последовательности в пределах Приуральской перикратонной впадины (Пучков, 2010) на востоке континента Балтика. Здесь в течение более 1 млрд лет (1750–640 млн лет) была накоплена мощная (более 15 км) последовательность вулканогенно-осадочных отложений. В венде и позднем палеозое рифейские осадочные толщи восточной части Приуральской перикратонной впадины были вовлечены в зоны складчатости и стали частью Уральского орогена, образуя Башкирский мегантиклинорий (БМА), представляющий собой крупную структуру в составе Центрально-Уральского поднятия.

Современный эрозионный срез в структуре БМА позволяет изучать разрез типовых отложений рифея (Стратотип рифея, 1983; Маслов и др., 2001; Семихатов и др., 2009, 2015), в которых выделяются четыре стратона (фиг. 1): нижний (бурзяний, с возрастом 1750–1400 млн лет), средний (юрматиний, 1400–1030 \pm 30 млн лет), верхний (каратавий, 1030 \pm 30–770 млн лет) и терминальный (аршиний, 770–640 млн лет) (Пучков, 2010; Пучков и др., 2017). Перекрывающие рифей отложения венда в составе тиллитов и терригенной ашинской серии отлагались в интервале 640–548 млн лет (Гражданкин и др., 2011; Зайцева и др., 2019). Рифейские стратона имеют закономерное строение с грубокластическим основанием и терригенно-карбонатным заполнением средней и верхней частей, кроме того, бурзяний и юрматиний содержат рифтогенные вулканиты в основании (айская и машакская свиты соответственно), в аршинии вулканиты приурочены к средней части терригенного разреза (игонинская свита). В тектоническом строении БМА выделяют ряд антиклинориев и синклинориев северо-восточного простирания, границы между ними осложнены надвигами и взбросами. В северной части БМА в Тараташском антиклинории отложения айской свиты бурзяния налегают на AR–PR₁ кристаллические сланцы и гнейсы тараташского комплекса.

Магматические образования в БМА приурочены преимущественно к зоне машакского рифта, расположенного восточнее Зюраткульско-Караташского надвига и представлены как вулканитами (трахибазальты и трахилипариты машакской свиты), так и более широко распространенными роями даек в отложениях бурзяния, субмеридиональной Кусинской интрузией габброидов, состоящей из нескольких массивов общей протяженностью до 90 км, а также сопряженных с ней плагиогранитов (Губенский, Рябиновский массивы) и Бердяушским плутоном гранитов рапакиви (Ernst et al., 2006; Холоднов и др., 2010; Ларин, 2011). Вулканиты машакской свиты прослеживаются в восточной части БМА с севера на юг на расстоянии до 200 км, формируя вместе с дайковыми роями в осадочных породах бурзяния и интрузивными телами Кусинских габброидов и гранитоидов линейный рифтогенный комплекс (Парначев и др., 1986 и др.).

Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Башкирского мегантиклинория (БМА), по (Пучков, 2010). 1 – венд; 2 – верхний рифей, аршинская серия; 3 – верхний рифей, каратавская серия; 4–6 – средний рифей: 4 – нерасчлененный, 5 – зигальгинская свита, 6 – машакская свита; 7–9 – нижний рифей, 7 – бакальская и юшинская свиты, 8 – саткинская и суранская свиты, 9 – айская и большеинзерская свиты; 10 – архей и ранний протерозой (метаморфиты Тараташского комплекса); 11 – метаморфиты зоны Урал–Тау; 12 – магматические образования: а – гранитоиды; б – габброиды; 13 – геологические границы; 14 – разломы; 15 – основные надвиги; 16 – отложения палеозоя. На врезке сверху положение Уральского орогена на карте России и его схематическое строение: структурные мегазоны с запада на восток: Предуральский прогиб, Западно-Уральская, Центрально-Уральская (включая БМА), Тагило-Магнитогорская, Восточно-Уральская. Штриховой прямоугольник в районе г. Бакал – контур Бакальского рудного поля.





Фиг. 2. Схематическая геологическая карта Бакальского рудного поля (по Яницкий, Сергеев, 1962, с изменениями). 1–2 – свиты юрматиния (RF₂): 1 – зигазино-комаровская (RF₂ zk), 2 – зигальгинская (RF₂ zg); 3–6 – свиты бурзяния (RF₁): 3–5 – бакальская (RF₁ bk): 3 – малобакальская подсвита, терригенные пачки (RF₁ bk₂^{2,4,6,8,10}), 4 – малобакальская подсвита, карбонатные пачки (RF₁ bk₂^{1,3,5,7,9}), 5 – макардовская подсвита (RF₁ bk₁); 6 – саткинская, известняки и доломиты (RF₁ st₃³); 7 – дайки габбро-долеритов; 8 – основные разломы; 9 – месторождения сидерита: 1 – Петлинское, 2 – Им. ОГПУ, 3 – Шахта “Сидеритовая” (Рудничное), 4 – Сидеритовый № 5, 5 – Кварцитовое, 6 – Новобакальское, 7 – Восточно-Буландихинское, 8 – Центральный Иркутскан, 9 – Гаёвское, 10 – Александровское, 11 – Охряные ямы, 12 – Малосукинское.

Сидериты приурочены только к отложениям бурзяния (нижнего рифея): Бакальское рудное поле (район города Бакал) в бакальской и Ахтенское месторождение (в 20 км к востоку от города Куся) в саткинской свитах. С карбонатными отложениями бурзяния и юрматиния связаны магнетиты Южно-Уральской провинции, в том числе крупнейшие в России Саткинские месторождения (Крупенин, Кольцов, 2017), а также ряд месторождений полиметаллов и барита, флюорита. Рифейские породы изменены на уровне глубинного катагенеза, в восточной части БМА, восточнее Зюраткульско-Караташского надвига – метагенеза и зеленосланцевого метаморфизма (Анфимов, 1997).

Бакальское рудное поле расположено в северной части БМА (южное периклинальное замыкание Тараташского антиклинория, см. фиг. 1) и приурочено к Бакальской синклинали, полого погружающейся к ЮЗ. Рудовмещающая нижнерифейская терригенно-карбонатная бакальская свита (1400 м) состоит из двух подсит: нижней (макардовской) существенно терригенно-глинистого состава и верхней (малобакальской), сложенной чередующимися карбонатными и терригенно-глинистыми пачками общей мощностью до 900 м. Бакальская свита согласно подстилается карбонатными породами саткинской свиты (1550 ± 30 млн лет, Кузнецов и др., 2008) и несогласно перекрыта среднерифейскими кварцито-видными песчаниками зигальгинской свиты и

алевролито-сланцами зигазино-комаровской свиты (фиг. 2). Возраст известняков бакальской свиты равен 1430 ± 30 млн лет (Кузнецов и др., 2003), а осадочных фосфоритов из вышележащей зигазино-комаровской свиты — 1330 ± 30 млн лет (Овчинникова и др., 2013). Отложения бакальской свиты прорваны серией долеритовых даек, в том числе мощной, более 100 м, Главной дайкой с возрастом 1384 ± 1.5 млн лет (Ernst et al., 2006) в западной части рудного поля (между месторождениями Петлинским и Новобакальским), комагматичными машакскому рифтогенному событию в начале юрматиния (около 1380 млн лет назад).

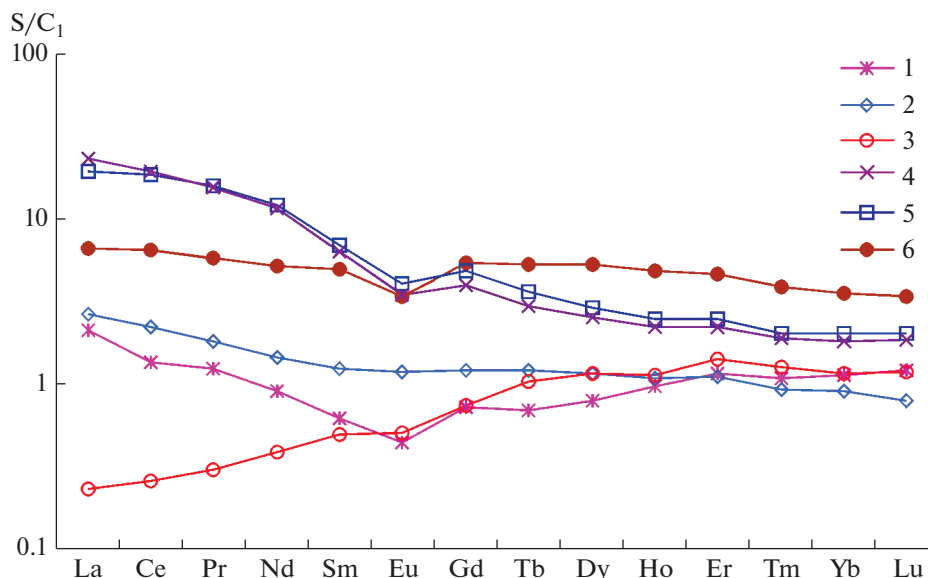
Восточнее Бакальского рудного поля и регионального Зюраткульско-Караташского разлома, трассируемого Кусинской интрузией, в Таганайско-Иремельском антиклинории, отложения зигальгинской свиты подстилаются вулканогенно-терригенной машакской свитой мощностью до 3 км. Возраст машакских риодацитов составляет 1383 ± 3 млн лет (Краснобаев и др., 2013). Таким образом, Бакальское рудное поле расположено в западном борту машакского рифта.

Рудные тела локализованы в пяти карбонатных пачках малобакальской подсвиты, снизу вверх: березовская ($RF_1 bk_2^1$), шуйдинская ($RF_1 bk_2^3$), гаевская ($RF_1 bk_2^5$), шиханская ($RF_1 bk_2^7$), верхнебакальская ($RF_1 bk_2^9$). Мощность карбонатных пачек варьирует в пределах 60–250 м. Сидеритовые залежи располагаются преимущественно в области примыкания карбонатных пачек к несогласно налегающим кварцитовидным песчаникам зигальгинской свиты и образуют в плане субширотную полосу протяженностью до 10 км (от Петлинского месторождения на западе до Малосукинского на востоке, см. фиг. 2). Глубина предзигальгинского размыва отложений малобакальской подсвиты составляет до 700 м. Рудное поле осложнено складками разных порядков и разбито многочисленными взбросами и сдвигами амплитудой до 500 м и преобладающей ЮЗ–СВ ориентировкой, служащими естественными границами отдельных месторождений, которых насчитывается более 20 (Яницкий, Сергеев, 1962). Около крутопадающих разломов наблюдается многоэтажное строение рудных залежей — когда в одном месторождении руды локализованы в 2–3 пачках ниже поверхности стратиграфического несогласия. Например, разрабатываемые шахтой месторождения Шиханское и Рудничное, а также карьеры Иркутскан, Новобакальский. Таким образом, крутопадающие разломы являются рудоподводящей, а поверхность межформационного предзигальгинского несогласия — рудораспределяющей зоной (Яницкий, Сергеев, 1962; Крупенин, 1999, 2017).

Крупные сидеритовые залежи имеют пластообразную форму, размеры их достигают десятков

метров по мощности и сотен метров по простиранию, более мелкие тела гнездо- и штокообразные. Отдельные пластообразные залежи достигают длины 2–3 км, максимальная мощность их определяется мощностью рудовмещающей карбонатной пачки и может достигать 80 м (Шиханское месторождение, березовская пачка, Иркутсканское месторождение, гаевская пачка). Все рудные тела имеют многочисленные признаки наложенного образования по осадочным карбонатным породам: границы сидеритовых тел пересекают элементы слоистости, строматолитовые текстуры. Сидериты пересекают залежи кристаллических магнетитов, развитых в шуйдинской пачке ($RF_1 bk_2^3$) и имеющих возраст около 1370 млн лет (Овчинникова и др., 2018). Наблюдаются останцы доломита внутри сидеритовых тел; имеются признаки доскладчатого рудообразования; сидериты выклиниваются около зон мраморизации на контактах с крупными долеритовыми дайками и силлами, реже наблюдается сидеритизация базитовых даек с сохранением офитовой структуры. Кроме того, обнаружены отдельные послерудные долеритовые дайки, пересекающие дорудные дайки и образующие в сидеритах экзоконтактовую зону тонковкрапленного магнетита мощностью до 1 м (Крупенин, 1999).

Сидеритовые залежи в известняках всегда окружены маломощной зоной анкеритов и широким конвертом Fe-доломитов, а внутри сидеритовых тел наблюдаются останцы доломита. Крупные сидеритовые залежи сложены мономинеральным сидероплезитом, содержащим более 30% FeO, в виде изоморфных примесей присутствует до 3–12% MgO, 1.5–2% MnO и до 1.5–2% CaO. На флангах крупных залежей и в мелких телах преобладают би- и полиминеральные руды: сидероплезиты с примесью доломит-анкерита и даже кальцита (Тимесков, 1963). Контактные анкериты, по данным рентгеноспектрального микроанализа, выполненного на большом материале в 10 разных точках наблюдения в западной и центральной частях Бакальского рудного поля, имеют вариации в средних концентрациях FeCO₃ 14.2 и 20.8 мас. % соответственно (Крупенин, 2017). При этом в составе контактовых сидероплезитов в этих же объектах не установлено выраженных различий, количество минала FeCO₃ варьирует в интервале 67.8–80.4 мас. %. Учитывая огромный масштаб гидротермального метасоматоза в районе Бакала, можно предположить, что минералообразование имело равновесный характер. Применение анкерит-сидеритового (Annovitz, Essene, 1987) и анкерит-брейнеритового (Мартынов, 1990) геотермометров для установления температурных ограничений метасоматоза показало, что температура образования сидероплезита не зависит от положения рудной залежи в стратиграфическом разрезе



Фиг. 3. Хондрит-нормированное распределение РЗЭ в чистых (1–3) и глинистых (4–6) карбонатных породах: 1 – известняк В-2 (RF₁bk₂¹, березовская пачка, г. Берёзовая); 2 – доломит А-2 (RF₁bk₂³, шуйдинская пачка, карьер Иркутскан); 3 – сидерит Конт-1-1 (RF₁bk₂³, шуйдинская пачка, карьер Иркутскан); 4 – известняк X-12; 5 – доломит X-10; 6 – сидерит X-4 (RF₁bk₂⁵, гаёвская пачка, карьер Иркутскан). Номера проб соответствуют таковым на фиг. 4.

бакальской свиты, но определяется положением в структуре Бакальского рудного поля. Расчетные температуры метасоматоза составляют в центральной части (карьеры Восточно-Буландихинский, Иркутскан) в среднем 250–270°C, в то время как в периферической западной части (Новобакальский карьер) не превышают 190–220°C (Крупенин, 2017).

Содержание большинства микроэлементов в сидеритах находится на кларковом уровне. В рудах не наблюдается повышенных концентраций элементов-индикаторов, указывающих на связь с магматическими основными или кислыми породами (Ellmies et al., 1999). Повышенные содержания в сидеритах относительно вмещающих доломитов устанавливаются для Ва (средние значения соответственно 59 и 23 г/т), Rb (1.98 и 0.32); Cs (0.22 и 0.08), пониженные – для Sr (12 и 34, в известняках повышаются до 2000 г/т). Распределение РЗЭ в сидеритах отличается от вмещающих карбонатных пород. В хондрит-нормированных спектрах, чистых от терригенно-глинистой примеси вмещающих карбонатных пород, наблюдается постепенное падение концентраций от La к Lu (фиг. 3, кривые 1, 2), в то же время в сидеритах тренд меняется на противоположный с постепенным возрастанием концентраций от La к Lu (см. фиг. 3, кривая 3), что является подтверждением минералогического контроля, поскольку ионный радиус Fe²⁺ ближе к Lu, чем к La. Обеднение сидеритов легкими РЗЭ является благоприятным

фактором для накопления самария (некогерентного элемента) относительно неодима. В глинистых карбонатах (фиг. 3, кривые 4, 5) соблюдается та же тенденция уменьшения La/Yb в ряду известняк–доломит–сидерит, но в последних наблюдается субгоризонтальное распределение РЗЭ (фиг. 3, кривая 6).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Опыт изучения рифейских сидеритов при проведении микронзондового анализа, Rb–Sr и U–Pb изотопных работ показал, что наиболее полная метасоматическая переработка проявлена в крупных телах в центральной части Бакальского рудного поля (Кузнецов и др., 2005; Крупенин, 2017). Поэтому для изучения Sm–Nd систематики были выбраны преимущественно рудные тела в центре рудного поля: в шуйдинской и гаёвской пачках в Иркутсканском карьере и в верхнебакальской пачке в Восточно-Буландихинском карьере. Изучены сидериты, доломиты в экзоконтактах и известняки (табл. 1).

На первом этапе полевые образцы, отобранные в стенках карьеров, были подвержены комплексному физико-химическому изучению для выявления наиболее чистых от терригенной примеси и максимально подверженных процессам сидеритизации разностей пород. Химический силикатный анализ (рентгено-флуоресцентный метод, спектрометр СРМ-35, табл. 2), рентгенофа-

Таблица 1. Минеральный состав карбонатных пород и руд по данным рентгеноструктурного анализа, мас. %

Образец	Пачка	Порода	Cal	Dol	Sd	Qtz	Chl	Ms	Pу
Новобакальский карьер									
У-7	RF ₁ bk ₂ ¹	Доломит	—	98	—	сл	—	сл	—
у-5*	RF ₁ bk ₂ ¹	Сидерит	—	сл	97	2	—	сл	сл
Иркусканский карьер									
А-2	RF ₁ bk ₂ ³	Доломит	—	100	сл	3	сл	—	—
К-1/13	RF ₁ bk ₂ ³	Доломит	—	100	—	—	—	—	—
К-1/5	RF ₁ bk ₂ ³	Доломит	—	1	99	—	—	—	—
х-12	RF ₁ bk ₂ ⁵	Известняк	90	7	—	2	сл	сл	—
х-10	RF ₁ bk ₂ ⁵	Доломит	—	92	—	3	сл	1	—
х-7*	RF ₁ bk ₂ ⁵	Сидерит	—	2	95	1	—	сл	2
х-5	RF ₁ bk ₂ ⁵	Сидерит	—	1	96	2	—	сл	1
х-4*	RF ₁ bk ₂ ⁵	Сидерит	—	—	98	сл	—	сл	—
х-3*	RF ₁ bk ₂ ⁵	Сидерит	—	—	98	сл	—	сл	—
Восточно-Буландихинский карьер									
453-1	RF ₁ bk ₂ ⁹	Сидерит	—	—	100	—	—	—	—
Bul-4	RF ₁ bk ₂ ⁹	Сидерит	—	5	95	—	—	—	—
17-S-2	RF ₁ bk ₂ ⁹	Сидерит	—	7	87	6	—	—	—
17-S-3	RF ₁ bk ₂ ⁹	Сидерит	—	2	94	4	—	—	—
17-S-4	RF ₁ bk ₂ ⁹	Сидерит	—	—	95	5	—	—	—
17-S-5	RF ₁ bk ₂ ⁹	Сидерит	—	—	95	5	—	—	сл
17-S-6	RF ₁ bk ₂ ⁹	Сидерит	—	—	88	5	5	сл	2
17-S-7	RF ₁ bk ₂ ⁹	Сидерит	—	—	95	5	—	—	—

Примечание. Cal – кальцит; Dol – доломит; Sd – сидерит; Qtz – кварц; Chl – хлорит; Ms – мусковит; Pу – пирит; пачки ма-лобакальской подсвиты: RF₁bk₂¹ – берёзовская; RF₁bk₂³ – шуйдинская; RF₁bk₂⁵ – гаёвская; RF₁bk₂⁹ – верхнебакальская.

зовый анализ (дифрактометр XRD-7000, Shimadzu), изучение состава более 40 микроэлементов, в том числе РЗЭ (ICP-MS Elan-9000, Perkin Elmer) были выполнены в ЦКП “Геоаналитик”, Екатеринбург) по стандартным методикам. Часть химических анализов получена рентгено-флуоресцентным методом в Техническом университете Берлина, ФРГ.

Селективное растворение карбонатной составляющей образца для изотопных исследований проводили согласно (Кузнецов и др., 2005; Овчинникова и др., 2018) в 1 N HCl без нагрева-

ния. Изотопный состав Nd в образцах измеряли на масс-спектрометре Neptune Plus методом MC-ICP-MS (ЦКП “Геоаналитик”). Изотопный состав Sr в сидеритах месторождения Иркутскан измерялся на масс-спектрометре Finnigan MAT 261 (ИГГД РАН, Санкт-Петербург), а в остальных образцах – на Triton Plus (ЦКП “Геоаналитик”). Неопределенность измерения отношения ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd составила 0.4%, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd – 0.01%, ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr – 0.5%, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr – 0.002% (2σ). Среднее значение в стандартном образце Merck (Nd₂O₃) в период работы составило 0.51172 ± 0.00003 (2σ, n = 3), для

Таблица 2. Химический состав карбонатных пород и руд по данным РФА

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^{tot}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O+	Сумма
Новобакальский карьер													
У-7*	3.11	0.04	1.51	8.18	0.58	14.71	28.32	<0.1	0.45	0.01	44.3		101.1
у-5*	4.82	0.03	1.38	36.51	1.02	16.28	0.78	<0.1	0.36	0.03	40.73		101.9
Иркутский карьер													
А-2*	6.24	0.05	1.21	1.68	0.07	16.85	27.1	<0.01	0.66	0.11	43.56		97.5
Х-12*	3.14	0.03	0.92	0.56	0.04	0.65	50.78	<0.1	0.25	0.03	43.34	0.29	100.0
Х-10*	5.61	0.03	0.95	4.46	0.32	16.80	27.59	<0.1	0.31	0.01	44.92	0.33	101.3
Х-7*	2.94	0.03	0.95	45.20	2.87	9.51	0.73	<0.1	0.34	0.02	40.34	0.30	103.2
Х-5*	4.04	0.04	1.16	45.42	2.82	9.55	0.55	<0.1	0.42	0.01	39.28	0.37	103.7
Х-4*	3.52	0.03	0.89	46.46	2.75	8.38	0.82	<0.1	0.32	0.02	39.39	0.31	102.9
Х-3*	3.40	0.03	1.04	45.56	2.58	9.30	0.58	<0.1	0.36	0.01	39.20	0.40	102.4
Восточно-Буландихинский карьер													
453-1	2.19	0.030	1.14	52.59	1.848	7.67	0.41	0.06	0.15	0.010	33.77		99.9
Bul-4	7.08	0.000	0.37	42.60	1.030	11.70	4.19	0.07	0.01	0.003	32.80		99.8
17-S-2	7.07	0.016	1.21	44.05	1.028	11.56	1.32	0.07	0.13	0.022	33.49		99.9
17-S-3	8.92	0.024	1.53	42.62	1.573	11.15	1.88	0.06	0.18	0.019	31.90		99.8
17-S-4	6.17	0.069	2.63	46.50	1.924	9.08	0.43	0.07	0.37	0.012	32.67		99.9
17-S-5	4.51	0.030	1.35	47.89	1.883	9.44	0.68	0.07	0.18	0.014	33.77		99.8
17-S-6	6.36	0.073	2.95	46.00	1.590	9.24	0.69	0.07	0.45	0.010	32.49		99.9
17-S-7	7.75	0.066	2.94	45.76	1.709	8.80	0.32	0.07	0.39	0.016	31.97		99.8

Примечание. * – анализы выполнены в Техническом университете Берлина, ФРГ.

NIST SRM 987 – 0.71026 ± 0.00002 (2σ , $n = 3$) в ЦКП “Геоаналитик” и 0.71025 ± 0.00001 (2σ , $n = 16$) в ИГГД РАН. Данные изучения Rb–Sr и Sm–Nd изотопных систематик приведены в табл. 3.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В центральной части рудного поля изучены сидеритовые залежи в карьерах Иркутскан и Восточно-Буландихинский. Сидериты в северном борту карьера Иркутскан развиваются по известняковому строматолитовому биогерму в гаёвской пачке: картина метасоматической зональности карбонатов со строматолитовой текстурой прекрасно видна в северном борту (фиг. 4а). Все карбонатные породы содержат примесь (2–10%) кварца, гидрослюда и хлорита, для изучения Sr–Nd изотопной систематики были отобраны наиболее чистые от терригенной примеси разности пород (табл. 1–3, пробы серии Х-...). В стратиграфически ниже расположенной шуйдинской пачке в этом карьере сидериты образуют пластообразные тела во вмещающих мелкослоистых доломитах, которые здесь практически лишены терригенной примеси (пробы К-1/13 и К-1/5), однако вверх по разрезу количество терригенной примеси в доломитах возрастает (проба А-2) и сидеритовые руды выклиниваются.

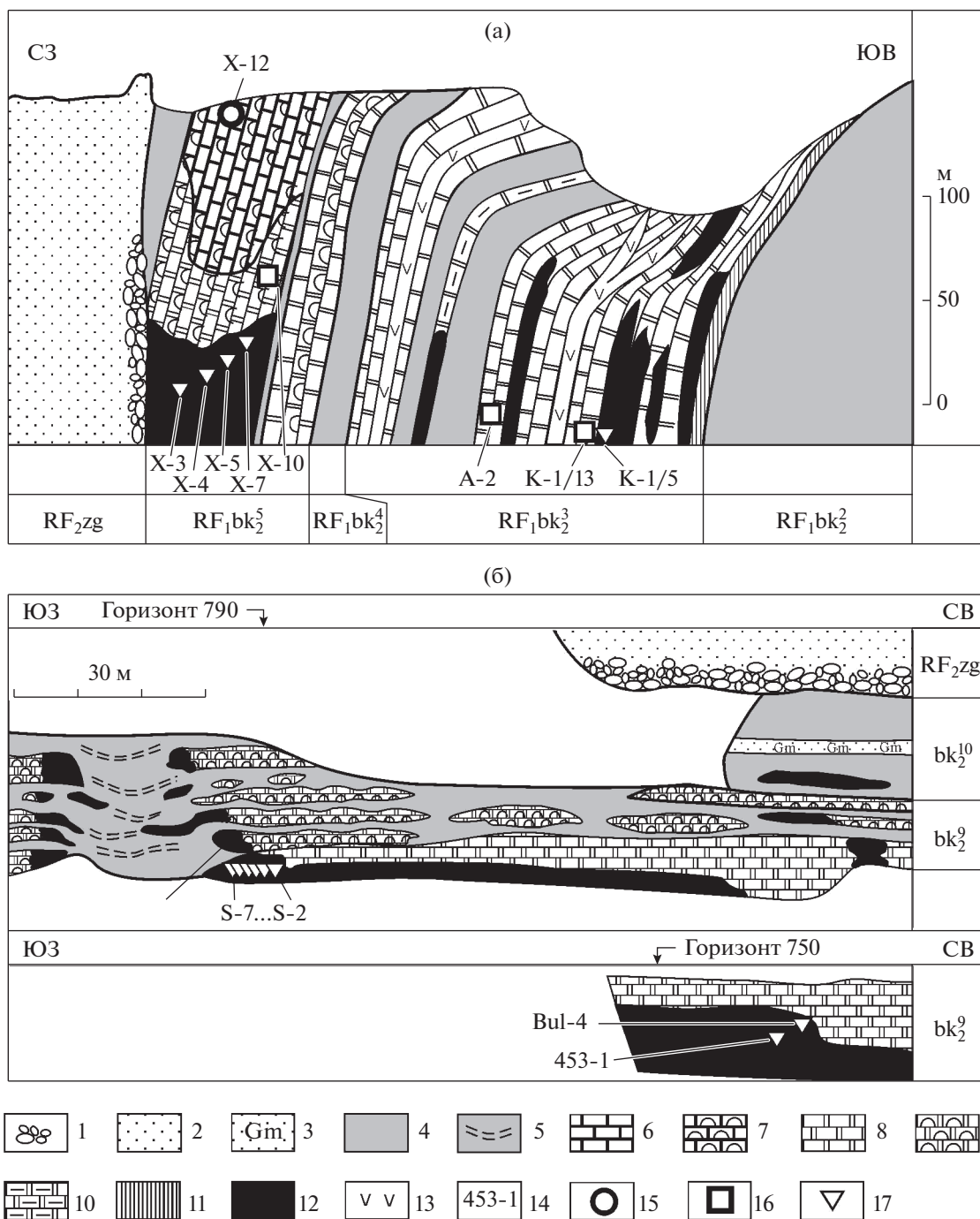
В Восточно-Буландихинском карьере (фиг. 4б) пробы сидерита с массивной текстурой 453-1 и Bul-4 отобраны в мощной рудной залежи на горизонте 750. На горизонте 790 взяты 6 образцов сидеритов с мелкослоистой текстурой (пробы с 17-S-2 по 17-S-7) из одного стратиграфического слоя на расстоянии от 1 до 9 м от секущего метасоматического контакта с мелкослоистыми доломитами. Осадочные известняки в этом стратиграфическом горизонте не известны. Сидериты этого слоя содержат 3–6% кварца и незначительную примесь гидрослюда, хлорита, иногда пирита (до 2%). Вблизи контакта на расстоянии до 1.5 м от него сидериты содержат примесь доломита, количество которого уменьшается вглубь залежи от 7 до 2%. Далее от эндоконтакта залежь представлена мономинеральным сидероплезитом с устойчивым составом: содержание FeO 41.4–43.7%, MgO 8.8–9.4%, MnO 1.6–1.9% и CaO 0.28–0.69% (табл. 2).

Для сравнения из западной части рудного поля (Новобакальский карьер) в березовской пачке, в основании малообакальской подсвиты, были взяты достаточно чистые от терригенно-глинистой примеси образцы сидерита (проба у-5) и околорудного доломита (у-7). Породы имеют прожилково-линзовидную текстуру, обусловленную развитием вторичных прожилков желто-кремового

Таблица 3. Rb—Sr и Sm—Nd изотопная характеристика карбонатной фракции в карбонатных породах Бакальских месторождений

Образец	Порода	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ изм ¹	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ перв ²	Nd, мкг/г	Sm, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}\text{T}^2$
Y-7	Д	2.42	40.25	0.1747	0.73123	0.72873	1.57	0.37	0.14322	0.511940	-6.8
y-5*	С	0.40	1.92	0.6074	0.74420	0.73551	0.98	0.53	0.32867	0.512673	-16.2
Новобакальский карьер											
x-12	И	1.16	199.5	0.0169	0.71528	0.71493	2.02	0.36	0.10636	0.511321	-9.5
A-2	Д	0.65	37.16	0.0509	0.72941	0.72868	4.24	0.84	0.11969	0.511636	-9.7
x-10	Д	1.11	19.39	0.1666	0.74194	0.73956	2.83	0.71	0.15092	0.511396	-18.4
K-1/13	Д	2.48	36.27	0.1981	0.70841	0.70558	0.20	0.05	0.14724	0.511757	-10.9
x-4*	С	0.11	2.99	0.1884	0.73482	0.73213	1.85	0.67	0.22036	0.512108	-13.4
K-1/5	С	0.18	39.41	0.0131	0.73067	0.73048	0.61	0.36	0.35493	0.512965	-13.9
x-7*	С	0.66	2.77	0.2044	0.73626	0.73334	2.86	0.96	0.20199	0.511792	-17.2
x-5	С	1.46	2.14	0.2383	0.73846	0.73505	1.98	0.64	0.19584	0.511835	-15.6
x-3*	С	0.14	2.08	0.1029	0.73495	0.73348	2.40	0.89	0.22471	0.511923	-17.6
Восточно-Буландинский карьер											
453-1	С	0.222	3.19	0.2017	0.71773	0.71485	0.60	0.26	0.26308	0.512539	-10.5
Bul-4	С	0.063	6.08	0.0301	0.73283	0.73240	0.23	0.13	0.34185	0.512768	-16.1
17-S-2	С	0.529	15.05	0.1019	0.72935	0.72789	0.61	0.40	0.40155	0.513217	-15.0
17-S-3	С	0.645	4.18	0.4465	0.72250	0.71611	0.71	0.30	0.25291	0.512360	-12.6
17-S-4	С	0.247	3.20	0.2238	0.73340	0.73020	0.71	0.29	0.24974	0.512260	-14.2
17-S-5	С	0.439	3.72	0.3422	0.72556	0.72067	1.48	0.44	0.17971	0.511792	-14.4
17-S-6	С	0.443	3.20	0.4014	0.73267	0.72693	1.13	0.50	0.26633	0.512312	-15.3
17-S-7	С	0.126	2.63	0.1385	0.71904	0.71706	0.40	0.22	0.33088	0.512724	-15.5

Примечание. ¹ — измеренное, ² — первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и значение $\epsilon_{\text{Nd}}\text{T}$ вычислены с учетом возраста 1000 млн лет. * — Rb—Sr данные получены в ИГГД РАН, остальные — в ЦКП "Геоаналитик"; И — известняк; Д — доломит; С — сидерит.



Фиг. 4. Схематические геологические профили: (а) – северо-восточный борт Центрального карьера рудника Иркутскан, (б) – северо-западный борт Восточно-Буландихинского карьера (по Кузнецов и др., 2005, с изменениями).

1–13 – типы пород: 1 – конгломераты, 2 – песчаники, 3 – песчаники с гематитом, 4 – низкоуглеродистые алевро-глинистые сланцы, 5 – зелено-серые глинистые сланцы в зоне карста, 6 – известняки, 7 – строматолитовые известняки, 8 – доломиты, 9 – строматолитовые доломиты, 10 – глинистые доломиты, 11 – магнезиты, 12 – сидериты, 13 – дайки диабазов, 14 – номера образцов; 15–17 – образцы: 15 – известняки, 16 – доломиты, 17 – сидериты.

Сокращения на рисунке: bk₂² – иркутская пачка, bk₂³ – шуйдинская пачка, bk₂⁴ – надшуйдинская пачка, bk₂⁵ – гаевская пачка, bk₂⁹ – верхнебакальская пачка, bk₂¹⁰ – буландихинская пачка, RF₂zg – среднерифейская зигальгинская свита.

цвета в сидерите и серо-белого в доломите. Как и в других карбонатных пачках, сидероплезиты здесь содержат незначительную примесь кварца, доломита, мусковита и пирита.

Все изученные сидериты имеют очень низкие содержания Sr (2–3 мкг/г) и Rb (0.2–1.46 мкг/г), что типично для Бакальского месторождения (Кузнецов и др., 2005). В контактовых зонах содержание стронция в сидеритах повышается (пробы К-1/5, 39.41 мкг/г и S-3, 15.05 мкг/г) и приближается к уровню доломитов. Измеренное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в сидеритах главной рудной фазы заключено в пределах 0.7328–0.7385, но в сидеритах Восточно-Буландихинского карьера понижается до 0.7177–0.7334 (табл. 3). Измеренное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в строматолитовом доломите равно 0.7084. Это отношение в глинистом известняке, доломитах и сидеритах вблизи глинистых пород повышается до 0.7153, 0.7294–0.7419 и 0.7442 соответственно (табл. 3). Осадочные известняки, с минимальным содержанием терригенной примеси, обнаружены только на восточной периферии рудного поля на г. Берёзовая в берёзовской пачке. Они имеют как самые высокие концентрации стронция (до 2000 мкг/г), так и низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7046–0.7048), характерные для раннерифейского океана (Семихатов и др., 2009; Кузнецов и др., 2018).

Концентрации Sm и Nd в сидеритах заключены в пределах 0.13–0.96 и 0.23–2.86 мкг/г соответственно, в доломитах – 0.05–0.84 и 0.20–4.84 мкг/г, а в глинистом строматолитовом известняке – 0.36 и 2.02 мкг/г (табл. 3). В осадочных известняках бакальской свиты концентрации Sm и Nd еще ниже (на уровне 0.06 мкг/г) и не годятся для изотопных исследований. Отношение Sm/Nd в сидеритах значительно выше (0.30–0.66), чем в доломитах (0.20–0.25) и известняке (0.18), что связано с большими концентрациями самария и близостью его ионного радиуса к железу, по сравнению с неодимом (минералогический контроль). Sm–Nd характеристика рифейских осадочных известняков ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1297–0.1501$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51157–0.51179$) подстилающей саткинской свиты (Крупенин и др., 2016) близка к известнякам и доломитам бакальской свиты, но отличается от сидеритов ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1797–0.4016$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51179–0.51322$) (табл. 3).

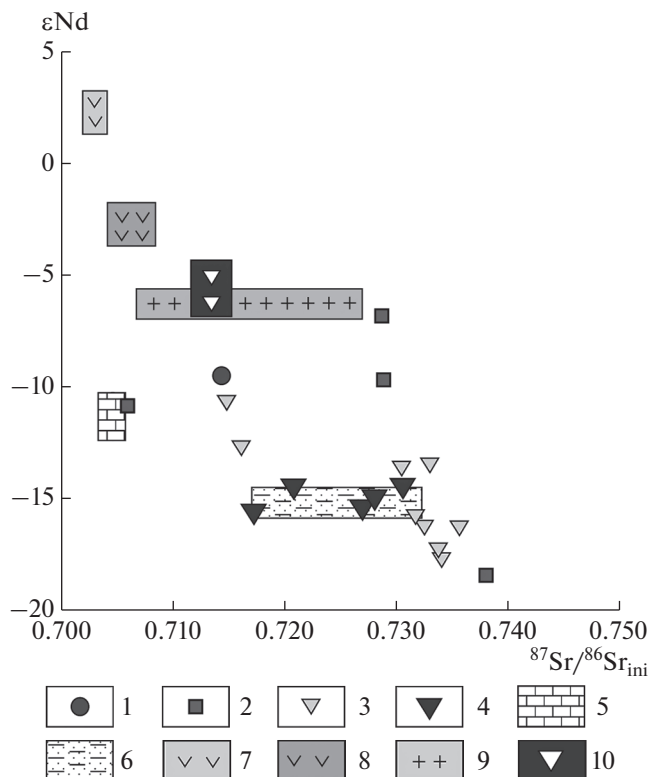
ОБСУЖДЕНИЕ

В настоящее время Sm–Nd систематика сидеритов гидротермального генезиса не изучена. Единственная работа сделана на примере сидеритовых жил, вмещающих Ag-полиметаллическое оруденение месторождения Джебел Авам в позднепалеозойских глинисто-карбонатных породах Атласских гор (Castorina, Masi, 2008). Здесь гидротермальные

жилы сидериты содержат на порядок больше Sm и Nd по сравнению с бакальскими сидеритами. Значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ в жильных сидеритах были вычислены на вероятный возраст оруденения 280 млн лет назад и составили -5.7 ± 0.8 . Эти значения оказались промежуточными между величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ во вмещающих сланцах (–6...–11) и прорывающих гранитах (–1.5...–3.0). Это позволило авторам предположить гидротермальное постмагматическое происхождение рудного флюида, генетически связанного с коллизионными процессами в альпийскую эпоху складчатости. При этом изотопный состав Nd рудоносного флюида формировался при участии растворов из двух источников: вмещающих сланцев и прорывающих гранитов. Этот вывод дополнительно подкрепляется данными изотопного состава стронция, углерода и кислорода и присутствием интенсивной положительной аномалии Eu в сидеритах (Castorina, Masi, 2008).

Нами практически впервые изучена Sm–Nd систематика гидротермально-метасоматических сидеритов. Вариации отношения Sm/Nd, обнаруженные в сидеритах Бакальского месторождения, позволяют рассматривать их как потенциальный объект для датирования Sm–Nd методом. Корреляционная зависимость для всех образцов сидерита в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}–^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ дает линию с возрастом 998 ± 130 млн лет (СКВО = 19). Широкий разброс точек объясняется включением в расчет образцов из контактовых зон и переработанных пострудными процессами. Для сидеритов центральных частей рудных тел в Иркутском карьере этот возраст составляет 987 ± 430 млн лет (СКВО = 18). Минимальное отклонение демонстрируют образцы сидероплезитов из профиля в рудном теле Восточно-Буландихинского карьера (пробы S-2, ..., S-7; см. фиг. 4б), которые не содержат примесь доломита и лежат в Sr–Nd изотопном поле бакальских глинистых сланцев (фиг. 5). Если из совокупности для расчета возраста исключить пробу S-3, имеющую повышенное содержание стронция (15.05 мкг/г), связанное с незавершенностью изотопно-геохимических преобразований в метасоматическом продукте, то получим более точный возраст 970 ± 40 млн лет, СКВО = 1.6 (фиг. 6). Указанные пробы имеют наиболее чистый состав без примеси доломита, остаточных концентраций кальция и стронция известнякового протолита. В этих пробах произошла полная переустановка Sm–Nd изотопной системы, и их возраст наиболее точно соответствует времени метасоматической перекристаллизации, ранее оцененной Pb–Pb методом в 1010 ± 100 млн лет (Кузнецов и др., 2005).

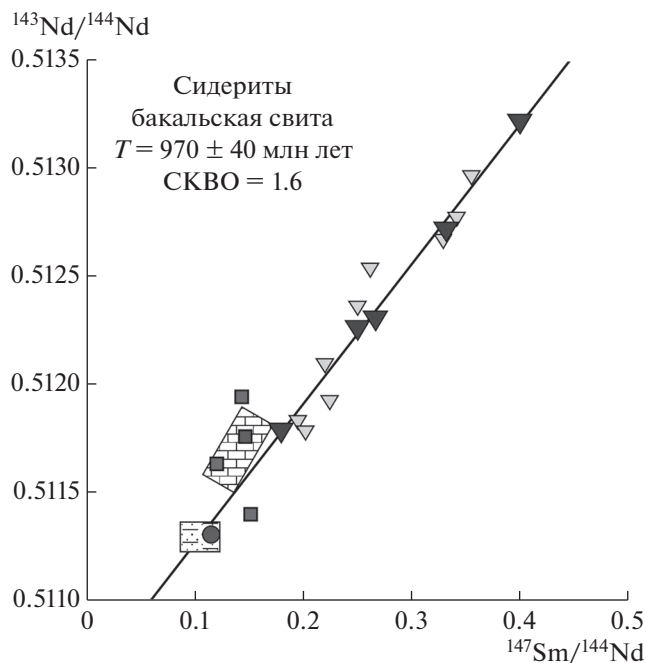
Таким образом, в Бакальских месторождениях две изотопные систематики дают близкие возрасты метасоматических железистых карбонатов, что зна-



Фиг. 5. Сравнение $\epsilon_{Nd}(T)$ и первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr_{ini}$ в карбонатных породах Бакальского рудного поля с рифейскими осадочным известняками и глинистыми сланцами. 1 – известняк, 2 – доломиты, 3 – сидериты, 4 – сидериты центральной части рудного тела в Восточно-Буландихинском карьере, 5 – осадочные известняки нижнего рифея, саткинская свита Южного Урала (Крупенин и др., 2016), 6 – глинистые сланцы бакальской свиты (Горохов и др., 1982; Маслов и др., 2003), 7 – габбро Бердяушского массива (Ларин, 2011), 8 – габбро Кусинско-Копанской интрузии (Холоднов и др., 2010), 9 – граниты-рапакиви Бердяушского массива (Ларин, 2011), 10 – жильные сидериты Атласских гор (Castorina, Masi, 2008).

чительно верифицирует возрастной рубеж формирования сидеритовых руд, близкий к 1000 млн лет назад.

Определение возраста метасоматических сидеритов с помощью Sm–Nd систематики не является рутинным методом. Нам известен только один удачный случай такого применения для определения возраста метасоматических сидеритов крупнейшего в Западной Европе месторождения Эрцберг. Это скопление сидеритовых руд с общими запасами до 400 млн т приурочено к палеозойской вулканогенно-осадочной толще, структурно расположенной в Граувакковой зоне Восточных Альп (Штирия, Австрия), и разрабатывается уже более 1300 лет (Redlich, 1916; Обручев, 1935). Рудные тела крупнокристаллического сидерита сложной формы мощностью до 200 м метасоматически замещают тонкозернистые де-



Фиг. 6. Sm–Nd-изотопные данные для карбонатных пород Бакальского рудного поля. Sm–Nd возраст вычислен по 5 образцам сидеритов без примеси доломита из центральной части сидеритовой залежи в Восточно-Буландихинском карьере.

вонские известняки с образованием маломощной контактовой зоны анкерита и сохранением осадочных текстур во всех разновидностях карбонатных пород и руд. Широкого конверта железистых доломитов вокруг сидеритовых залежей, как мы наблюдаем на Бакале, здесь нет. Возраст сидеритов составил 208 ± 22 млн лет (СКВО = 4.6) и приурочен к дивергентной фазе в начале альпийского цикла тектогенеза (Prochaska, 2016). К сожалению, в этой публикации автор не привел исходные Sm–Nd изотопные данные, кроме графика с Sm–Nd изохроной.

Рассчитанное нами для Бакальского рудного поля с учетом оценки возраста сидеритового метасоматоза 1000 млн лет значение $\epsilon_{Nd}(T)$ в сидеритах центральных частей рудных пачек варьирует от -13.4 до -17.6 , а в сидеритах периферийных зон – от -10.5 до -12.6 . Значение $\epsilon_{Nd}(T)$ в большинстве доломитов и известняке существенно выше – от -6.8 до -10.9 , а в одном доломите вблизи глинистой пачки – резко понижается до -18.4 (см. фиг. 5). Значения $\epsilon_{Nd}(1430)$ для вмещающих глинистых сланцев бакальской свиты составляют -8 (Маслов и др., 2003). Значение $\epsilon_{Nd}(T)$ для глинистых сланцев бакальской свиты в пересчете на возраст 1000 млн лет составляет -13.6 , что весьма близко для соответствующего значения $\epsilon_{Nd}(1000)$ для сидеритов. Низкие значения ϵ_{Nd} характерны для пород, возникших при перера-

ботке или ассимиляции более древних коровых образований с отношением Sm/Nd ниже, чем в первоначальном хондритовом резервуаре (Фор, 1989). С большой вероятностью можно предположить, что изотопный состав неодима рудоносных флюидов формировался в результате интенсивного взаимодействия захороненных растворов с глинистыми породами рифейского осадочного бассейна. Данные Sm–Nd систематики отражают коровую природу железоносного флюида, из которого были образованы бакальские сидериты.

На графике $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{перв}} - \epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ положение сидеритов значительно отличается от поля рифтогенных габбро-гранитных интрузий среднего рифея, развитых в районе Бакальских месторождений (см. фиг. 5). Даже по сравнению с вмещающими рифейскими морскими известняками (0.7046–0.7048 и –10.7...–12.3) сидериты существенно обогащены коровым Sr и Nd. В то же время сидериты располагаются в поле глинистых сланцев бакальской свиты (значения $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ пересчитаны на 1000 млн лет), что согласуется с геохимической моделью формирования рудоносного флюида в результате взаимодействия катагенетических растворов с алевроит-глинистыми породами в рифейском осадочном бассейне (Анфимов, 1997; Крупенин, 1999; Кузнецов и др., 2005; Крупенин, 2017).

Представления о геологической модели формирования такого крупного скопления сидероплезитов в карбонатных породах бакальской свиты обусловлены благоприятным сочетанием ряда факторов: литогенетического, геотектонического и структурного.

Литогенетический фактор: захороненные рассолы явились основой для формирования высокомагнезиальных флюидов, которые при миграции в катагенезе способствовали как доломитизации известняков, так и формированию метасоматических магнетитовых залежей в специфических рифтогенных условиях нагрева карбонатных толщ (Крупенин, Кольцов, 2017). В процессе взаимодействия агрессивных хлоридных рассолов с глинистыми породами в термодинамических условиях глубинного катагенеза происходит обмен магния на железо (Ellis, 1968; Drever, 1971; Мейнард, 1985). Длительное взаимодействие рассолов с терригенно-глинистыми породами в катагенетическом породном бассейне приводит к смене их состава на железисто-магнезиальный. В результате возможно образование метасоматических Fe-магнетитов и брейнеритов (Крупенин, Кольцов, 2017; Крупенин и др., 2019).

По данным Б.Д. Ярдли и Р.Дж. Боднера (Yardley, Bodnar, 2014, фиг. 2.11), соотношение металл/хлорид изменяется на 5 порядков между низко- и высокотемпературными гидротермами (60–400°C). Другими словами, количество моби-

лизованного рассолами Fe^{2+} в восстановительных условиях недр резко возрастает при повышении температуры рассольного флюида. Это важно в случае формирования рассолов в глубоких горизонтах надрифтовой впадины. В высокотемпературной глубинной части породного бассейна формируется магнезиально-железистый хлоридный рассол. При тектонической активизации происходит его миграция и разгрузка в более холодные бортовые части бывшего рифта. При внедрении рассольного флюида в карбонатные породы железо сбрасывается в условиях падения растворимости, и таким образом обеспечивается режим максимального благоприятствования прохождению Fe-метасоматоза с формированием сидероплезита.

Химический состав флюидных включений в сидеритах Бакала, соответствующий крепким эвапоритовым рассолам, был подтвержден специальными исследованиями методом ионной хроматографии (Bottrell et al., 1988) по высоким содержаниям не только хлора и натрия, но и брома, который накапливается в растворе только в условиях эвапоритового сгущения морской воды (Prochaska, Krupenin, 2013). При дальнейшей эволюции состава рассолов концентрации брома сохраняются, являясь устойчивым трассером генетической природы флюидов (McCaffrey et al., 1987; Kesler et al., 1996; Leach et al., 2010). В ходе миграции подобные рассолы обладают высоким потенциалом к выщелачиванию металлов (в частности железа) из глинистых пород (Savard et al., 1998; Chaudhuri, Clauer, 1993; Kharaka, Thordsen, 1992). Взаимодействие флюидов с песчано-глинистыми породами приводит к увеличению доли радиогенного стронция и редкоземельных элементов в растворах (Горохов и др., 1982, 2007, 2019). Как правило, эпигенетические доломиты в рифейском разрезе Южного Урала имеют более высокое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, чем вмещающие известняки (Кузнецов и др., 2008, Семихатов и др., 2009; Kuznetsov et al., 2017). Это отношение в метасоматических магнетитах, железистых магнетитах и сидеритах становится еще выше (Frimell, 1988; Cortecchi, Frizzo, 1993; Кузнецов и др., 2007; Крупенин, Кузнецов, 2009). К примеру, на Саткинских месторождениях осадочные известняки, вмещающие доломиты и магнетиты, имеют среднее отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на уровне соответственно 0.7046, 0.7076 и 0.7137. Аналогичные характеристики для вмещающих известняков, доломитов и железистых магнетитов Исмакаевского месторождения составляют 0.7057, 0.7163 и 0.7180 (Крупенин, Кузнецов, 2009). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в бакальских доломитах и сидеритах достигает еще более высоких значений, в среднем соответственно 0.7277 и 0.7336 (табл. 3).

По мнению ряда исследователей, эволюция магнезиальных рассолов в Mg–Fe-носные флюиды явилась причиной формирования железистых кар-

бонатом после магнезиальных на месторождениях в палеозойских терригенно-карбонатных толщах Центральной Европы (Frimmel, 1988; Radvanec et al., 2004; Prochaska, 2016). Приведенные В. Прохаской (Prochaska, 2016) геохимические доказательства однозначно указывают на происхождение растворов сидеритового месторождения Эрцберг из погружившихся в палеозойские толщи рассолов эвапоритовых бассейнов триаса на этапе рифтогенного растяжения. Гидротермальные флюиды формировались при взаимодействии агрессивных рассолов с вулканогенно-терригенными вмещающими породами в редокс-условиях катагенеза – низкотемпературного метаморфизма (Prochaska, 2016).

Похожие условия, вероятно, были при формировании Fe–Mg метасоматических карбонатов в рифейских толщах Южного Урала. На примере того же Бакальского рудного поля мы видим, что низкожелезистые магнезиты в шуйдинской пачке бакальской свиты сформировались в связи с машакским рифтогенезом в начале среднего рифея, в то время как сидериты – значительно позже, в позднем рифее (Крупенин, 1999; Овчинникова и др., 2018). Другим примером является Исмакеевское месторождение железистых магнезитов (FeO до 5%), образующее залежь общей мощностью до 400 м в отложениях раннего рифея, однако по Sm–Nd данным время формирования магнезитов приходилось на конец среднего рифея, около 1250 млн лет (Крупенин и др., 2016). Кроме того, в 10 км южнее Исмакеево в той же толще известняков обнаружена залежь брейнеритов (FeO до 20.5%) (Крупенин и др., 2019).

Геотектонический фактор формирования сидеритовых руд определяется положением рудного поля в надрифтовой впадине, а именно, в западном борту машакского рифта, где на гренвильском этапе тектоно-термальной активизации могла происходить разгрузка железозносных растворов из глубокопогруженных участков рифтогенного бассейна (надрифтовой впадины). Временной рубеж 1000 млн лет является пограничным для геологического развития восточной окраины Балтики. В этот момент произошла инверсия и смена тектонического режима. Развитие интракратонного осадочного бассейна (надрифтовой впадины) после этого рубежа сменилось на формирование крупного перикратонного бассейна, занявшего широкую область севера и востока (в современных координатах) континента Балтика (Маслов, 1997). В осадочной толще между авзянской свитой среднего рифея и зильмердакской свитой позднего рифея наблюдается длительный перерыв в осадконакоплении вплоть до более 250 млн лет (Маслов и др., 2018; Kuznetsov et al., 2017).

К моменту рудообразования отложения бакальской свиты были погружены под отложения среднего рифея на глубины не более 2.5–3 км. Соответственно, под влиянием геотермического градиента вмещающие породы были нагреты до 120–150°C. В то же время, распределение редкоземельных элементов в рудах и сидерит-анкеритовая термометрия маркируют температуры рудоотложения 250–260°C в центральных частях рудного поля и 180–220°C в периферических зонах (Крупенин, 2017). Относительно высокие температуры гидротермального процесса указывают на то, что Бакальское рудное поле стало на границе среднего и позднего рифея областью разгрузки внутриформационных флюидов, поступавших из более глубоких и, соответственно, более нагретых частей палеогидрогеологического бассейна. Область формирования флюидов располагалась в отложениях нижнего рифея, предположительно, восточнее рудного поля в Машакской рифтогенной зоне, где мощность перекрывающих средне-рифейских отложений резко возрастала при активном вулканогенно-осадочном накоплении (машакская свита) и достигала 6–7 км.

Исследования в нефтегазоносных бассейнах показывают, что разгрузка катагенетических флюидов происходит на этапах тектонической активизации, когда накопившиеся в пределах мощных глинистых толщ газо-водные растворы, возникшие при гидрослюдизации смектитов и обуславливающие аномально высокие пластовые давления, прорываются в верхние горизонты осадочной коры. Эти растворы, смешиваясь с инфильтрационными водами, отдают растворенные в них газы и металлы на этапе падения температуры и давления (Лебедев, 1992). Как предполагается нами, разгрузка гидротермальных Mg–Fe-обогащенных флюидов произошла на регрессивном этапе развития среднерифейского осадочного бассейна, когда под действием восходящих движений в конце авзянского времени (предзильмердакский перерыв в осадконакоплении) сформировалась серия разломов, которые способствовали миграции элизионных флюидов из глубоких частей бассейна в зоны пониженных давлений на его периферии.

Структурный фактор определяет условия формирования залежей с уникальными запасами сидеритовых руд. Это стало возможно благодаря фокусированию флюидного потока в зоне приподнятого, наклоненного и частично размытого в предзигальгинское время (начальный период формирования Машакского грабена) тектонического блока, сложенного породами бакальской свиты. Поднимающиеся растворы задерживались под толщей вышележащих кварцитовидных песчаников зигальгинской свиты, которые к этому времени (конец среднего рифея) были уже заметно уплотнены и имели ничтожную проницаемость (Крупенин, 1999), а также были относительно устой-

чивы и к хрупким деформациям. Гидротермальные железо-магнезиальные хлоридные растворы с пониженным рН производили метасоматическое замещение в карбонатных породах бакальской свиты в зоне примыкания вдоль относительно проницаемой поверхности межформационного несогласия и формировали зональность сидерит–анкерит–доломит.

Образование крупнейшего в мире скопления гидротермально-метасоматических сидеритовых руд на рубеже 1000 млн лет в рифейских отложениях Южного Урала явилось крупным событием в череде формирования других месторождений этого временного отрезка, приходящегося на границу среднего и позднего рифея. Большинство месторождений приурочено к западному борту машакского грабена и локализовано в отложениях раннего и среднего рифея. Можно выделить два этапа минерагенической активности в это время: 1250–1200 и 1000 млн лет.

С первым этапом связано формирование барит-полиметаллических месторождений и проявлений SEDEX-типа в отложениях авзянской свиты, завершающей разрез среднего рифея, флюоритов и железистых магнезитов. Оценка Sm–Nd возраста Fe-магнезитов Исмакаевского месторождения в отложениях раннего рифея составляет 1250 ± 130 млн лет, несмотря на слишком большую ошибку, связанную с неполной когенетичностью магнезитовых образцов, явно тяготеет к этому же этапу (Крупенин и др., 2016). Кроме того, в данном районе к тем же раннерифейским карбонатным отложениям приурочены жильные и гидротермально-метасоматические флюориты Суранского месторождения с возрастом 1230 млн лет (Sm–Nd и Rb–Sr методы) (Крупенин и др., 2012). Детальное изучение последовательности образования генераций флюорита и их геохимических особенностей указывает, что фтор был извлечен из кислых магматических пород Машакского грабена при взаимодействии с катагенетическими рассолами. Это подтверждается как рассольной природой флюидных включений, так и высокими концентрациями P3Э и отрицательной Eu-аномалией в главных генерациях флюорита. В авзянской свите среднего рифея широко проявлена барит-полиметаллическая минерализация (Кужинское и Верхне-Аршинское месторождения и ряд рудопроявлений), формирующая стратифицированные сульфидные руды. Изотопный состав серы сульфидов предполагает первично осадочное рудонакопление в результате циклической сульфатредукции при разгрузке металлоносных термальных эксгаляций во впадинах морского дна ($\delta^{34}\text{S} + 21\text{--}26\text{‰}$) (Крупенин, 2004).

Со вторым этапом, около 1000 млн лет назад, связано формирование сидеритов Бакальского рудного поля. Вероятно, на этом же этапе образовались

залежи метасоматических анкеритов в авзянской свите.

Важно отметить, что в вышележащих отложениях верхнего рифея, несмотря на широкое развитие мощных карбонатных и терригенных толщ (могущих быть как коллекторами, так и источником катагенных флюидов), не наблюдается ни одного месторождения магнезитов и сидеритов. Этот факт подчеркивает важность рубежа среднего и позднего рифея для формирования минерагенического облика региона.

ВЫВОДЫ

1. Выполнено первое изучение Sr–Nd изотопной систематики гидротермально-метасоматических сидеритов на примере Бакальских месторождений – крупнейшего скопления этого типа железных руд в мире.

2. Источник гидротермального флюида, из которого образовались метасоматические сидериты Бакальских месторождений, доказывается как данными по изотопному составу стронция, указывающими на взаимодействие железосодержащих флюидов с терригенно-глинистыми породами осадочного рифейского бассейна, так и данными Nd-систематики, подтверждающими коровую природу флюида.

3. Модель формирования докембрийских сидеритов на гренвильском этапе тектоно-термальной активизации, а не во время машакского рифтогенного события в начале среднего рифея, впервые подтверждается основе Sm–Nd изотопных данных и уточняет первую оценку возраста оруденения Pb–Pb методом. Применение для прямого определения возраста сидеритов двух изотопных систем значительно верифицирует возраст сидеритовых руд Бакальской группы месторождений.

4. Выделенный возрастной рубеж около 1000 млн лет связан с тектонической перестройкой в регионе (восточная окраина Балтики) на границе среднего и верхнего рифея. Этот рубеж имел определяющее значение для формирования ряда стратиформных и гидротермально-метасоматических месторождений на Южном Урале. Именно в это время был сформирован минерагенический облик региона, дальнейшие тектонические перестройки только усложнили строение рудных структур.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность ЦКП Геоаналитик ИГГ УрО РАН за выполнение аналитических работ.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследования проведены при финансовой поддержке госзадания ИГГ УрО РАН № 0393-2016-0022 “Геобиосферные процессы и их отражение в изотопно-геохимических характеристиках осадочных и вулканогенно-осадочных образований” и частично темы FMUW-2021-0003.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д., Крупенин М.Т.* Закономерности распределения железа в породах рифейской сидеритовой формации Бакал (Южный Урал) // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 4. С. 136–143.
- Анфимов Л.В.* Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 1997. 290 с.
- Борщевский Ю.А., Борисова С.Л., Лазур О.Г. и др.* Изотопный состав углерода и кислорода Бакальских и Саткинских месторождений // Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии. Ростов-на-Дону: Изд-во Рост. Ун-та, 1978. С. 98–100.
- Варлаков А.С.* Метаморфизм в связи с диабазами в районе Бакальского рудного поля. М.: Недра, 1967. 141 с.
- Горохов И.М., Варшавская Э.С., Кутявин Э.П., Мельников Н.Н.* Влияние слабого метаморфизма на Rb–Sr системы в осадочных и вулканогенных породах // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 5. С. 81–90.
- Горохов И.М., Мельников Н.Н., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В., Турченко Т.Л.* Sm–Nd систематика тонкозернистых фракций нижнекембрийских “синих глин” Северной Эстонии // Литология и полезные ископаемые. 2007. № 5. С. 536–551.
- Горохов И.М., Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Аракелянц М.М., Ковач В.П., Константинова Г.В., Турченко Т.Л., Васильева И.М.* Изотопная систематика и возраст аутигенных минералов в аргиллитах инзерской свиты Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 2. С. 3–30.
- Гражданкин Д.В., Марусин В.В., Меерт Дж., Крупенин М.Т., Маслов А.В.* Котлинский горизонт на Южном Урале // Докл. АН. 2011. Т. 440. № 2. С. 201–206.
- Давыденко Ю.А.* Угловые стратиграфические несогласия как фактор локализации эндогенного оруденения // Тр. Иркут. Горно-металлург. Ин-та. Благовещенск, 1956. Сер. Геол. Вып. 10. С. 33–39.
- Дружинин И.П.* Циклический тип строения железорудных отложений Бакала (Южный Урал) // Докл. АН СССР. 1971. Т. 196. № 6. С. 1410–1413.
- Дунаев В.А.* Закономерности размещения сидеритов в Бакальском районе (Юж. Урал) // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 4. С. 129–133.
- Заварицкий А.Н.* К вопросу о происхождении железных руд Бакала. М.: Изд-во АН СССР, 1939. 40 с.
- Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Горожанин В.М., Горохов И.М., Ивановская Т.А., Константинова Г.В.* Основание венда на Южном Урале: Rb–Sr возраст глауконитов бакеевской свиты // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 82–96.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Бушарина С.В., Сергеева Н.Д., Падерин И.П.* Цирконовая геохронология машакских вулканитов и проблема возраста границы нижний-средний рифей (Южный Урал). Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 5. С. 1–18.
- Крупенин М.Т.* Условия формирования сидеритонесущей бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1999. 256 с.
- Крупенин М.Т.* Минерагеническое и геодинамическое значение среднерифейского времени на западном склоне Южного Урала // ДАН. 2004. Т. 399. № 4. С. 503–505.
- Крупенин М.Т.* Температурные ограничения метасоматоза Бакальских сидеритовых месторождений по геохимическим данным // Вестник Пермского Университета. Геология. 2017. Т. 16. № 2. С. 167–178.
- Крупенин М.Т., Кольцов А.Б.* Геологическое строение, состав и физико-химическая модель формирования месторождений кристаллического магнетита Южного Урала // Геология руд. месторождений. 2017. Т. 59. № 1. С. 17–40.
- Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б.* Sr-изотопная характеристика магнетитов и вмещающих карбонатных пород, нижний рифей, Южно-Уральская провинция // Литосфера. 2009. № 5. С. 56–71.
- Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В.* Сравнительная Sr–Nd систематика и распределение РЗЭ в типовых магнетитовых месторождениях нижнего рифея Южно-Уральской провинции // Литосфера. 2016. № 5. С. 58–80.
- Крупенин М.Т., Прохаска В., Ронкин Ю.Л.* Стадийность образования флюоритов месторождения Суран (Башкирский мегантиклинорий) по данным изучения лантаноидов, флюидных включений и Sr–Nd систематики // Литосфера. 2012. № 5. С. 126–144.
- Крупенин М.Т., Мичурин С.В., Шарипова А.А., Гараева А.А., Замятин Д.А., Гуляева Т.Я.* Условия формирования Fe–Mg метасоматических карбонатов в нижнерифейских терригенно-карбонатных отложениях Южного Урала // Литология и полез. ископаемые. 2019. № 3. С. 262–277.
- Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Каурова О.К., Крупенин М.Т., Маслов А.В.* Sr-изотопная характеристика и Pb–Pb возраст известняков бакальской свиты (типовой разрез нижнего рифея, Южный Урал) // ДАН. 2003. Т. 391. № 6. С. 794–798.
- Кузнецов А.Б., Крупенин М.Т., Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Маслов А.В., Каурова О.К., Эльмис Р.* Формирование и преобразование карбонатных пород и сидеритовых руд бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал): Sr-изотопная характеристика и Pb–Pb возраст // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 3. С. 227–249.
- Кузнецов А.Б., Крупенин М.Т., Горохов И.М., Маслов А.В., Константинова Г.В., Кутявин Э.П.* Изотопный состав Sr в нижнерифейских карбонатных породах магнетит-содержащей саткинской свиты, Южный Урал // ДАН. 2007. Т. 414. № 2. С. 233–238.
- Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М., Каурова О.К., Крупенин М.Т., Васильева И.М., Гороховский Б.М., Маслов А.В.* Sr-изотопная характеристика и Pb–Pb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Юж-

- ного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 16–34.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Стронциевая изотопная хемостратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3–23.
- Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.
- Лебедев Б.А. Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. Л.: Недра, 1992. 239 с.
- Малахов А.Е. Основные вопросы геологии Бакала // Вопросы развития Бакальской рудной базы. Свердловск: УФАН СССР, 1957. С. 93–112.
- Мартынов К.В. Экспериментальное изучение распределения Mg и Fe между твердыми растворами анкерита и брейнерита в системе $MgCO_3-CaCO_3-FeCO_3$ при 250–450°C и термодинамические свойства анкерита // Геохимия. 1990. № 12. С. 1688–1695.
- Маслов А.В. Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности (эволюция взглядов на условия формирования, литофациальная зональность): Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 220 с.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минералогия, геологические памятники природы). Т. 1. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 351 с.
- Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Лепихина О.П. Источники сноса рифейских бассейнов седиментации области сочленения Русской платформы и Южного Урала: синтез петрографических, петро- и геохимических данных // ДАН. 2003. Т. 389. № 2. С. 219–222.
- Маслов А.В., Ерохин Е.В., Гердес А., Ронкин Ю.Л., Иванов К.С. Первые результаты U–Pb LA-ICP-MS-изотопного датирования обломочных цирконов из аркозовых песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея (Южный Урал) // ДАН. 2018. Т. 482. № 5. С. 558–561.
- Мейнард Дж. Геохимия осадочных рудных месторождений. М.: Мир, 1985. 360 с.
- Наливкин Д.В. Об условиях образования древних немых толщ западного склона Южного Урала. Изд-во ВГРО, 1931. Вып. 70. С. 1100–1103.
- Обручев В.А. Рудные месторождения. 2-е изд., испр. и значит. доп. Ленинград; Москва: ОНТИ. Глав. ред. геол.-развед. и геодезич. лит.-ры, 1935 (Л.: тип. им. Евг. Соколовой).
- Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Горохов И.М., Крупенин М.Т., Гороховский Б.М., Маслов А.В. Pb–Pb возраст и Sr-изотопная характеристика средне-рифейских фосфоритовых конкреций: зигаино-комаровская свита Южного Урала // ДАН. 2013. Т. 451. № 4. С. 430–434.
- Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Крупенин М.Т., Васильева И.М., Каурова О.К. Pb–Pb возраст рифейских магнетитов Бакальского рудного поля // ДАН. 2018. Т. 481. № 5. С. 529–533.
- Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М. Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского антиклинария. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 103 с.
- Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Краснобаев А.А., Стратиграфическая схема стратотипа рифея Южного Урала // Геология. Известия отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 2017. № 23. С. 3–26.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Маслов А.В., Горохов И.М., Овчинникова Г.В. Стратотип нижнего рифея – бурзянская серия Южного Урала: литостратиграфия, палеонтология, геохронология, Sr- и C- изотопные характеристики карбонатных пород // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С. 17–45.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Чумаков Н.М. Изотопный возраст границ общих стратиграфических подразделений верхнего протерозоя (рифей и венда) России: эволюция взглядов и современная оценка // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 16–27.
- Стратотип рифея. Стратиграфия и геохронология. М.: Наука, 1982. 176 с.
- Тимесков В.А. Минералогия карбонатных руд и вмещающих их карбонатных пород Бакальского железорудного месторождения на Южном Урале. Казань: Изд-во Казан. Ун-та, 1963. 213 с.
- Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Ронкин Ю.Л., Бородин Н.С., Прибавкин С.В., Лепихина О.П. Sm–Nd-, Rb–Sr-возраст габброидов, гранитоидов и титаномagnetитовых руд из расслоенных интрузий Кусинско-Компанского комплекса (Южный Урал) // ДАН. 2010. Т. 432. № 5. С. 650–654.
- Холодов В.Н., Бутузова Г.Ю. Сидеритообразование и эволюция осадочного железорудного процесса в истории Земли // Геология руд. месторождений. 2008. Т. 50. № 4. С. 338–361.
- Яницкий А.Л., Сергеев О.П. Бакальские железорудные месторождения и их генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 112 с.
- Annovitz L.M. & Essene E.J. Phase equilibria in the system $CaCO_3-MgCO_3-FeCO_3$ // J. Petrol. 1987. V. 28. Part 2. P. 389–414.
- Bottrell S.H., Yardley B.W.D., Buckley F. A modified crush-leach method for the analysis of fluid inclusion electrolytes // Bull Mineral. 1988. V. 111. P. 279–290.
- Castorina F., Masi U. REE- and Nd-isotope evidence for the origin of siderite from the Jebel Awam deposit (Central Morocco) // Ore Geol. Rev. 2008. V. 24. P. 337–342.
- Chaudhuri S., Clauer N. Strontium isotopic compositions and potassium and rubidium contents of formation waters in sedimentary basins: Clues to the origin of the solutes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1993. V. 57. № 3. P. 429–437.
- Cortecci G., Frizzo P. Origin of siderite deposits from the Lombardy Valleys, northern Italy: a carbon, oxygen and strontium isotope study // Chem. Geol. (Isot. Geosci. Section). 1993. V. 105. № 4. P. 293–303.
- Drever J.I. Magnesian–iron replacement in clay minerals in anoxic marine sediments // Science. 1971. V. 172. № 3990. P. 1334–1336.
- Ellis A.J. Natural hydrothermal systems and experimental hot water/rock interaction: reaction with NaCl solutions and trace metal extraction // Geochim. Cosmochim. Acta. 1968. V. 32. P. 1356–1363.

- Ellmies R., Voightlaender G., Germann K., Krupenin M.T., Moeller P.* Origin of giant stratabound deposits of magnesite and siderite in Riphean carbonate rocks of the Bashkir mega-anticline, Western Urals // *Geol. Rundsch.* 1999. 87. P. 589–602.
- Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Hamilton M.* Geochemical characterization of precambrian magmatic suites of the southeastern margin of the East European craton, Southern Urals, Russia // *Геологический сборник. № 5. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2006. С. 119–161.*
- Frimmel H.* Strontium isotopic evidence for the origin of siderite, ankerite and magnesite mineralizations in the Eastern Alps // *Mineral. Deposita.* 1988. V. 23. № 2. P. 268–275.
- Kharaka Y.K., Thordsen J.J.* Stable isotope geochemistry and origin of waters in sedimentary basins // In: Chaudhuri S., Clauer N. (Eds.). *Isotopic Signatures and Sedimentary Records – Lecture Notes in Earth Sciences, 47.* Berlin: Springer-Verlag, 1992. P. 411–466.
- Kesler S.E., Martini A.M., Appold M.S., Walter L.M., Huston T.J., and Furman F.C.*, Na-Cl-Br-systematics of fluid inclusions from Mississippi Valley-Type deposits, Appalachian basin: constraints on solute origin and migration paths // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1996. V. 60. P. 225–233.
- Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Vasilyeva I.M.* Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion // *Precambrian Res.* 2017. V. 298. P. 157–173.
- Leach D., Taylor R.D., Fey D.L., Diehl, S.F., Saltus R.W.* Deposit model for Mississippi valley-type lead-zinc ores. *Sci. Investig. Rep.*, 5070–A, U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, 2010. 52 p.
- McCaffrey M.A., Lazar B., Holland H.D.* The evaporation path of seawater and the coprecipitation of Br⁻ and K⁺ with halite // *J. Sedim. Petrol.* 1987. V. 57. № 5. P. 928–937.
- Pohl W.* Comparative geology of magnesite deposits and occurrences. Magnesite – geology, mineralogy, geochemistry, formation of Mg-carbonates. Moeller P. (Ed.). Monograph series on mineral deposits 28, Gebruder Borntraeger, Berlin–Stuttgart, 1989. 1–13.
- Prochaska W.* Genetic concepts on the formation of the Austrian magnesite and siderite mineralizations in the Eastern Alps of Austria // *Geologia Croatica.* 2016. 69/1. P. 31–38.
- Prochaska W., Krupenin M.T.* Evidence of inclusion fluid chemistry for the formation of magnesite and siderite deposits in the Southern Urals // *Mineral. Petrol.* 2013. V. 107(1). P. 53–65.
- Radvanec M., Grecula P., Zak K.* Siderite mineralization of the Gemericum superunit (Western Carpathians, Slovakia): review and a revised genetic model // *Ore Geol. Rev.* 2004. V. 24. № 3/4. P. 267–298.
- Redlich K.A.* Der steirische Erzberg. Bergbau Steiermarks. H. G. Leoben, 1916.
- Savard M.M., Sangster D.F., Burt M.D.* Isotope geochemistry of sideritized host rocks, Walton Ba deposit, Kennetcook sub-basin, Nova Scotia, Canada // *Econ. Geol.* 1998. V. 93. № 6. P. 834–844.
- Yardley W.D., Bodnar R.J.* Fluids in the Continental Crust // *Geochemical Perspectives.* 2014. V. 3 (1). P. 1–127.