

УДК 551.72+550.42

РАННЕВЕНДСКАЯ ПОЛОЖИТЕЛЬНАЯ С-ИЗОТОПНАЯ АНОМАЛИЯ В ИЗВЕСТНЯКАХ ЧЕРНОРЕЧЕНСКОЙ СВИТЫ ИГАРСКОГО ПОДНЯТИЯ (СЕВЕРО-ЗАПАД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

© 2023 г. Б. Б. Кочнев^{a, b, *}, Б. Г. Покровский^c, А. Б. Кузнецов^d, В. В. Марусин^{a, b},
О. К. Каурова^d, Н. В. Быкова^{a, b}, Н. А. Иванова^e

^aИнститут нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
просп. акад. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

^bНовосибирский государственный университет,
ул. Пирогова, 1, Новосибирск, 630090 Россия

^cГеологический институт РАН,
Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

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

^eСибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (АО «СНИИГГиМС»),
Красный просп., 67, Новосибирск, 630091 Россия

*e-mail: kochnevbb@ipgg.sbras.ru

Поступила в редакцию 23.08.2022 г.

После доработки 22.12.2022 г.

Принята к публикации 09.01.2023 г.

В карбонатных осадочных породах и в рассеянном органическом веществе чернореченской свиты докембрия Игарского поднятия установлена высокоамплитудная (до +12.4‰) положительная аномалия $\delta^{13}\text{C}$, охватывающая интервал разреза мощностью более 500 м. Вариации кривых $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ синхронны и не зависят от условий формирования известняков, которые накапливались в различных частях карбонатного рампа. Изотопный состав кислорода и иные геохимические критерии указывают на незначительное влияние постседиментационных изменений и хорошую сохранность изотопных систем. Исходя из вариаций содержаний малых элементов в карбонатной фракции, в стратотипическом разрезе чернореченской свиты чередуются интервалы, формировавшиеся в аноксических и в более окисленных условиях, что также не влияло на изотопный состав углерода. Показано, что известняки, обнажающиеся на о. Плахинский и содержащие обильные текстуры *molag-tooth*, по своему химическому и изотопному составу также относятся к чернореченской свите. Вероятной причиной крупной положительной аномалии $\delta^{13}\text{C}$ является глобальный дефицит изотопа ^{12}C в палеоокеане из-за накопления метангидратов и захоронения неокисленной органики. Минимальные значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для чернореченской свиты составляют 0.7074, что в сочетании с другими геохронологическими и стратиграфическими данными позволяет относить ее к нижнему эдиакарию/нижнему венду (635–580 млн лет). Ближайшим стратиграфическим аналогом чернореченской свиты являются отложения дальнотайгинской серии Патомского района и сопоставляемые с ней толщи на юге Сибирской платформы, а глобальный характер установленной положительной аномалии $\delta^{13}\text{C}$ позволяет коррелировать ее с одновозрастными С-изотопными событиями других регионов Мира.

Ключевые слова: эдиакарий, венд, геохимия изотопов С, О и Sr, хемотратиграфия, Сибирская платформа, Игарское поднятие.

DOI: 10.31857/S0024497X23700088, **EDN:** BWGMIW

Эдиакарий (635–539 млн лет) Международной хроностратиграфической шкалы [Geological ..., 2020] и близкий к нему по возрастному диапазону венд Общей стратиграфической шкалы России (640–530 млн лет) в его уточненном понимании [Семихатов и др., 2015; Grazhdankin et al., 2020] характеризуются наиболее высокоамплитудными

и глобально прослеживаемыми вариациями изотопного состава углерода в осадочных карбонатных породах в геологической истории. Происхождение как положительных, так и отрицательных аномалий в отложениях этого возраста несколько десятилетий является предметом обширных дискуссий [Magaritz et al., 1986; Покров-

ский, Миссаржевский, 1993; Kaufman, Knoll, 1995; Walter et al., 2000; Halverson et al., 2010; Xiao et al., 2016; Покровский и др., 2021 и ссылки в работах]. Несмотря на это, выраженные экскурсы кривых $\delta^{13}\text{C}$ в позднедокембрийских карбонатных толщах давно и широко используются для региональных и глобальных корреляций. Не меньшее значение для этого имеют вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, происхождение которых связывается с глобальными тектоническими циклами [Xiao et al., 2016; Kuznetsov et al., 2017].

На Сибирской платформе позднедокембрийские карбонатные толщи с аномально-тяжелым ($\delta^{13}\text{C}$ до $+8...+10\text{‰}$) изотопным составом углерода известны главным образом в разрезах ее южной периферии: в Прибайкалье [Хабаров, Пономарчук, 2005], на Патомском нагорье [Покровский и др., 2006а, 2021; Покровский, Буякайте, 2015], в Юдомо-Майском прогибе [Семихатов и др., 2004], а также на Хараулахском поднятии, расположенном на северо-восточной окраине Сибирской платформы [Хабаров, Изох, 2014]. Менее амплитудные положительные аномалии близкого возраста установлены в Присаянье [Kaufman et al., 2011], на Оленекском поднятии [Knoll et al., 1995] и во внутренних районах Сибирской платформы [Кочнев и др., 2018]. Возраст этих стратиграфических подразделений на основе региональных корреляций, других хемотратиграфических данных, палеонтологических находок, а также U-Pb и Pb-Pb датировок по обломочным цирконам и непосредственно по осадочным карбонатам может быть оценен в интервале 635–580 млн лет [Покровский и др., 2006а; Воробьева и др., 2008; Голубкова и др., 2010; Чумаков и др., 2013; Rud'ko et al., 2021], что позволяет относить их к нижнему венду Общей стратиграфической шкалы в ее уточненном [Семихатов и др., 2015] варианте.

В настоящей работе представлены результаты геохимических и изотопных исследований известняков чернореченской свиты позднего докембрия Игарского поднятия, где обнаружены породы с аномально-высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$. Полученные с помощью комплекса современных методов, они позволяют существенно уточнить возраст, региональную и глобальную корреляцию этой толщи, а также сделать предположения относительно причин происхождения крупной позитивной аномалии $\delta^{13}\text{C}$ в отложениях этого стратиграфического уровня.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СТРАТИГРАФИЯ

Игарское поднятие, расположенное на северо-западной окраине Сибирской платформы, представляет собой крупную (130×40 км) положи-

тельную структуру меридионального простирания (рис. 1), в пределах которой широко распространены вулканогенно-осадочные образования позднего докембрия. К востоку эти толщи постепенно погружаются под палеозойский осадочный чехол платформы, а на западе перекрыты мезозойскими отложениями Западно-Сибирской плиты. Реконструкция осадочной последовательности затруднена интенсивными складчатыми и сдвиговыми деформациями, а также слабой обнаженностью, которая сосредоточена вдоль берегов крупных рек. Последнее обстоятельство частично восполняется информацией по колонковым скважинам [Козлов и др., 1988, 1992]. В сочетании с недостатком кондиционных данных о возрасте отложений, такая ситуация обусловила весьма широкий спектр взглядов на стратиграфию докембрия Игарского поднятия (см. обзор в работе [Стратиграфия ..., 2005]).

В настоящей работе принята схема расчленения разреза, отраженная в легенде Государственной геологической карты [Геологическая ..., 1984], дополненная детальными описаниями опорных разрезов [Козлов и др., 1992] и новыми данными о возрасте отложений [Kochnev et al., 2022] (см. рис. 1в). Согласно этим построениям, чернореченская свита с размывом в основании залегает на различных стратиграфических уровнях верхов среднего – верхнего рифея. Минимальные U-Pb возрасты обломочных цирконов из подстилающих чернореченскую свиту песчаников губинской свиты составляют 716 ± 10 млн лет, что в сочетании с Pb-Pb датировкой 610 ± 50 млн лет из известняков чернореченской свиты позволяет ограничить ее максимальный возраст как самый поздний рифей–венд [Kochnev et al., 2022]. Наиболее полный стратотипический разрез чернореченской свиты обнажается в среднем и нижнем течении р. Черная в 7–15 км от устья (обн. 1817–1825, см. рис. 1б, 2). Кроме того, отдельные фрагменты разреза изучались нами в нижнем течении р. Сухариха (обн. 1804–1805), по правому берегу р. Енисей в 4 км ниже устья р. Сухариха (обн. 1814) и на острове Плахинский в 50 км к северу от пос. Игарка (обн. 2005) (см. рис. 1б). Также использованы данные наших предшественников по скважинам [Геологическая ..., 1984; Козлов и др., 1992; Стратиграфия ..., 2005]. В типовом разрезе по р. Черная чернореченская свита разделяется на 5 пачек [Козлов и др., 1992] (см. рис. 2).

Базальные слои чернореченской свиты наблюдались нами в обнажении 1814 (67.16766° с.ш., 86.71045° в.д.), где они представлены конглобрекциями с обломками подстилающих пород губинской свиты в песчано-карбонатном матриксе (см. рис. 1б, 2, 3а). Вверх по разрезу содержание грубообломочной примеси и доломитового компонента в матриксе быстро снижается, и основ-

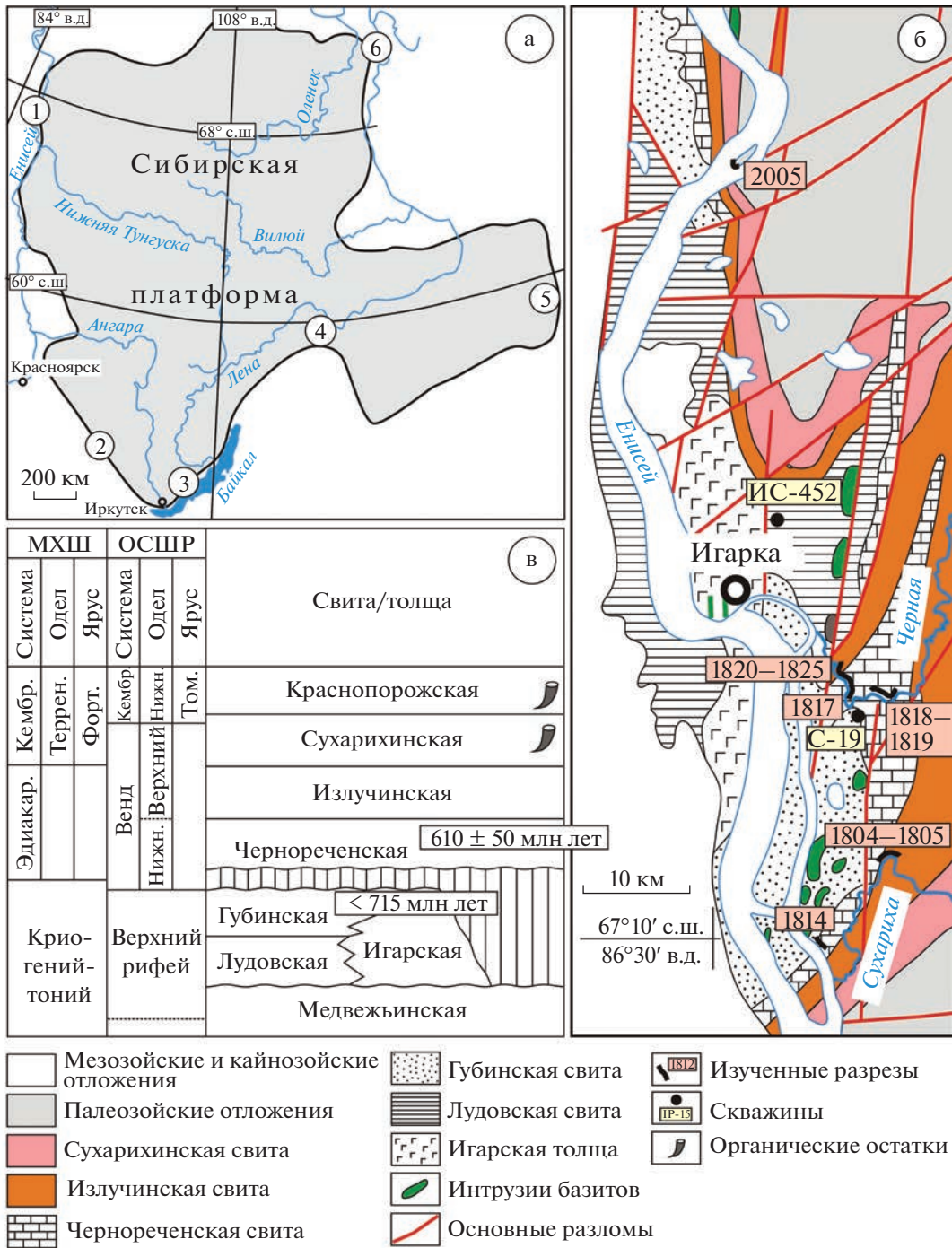


Рис. 1. Обзорная карта (а), схема геологического строения и расположения изученных разрезов, составленная по материалам [Геологическая ..., 1984] (б), принятая в работе стратиграфическая схема докембрийских отложений Игарского поднятия (в).
а – 1–6 – местоположение разрезов венда, упомянутых в тексте: 1 – Игарское поднятие, 2 – Бирюсинское Присянье, 3 – Прибайкалье, 4 – Патомское нагорье (Уринское поднятие), 5 – Юдомо-Майский прогиб, 6 – Хараулахское поднятие.
в – сокращения: МХШ – Международная хроностратиграфическая шкала, ОСШР – Общая стратиграфическая шкала России, кембр. – кембрий, эдиакар. – эдиакарий, террен. – терренувский, форт. – фортунский, том. – томмотский. Геохронологические датировки приведены по [Kochnev et al., 2022].

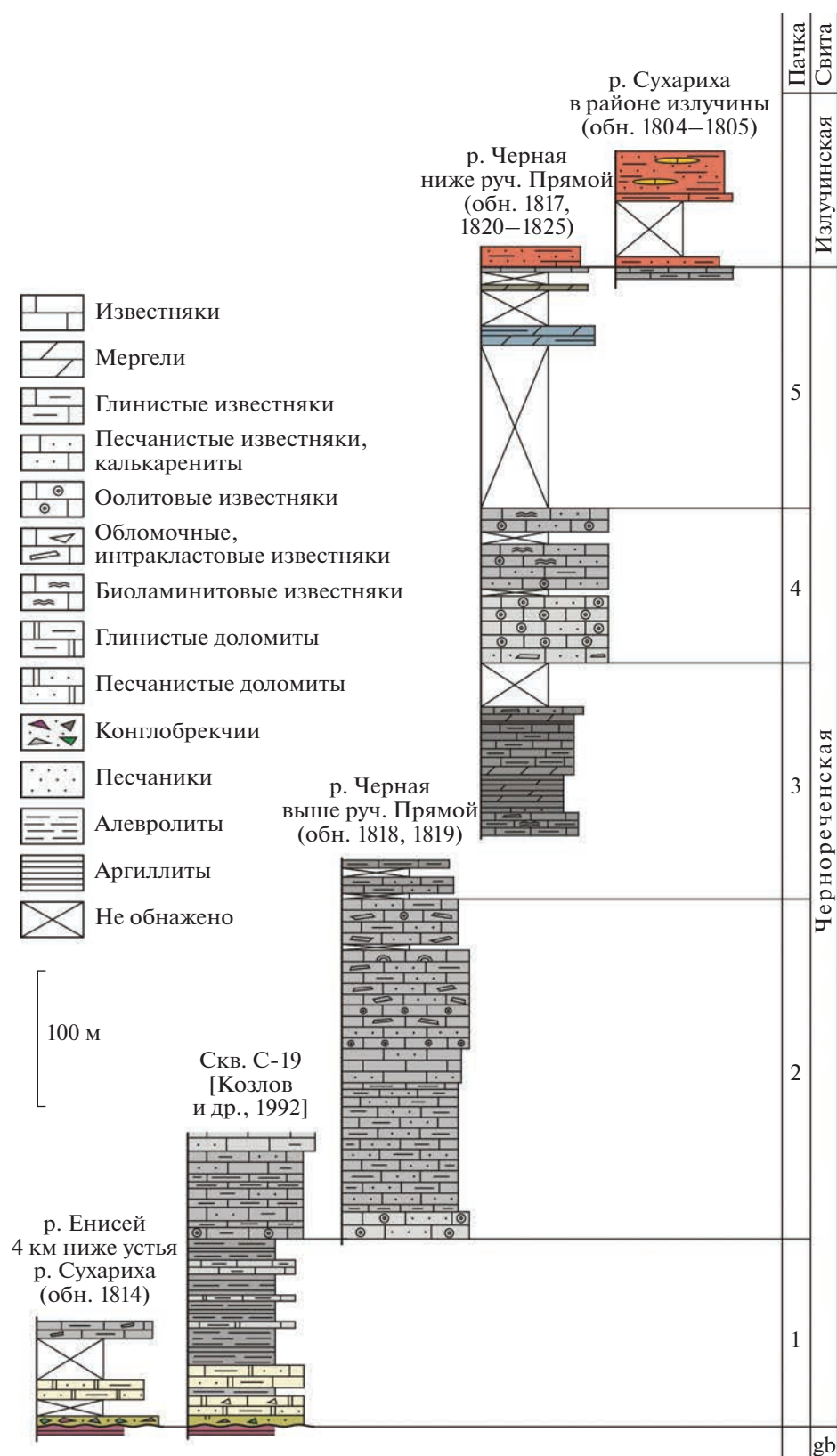


Рис. 2. Корреляция разрезов чернореченской свиты в стратотипическом районе (реки Черная, Енисей, Сухариха). Расположение разрезов см. рис. 1б; gb – губинская свита; цвета пачек на рисунке приближены к естественной окраске пород.

ной объем пачки 1, имеющей общую мощность 130 м и наиболее полно вскрытой в скв. С-19 на р. Черная [Козлов и др., 1992] представлен глинисто-алевритистыми известняками, мергелями и известковистыми параллельно- и волнисто-слоистыми алевролитами (см. рис. 2).

Вторая пачка чернореченской свиты мощностью 250 м полностью обнажена по р. Черная выше устья руч. Прямой (обн. 1818–1819; см. рис. 1б, 2; основание разреза 67.37504° с.ш., 86.79731° в.д.), где слагает восточное крыло крупной антиклинальной складки [Козлов и др., 1992]. Пачка сложена сероцветными известняками с примесью силикокластического материала (10–20%) алевритово-песчаной размерности. В шлифах преобладают калькаренитовые, мелкообломочные, реже оолитовые (см. рис. 3ж) разности. Макроскопически наблюдается градационная, линзовидная, бугорчатая, реже одно- и разнонаправленная косая слоистость с амплитудой отдельных косых серий и мощностью циклов от 5–7 до 30–40 см; разнообразные текстуры оползания (см. рис. 3б), слепки промоин; в отдельных слоях встречаются пластовые строматолиты (биоламиниты). Переходы к выше- и нижележащим отложениям пачек 1 и 3 выражены в увеличении содержания терригенной примеси и в появлении более тонкоплитчатых разностей.

Третья и четвертая пачки обнажены по р. Черная ниже устья руч. Прямой в обн. 1817 (основание разреза 67.37588° с.ш., 86.76619° в.д.), который надстраивается в расположенных вниз по течению р. Черная обнажениях 1820–1823 (см. рис. 1б, 2). В составе третьей пачки преобладают темно-серые и черные массивные и плитчатые до листоватых, глинистые и алевритистые известняки и мергели, до известковистых аргиллитов. Преобладает тонкая параллельная, полого-волнистая и бугорчатая слоистость, зачастую осложненная изоклинальными и более сложными складками дециметрового и метрового масштаба, часть из которых, возможно, имеет синседиментационную природу (см. рис. 3в). Отмечаются отдельные прослои мощностью до 10 см перекристаллизованных известняков с тонкой вертикальной отдельностью (“шестоватые известняки”) – [Козлов и др., 1992]. Мощность третьей пачки – около 170 м.

Четвертая пачка мощностью 115–120 м сложена сероцветными, преимущественно массивными и толстоплитчатыми известняками. Преобладают микритовые, калькаренитовые и интракластовые известняки с линзовидной и бугорчатой слоистостью. Встречаются интракластовые разности (см. рис. 3д), в тонкоплитчатых глинистых известняках отмечены трещины синерезиса (см. рис. 3г), иногда наблюдается тонкая волнистая биоламинитовая слоистость.

Пятая пачка мощностью до 180 м ввиду преобладания в ее составе неустойчивых к выветриванию глинистых пород плохо обнажена в естественных разрезах, что отчасти восполняется данными колонкового бурения [Козлов и др., 1988, 1992]. В нижнем течении р. Черная обнажены только верхние 30–40 м этой пачки, где преобладают серые и зеленовато-серые тонко- параллельно-слоистые известковистые алевролиты и мергели с отдельными прослоями глинистых известняков. Контакт между чернореченской свитой и перекрывающей ее излучинской свитой наблюдался нами в двух обнажениях: на р. Сухариха в районе ее северной излучины (обн. 1805; 67.24343° с.ш., 86.87489° в.д.) и по р. Черная в 3 км ниже устья руч. Прямой (обн. 1825; 67.38821° с.ш., 86.76122° в.д.) (см. рис. 1б, 2). Четкой границы между свитами нет, и наблюдается постепенный переход, который снизу вверх по разрезу выражен в смене сероцветной окраски пород на красноцветную, алевритовой размерности обломочного материала на песчаную и в уменьшении доли известкового материала, который в низах излучинской свиты локализован в виде отдельных маломощных (1–10 см) прослоев и линз, сложенных желтовато-серыми сильно глинистыми и песчанистыми известняками. Мощность переходного интервала составляет 15–20 м, а суммарная мощность чернореченской свиты в типовом разрезе (рис. 4) составляет не менее 800–850 м. Излучинская свита мощностью до 800–1000 м, сложенная красноцветными песчаниками и алевролитами с отдельными горизонтами конгломератов, в свою очередь согласно перекрывается сухарихинской свитой мощностью 650 м, содержащей в верхней части окаменелости кембрийского возраста [Kouchinsky et al., 2007].

Второй изученный нами разрез расположен на о. Плахинский на р. Енисей (обн. 2005 (см. рис. 1б); основание разреза 67.81381° с.ш., 86.50103° в.д.), где известняки чернореченской свиты, деформированные серией складок, обнажены в верхней части острова [Козлов и др., 1988]. В отличие от стратотипа, разрез о. Плахинский (рис. 5) менее разнообразный по литологическому составу: в нем доминируют темно-серые, до черных глинистые микритовые известняки. Преобладает параллельная, полого-волнистая и бугорчатая слоистость. Характерной особенностью, не отмеченной в предыдущих работах, является широкое (не менее 70–80% от изученного разреза) распространение текстур “коренного зуба” (molar-tooth structures), наиболее хорошо проявленных на выветрелых поверхностях и ориентированных как вдоль, так и поперек слоистости. Они представляют собой системы трещин и складок различного (от нескольких мм до первых десятков см) масштаба, выполненных микроспаритовым кальцием, которые в различной степени деформируют

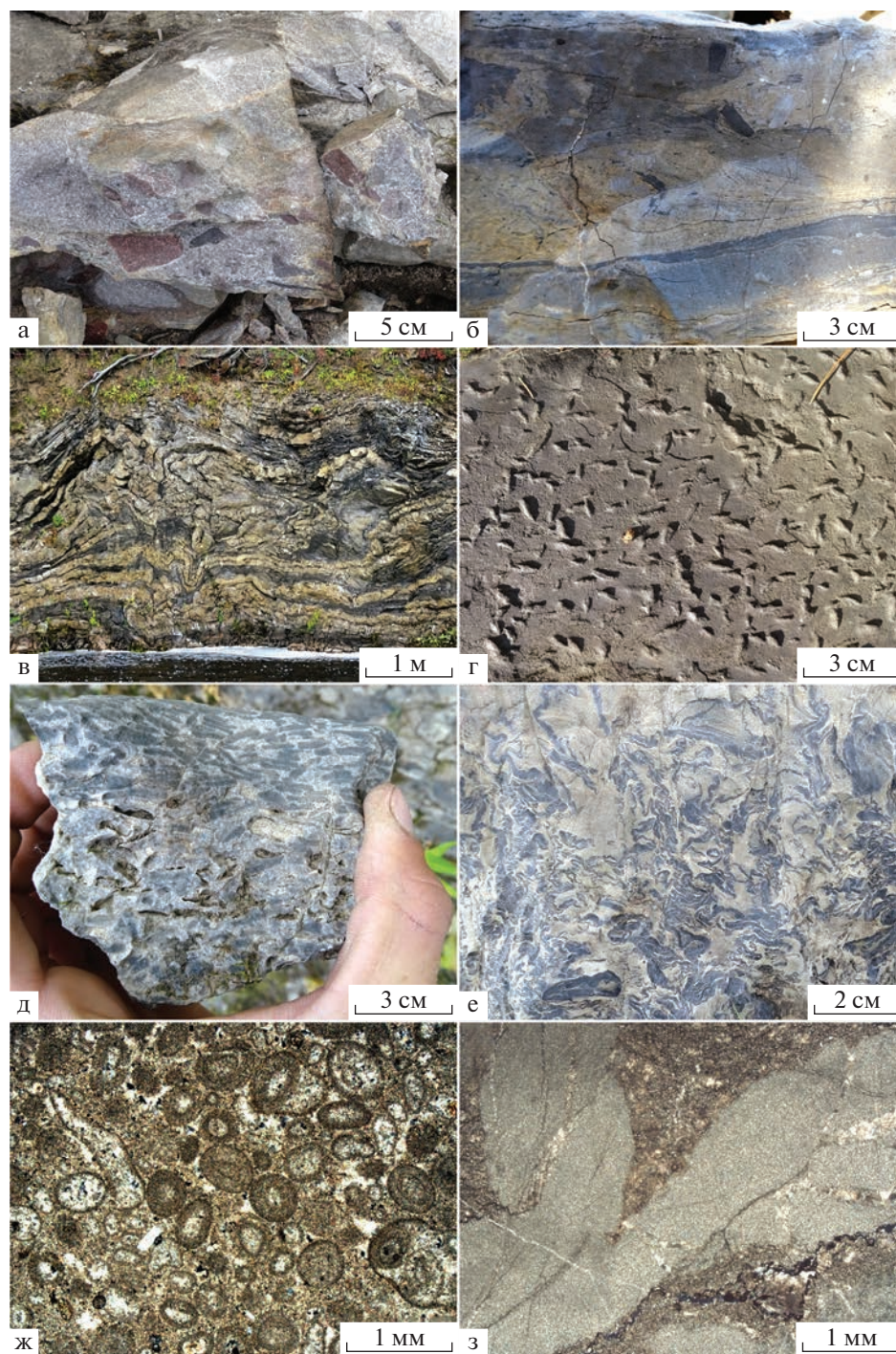


Рис. 3. Некоторые характерные литотипы чернореченской свиты.

а — базальные конглобрекции в низах 1 пачки с обломками красноцветных песчаников и алевролитов губинской свиты, обн. 1814, р. Енисей; б — обломочные известняки 2 пачки с текстурами оползания осадка, обн. 1819, р. Черная; в — сложная складчатость в известняках пачки 3, обн. 1820, р. Черная; г — трещины синерезиса в глинистых известняках 4 пачки, обн. 1822, р. Черная; д — известняковые плоскогалечные конгломераты с калькаренитовым цементом, 4 пачка, обн. 1822, р. Черная; е — текстуры molar-tooth на выветрелом поперечном сечении слоя известняка, обн. 2005, о. Плахинский; ж, з — микроструктуры известняков в петрографических шлифах (ж — оолитовый известняк, пачка 2, обр. 1819-20, р. Черная, з — микроспаритовое выполнение текстур molar-tooth в карбонатном матриксе, обр. 2005-31, о. Плахинский).

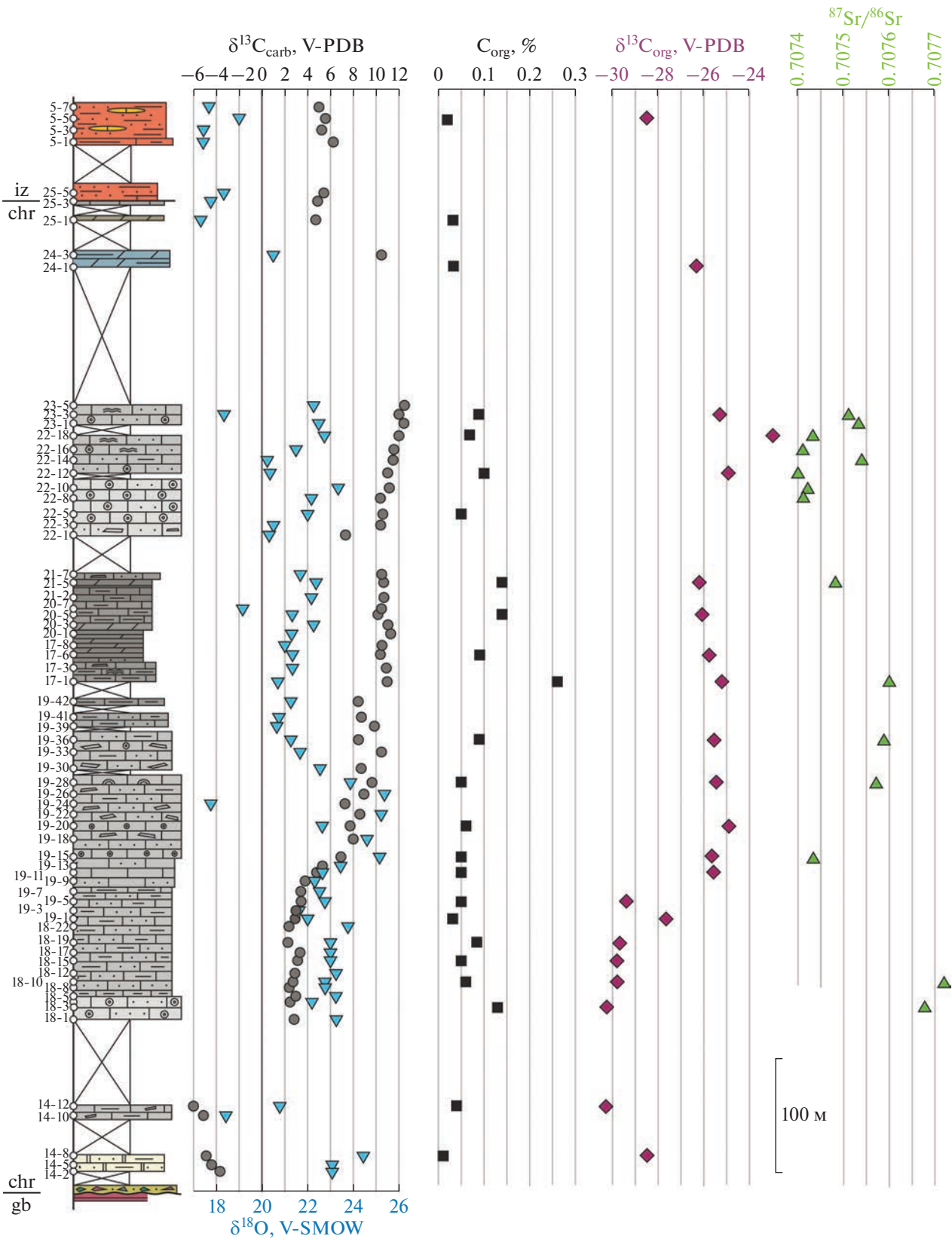


Рис. 4. Сводный разрез и изотопно-геохимические характеристики чернореченской свиты стратотипического района. Индексы свит: iz – излучинская, chr – чернореченская, gb – губинская.

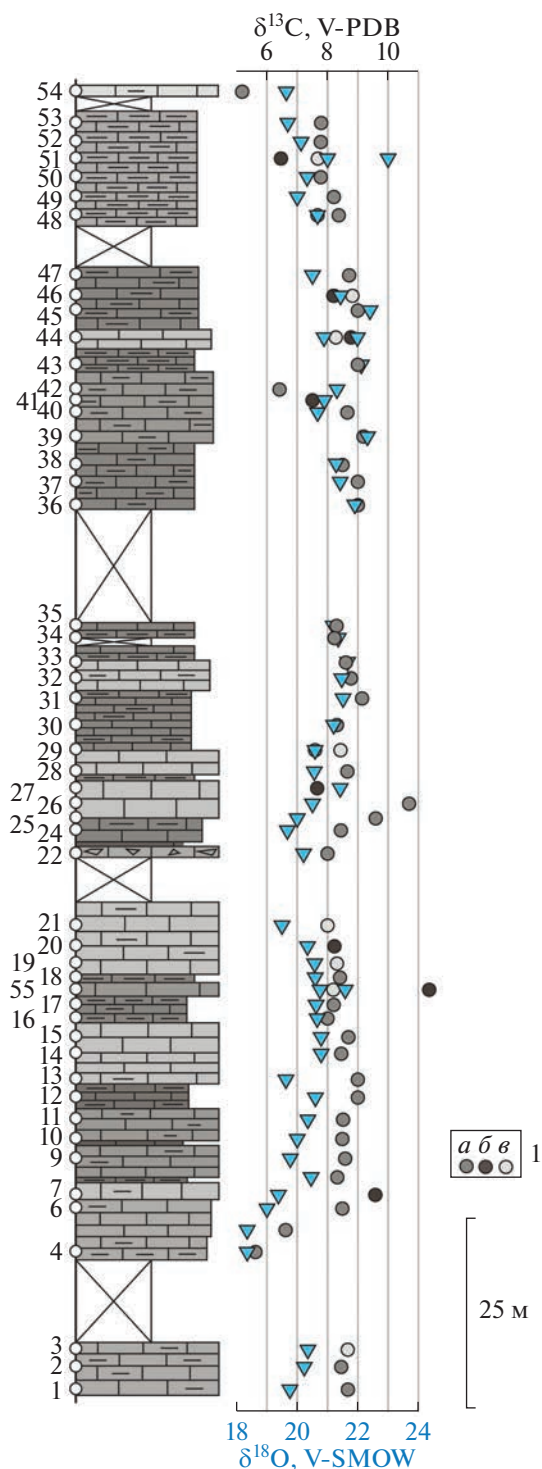


Рис. 5. Литологическая колонка, изотопный состав карбонатного углерода и кислорода известняков чернореченской свиты в разрезе 2005 (о. Плахинский, р. Енисей).
1 – значения $\delta^{13}\text{C}$ (а – валовая проба, б – микроспаритовый кальцит, выполняющий трещины в текстурах molar-tooth, в – матрикс, вмещающий трещины).

первичную слоистость осадка (см. рис. 3е, 3з). В изученном непрерывном фрагменте разреза мощностью 173 м (подошва и кровля свиты здесь не обнажены) не выделяется сколько-нибудь отчетливых маркирующих горизонтов, поэтому корреляция разреза о. Плахинский со стратотипом возможна лишь в самом общем виде и лишь с использованием хемотратиграфических данных, приведенных ниже.

Предыдущие данные о возрасте чернореченской свиты включают в себя обширные списки микрофитолитов [Козлов и др., 1992], не имеющих на сегодняшний день стратиграфического значения. На основании этих данных и общего сходства состава, чернореченскую свиту, в частности, сопоставляли с той или иной частью разреза рифея Туруханского поднятия, расположенного в 200 км южнее [Козлов и др., 1988; Хоментовский, 2006]. Имеющиеся указания на возможные находки бесскелетных макроорганизмов эдиакарского типа в средней части чернореченской свиты, которые могли бы указывать на поздневендский возраст [Козлов и др., 1992], не подтвердились нашими целенаправленными поисками. Вероятнее всего, за округлые отпечатки были приняты деформированные гальки аргиллитов в глинистых известняках третьей пачки. Таким образом, до недавнего времени возраст чернореченской свиты принимался как поздне-рифейский [Геологическая ..., 1984; Хоментовский, 2006], либо как вендский [Стратиграфия ..., 2005; Советов, 2018].

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Образцы для литологических, геохимических и изотопных исследований отбирались в зависимости от характера обнаженности и мощности разрезов с интервалом от 3 до 10 м, из которых в большинстве случаев для изучения использовалась лишь часть коллекций. При отборе предпочтение отдавалось породам с минимальными макроскопическими признаками постседиментационных изменений (трещиноватость, прожилки кальцита, следы дробления и перекристаллизации, вторичное окрашивание). Для изучения химического состава карбонатной фракции и изотопного состава углерода, кислорода и стронция, порции порошка были получены высверливанием из наименее визуально измененных участков среза предварительно распиленных образцов. Для изучения содержаний органического углерода и его изотопного состава использовались измельченные валовые образцы породы массой 30–40 г.

Изучение химического состава известняков проводилось в 2 этапа. На первом этапе, целью которого был отбор образцов для последующего изучения изотопного состава стронция, навески

порошков массой около 100 мг растворялись в 1 N растворе HCl при слабом (до 50–60°C) нагревании; нерастворимый остаток промывался, высушивался и взвешивался. Измерение концентраций Ca, Mg, Fe, Mn и Sr в растворе проведено на атомно-эмиссионном спектрометре ICPE-9000 (Shimadzu Corp.) в Ресурсном центре методов анализа состава вещества СПбГУ, Санкт-Петербург. Всего было изучено 20 образцов из типового разреза чернореченской свиты в разрезе по р. Черная и Енисей и 56 образцов из разреза на о. Плахинский.

Второй этап включал определение содержания элементов-примесей в карбонатной фракции, полученной методом ступенчатого растворения. Было изучено 20 образцов из типового разреза. Использовалась методика, предложенная в работах [Clarkson et al., 2014; Paula-Santos et al., 2020] и адаптированная Г.А. Докукиной в Лаборатории изотопно-аналитической геохимии ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, ИГМ СО РАН, Новосибирск. Она заключается в использовании для разложения карбоната более слабого (0.1 N), чем на предыдущем этапе, раствора специально подготовленной (многократно перегнанной с целью глубокой очистки) соляной кислоты, что, по мнению авторов методики, должно минимизировать попадание в раствор элементов из некарбонатной фракции осадочной породы (оксиды и гидроксиды, глинистые минералы, алюмосиликаты и др.). Навеска порошка породы массой около 100 мг после взвешивания подвергалась первичной обработке HCl объемом 2 мл в течение 60 мин, после чего промывалась специально очищенной с помощью фильтров Multipore водой, центрифугировалась, высушивалась при 100°C в течение 24 ч и взвешивалась с точностью до 0.01 мг. На этой стадии растворялось от 15 до 20% от первоначальной массы образца (фракция L1), включающие наиболее легкорастворимые, в т.ч. раннедиагенетические фракции карбоната. Далее проводилась вторая стадия обработки образца раствором HCl объемом 10 мл в течение 60 мин с последующей промывкой осадка водой, которая добавлялась к основной порции раствора. Нерастворенный остаток также высушивался и взвешивался аналогично предыдущей стадии обработки. На этой стадии растворялось около 40 мас. % образца (фракция L2), в которые, как считается, входят главные фазы первично осадочного карбоната [Paula-Santos et al., 2020]. Далее растворы разбавлялись до необходимых концентраций и последующего определения содержаний элементов. Содержания Mn, Fe, Sr, Na, Al, Si, P, K, Sc, Ti, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Y, Zr, Nb, Mo, Cd, редкоземельных элементов (РЗЭ), Hf, Ta, Pb, Th и U в растворе в пересчете на твердое вещество определялись методом ICP-MS на масс-спектрометре Element

(Finnigan MAT) согласно методике [Николаева и др., 2008]; погрешность определений составляла до 5 отн. %.

Изучение изотопного состава углерода и кислорода проведено в ГИН РАН (г. Москва) на масс-спектрометре Thermoelectron Delta V Advantage с установкой Gas Bench II. Разложение проб и стандартов C-O-1 и NBS-19 проводилось с помощью H_3PO_4 при 50°C. Значения $\delta^{13}C$ приводятся в промилле (‰) относительно стандарта V-PDB; значения $\delta^{18}O$ приведены относительно стандарта V-SMOW. Точность определения $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ составляет ± 0.2 и ± 0.1 ‰ соответственно.

Изучение содержания C_{org} в породе проводилось в АО “СНИИГГиМС” (г. Новосибирск) по стандартной методике, включающей обработку навески породы HCl, прокаливание нерастворимого остатка в токе кислорода с измерением количества образовавшегося CO_2 кулонометрическим методом. Изотопный состав органического углерода определялся в Томском филиале АО “СНИИГГиМС” (аналитик Н.Л. Падалко) на масс-спектрометре Delta V Advantage. Пробоподготовка проводилась согласно методике, описанной в работе [Методические ..., 1991].

Изотопный состав стронция изучен по 14 образцам из типового разреза чернореченской свиты, отобранным по результатам геохимического изучения согласно разработанным ранее критериям [Кузнецов и др., 2005, 2014]. Измерения проводились на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в ИГГД РАН, Санкт-Петербург. Средние значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в стандартных образцах NIST SRM 987 и EN-1 составляли в период работы соответственно 0.710289 ± 0.000005 ($2\sigma_{ср\text{едн}}$, $n = 28$) и 0.709213 ± 0.000008 ($2\sigma_{ср\text{едн}}$, $n = 7$).

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Макро- и микроэлементный химический состав карбонатных пород

За исключением базальных слоев чернореченской свиты, где в составе карбонатной фракции осадочных пород преобладает доломит, изученные образцы в обоих разрезах представлены известняками ($Mg/Ca < 0.06$); содержание нерастворимой примеси в которых варьирует от 1.3 до 47.6% (см. рис. 4, 5, 6, табл. 1, 2). Измеренные содержания Fe и Mn варьируют в весьма широких пределах: от 25 до 12734 мкг/г и от 25 до 5145 мкг/г соответственно и в целом положительно коррелируют с содержанием нерастворимого остатка. Следует отметить существенное, иногда до 1 порядка и более, расхождение результатов измерений концентраций Mn и особенно Fe, выполнен-

ных двумя методами: атомно-эмиссионная спектроскопия и ICP-MS (см. табл. 1), поэтому в дальнейшем для сводного разреза чернореченской свиты (см. рис. 6) использованы значения содержаний этих элементов, полученные методом ICP-MS. Содержания Sr составляют 64 мкг/г для доломитов нижней части пачки 1 и от 302 до 1616 мкг/г для известняков и практически не коррелируют с концентрациями других элементов.

Несмотря на низкие концентрации, зачастую близкие к пределам аналитической чувствительности метода ICP-MS, вариации содержания крупноионных литофильных элементов (K, Rb, Cs, Ba), а также Si, Ti, Al, Na, Y, Zr, Nb, Hf, и Th достигают для некоторых из них 3–4 порядков и в общем случае положительно коррелируют с содержанием нерастворимого остатка в карбонатных породах (см. табл. 1, рис. 6). Интервалы с его высоким содержанием приурочены к пачкам 1, 3 и 5 типового разреза чернореченской свиты. Для этих же интервалов характерны высокие концентрации таких металлов как Cr, Co, Cu, Zn, Cd и Pb, а также РЗЭ – в тех случаях, когда их содержания в карбонатной фракции выше предела обнаружения. Концентрации таких элементов как P, V, U и в меньшей степени Mo, в отличие от большинства других, заметно снижаются в глинистых отложениях пачки 3 (см. рис. 6).

Спектры распределения редкоземельных элементов из-за их крайне малой концентрации в карбонатном веществе получены лишь для 7 образцов (рис. 7а). По отношению к стандарту PAAS [Sun, McDonough, 1989] большинство образцов имеют низкие концентрации РЗЭ и относительно слабо дифференцированные от легких к тяжелым элементам спектры. Наиболее контрастные дифференцированные распределения имеют образцы 1819-5 ($La_n/Lu_n = 22.6$) 1817-1 ($La_n/Lu_n = 4.71$) и 1824-1 ($La_n/Lu_n = 4.81$), которые в основном относятся к пачкам, обогащенным глинистым материалом. Значения Eu/Eu^* для изученных образцов находятся в пределах 0.84–1.39 (см. табл. 1).

Изотопный состав углерода и кислорода

Отложения стратотипического разреза чернореченской свиты характеризуются значительными колебаниями изотопного состава карбонатного углерода, амплитуда которых достигает 18‰ (табл. 3, см. рис. 4). Глинистые и песчаные доломиты и известняки нижней части свиты (пачка 1) в разрезе 1814 по р. Енисей имеют отрицательные значения $\delta^{13}C$ в интервале –6.0...–3.8‰. Нижняя половина второй пачки на протяжении более 100 м по мощности характеризуется довольно однообразными положительными значениями от +2 до +4‰, которые в верхней половине сменяются быстрым ростом значений $\delta^{13}C$ до +8...+10‰

(см. рис. 4). Третья, четвертая и большая часть пятой пачки характеризуются устойчиво высокими значениями $\delta^{13}C$ (выше +10‰), и лишь на границе с излучинской свитой происходит их снижение до +5...+6‰. Значения $\delta^{18}O$ в типовом разрезе чернореченской свиты, за исключением пяти образцов (см. рис. 4) для большинства образцов лежат в пределах 20...25‰ относительно стандарта V-SMOW, что соответствует значениям –12...–6‰ относительно стандарта V-PDB. Также заметно снижение значений $\delta^{18}O$ до 17...19‰ отмечено в кровле чернореченской свиты и в карбонатных прослоях низов излучинской свиты (см. рис. 4).

В разрезе о. Плахинский колебания значений $\delta^{13}C$ в карбонатах несколько меньше, чем в стратотипе чернореченской свиты, однако они также значительны и составляют от +5.2 до +10.7‰ (см. рис. 5). Каких-либо отчетливых трендов в пределах изученного разреза не наблюдается, хотя некоторые снижения величин $\delta^{13}C$ могут быть приурочены к интервалам развития более трещиноватых и измененных пород, на что указывает одновременное понижение значений $\delta^{18}O$. Большинство определений сделано из валовых проб породы, однако для некоторых случаев удалось отдельно измерить изотопный состав карбонатного углерода из материала, слагающего структуры *molar-tooth* и вмещающего матрикса (см. табл. 2). Кальцит, выполняющий эти структуры, характеризуется несколько пониженными содержаниями нерастворимого остатка, Fe и Sr в сравнении с матриксом. Разница между значениями $\delta^{13}C$ в карбонатном веществе этих структур и вмещающего их матрикса в одном и том же образце (либо в соседних образцах) не демонстрирует каких-либо закономерностей и не превышает 1–1.3‰. Значения $\delta^{18}O$ для чернореченских известняков разреза о. Плахинский лежат в пределах 18.3–23.0‰ и, как и в типовом разрезе, за исключением отдельных интервалов, практически не коррелируют со значениями $\delta^{13}C$ (см. рис. 7б).

Изотопный состав углерода органического вещества

Содержание рассеянного органического вещества (ОВ) и изотопный состав углерода изучены в 21 образце (см. табл. 1, рис. 4). Содержание ОВ в большинстве определений низкое и не превышает 0.1%. Максимальная концентрация ОВ (0.26%) отмечена в образце 1817-6, отобранном из сильно глинистых тонкослоистых известняков пачки 3. Значения $\delta^{13}C_{org}$ варьируют в ОВ от –30.3 до –22.9‰ V-PDB. Скачкообразное увеличение значений $\delta^{13}C_{org}$ от –30...–29‰ до –26...–25 про- исходит практически синхронно с ростом значе-

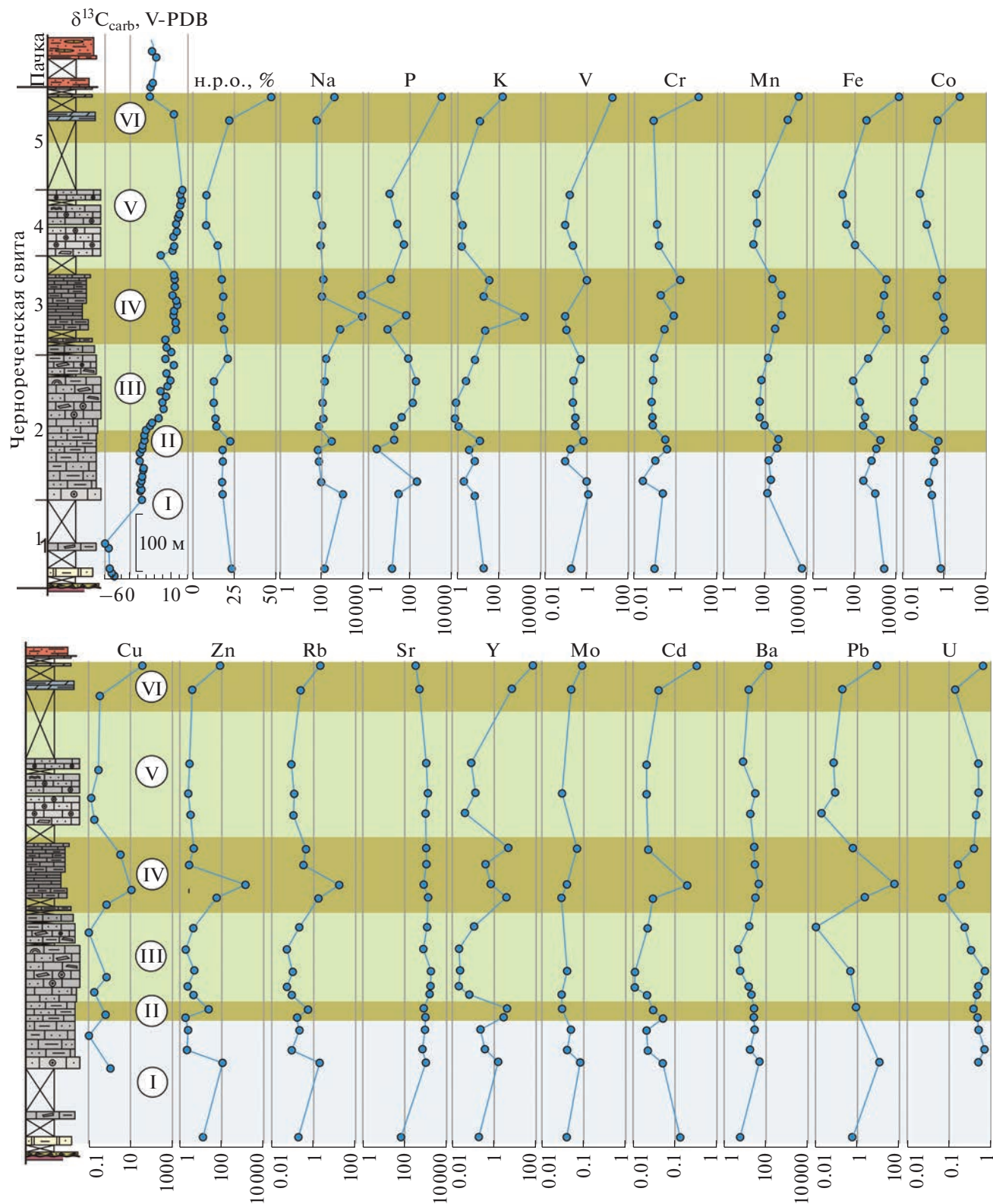


Рис. 6. Распределение концентраций элементов-примесей (мкг/г) в карбонатной фракции отложений чернореченской свиты в типовом разрезе по рр. Черная, Сухариха, Енисей (см. рис. 4). I–VI – литогеохимические горизонты (см. пояснения в тексте); н.р.о. – нерастворимый остаток.

Таблица 1. Химический состав карбонатной фракции, изотопный состав органического углерода и стронция известняков чернореченской свиты в стратотипическом районе (пр. Черная, Енисей)

№ п/п	№ обр.	M от осн.	H.o., %	L1, %	L2, %	C _{орг} , %	δ ¹³ C _{орг}	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Ca, %	Mg, %	Mn	Mn*	Fe	Fe*	Sr	Mg/Ca	Mn/Sr	Fe/Sr	Na	Al	Si	P
1	1814-8	34	23.7	15.0	37.3	0.01	-28.5	—	22.0	11.7	5145	4680	2317	4760	64	0.531	80.1	36.2	151	96	<300	13
2	1814-12	77	45.0	—	—	0.04	-30.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3	1818-3	164	18.6	17.9	39.3	0.13	-30.2	0.70768	39.5	1.1	112	20	919	2280	674	0.029	0.17	1.36	1130	47	<300	27
4	1818-10	186	18.1	17.6	39.8	0.06	-29.8	0.70772	37.8	1.5	172	20	247	940	380	0.04	0.45	0.65	89	<6	<300	203
5	1818-15	201	21.1	—	—	0.05	-29.8	—	37.1	1.3	—	1250	—	4050	—	—	—	—	—	—	—	—
6	1818-19	221	18.7	18.7	40.5	0.08	-29.7	—	39.0	0.9	134	150	622	1780	880	0.023	0.15	0.71	74	<6	<300	<0.5
7	1819-1	242	18.5	17.8	39.3	0.03	-27.7	—	37.4	1.6	328	130	1041	1870	903	0.042	0.36	1.15	65	6	<300	2.5
8	1819-5	257	22.1	17.6	39.1	0.05	-29.4	—	37.6	2	381	250	1638	5250	760	0.053	0.50	2.16	324	38	<300	16
9	1819-11	282	13.6	17.3	40.6	0.05	-25.6	—	38.9	0.8	85	20	244	950	1418	0.02	0.06	0.17	75	<6	<300	17
10	1819-15	296	12.7	17.8	40.6	0.05	-25.7	0.70743	38.6	0.7	49	19	297	1350	1531	0.019	0.03	0.19	134	<6	<300	37
11	1819-20	323	11.7	17.9	40.2	0.06	-24.9	—	38.2	0.6	49	21	191	840	1616	0.016	0.03	0.12	118	<6	<300	114
12	1819-28	361	12.1	17.6	40.5	0.05	-25.5	0.70757	39.5	0.3	59	22	79	560	760	0.008	0.08	0.10	148	<6	<300	179
13	1819-36	399	20.7	17.3	40.1	0.09	-25.6	0.70759	39.2	0.6	122	37	410	4100	1043	0.015	0.12	0.39	164	<6	<300	72
14	1817-1	450	18.5	17.7	38.7	0.26	-25.2	0.70760	38.8	0.3	281	160	3134	4390	1273	0.008	0.22	2.46	810	43	<300	8
15	1817-6	473	16.8	17.9	39.8	0.09	-25.8	—	39.0	0.6	543	360	1672	4330	776	0.015	0.70	3.08	8454	361	<300	62
16	1820-5	508	18.7	17.9	40.0	0.14	-26.1	—	38.7	0.6	560	410	2344	8610	986	0.015	0.57	2.38	101	<6	<300	0.5
17	1821-5	536	17.4	17.9	38.2	0.14	-26.2	0.70748	38.4	0.5	202	90	3243	6890	956	0.014	0.22	3.39	130	1243	329	12
18	1822-5	596	14.0	18.0	40.8	0.05	—	—	39.8	0.2	25	23	101	190	944	0.004	0.03	0.11	97	<6	<300	46
19	1822-10	619	—	—	—	—	—	0.70742	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
20	1822-12	632	8.0	19.5	41.0	0.10	-24.9	0.70740	38.7	0.4	38	20	38	1590	1231	0.01	0.03	0.03	109	<6	<300	23
21	1822-14	643	—	—	—	—	—	0.70754	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
22	1822-16	652	—	—	—	—	—	0.70741	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
23	1822-18	664	17.0	—	—	0.07	-22.9	0.70743	37.9	0.6	—	23	—	1790	—	—	—	—	—	—	—	—
24	1823-1	681	—	—	—	—	—	0.70753	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
25	1823-3	684	8.3	17.5	41.0	0.09	-25.3	0.70751	38.4	0.3	35	23	25	410	973	0.007	0.04	0.03	62	<6	<300	10
26	1824-1	813	21.1	17.4	39.9	0.03	-24.9	—	35.9	1.4	1133	810	347	9373	462	0.039	2.45	0.75	62	<6	<300	<0.5
27	1825-1	855	47.6	17.1	23.7	0.03	-26.3	—	35.6	2.2	3569	2910	12734	59713	302	0.062	11.8	42.2	449	11024	5482	2831
28	1805-5	936	54.5	—	—	0.02	-28.1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 1. Продолжение

N _б п/п	K	Sc	Ti	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Y	Zr	Nb	Mo	Cd	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd
1	187	<0.02	<2	0.17	0.1	0.6	2	1.1	13	0.18	<0.03	<0.02	0.04	0.13	<0.01	5	0.11	0.09	<0.005	0.07
2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3	68	0.07	<2	1.2	0.24	0.23	1.2	1.1	111	1.5	0.05	<0.02	0.08	0.05	0.025	47	2.6	3.4	0.33	1.2
4	21	0.05	<2	1.0	0.025	0.16	<1.0	<0.10	2.2	0.36	<0.03	<0.02	0.04	0.022	<0.01	14	0.7	0.6	0.06	0.15
5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6	66	<0.02	<2	0.09	0.11	0.29	<1.0	0.1	2.4	0.23	<0.03	<0.02	0.05	0.021	<0.01	22	0.16	0.11	<0.005	0.021
7	38	0.007	<2	0.16	0.36	0.33	<1.0	<0.10	1.9	2.9	<0.03	<0.02	<0.03	0.05	<0.01	21	6.7	10	1	3.6
8	112	0.05	<2	0.7	0.33	0.46	<1.0	0.6	24	4	<0.03	<0.02	0.03	0.03	<0.01	21	8	14	1.5	6
9	10.6	0.1	<2	0.28	0.08	0.03	<1.0	<0.10	4.4	0.06	<0.03	<0.02	0.03	0.021	<0.01	15	0.04	0.022	<0.005	<0.015
10	8.3	0.024	<2	0.28	<0.025	0.03	<1.0	0.12	4.5	0.04	<0.03	<0.02	0.04	0.011	0.024	5	<0.006	<0.015	<0.005	<0.015
11	7.9	<0.02	<2	0.25	0.07	0.03	1.5	0.8	6	0.021	<0.03	<0.02	0.04	<0.011	0.024	5	0.04	0.022	<0.005	<0.015
12	25	<0.02	<2	0.22	0.08	0.1	<1.0	<0.10	2	0.021	<0.03	<0.02	<0.03	<0.011	<0.01	4.1	0.04	0.022	<0.005	<0.015
13	60	0.024	<2	0.5	0.09	0.1	<1.0	0.1	4.3	0.11	<0.03	<0.02	<0.03	0.022	<0.01	12	0.37	0.24	0.02	0.06
14	195	0.025	<2	0.1	0.29	1	<1.0	0.8	59	3.8	<0.03	<0.02	0.03	0.03	<0.01	25	15	16	1.5	5
15	16214	0.17	5	0.09	0.8	0.8	10	10	1451	0.7	<0.03	<0.02	0.04	0.19	0.27	39	1.4	1.4	0.28	0.52
16	190	0.05	<2	<0.03	0.2	0.39	<1.0	<0.10	2.8	0.38	0.33	<0.02	<0.03	<0.011	<0.01	24	0.8	0.38	0.02	0.09
17	338	0.05	<2	1.0	1.7	0.7	<1.0	3.4	4.6	4.7	<0.03	<0.02	0.07	0.023	<0.01	22	10	18	2.2	8
18	17.3	0.07	<2	0.21	0.16	<0.03	<1.0	0.19	3.3	0.04	<0.03	<0.02	<0.03	<0.011	<0.01	14	0.02	0.022	<0.005	<0.015
19	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
20	16	<0.02	<2	0.09	0.13	0.13	<1.0	0.14	2.6	0.13	<0.03	<0.02	0.03	0.021	<0.01	25	0.06	0.04	<0.005	0.021
21	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
22	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
23	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
24	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
25	7.5	0.024	<2	0.15	<0.025	0.06	<1.0	0.29	2.8	0.08	<0.03	<0.02	<0.03	0.021	<0.01	7	0.02	<0.015	<0.005	<0.015
26	110	0.6	<2	<0.03	0.09	0.42	<1.0	0.34	4.1	7	<0.03	<0.02	0.05	0.04	0.024	12	17	21	2	7
27	1345	17	12	17	13	4.9	5.8	34	86	69	<0.03	<0.02	0.09	0.31	0.2	134	29	98	16	78
28	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 1. Окончание

N° п/п	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U	La _N /Lu _N	Eu/Eu*
1	0.025	<0.002	0.04	<0.002	<0.002	<0.002	<0.020	<0.020	<0.020	<0.020	<0.007	<0.005	0.6	<0.002	<0.002	—	—
2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3	0.22	0.043	0.21	0.022	0.14	0.03	0.09	0.013	0.07	0.011	0.012	<0.005	11	<0.002	0.5	2.68	0.93
4	<0.002	<0.002	0.06	<0.002	0.05	<0.002	0.024	<0.020	0.024	<0.020	<0.007	<0.005	0.3	<0.002	0.7	—	—
5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6	0.023	0.021	0.019	<0.002	0.023	<0.002	0.023	<0.020	<0.020	<0.020	<0.007	<0.005	0.3	<0.002	0.5	—	—
7	0.48	0.15	0.6	0.07	0.35	0.07	0.19	0.025	0.15	0.023	<0.007	<0.005	0.3	<0.002	0.47	3.30	1.27
8	0.8	0.17	0.9	0.11	0.6	0.12	0.29	0.04	0.24	0.004	<0.007	<0.005	1	<0.002	0.38	22.6	0.93
9	0.023	<0.002	<0.005	<0.002	<0.002	<0.002	<0.020	<0.020	<0.020	<0.020	<0.007	<0.005	0.3	<0.002	0.46	—	—
10	<0.002	<0.002	<0.005	<0.002	<0.002	<0.002	<0.020	<0.020	<0.020	<0.020	<0.007	<0.005	0.3	<0.002	0.48	—	—
11	<0.002	<0.002	<0.005	<0.002	<0.002	<0.002	<0.020	<0.020	<0.020	<0.020	<0.007	<0.005	0.5	<0.002	0.7	—	—
12	<0.002	<0.002	0.019	<0.002	<0.002	<0.002	<0.020	<0.020	<0.020	<0.020	<0.007	<0.005	0.3	<0.002	0.32	—	—
13	<0.002	<0.002	0.019	<0.002	<0.002	<0.002	<0.020	<0.020	<0.020	<0.020	<0.007	<0.005	0.009	<0.002	0.23	—	—
14	0.6	0.15	0.7	0.09	0.5	0.12	0.32	0.04	0.24	0.036	<0.007	<0.005	2.4	<0.002	0.07	4.71	1.06
15	0.11	0.019	0.1	0.017	0.11	0.023	0.05	0.007	0.04	0.006	0.023	<0.005	63	<0.002	0.19	2.64	0.84
16	0.024	<0.002	0.019	<0.002	0.023	<0.002	0.024	<0.020	<0.020	<0.020	<0.007	<0.005	0.3	<0.002	0.16	—	—
17	1.4	0.3	1.3	0.18	1	0.17	0.47	0.07	0.42	0.06	0.012	<0.005	0.6	<0.002	0.39	1.89	1.04
18	<0.002	<0.002	0.019	<0.002	<0.002	<0.002	<0.020	<0.020	<0.020	<0.020	<0.007	<0.005	0.017	<0.002	0.43	—	—
19	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
20	<0.002	<0.002	0.04	<0.002	0.023	<0.002	<0.020	<0.020	<0.020	<0.020	<0.007	<0.005	0.08	<0.002	0.5	—	—
21	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
22	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
23	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
24	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
25	<0.002	<0.002	<0.005	<0.002	<0.002	<0.002	<0.020	<0.020	<0.020	<0.020	<0.007	<0.005	0.07	<0.002	0.5	—	—
26	0.7	0.17	1	0.13	0.7	0.14	0.35	0.05	0.29	0.04	<0.007	<0.005	0.2	<0.002	0.14	4.81	0.92
27	21	6.1	20	2.8	14	2.4	5.7	0.69	4	0.57	0.12	<0.005	9	2.4	0.62	0.57	1.39
28	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Содержания Са, Mg, Mn*, Fe* и нерастворимого остатка (Н.о.) определены методом атомно-эмиссионной спектроскопии в Ресурсном центре методов анализа состава вещества (МАСВ) СПбГУ, остальных элементов — методом ICP-MS в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН; L1 и L2 — содержания различных фракций при ступенчатом растворении (см. пояснения в тексте); содержания элементов, где не указано, приведены в мкг/г; прочерк — не определялось; < — ниже указанного предела обнаружения.

Таблица 2. Геохимические и С- и О-изотопные характеристики известняков чернореченской свиты в разрезе о. Плахинский (обн. 2005)

№ п/п	№ обр.	М от осн.	Н.о., %	Ca, %	Mg, %	Mn, мкг/г	Fe, мкг/г	Sr, мкг/г	Mg/Ca	Mn/Sr	Fe/Sr	$\delta^{13}\text{C}$, PDB	$\delta^{18}\text{O}$, SMOW
1	2005-1	1	20.6	39.1	0.4	59	1220	1040	0.009	0.06	1.2	8.7	19.8
2	2005-2	4	14.4	39.5	0.2	73	1590	1180	0.006	0.06	1.4	8.4	20.2
3	2005-3М	7	19.5	39.8	0.4	71	2780	1460	0.009	0.05	1.9	8.7	20.3
4	2005-4	19	11.0	40.3	0.3	287	7730	770	0.008	0.37	10	5.7	18.3
5	2005-6	25	19.0	38.9	0.2	68	2510	1280	0.006	0.05	1.9	8.5	19.0
6	2005-7Т	26.7	21.0	39.3	0.2	55	890	870	0.005	0.06	1	9.6	19.3
7	2005-9	31.5	14.6	40.5	0.4	73	1700	1390	0.009	0.05	1.2	8.6	19.8
8	2005-10	34	23.8	40.7	0.3	104	3320	1340	0.007	0.08	2.5	8.5	20.0
9	2005-11	36.7	21.0	39.2	0.6	52	1810	1030	0.015	0.05	1.8	8.5	20.3
10	2005-12	39.6	16.2	39.8	0.3	61	3190	1480	0.008	0.04	2.1	9.0	20.6
11	2005-13	42	21.8	40.0	0.4	53	2740	1820	0.01	0.03	1.5	9.0	19.7
12	2005-14	45.4	24.4	41.9	0.2	36	780	1160	0.005	0.03	0.7	8.4	20.8
13	2005-15	47.6	22.4	38.9	0.2	43	1460	1430	0.006	0.03	1	8.7	20.8
14	2005-16	50	19.7	39.4	0.2	66	1170	1270	0.005	0.05	0.9	8.0	20.7
15	2005-17	51.8	8.5	40.6	0.4	143	3710	1240	0.01	0.11	3	8.2	20.6
16	2005-18	55.4	21.9	39.0	0.3	78	1790	1060	0.008	0.07	1.7	8.4	20.6
17	2005-19М	57.3	13.6	39.0	0.4	85	2060	980	0.01	0.09	2.1	8.3	20.6
18	2005-20Т	59.6	20.2	38.6	0.2	53	950	790	0.005	0.07	1.2	8.2	20.3
19	2005-21М	62.7	18.6	38.9	0.3	88	2310	1160	0.008	0.08	2	8.0	19.5
20	2005-22	71.8	31.4	39.9	0.6	53	1840	1050	0.015	0.05	1.7	8.0	20.2
21	2005-24	74.9	23.7	40.8	0.2	196	3360	900	0.006	0.22	3.7	8.4	19.7
22	2005-25	76.5	23.6	39.9	0.2	93	860	670	0.005	0.14	1.3	9.6	20.0
23	2005-26	78.4	30.2	41.8	0.2	60	1210	990	0.005	0.06	1.2	10.7	20.5
24	2005-27Т	80.4	26.5	39.6	0.2	56	1190	740	0.005	0.08	1.6	7.7	21.4
25	2005-28	82.6	25.2	39.8	0.2	62	2180	1560	0.006	0.04	1.4	8.7	20.6
26	2005-29М	85.5	18.3	39.5	0.3	83	2690	1390	0.008	0.06	1.9	8.4	20.6
27	2005-30	88.7	17.8	40.0	0.6	59	1090	990	0.014	0.06	1.1	8.3	21.2
28	2005-31	92.3	18.4	40.5	0.3	44	1470	1230	0.006	0.04	1.2	9.1	21.5
29	2005-32	94.9	17.2	39.9	0.2	42	1020	880	0.006	0.05	1.2	8.8	21.5
30	2005-33	97	20.1	39.4	0.3	45	1530	1100	0.007	0.04	1.4	8.6	21.7
31	2005-34	100.2	16.0	39.0	0.2	65	2010	1040	0.006	0.06	1.9	8.2	21.3
32	2005-35	101.9	11.9	39.7	0.8	103	3340	1010	0.021	0.1	3.3	8.3	21.2
33	2005-36	117.8	21.3	39.9	0.2	58	2060	1060	0.005	0.05	1.9	9.0	21.9
34	2005-37	120.9	19.5	39.1	0.2	60	1800	998	0.006	0.06	1.8	9.0	21.4
35	2005-38	123.2	18.2	39.5	0.3	47	1540	1240	0.007	0.04	1.2	8.5	21.4
36	2005-39	126.6	18.9	38.9	0.3	42	1480	1230	0.007	0.03	1.2	9.2	22.3
37	2005-40	130.1	12.8	39.2	0.2	77	2720	1300	0.006	0.06	2.1	8.7	20.7
38	2005-41Т	131.7	11.0	39.5	0.2	236	1630	830	0.005	0.28	2	7.5	20.9
39	2005-42	133.2	13.7	38.3	0.2	118	2860	820	0.006	0.14	3.4	6.4	21.3
40	2005-43	136.4	5.4	39.5	0.2	88	3200	1300	0.006	0.07	2.5	9.0	22.1
41	2005-44Т	139.9	9.9	39.5	0.2	55	1350	732	0.005	0.08	1.9	8.8	22.0
42	2005-44М	139.9	10.3	39.1	0.2	68	3290	1150	0.006	0.06	2.9	8.3	20.9
43	2005-45	143.6	1.3	39.7	0.3	64	2190	1190	0.007	0.05	1.8	9.0	22.4
44	2005-46Т	145.5	3.5	39.5	0.2	115	660	530	0.005	0.22	1.2	8.2	21.4
45	2005-46М	145.5	9.2	40.2	0.4	138	1190	970	0.01	0.14	1.2	8.8	21.2
46	2005-47	148.2	7.3	39.1	0.3	66	1640	1570	0.009	0.04	1	8.7	20.5
47	2005-48	156.1	6.7	40.0	0.7	80	1850	1440	0.017	0.06	1.3	8.3	20.7
48	2005-49	158.5	10.0	39.5	0.3	66	1390	920	0.008	0.07	1.5	8.2	20.0
49	2005-50	161.2	3.8	40	0.3	59	1320	1450	0.007	0.04	0.9	7.8	20.3
50	2005-51М	163.6	13	39.2	0.3	38	1920	1670	0.006	0.02	1.1	7.7	21.0
51	2005-51Т	163.6	2.2	39.5	0.2	39	990	960	0.004	0.04	1	6.4	23.0
52	2005-52	165.8	10.8	39.7	0.2	100	1680	950	0.006	0.1	1.8	7.8	20.1
53	2005-53	168.3	10.2	39.2	0.3	200	5720	916	0.007	0.22	6.2	7.8	19.7
54	2005-54	172.5	7.9	40.7	0.2	608	4590	246	0.006	2.48	18.7	5.2	19.6
55	2005-55М	53.8	13.0	39.2	0.3	38	1920	1670	0.006	0.02	1.1	8.2	20.8
56	2005-55Т	53.8	2.2	39.5	0.2	39	990	960	0.004	0.04	1	11.3	21.5

Примечание. Т – карбонат, слагающий текстуры molar-tooth; М – вмещающий текстуры матрикс; без индекса – валовая проба.

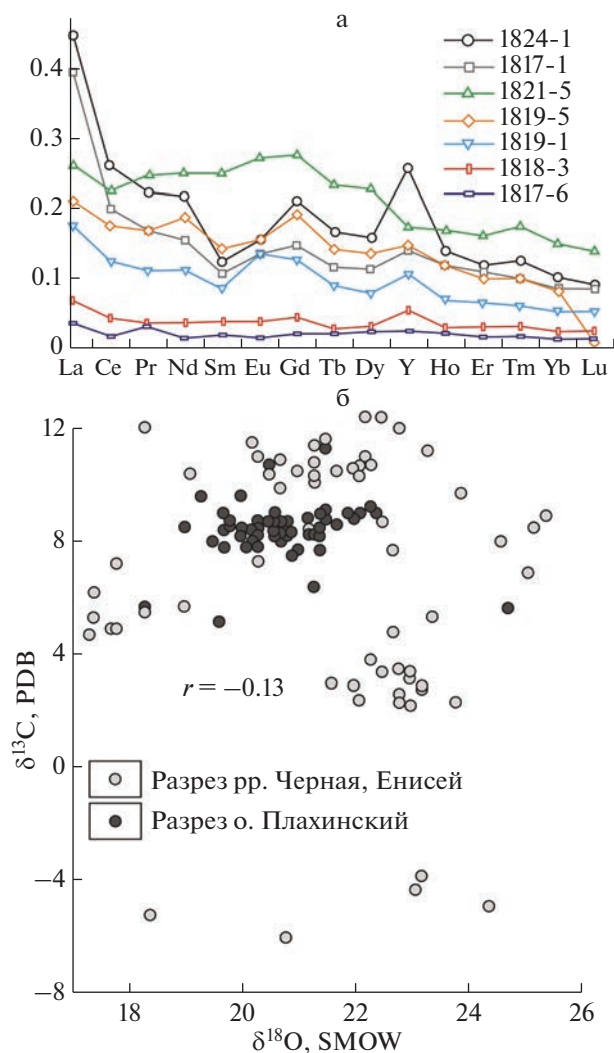


Рис. 7. Графики распределения РЗЭ в карбонатной фракции отложений чернореченской свиты, нормализованные относительно PAAS [Sun, McDonough, 1989] (а), и график соотношения $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$ для карбонатных пород чернореченской свиты (б).

ний $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатном веществе, которое наблюдается во 2 пачке чернореченской свиты.

Изотопный состав стронция

Измеренные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках лежат в интервале 0.70740–0.70772; минимальные значения 0.7074 приурочены к оолитовым известнякам верхней части 4 пачки чернореченской свиты (обр. 1822-12, см. рис. 4). Породы этого стратиграфического уровня характеризуются минимальными содержаниями Fe и Mn (20–38 мкг/г) наряду с высокими концентрациями Sr, составляющими около или выше 1000 мкг/г (см. табл. 1).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Обстановки формирования чернореченской свиты

Исходя из структурно-текстурных особенностей карбонатных пород чернореченской свиты, ее базальные горизонты накапливались в условиях быстрой трансгрессии моря на денудированную ранее поверхность суши. Формирование средней и верхней части первой пачки и всей второй пачки, вероятно, происходило в обстановках сублитеральной части карбонатного рампа. Об этом может свидетельствовать чередование слоев с признаками волновой деятельности (бугорчатая слоистость, взламывание отдельных слоев) и градиционно-слоистых пачек, интерпретируемых нами как отложения темпеститов. Биоламинитовую слоистость в отдельных интервалах можно интерпретировать как признак накопления осадков в пределах фотической зоны. Отложения третьей пачки, судя по увеличению в ее составе алевритово-глинистой примеси и преобладанию тонкой параллельной и полого волнистой слоистости, могут указывать на переход к более дистальным обстановкам, при этом присутствие складчатых деформаций слоев различной морфологии и дециметрового–метрового масштаба (см. рис. 3в) можно рассматривать как признак оползания осадка по склону.

Наиболее разнообразны по текстурным особенностям известняки четвертой пачки чернореченской свиты. В ней широко распространены калькаренитовые разности, которые слагают массивные пласты мощностью до первых метров с линзами мелкообломочных известняков. Такие особенности свидетельствуют об активной гидродинамике, характерной для обстановок верхней сублитерали проксимального рампа, где наряду с ростом микробиальных построек происходила их интенсивная эрозия. Пятая пачка чернореченской свиты, по всей видимости, отражает переход к более гидродинамически спокойным условиям в осадочном бассейне, которые свидетельствуют либо о резкой трансгрессии, либо о переходе от обстановок карбонатного бара к лагунным, где наряду с осаднением карбонатных илов значительную роль играло поступление кластического материала с суши. Последний вариант видится более предпочтительным, на что указывает последующая резкая проградация флювиальных обстановок на границе чернореченской и излучинской свит [Советов, 2018].

Реконструируемые условия осадконакопления для чернореченских известняков разреза на о. Плахинский существенно отличаются от большей части типового разреза свиты. В них практически, за исключением отдельных маломощных прослоев, отсутствуют калькаренитовые и обломочные разности, а преобладание тонкой параллельной и пологоволнистой слоистости указывает

Таблица 3. С- и О-изотопные характеристики отложений чернореченской свиты в стратотипическом районе (рр. Черная, Енисей)

№ п/п	№ обр.	М от осн.	$\delta^{13}\text{C}$, PDB	$\delta^{18}\text{O}$, SMOW	№ п/п	№ обр.	М от осн.	$\delta^{13}\text{C}$, PDB	$\delta^{18}\text{O}$, SMOW
1	1814-2	20	-3.8	23.2	34	1819-41	418	8.7	20.8
2	1814-5	26	-4.3	23.1	35	1819-42	432	8.4	21.2
3*	1814-8	34	-4.9	24.4	36*	1817-1	450	10.9	20.7
4	1814-10	69	-5.2	18.4	37	1817-3	462	10.8	21.3
5*	1814-12	77	-6.0	20.8	38*	1817-6	473	10.3	21.3
6	1818-1	160	2.8	23.2	39	1817-8	481	10.5	21.0
7*	1818-3	164	2.4	22.1	40	1820-1	491	11.4	21.3
8	1818-5	169	2.9	23.2	41	1820-3	499	11.0	22.2
9	1818-8	177	2.3	22.8	42*	1820-5	508	10.1	21.3
10*	1818-10	186	2.6	22.8	43	1820-7	513	10.4	19.1
11	1818-12	190	2.9	23.2	44	1821-2	523	10.7	22.1
12	1818-15	201	3.2	23.0	45*	1821-5	536	10.7	22.3
13	1818-17	208	3.4	23.0	46	1821-7	544	10.5	21.7
14*	1818-19	217	2.2	23.0	47	1822-1	578	7.3	20.3
15	1818-22	231	2.3	23.8	48	1822-3	587	10.4	20.5
16*	1819-1	242	2.9	22.0	49*	1822-5	596	10.6	22.0
17	1819-3	249	3.0	21.6	50	1822-8	610	10.3	22.1
18*	1819-5	257	3.5	22.8	51	1822-10	619	11.2	23.3
19	1819-7	265	3.4	22.5	52*	1822-12	632	11.0	20.3
20	1819-9	275	3.8	22.3	53	1822-14	643	11.5	20.2
21*	1819-11	282	4.8	22.7	54	1822-16	652	11.6	21.5
22	1819-13	289	5.3	23.4	55	1822-18	664	12.0	22.8
23*	1819-15	296	6.9	25.1	56	1823-1	681	12.4	22.5
24	1819-18	312	8.0	24.6	57*	1823-3	689	12.0	18.3
25*	1819-20	323	7.7	22.7	58	1823-5	698	12.4	22.2
26	1819-22	333	8.5	25.2	59	1824-3	822	10.4	20.5
27	1819-24	343	7.2	17.8	60*	1825-1	855	4.7	17.3
28	1819-26	351	8.9	25.4	61	1825-3	869	4.9	17.8
29*	1819-28	361	9.7	23.9	62	1825-5	872	5.5	18.3
30	1819-30	374	8.7	22.5	63	1805-1	916	6.2	17.4
31	1819-33	388	10.5	21.7	64	1805-3	926	5.3	17.4
32*	1819-36	399	8.4	21.2	65	1805-5	936	5.7	19.0
33	1819-39	410	9.9	20.7	66	1805-7	946	4.9	17.7

Примечание. * – образцы для расширенного геохимического изучения (см. табл. 1).

на гидродинамически относительно спокойные обстановки. Возможно, с учетом геохимических и изотопных данных, разрез чернореченской свиты о. Плахинский отвечает средней части (пачка 3) типового разреза. Этому, в частности, не противоречат выводы о приуроченности текстур molar tooth к обстановкам нижней части карбонатного рампа (ниже базиса штормовых волн) [Петров, 2011, 2016].

Обсуждение генезиса текстур molar-tooth выходит за рамки данной статьи, однако считаем необходимым сделать некоторые выводы. Во-первых, такие образования в основном приурочены к отложениям, датированным древнее 1000–800 млн лет и крайне редки в отложениях моложе 650 млн лет [Kuang, 2014; Петров, 2016], поэтому их нахождение в разрезе Игарского поднятия представляет значительный интерес. Во-вторых, наш вывод об отсутствии существенного изотопного фракционирования С и О между карбонатным цементом, выполняющим трещины, и вмещающим их известняковым матриксом подтверждается данными других исследователей [Hodgkiss et al., 2018]. Вероятно, это указывает на незначительную роль процессов образования биогенного метана в осадке, которая была существенной для одновозрастных толщ других разрезов неопоротерозоя [Cui et al., 2017; Петров, Покровский, 2020]. Вместе с тем, для карбонатного материала, выполняющего трещины, в ряде докембрийских разрезов установлен существенный негативный сдвиг $\delta^{56}\text{Fe}$, что может указывать на микробиальное восстановление Fe-содержащих минералов, сопровождающееся уменьшением объема осадка и инициирующее формирование трещин [Hodgkiss et al., 2018]. Это косвенно подтверждается значительным (1000 мкг/г и более) содержанием Fe в карбонатной фракции известняков чернореченской свиты о. Плахинский (см. табл. 2).

Интерпретация геохимических данных

Разнообразие реконструированных обстановок осадконакопления для чернореченской свиты находит свое отражение в химическом составе карбонатных пород. Согласно геохимическим критериям сохранности изотопных систем [Кузнецов и др., 2014], карбонатные породы чернореченской свиты не испытывали существенных постседиментационных изменений, о чем свидетельствуют низкие соотношения Mn/Sr и Fe/Sr, для существенной части образцов, составляющие менее 0.2 и 5 соответственно (см. табл. 1). Таким образом, изотопный состав стронция известняков четвертой и верхней части второй пачек, где эти соотношения минимальны, можно считать приближенным к составу морской воды, что также доказывается приуроченностью минимальных значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ к этим уровням. Об отсутствии

существенных постседиментационных изменений изотопного состава углерода, кроме низких значений Mn/Sr и Fe/Sr, свидетельствуют высокие (выше 20‰ V-SMOW) значения $\delta^{18}\text{O}$ и отсутствие их явной корреляции со значениями $\delta^{13}\text{C}$ ($r = -0.13$) (см. рис. 4, 7б). Исключением из этого могут являться нижние слои излучинской свиты, где отмечается резкое снижение $\delta^{18}\text{O}$ до 16–17‰, вызванное, по всей видимости, изотопным обменом с глинистой фракцией терригенного осадка, которая резко преобладает в разрезе.

Отмеченное выше резкое расхождение между содержаниями Fe, которые получены методами AES и ICP-MS, вероятно, связано с особенностями пробоподготовки. При использовании для выщелачивания карбонатной фазы более концентрированного раствора HCl (1 N против 0.1 N), наряду с карбонатом кальция могут частично или полностью растворяться такие содержащие железо компоненты осадочной породы как сульфиды и гидроксиды Fe, а также некоторые силикаты. Очевидно, что эти минералы могут иметь как аутигенное происхождение, так и находиться в составе обломков, а их присутствие в породе далеко не всегда является признаком вторичных изменений, поэтому использовать соотношение Fe/Sr как индикатор сохранности изотопных систем следует с учетом этого фактора.

Несмотря на использование щадящей методики выщелачивания карбонатной фракции из осадка, концентрации большинства элементов-примесей положительно коррелируют с содержанием нерастворимого остатка (см. рис. 6). По всей видимости, попадание этих элементов в состав карбонатной фазы произошло практически сразу после совместного осаждения карбоната и обломочной фракции. То же самое приходится сказать и о распределении РЗЭ, слабо дифференцированные нормализованные спектры которых отражают скорее состав силикокластической фракции, чем процессы их фракционирования в морской воде (см. рис. 7а). В разрезе чернореченской свиты можно выделить три уровня, на которых происходит рост большинства элементов-примесей: в нижней части второй пачки, в третьей пачке и в пятой пачке (II, IV и VI, см. рис. 6). Наряду с этим, для таких элементов как фосфор, ванадий и уран наблюдается обратная корреляция с содержаниями нерастворимого остатка и остальных примесей. Уровни с повышенными концентрациями этих трех элементов отвечают верхней части пачки 2 и пачке 4 (III и V, см. рис. 6) и представлены по большей части относительно чистыми известняками, часто с признаками бактериального осаждения карбоната (онколиты, биоламинитовая слоистость, небольшие куполообразные строматолитовые постройки).

Возможным объяснением таких вариаций в содержании элементов-примесей является периодическое уменьшение содержания растворенного в воде кислорода, которое приводило к периодическому появлению аноксических условий [Покровский и др., 2006б; Tostevin et al., 2016; Wei et al., 2022 и ссылки в работах]. Возможно, это связано с колебаниями уровня моря, поскольку ограничение поступления атмосферного кислорода и стратификация вод ожидаемы в более глубоководных и/или тиховодных обстановках. В эти периоды несколько замедлялось попадание в осадок карбонатного материала, тогда как относительное содержание тонкозернистой терригенной примеси наоборот увеличивалось. В бескислородных условиях происходило ускоренное выпадение в осадок большинства металлов, включая как халькофильные так и большинство литофильных элементов. В то же время, рост содержания фосфора, ванадия и урана в известняках можно связывать с уровнями, где была относительно высока роль биогенного осаждения карбоната, поскольку эти элементы являются микропримесями в живом веществе. Можно предположить, что в это время в осадочном бассейне преобладали обстановки с повышенным содержанием кислорода (уровни III и V, см. рис. 6). Отложения горизонта I имеют переходные геохимические характеристики и ввиду малого количества анализов не могут быть однозначно отнесены к аноксическим либо субоксигенным обстановкам.

Возраст и корреляция чернореченской свиты

Полученные новые изотопно-геохимические данные позволяют существенно уменьшить неопределенность с возрастом чернореченской свиты. В частности, минимальные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.7074 не известны в отложениях докембрия с возрастом моложе 600–580 млн лет [Кузнецов и др., 2014; Xiao et al., 2016]. В сводных кривых $\delta^{13}\text{C}$ интервалы с высокими (до +10‰) значениями также характерны для отложений, датированных от 830 до 580 млн лет [Walter et al., 2000; Halverson et al., 2010; Geological ..., 2020]. При этом, в неизмененных морских карбонатах древнее 640 млн лет минимальные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ снижаются до 0.7070 и ниже [Кузнецов и др., 2014; Xiao et al., 2016], чего не наблюдается в чернореченских известняках. С учетом приведенных выше данных о минимальном возрасте подстилающих отложений и Pb–Pb датировки 610 ± 50 млн лет непосредственно из известняков чернореченской свиты [Kochnev et al., 2022], наиболее вероятным будет датировать чернореченскую свиту в интервале 635–580 млн лет; т.е., относить ее к нижнему вен-

ду в его широком понимании [Семихатов и др., 2015], а основание свиты окажется не древнее подошвы эдиакария Международной хроностратиграфической шкалы.

Ближайшим хеомстратиграфическим аналогом чернореченской свиты являются отложения дальнетайгинской серии Патомского района юга Сибирской платформы (рис. 8). Здесь, как и в разрезе чернореченской свиты Игарского поднятия, покровные карбонаты в основании баракунской свиты представлены доломитами и известняками с отрицательными значениями $\delta^{13}\text{C}$ до –4‰ [Покровский и др., 2006а; Рудько и др., 2017]. Отсутствие ледниковых отложений в игарском разрезе, которые являются важным маркером для глобальных корреляций отложений венда и эдиакария, не препятствует такому сопоставлению. Так, тиллиты, сопоставляемые с глобальным оледенением Марино, в пределах Сибирской платформы отмечаются лишь в ее южной части, но и там они прослеживаются не повсеместно, а встречаются в отдельных разрезах и могут быстро выклиниваться по латерали [Советов, Комлев, 2005; Чумаков, 2015; Кочнев и др., 2015]. И в Игарском, и в Патомском разрезах снизу вверх на достаточно коротком стратиграфическом интервале происходит быстрый рост значений $\delta^{13}\text{C}$ до +8...+10‰, которые сохраняются вплоть до кровли каланчевской и чернореченской свит соответственно. Близкая картина наблюдается в отложениях голоустненской и улунтуйской свит байкальской серии Прибайкалья и в марнинской и удинской свитах Присяня, где в основании разреза местами, как и в Патомском прогибе, выделяются ледниковые отложения (см. рис. 8) [Советов, Комлев, 2005]. Так в улунтуйской и голоустненской свитах значения $\delta^{13}\text{C}$ достигают +9‰ [Хабаров, Пономарчук, 2005], а в известняках пещернинской пачки удинской свиты они составляют около +6‰ [Kaufman et al., 2011]. Отрицательная аномалия $\delta^{13}\text{C}$ в перекрывающей дальнетайгинскую серию жуинской серии Патомского прогиба, сопоставляемая с глобальным С-изотопным событием Шурам-Вонока (~570–580 млн лет) [Rooney et al., 2020; Покровский и др., 2021], в разрезе Игарского поднятия не прослеживается, поскольку отложения этого возраста, как и в большинстве других разрезов на западе Сибирской платформы, сложены терригенными породами [Кочнев и др., 2020].

Кроме данных С-изотопной хеомстратиграфии, предложенная корреляция (см. рис. 8) подтверждается изотопным составом стронция, а также геохронологическими датировками. Мини-

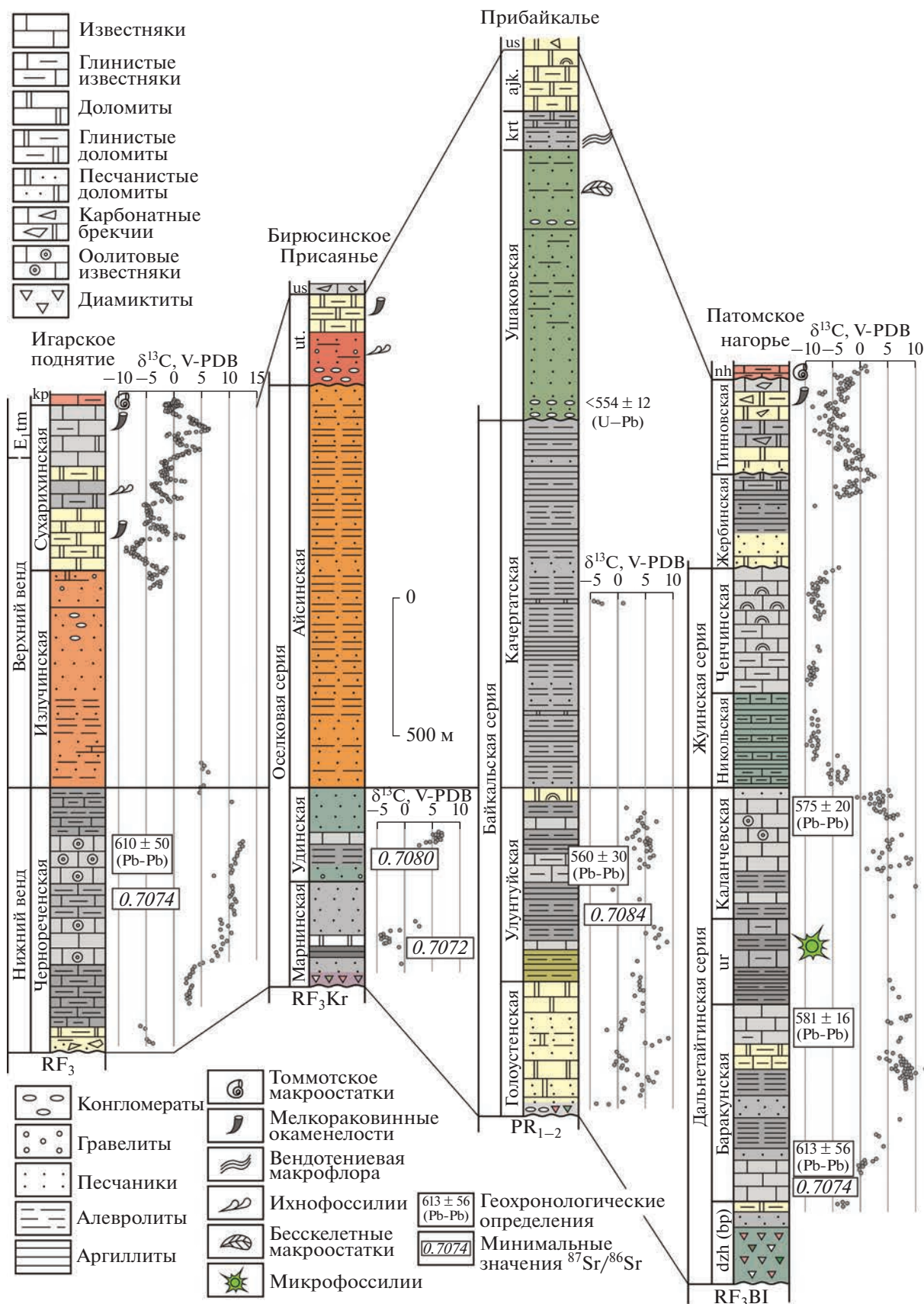


Рис. 8. Корреляция вендских отложений западной и южной периферии Сибирской платформы с учетом данных изотопной хемотратиграфии [Хабаров, Пономарчук, 2005; Покровский и др., 2006а; Kouchinsky et al., 2007; Kaufman et al., 2011; Rud'ko et al., 2021 и данная работа].

E₁tm — томмотский ярус нижнего кембрия; kr — краснопорожская свита; ut — усть-тагульская свита; us — усольская свита; Kr — карагасская серия; ajk. — аянкская свита; krt — куртунская свита; nh — нохтуйская свита; ug — уринская свита; dzh(bp) — джемкуканская (большепатомская) свиты; Bl — баллаганахская серия. Цвета толщ на рисунке приближены к естественной окраске пород.

мальные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равные 0.7074 в нижней части баракунской свиты [Покровский и др., 2006а] идентичны значениям, полученным из чернореченской свиты и близки к минимальному значению 0.7072 из доломитов средней части маринской свиты по р. Уда [Kaufman et al., 2011]. Датировка 610 ± 50 млн лет также хорошо согласуется с серией аналогичных Pb-Pb геохронологических определений из нескольких стратиграфических уровней дальнотайгинской серии 575 ± 20 , 581 ± 16 и 613 ± 56 млн лет [Rud'ko et al., 2021], которые полностью согласуются с биостратиграфическими данными [Воробьева и др., 2008; Голубкова и др., 2010; Воробьева, Петров, 2020; Петров, Воробьева, 2022 и др.].

Стратиграфическими аналогами известняков чернореченской свиты в других регионах являются карбонатные породы, формировавшиеся в раннем эдиакарии (635–580 млн лет). Это, в частности, отложения нижней части формации Доушаньто кратона Янцзы южного Китая [Zhou, Xiao, 2007], а также формации Шуургат Дзабханского террейна Монголии [Bold et al., 2016] и формации Хаттенберг кратона Калахари в Намибии [Cui et al., 2018], где в относительно хорошо датированных разрезах этого возраста значения $\delta^{13}\text{C}$ достигают +8...+10‰. Эта положительная аномалия может быть менее выражена по амплитуде значений $\delta^{13}\text{C}$ и осложнена более мелкими негативными экскурсами, что наблюдается в Патомском разрезе [Рудько и др., 2017] и может быть обусловлено влиянием постседиментационных изменений изотопных систем либо локальными условиями в бассейне [Cui et al., 2018]. В любом случае, этот положительный экскурс в сочетании с другими (палеонтологическими, геохронологическими, палеоклиматическими) данными о возрасте рассматривается в качестве одного из важнейших глобальных маркеров, которому, в частности, близко по возрасту появление характерного для эдиакария комплекса актантоморфных органостенных микрофоссилий [Xiao et al., 2016; Голубкова, 2021].

Возможные причины происхождения положительной C-изотопной аномалии

В общем случае, причиной возникновения положительных аномалий $\delta^{13}\text{C}$ в нормально-морских осадочных карбонатах является дефицит легкого изотопа углерода ^{12}C в растворенном бикарбонат-анионе в сравнении с обычными условиями осадконакопления. Это может быть обусловлено несколькими факторами как глобального, так и локального характера: 1) резкое увеличение объема биомассы, обогащенной изотопом ^{12}C ; 2) интенсивное захоронение в осадке органического вещества, необходимым условием для чего являются аноксические условия в бассейне; 3) образование и захоронение без последующего окисления в осадке биогенных метангидратов [Kaufman et al., 1997; Покровский и др., 2006б; Петров, Покровский, 2020]. Сочетанием этих факторов, в частности, объясняются аномально-высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных осадочных породах средней и верхней части дальнотайгинской серии Патомского прогиба на юге Сибирской платформы, где отмечаются как повышенные (до 5%) концентрации ОВ, так и разнообразные осадочные текстуры, а также изотопно-геохимические свидетельства накопления метангидратов в нелитифицированном осадке [Петров, Покровский, 2020].

В отличие от дальнотайгинской серии Патомского прогиба, в разрезе чернореченской свиты не наблюдается повышенных концентраций рассеянного ОВ. Синседиментационные деформации, которые можно было бы рассматривать как признак присутствия метангидратов в осадке, ограничены лишь относительно узким стратиграфическим интервалом (3 пачка свиты). Рост значений $\delta^{13}\text{C}$ происходит вне явной зависимости от смены фаций и химического состава осадка, а аномально-тяжелый изотопный состав углерода средней и верхней части свиты сохраняется, несмотря ни на колебания глубины бассейна, ни на содержание терригенной примеси в осадке (см. рис. 4). Лишь на границе с излучинской свитой, где происходит одновременное снижение значений как $\delta^{13}\text{C}$, так и $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатном веществе, можно предполагать некоторое влияние на изотопные системы постседиментационных процессов.

Установленная синхронность вариаций изотопного состава органического и карбонатного углерода в чернореченское время указывает на первичную природу этих изменений, которая не зависела от локальных и даже региональных факторов, таких как изолированность бассейна, приводящая к локальной аноксии и захоронению ОВ. Согласно многочисленным данным, аноксические условия в целом могли преобладать в Мировом океане в течение всего неопротерозоя вплоть до конца эдиакария [Cui et al., 2016, 2018]. При этом, в мелководных участках бассейна может не наблюдаться прямых свидетельств аноксических обстановок, которые устанавливаются лишь по геохимическим и изотопным характеристикам аутигенных минералов. Вероятнее всего, основной причиной образования аномально-тяжелых по углероду карбонатных пород следует считать массовое формирование в осадках этого времени больших объемов метангидратов, а также захоронение неокисленной органики в глубоководных частях бассейнов. Этому способствовали таяние обширных ледниковых масс после окончания гляциоэпохи Марино и быстрая постледниковая трансгрессия в раннем венде, которая привела к затоплению обширных участков шельфа, где сложились благоприятные условия для накопления и захоронения ОВ. Предполагается, что именно метангидраты впоследствии могли явиться основным источником больших объемов изотопно-легкого углерода в Мировом океане, что явилось причиной появления аномалии Шурам-Вонока в верхнем эдиакарии [Покровский и др., 2021; Wei et al., 2022].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные геохимические и изотопные исследования позволили обнаружить в карбонатных породах чернореченской свиты докембрия Игарского поднятия протяженную (свыше 500 м по мощности) и высокоамплитудную (до +12.4‰) положительную С-изотопную аномалию. Расширенное изучение химического состава карбонатов позволило выделить в разрезе чередование интервалов, которые можно интерпретировать как отложения, накапливавшиеся в бассейне с меняющимися окислительно-восстановительными условиями среды. Однако ни вариации химического состава воды и осадка, ни глубина и гидродинамические условия не оказывали существенного влияния на синхронные колебания изотопного состава карбонатного и органического углерода. Это наиболее вероятно в случае глобальных вариаций углеродного цикла, которые в это время могли быть связаны с массовым фор-

мированием метангидратов и захоронением органического вещества в осадках. Глобальный характер таких аномалий в сочетании с другими геологическими данными указывает на их высокий корреляционный потенциал, позволяя сопоставлять чернореченскую свиту с подобными С-изотопными событиями в нижнем венде/эдиакарии как на Сибирской платформе, так и за ее пределами. Предложенная корреляция подтверждается данными по изотопному составу стронция, а также результатами геохронологических исследований.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Полевые исследования и изучение химического состава пород проведены при поддержке грантов РФФИ 17-05-00418 и 20-05-00101. Изучение изотопного состава углерода и кислорода осуществлено при поддержке проекта РНФ 20-77-10066. Изучение изотопного состава органического углерода и стронция проведено в рамках госзаданий НИР FMMG-2022-0002, FMUW-2021-0003 и FWZZ-2022-0002. Обобщение данных и подготовка рукописи выполнены при поддержке проекта РНФ 22-77-10096.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Воробьева Н.Г., Сергеев В.Н., Чумаков Н.М. Новые находки ранневендских микрофоссилий в уринской свите: пересмотр возраста патомского комплекса средней Сибири // Докл. РАН. 2008. Т. 419. № 6. С. 782–787.
- Воробьева Н.Г., Петров П.Ю. Микробиота баракунской свиты и биостратиграфическая характеристика дальнотайгинской серии: ранний венд Уринского поднятия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 4. С. 26–42.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200000. Сер. Тунгусская. Лист Q-45-III, IV. Объяснительная записка / Ред. А.М. Иванова. М.: ВСЕГЕИ, 1984. 99 с.
- Голубкова Е.Ю. Органостенные микрофоссилии в стратиграфии венда юго-востока Сибирской платформы / Автореф. дисс. ... канд-та геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2021. 18 с.
- Голубкова Е.Ю., Раевская Е.Г., Кузнецов А.Б. Нижневендские комплексы микрофоссилий Восточной Сибири в решении стратиграфических проблем региона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 4. С. 3–27.
- Козлов Г.В., Вотах О.А., Александров В.С. Типовые формации докембрия Туруханского и Игарского поднятий // Тектоника платформенных областей. Новосибирск: Наука, 1988. С. 9–48.
- Козлов Г.В., Александров В.С., Аксенова Л.А. и др. Опорные разрезы верхнедокембрийских осадочных и вулканогенно-осадочных толщ северо-запада Сибирской платформы. Т. 1. Медвежьинская и чернореченская свиты. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1992. 123 с.

- Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Прошенкин А.И. Верхне-неопротерозойский гляциокомплекс центральных областей Сибирской платформы // Докл. РАН. 2015. Т. 464. С. 448–451.
- Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Кузнецов А.Б. и др. С- и Sr-изотопная хемотратиграфия отложений венда–нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 6. С. 731–755.
- Кочнев Б.Б., Прошенкин А.И., Покровский Б.Г. и др. Тае́евская серия венда юго-западной окраины Сибирской платформы: изотопно-геохимические и геохронологические данные, возраст и корреляция // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 10. С. 1370–1385.
- Кузнецов А.Б., Крупенин М.Т., Овчинникова Г.В. и др. 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., Семихатов М.А., Горохов И.М. Возможности стронциевой изотопной хемотратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифей и венда) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3–25.
- Методические рекомендации по изучению геохимии стабильных изотопов углерода при диагностике нефтепроизводящих пород / Ред. А.Э. Конторович. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. 34 с.
- Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А. и др. Определенные редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) // Геохимия. 2008. № 10. С. 1085–1091.
- Петров П.Ю. Molar tooth structures: механизм их формирования и специфика карбонатного диагенеза в позднем докембрии (сухотунгусинская свита рифея Туруханского поднятия Сибири) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 3. С. 3–26.
- Петров П.Ю. Molar tooth structures и происхождение пеллоидов протерозойских карбонатных платформ (средний рифей Туруханского поднятия Сибири) // Литология и полез. ископаемые. 2016. № 4. С. 336–358.
- Петров П.Ю., Покровский Б.Г. С-изотопные свидетельства метаногенеза в осадках дальнотайгинской серии (нижний венд Патомского бассейна Сибири) // Литология и полез. ископаемые. 2020. № 2. С. 99–112.
- Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Представители миаохенской биоты из дошурамских отложений эдиакария (венда) Патомского нагорья Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 1. С. 55–68.
- Покровский Б.Г., Миссаржевский В.В. Изотопная корреляция пограничных толщ докембрия и кембрия Сибирской платформы // Докл. РАН. 1993. Т. 329. № 6. С. 768–771.
- Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднедокембрийских отложениях Патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полез. ископаемые. 2006а. № 5. С. 505–530.
- Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднедокембрийских отложениях Патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 2. Природа карбонатов с ультранизкими и ультравысокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ // Литология и полез. ископаемые. 2006б. № 6. С. 642–654.
- Покровский Б.Г., Буякайте М.И. Геохимия изотопов С, О и Sr в неопротерозойских карбонатах юго-западной части Патомского палеобассейна, юг Средней Сибири // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 2. С. 159–186.
- Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Колесникова А.А. и др. С-, О- и Sr-изотопная геохимия вендской аномалии Шурам-Вонока и ассоциирующих метаосадочных толщ внутренней части Патомского нагорья (центральная Сибирь) // Литология и полез. ископаемые. 2021. № 5. С. 406–435.
- Рудько С.В., Петров П.Ю., Кузнецов А.Б. и др. Уточненный тренд $\delta^{13}\text{C}$ в дальнотайгинской серии Уринского поднятия (венд, юг Средней Сибири) // Докл. РАН. 2017. Т. 477. № 5. С. 590–594.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Подковыров В.Н. и др. Юдомский комплекс стратотипической местности: С-изотопные хемотратиграфические корреляции и соотношение с вендом // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 5. С. 3–28.
- 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.
- Советов Ю.К. Седиментология и стратиграфическая корреляция вендских отложений на юго-западе Сибирской платформы: выдающийся вклад внешнего источника кластического материала в образование осадочных систем // Литосфера. 2018. Т. 18. № 1. С. 20–45.
- Советов Ю.К., Комлев Д.А. Тиллиты в основании оселковой серии Присяня и положение нижней границы венда на юго-западе Сибирской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 1. С. 3–34.
- Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления / Ред. А.Е. Конторович. Новосибирск: “Гео”, 2005. 432 с.
- Хабаров Е.М., Пономарчук В.А. Изотопы углерода в верхнерифейских отложениях байкальской серии Западного Прибайкалья: стратиграфические следствия // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 10. С. 1019–1037.
- Хабаров Е.М., Изох О.П. Седиментология и изотопная геохимия рифейских карбонатных отложений Хараулахского поднятия севера Восточной Сибири // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 5–6. С. 797–820.

- Хоментовский В.В. Неопротерозой севера Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 6. С. 865–880.
- Чумаков Н.М. Оледенения Земли: история, стратиграфическое значение и роль в биосфере. М.: ГЕОС, 2015. 160 с.
- Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. Опорный разрез вендских отложений юга Средней Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 26–51.
- Bold U., Smith E.F., Rooney A.D. et al. Neoproterozoic stratigraphy of the Zavkhan Terrane of Mongolia: the backbone for Cryogenian and Early Ediacaran chemostratigraphic record // Am. J. Sci. 2016. V. 316. P. 1–63.
- Clarkson M.O., Poulton S.W., Guilbaud R. et al. Assessing the utility of Fe/Al and Fe-speciation to record water column redox conditions in carbonate-rich sediments // Chem. Geol. 2014. V. 382. P. 111–122.
- Cramer B.D., Jarvis I. Carbon isotope stratigraphy // Geological Time Scale. V. 1. Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier, 2020. P. 309–343.
- Cui H., Grazhdankin D. V., Xiao S. et al. Redox-dependent distribution of early macro-organisms: Evidence from the terminal Ediacaran Khatyspyt Formation in Arctic Siberia // Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology. 2016. V. 461. P. 122–139.
- Cui H., Kaufman A.J., Xiao S. et al. Was the Ediacaran Shuram Excursion a globally synchronized early diagenetic event? Insights from methane-derived authigenic carbonates in the uppermost Doushantuo Formation, South China // Chem. Geol. 2017. V. 450. P. 59–80.
- Cui H., Kaufman A.J., Peng Y. et al. The Neoproterozoic Hüttenberg $\delta^{13}\text{C}$ anomaly: genesis and global implications // Precambrian Res. 2018. V. 313. P. 242–262.
- Grazhdankin D.V., Marusin V.V., Izokh O.P. et al. Quo vadis, Tommotian? // Geol. Mag. 2020. V. 157. № 1. P. 22–34.
- Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T. et al. Neoproterozoic chemostratigraphy // Precambrian Res. 2010. V. 182. P. 337–350.
- Hodgkiss M.S.W., Kunzmann M., Poirier A. et al. The role of microbial iron reduction in the formation of Proterozoic molar tooth structures // Earth Planet. Sci. Lett. 2018. V. 482. P. 1–11.
- Kaufman A.J., Knoll A.H. Neoproterozoic variations in the carbon isotopic composition of seawater: Stratigraphic and geochemical implication // Precambrian Res. 1995. V. 73. № 1–4. P. 27–49.
- Kaufman A.J., Knoll A.H., Narbonne G.M. Isotopes, ice ages, and terminal Proterozoic Earth history // Proc. Nat. Acad. Sci. USA. 1997. V. 94. P. 6600–6605.
- Kaufman A.J., Sovetov J.K., Peek S. et al. Carbon, oxygen and strontium isotope stratigraphy of the Oselok Group, Sayan Mountains, Siberia // Neoproterozoic sedimentary basins: stratigraphy, geodynamics and petroleum potential. Proceedings of the International conference (Novosibirsk, 30 July–02 August, 2011). Novosibirsk: IPGG SB RAS, 2011. P. 33–34.
- Knoll A.H., Grotzinger J.P., Kaufman A.J. et al. Integrated approaches to terminal Proterozoic stratigraphy: An example from the Olenek Uplift, northeastern Siberia // Precambrian Res. 1995. V. 73. P. 251–270.
- Kochnev B.B., Khudoley A.K., Priyatkina N.S. et al. Neoproterozoic evolution of the northwestern margin of the Siberian Platform // Precambrian Res. 2022. V. 382. 106877.
- Kouchinsky A.V., Bengston S., Pavlov V. et al. Carbon isotope stratigraphy of the Precambrian-Cambrian Sukharikha River Section, northwestern Siberian Platform // Geol. Mag. 2007. V. 144. P. 1–10.
- Kuang H.-W. Review of molar tooth structure research // J. of Palaeogeography. 2014. V. 3(4). P. 359–383.
- Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikova G.V. et al. Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before Bitter Springs Excursion // Precambrian Res. 2017. V. 298. P. 157–173.
- Magaritz M., Holser W.T., Kirshwink J.L. Carbon-isotope events across the Precambrian-Cambrian boundary on the Siberian platform // Nature. 1986. V. 320. P. 258–259.
- Paula-Santos G.M., Caetano-Filho S., Enzweiler J. et al. Rare earth elements in terminal Ediacaran Bambui Group carbonate rocks (Brazil): evidence for high seawater alkalinity during rise of early animals // Precambrian Res. 2020. V. 336. 105506.
- Rooney A.D., Cantine M.D., Bergmann K.D. et al. Calibrating the coevolution of Ediacaran life and environment // PNAS. 2020. V. 117(29). P. 16824–16830.
- Rud'ko S.V., Kuznetsov A.B., Petrov P.Yu. et al. Pb-Pb dating of the Dal'nyaya Taiga Group in the Ura uplift of southern Siberia: Implication for correlation of C-isotopic and biotic events in the Ediacaran // Precambrian Res. 2021. V. 362. 106285.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes / Eds A.D. Saunders, M.J. Norry // Magmatism in the Ocean Basins. London: Geological Society of London, 1989. P. 313–345.
- Tostevin R., Wood R.A., Shields G.A. et al. Low-oxygen waters limited habitable space for early animals // Nature Comm. 2016. V. 7. 12818.
- Walter M.R., Veevers J.J., Calver C.R. et al. Dating the 840–544 Ma Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon, and sulfur in seawater, and some interpretative models // Precambrian Res. 2000. V. 100. P. 371–433.
- Wei G.-Y., Wang J., Planavsky N.J. et al. On the origin of Shuram carbon isotope excursion in South China and its implication for Ediacaran atmospheric oxygen levels // Precambrian Res. 2022. V. 375. 106673.
- Xiao S., Narbonne G.M., Zhou C. et al. Towards an Ediacaran Time Scale: Problems, Protocols, and Prospects // Episodes. 2016. V. 39. № 4. P. 540–555.
- Zhou C., Xiao S. Ediacaran $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy of South China // Chem. Geol. 2007. V. 237. P. 89–108.

Early Ediacaran Positive C-Isotope Anomaly in Limestones of the Chernaya Rechka Formation of the Igarka Uplift (Northwestern Siberian Platform)

B. B. Kochnev^{1, 2, *}, B. G. Pokrovsky³, A. B. Kuznetsov⁴, V. V. Marusin^{1, 2},
O. K. Kaurova⁴, N. V. Bykova^{1, 2}, and N. A. Ivanova⁵

¹*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, acad. Koptug prosp., 3, Novosibirsk, 630090 Russia*

²*Novosibirsk State University, Pirogova str., 1, Novosibirsk, 630090 Russia*

³*Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

⁴*Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Makarova emb., 2, Saint-Petersburg, 199034 Russia*

⁵*Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (JSC "SNIIGiMS"), Krasny prosp., 67, Novosibirsk, 630091 Russia*

*e-mail: kochnevb@ipgg.sbras.ru

The Precambrian Chernaya Rechka Formation (Igarka Uplift) hosts a high-amplitude positive carbonate carbon isotope anomaly (up to 12.4‰) spanning through 500 m of the section and occurring simultaneously with a rise of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values. The similar trends of carbon isotope variations in the carbonate fraction and organic matter are not caused by local sedimentary environments since the studied anomaly-bearing carbonates accumulated in different zones of the carbonate ramp and shallow shelf. Oxygen isotope composition of these carbonates and some other geochemical criteria indicate minimal (if any) impact of post-sedimentary processes on preservation of the isotope systems. Concentrations of trace elements in the carbonate fraction indicate alternating anoxic and oxic environments that did not affected the carbon isotope composition during accumulation of the Chernaya Rechka Formation. The profound positive $\delta^{13}\text{C}$ anomaly was putatively caused by a global deficiency of ^{12}C in the paleo-ocean related to accumulation of methane hydrates and burial of non-oxidized organic matter. Together with geochronological and stratigraphic data, minimal $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values (0.7074) in the Chernaya Rechka Formation reveal the lower Ediacaran (lower Vendian) age of the unit (635–580 Ma). Among the closest stratigraphic analogues of the Chernaya Rechka Formation are the Dal'nyaya Taiga Group (Patom Basin) and coeval stratigraphic sequences in the southern Siberian Platform. Global nature of the positive $\delta^{13}\text{C}$ anomaly provide its correlation with other coeval C-isotope events worldwide.

Keywords: Ediacaran, Vendian, stable isotope geochemistry, chemostratigraphy, Siberian Platform, Igarka Uplift.