

УДК 551.7+551.8

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ С, О НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ДО-, СИН- И ПОСТГЛЯЦИАЛЬНЫХ КАРБОНАТОВ ЛОНГДОРСКОГО ПОДНЯТИЯ И ЗАПАДНОГО СКЛОНА АЛДАНСКОГО ЩИТА (ЮГ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

© 2023 г. А. В. Шацилло^а, *, С. В. Рудько^б, **, И. В. Латышева^б,
Б. Г. Покровский^б, Д. В. Рудько^а, И. В. Федюкин^а, А. Б. Кузнецов^с

^аИнститут физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН,
ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Москва, 123242 Россия

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

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

*e-mail: shatsillo@gmail.com

**e-mail: rudko@ginras.ru

Поступила в редакцию 28.06.2022 г.

После доработки 01.11.2022 г.

Принята к публикации 02.11.2022 г.

Представлены новые данные об изотопном составе С и О в неопротерозойских карбонатах баллаганского и дальнетайгинского горизонтов юго-восточной окраины Патомского палеобассейна. В верхней части баллаганского горизонта установлена отрицательная аномалия $\delta^{13}\text{C}$, сопоставимая по амплитуде и стратиграфическому положению с аномалией Трезона, предшествующей оледенению Марино. Карбонатные прослои в составе ледниковых отложений ничатской свиты дальнетайгинского горизонта имеют умеренно положительные значения $\delta^{13}\text{C}$, а горизонт доломитов в основании постгляциальной последовательности характеризуется умеренно отрицательными значениями, типичными для венчающих карбонатов, связанных с завершением оледенения Марино. В нижней части постгляциальной последовательности (баракунская свита) происходит постепенное увеличение доли кальцита в карбонатной составляющей пород и сдвиг изотопного состава, соответствующий разнице коэффициентов фракционирования стабильных изотопов С и О для доломита и кальцита. Этот феномен, фиксируемый также в постгляциальных последовательностях Намибии и Канады, указывает на то, что состав карбонатных минералов определялся глобальным изменением химизма воды, а не постседиментационным замещением. Вышележащие карбонатные отложения дальнетайгинского горизонта в эпиплатформенной части Патомского палеобассейна (сеньская свита) обеднены ^{13}C по сравнению с их шельфовыми аналогами на Уринском поднятии. Высказано предположение, что карбонатакопление в эпиплатформенных и шельфовых фациальных зонах Патомского палеобассейна происходило несинхронно. Реконструированный тренд вариаций $\delta^{13}\text{C}$ для дальнетайгинского горизонта характеризуется положительными и малоамплитудными отрицательными аномалиями $\delta^{13}\text{C}$, сходными с таковыми в формации Доушаньто Китая.

Ключевые слова: эдиакарий, криогений, Сибирская платформа, хемостратиграфия, аномалия Трезона.

DOI: 10.31857/S0024497X22700021, **EDN:** IIWOBW

Разрезы позднего докембрия на юге средней Сибири, вскрытые в пределах Патомского нагорья и сопредельных регионах, представляют наиболее полную стратиграфическую последовательность верхней части неопротерозоя на Сибирской платформе [Журавлева и др., 1959; Чумаков, 1993; Иванов и др., 1995; Семихатов и др., 2004; Чумаков и др., 2007, 2013]. Развитые в этом регионе неопротерозойские отложения принадлежат Патомскому палеобассейну окраинно-континентального

типа. Карбонатные толщи Патомского палеобассейна стали одним из первых объектов для изучения аномальных вариаций $\delta^{13}\text{C}$ в неопротерозое [Покровский, Герцев, 1993], превосходящих по амплитуде вариации изотопного состава С в фанерозойских карбонатах. Подобные резкие вариации $\delta^{13}\text{C}$ были зафиксированы в разрезах юдомского комплекса на Учуро-Майской плите Восточной Сибири [Семихатов и др., 2004].

В дальнейшем идентификация упомянутых аномальных вариаций $\delta^{13}\text{C}$ в удаленных разрезах Патомской складчатой дуги и периферии Сибирской платформы позволили уточнить возраст и региональную корреляцию отложений Патомского бассейна, объединяемых в патомский комплекс [Покровский и др., 2006, 2015]. Верхняя часть разреза патомского комплекса, характеризовавшаяся отрицательной $\delta^{13}\text{C}$ аномалией, была сопоставлена с позднеэдиакарской аномалией Шурам-Вонока, а залегающие ниже отложения, заключающие положительную $\delta^{13}\text{C}$ аномалию и ледниковый горизонт в основании, были отнесены к терминальному криогению и раннему эдиакарию (ранний венд в отечественной терминологии). По мере наращивания данных по мировым неопротерозойским разрезам (в Китае, Омане, Намибии, Австралии) стало очевидно, что вековые вариации изотопного состава С в неопротерозое характеризовались большим числом кратковременных отрицательных экскурсов, разделяющих длительные периоды положительных аномалий [Halverson et al., 2005]. Отрицательные экскурсы, как казалось, могут быть связаны с ледниковыми периодами неопротерозоя [Hoffam, Schrag, 2002; Halverson et al., 2005; Tahata et al., 2013], или отвечать эволюционным перестройкам в биосфере [Narbonne et al., 1994; Macdonald et al., 2013], или поэтапной оксигенизации атмосферы [Fike et al., 2006; Cui et al., 2018].

Продолжающаяся дискуссия о природе и хронологии вариаций $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных разрезах неопротерозоя спровоцировала новый виток изучения изотопного состава С и Sg в карбонатных отложениях в опорном разрезе венда Уринского поднятия [Рудько и др. 2017, 2020; Петров, Покровский, 2020] и в менее изученных районах Патомского нагорья [Покровский и др., 2021]. В настоящей работе представлены результаты изотопно-геохимического изучения неопротерозойских карбонатов в одном из труднодоступных районов – в восточной части Патомского нагорья (р. Сень, ключ Опорный, р. Желинда), характеризующем относительно слабо изученную эпиплатформенную часть Патомского бассейна (рис. 1). Бассейновый анализ и представленные в этой работе изотопные данные показывают, что карбонатонакопление в эпиплатформенной части бассейна происходило несинхронно с районом Уринского поднятия и центральной частью бассейна (р. Жуя, верховья Малого Патома), а выявленные вариации изотопного состава С характеризуются ранее неустановленными отрицательными экскурсами. Существенно дополнены сведения о вариациях изотопного состава углерода ледниковых и постледниковых отложений позднего криогения–раннего эдиакария. Обсуждается значение установленных вариаций стабильных изото-

пов С и О для глобальной корреляции отложений позднего докембрия, включая изученные отложения Патомского бассейна.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Район исследований расположен на юго-восточной окраине Патомского нагорья между долиной р. Чара и Лонгдорским поднятием, вблизи его сочленения с хребтом Кодар. В тектоническом отношении район исследований принадлежит к Сибирской платформе. Наиболее древние позднедокембрийские осадочные породы – пурпольская и медвежевская свиты – обнажаются на склонах Лонгдорского поднятия, осевая часть которого сложена комплексами раннедокембрийского фундамента. Эти свиты, характеризующиеся исключительно терригенным составом отложений общей мощностью до 3 км [Огиенко и др., 1973]¹, надстраиваются терригенно-карбонатной последовательностью, объединяемой в патомский комплекс [Журавлева и др., 1959; Салоп, 1964; Чумаков и др., 2007 и др.]. Патомский комплекс подразделен на три региональных горизонта – баллаганахский, дальнетайгинский и жуинский, прослеженных на площадях Патомского нагорья и примыкающей части Сибирской платформы [Государственная ..., 2010]. Каждый горизонт (серия) [Чумаков и др., 2007] начинается толщей конгломератов или песчаников, которые постепенно сменяются чередованием сланцев и карбонатных пород, а затем карбонатными толщами.

Баллаганахский горизонт подразделяется на харлухтахскую, хайвергинскую и бугарихтинскую свиты терригенного состава и терригенно-карбонатную мариинскую (на юге региона бодайбоканскую) свиту. В пределах Патомского нагорья мощность баллаганахского горизонта местами достигает 2.5 и даже 5.5 км [Государственная ..., 2010], но на изученном нами участке (район р. Желинда, рис. 2) она резко сокращается примерно до 0.5 км и горизонт не разделяется на свиты. Необходимо отметить, что в изученном районе и некоторых других разрезах Патомского нагорья в составе терригенной части баллаганахской серии встречаются диамиктиты, которые, возможно, представляют собой единый горизонт, связанный с неопротерозойским оледенением Стерт, чему не противоречат приведенные ниже оценки возраста для основания патомского комплекса. В частности, тиллоиды описаны в разрезе харлухтахской свиты на С–3 Патомского нагорья (р. Большая Чуя) [Красильников, 1990], есть сведения о присутствии подобных отложений на

¹ На склонах Лонгдорского поднятия осадочные толщи интенсивно деформированы, поэтому приведенные оценки мощности, вероятно, завышенные.

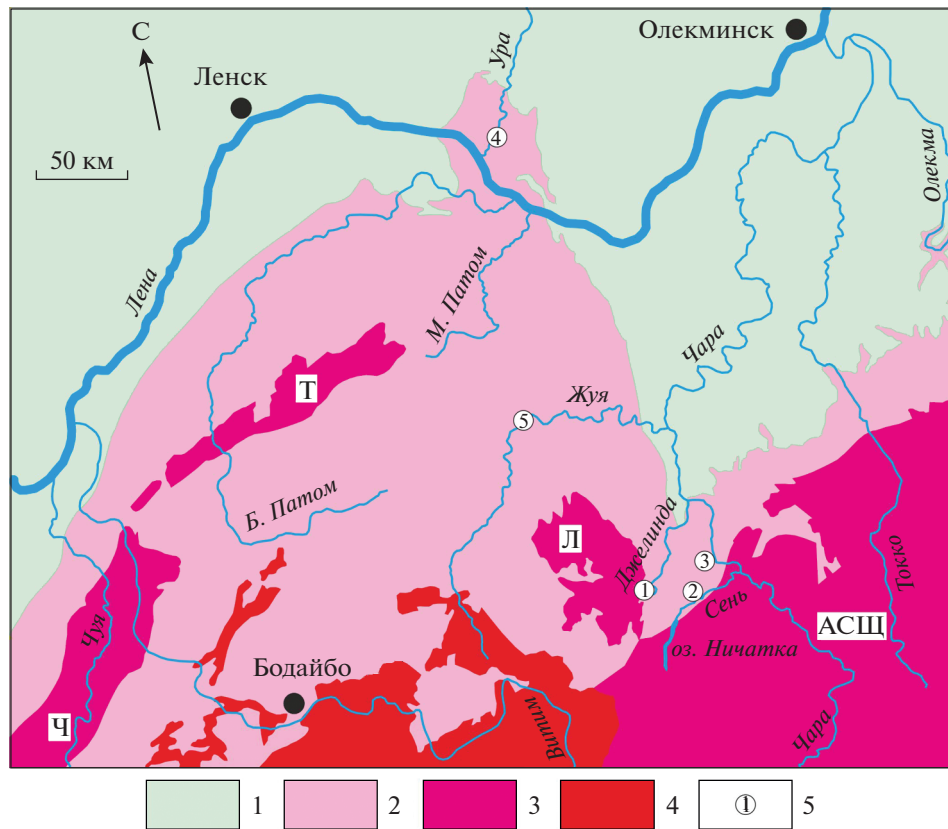


Рис. 1. Схема геологического строения Патомского нагорья и сопредельных территорий.

1 – платформенный чехол Сибирской платформы (с кембрия по силур и наложенные юрские впадины); 2 – позднедокембрийские комплексы; 3 – выходы раннедокембрийского фундамента (АСЩ – Алдано-Становой щит, Л – Лонгдорское поднятие, Т – Тонодское поднятие, Ч – Чуйское поднятие); 4 – позднепалеозойские гранитоиды Ангаро-Витимского батолита и среднепалеозойские гранитоиды нерасчлененные; 5 – разрезы (1 – руч. Опорный и р. Желинда, 2 – р. Сень, 3 – реки Мокрый и Сухой Кумак-Улах, 4 – р. Ура, 5 – р. Жуя).

Тонодском поднятии (междуречье рек Витим и Большой Патом) [Иванов и др., 1995].

Дальнетайгинский горизонт в пределах Патомского нагорья и на прилегающих территориях существенно изменчив по мощности (от 1 до 4 км) и в районе р. Желинда включает “ледниковую” ничатскую свиту [Чумаков, Керницкий, 2016] и постгляциальные баракунскую и сеньскую свиты, характеризующиеся терригенно-карбонатным составом отложений. Перечисленные свиты рассматриваются как стратиграфические аналоги дальнетайгинской серии опорного разреза венда на Уринском поднятии [Чумаков, 1993; Чумаков и др., 2013 и ссылки в этих работах]. Вышележащая терригенно-карбонатная торгинская свита относится к жуинскому горизонту [Государственная ..., 2010], который в пределах всего Патомского бассейна характеризуется отрицательной аномалией $\delta^{13}\text{C}$ [Покровский и др., 2006, 2021; Покровский, Буякайте, 2015] и уверенно сопоставляется с глобальной изотопной аномалией позднего эдиакария Шурам-Вонока.

Фациальная зональность Патомского бассейна менялась в ходе его длительной эволюции и установлена пока лишь в общих чертах. Реконструкция [Чумаков и др., 2007] предполагает, что началу формирования патомского комплекса предшествовал рифтовый этап, запечатленный в подстилающих отложениях медвежьей свиты. Отложения баллаганахско-дальнетайгинского времени рассматриваются как осадочная призма пассивной окраины Сибирской платформы, для которой выделяются: 1 – внутренняя часть бассейна (разрезы по рекам Жуя, Малый Патом), представляющая некомпенсированную область интенсивного прогибания; 2 – внешняя часть бассейна (разрезы Уринского и восточного склона Лонгдорского поднятий), которая большую часть времени соответствовала шельфу или склону шельфа; 3 – эпиплатформенная область (разрезы оз. Ничатка, по рекам Сень, Чара, Токко).

В рассматриваемом районе в направлении от периферии к центру платформы (от Лонгдорского поднятия к долине р. Чара, см. рис. 1) в разрезе отмечаются латеральные изменения, в частности

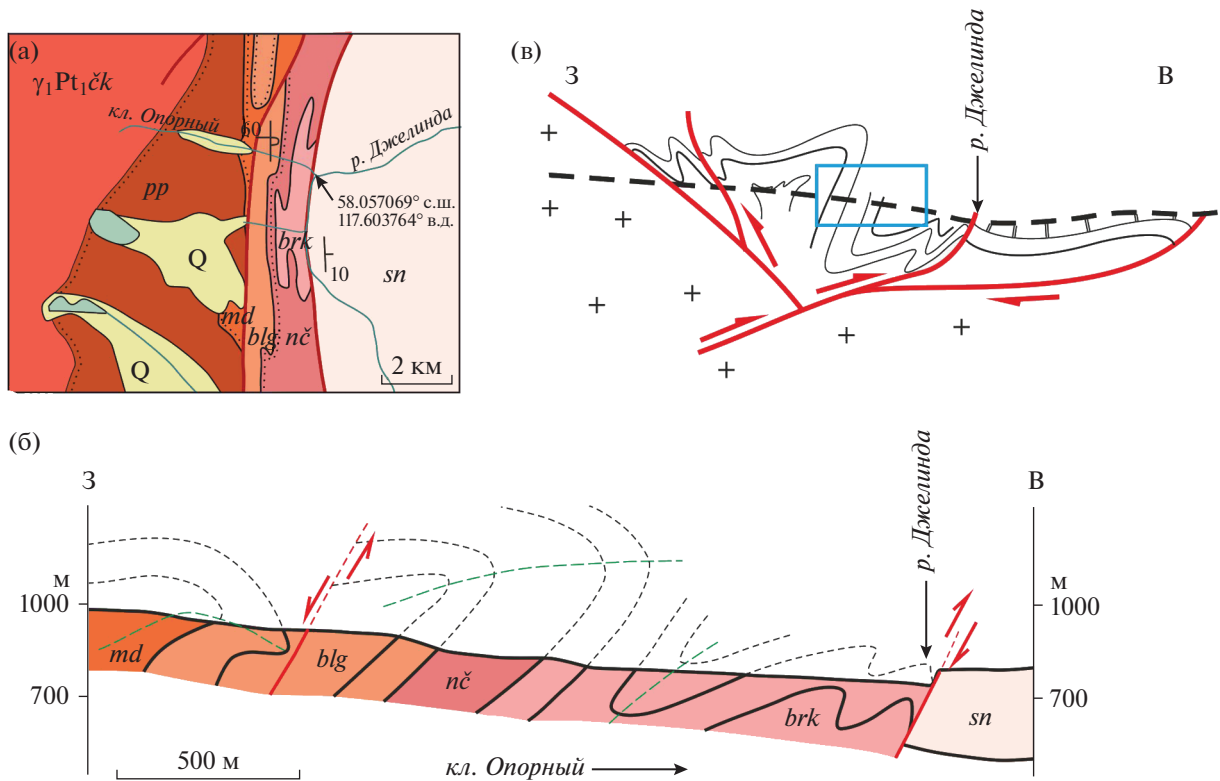


Рис. 2. Схема геологического строения района работ в верховьях р. Джелинда и по ключу Опорный (а, б), гипотетический разрез восточного склона Лонгдоржского поднятия (в).
 а, б – индексы подразделений (от более древних): $\gamma_1Pt_1\check{c}k$ – гранитоиды чуйско-кодарского комплекса, pp – пурпольская свита, md – медвежеская свита, blg – баллаганахская серия/горизонт (харлуктахская, хайвергинская, бугарихтинская и мариинская свиты нерасчлененные), nч – ничатская свита, brk – баракунская свита, sn – сеньская свита (вещественный состав изученных стратиграфических подразделений см. рис. 3); схема (а) – составлена на основе геологической карты масштаба 1 : 200000, разрез (б) – составлен на основе полевых наблюдений, зеленый пунктир – оси складок, красный – разрывные нарушения; (в) – прямоугольником обозначен изученный участок разреза, пунктирная линия – современный эрозионный срез, горизонтальный и вертикальный масштаб условный, красные линии – разрывные нарушения.

сокращаются мощности свит, а нижние подразделения (пурпольская, медвежеская свиты и баллаганахская серия) восточнее оз. Ничатка выклиниваются [Ляхницкий, 1981; Огиенко и др., 1973; Колесников и др., 1985]. Далее к востоку – в междуречье рек Чара и Токко и к юго-востоку – р. Малая Тора нижняя часть разреза еще более сокращается и на породы фундамента трансгрессивно налегают отложения сеньской свиты [Бобров, 1979 и ссылки в этой работе]. Этот эпизод максимального затопления платформы соответствует наиболее глубоководным отложениям дальнетайгинской серии Уринского поднятия (уринская свита) [Петров, 2018], что дает основание для корреляции соответствующих стратиграфических подразделений.

Возраст патомского комплекса определяется в интервале поздний криогений–эдиакарий. Исторически основанием для этого служили аномальные вариации изотопного состава углерода в карбонатах [Покровский и др., 2006] в совокупности

с возрастающим вверх по разрезу отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$ [Покровский и др., 2006; Melezhik et al., 2009], что является уникальной особенностью позднего неопротерозоя. Вендский (эдиакарский) возраст постгляциальной последовательности был обоснован находками комплекса микрофоссилий [Sergeev et al., 2011] и отпечатков *Beltannelloides* [Леонов, Рудько, 2012]. В последнее время получены геохронологические ограничения для возраста обсуждаемых отложений. В качестве возрастного ограничения патомского комплекса может быть принята U-Pb датировка циркона в 709 ± 7 млн лет [Ларин и др., 2020] для гранитоидов язовского комплекса, интрузирующих нижнюю часть медвежеской свиты [Иванов и др., 1995] на С–3 Патомского нагорья (р. Верхняя Язовая – правый приток р. Витим в ее нижнем течении). Отмечается [Иванов и др., 1995], что на этом участке в верхнемедвежеской подсвите присутствуют гальки карбонатных метасоматитов, развитых в экзоконтактовых зонах

гранитоидов язовского комплекса. Для дальне-тайгинской серии на Уринском поднятии на основании Pb-Pb изотопного датирования карбонатов получены раннеэдиакарские оценки возраста, омолаживающегося вверх по разрезу: 613 ± 56 , 581 ± 16 и 575 ± 20 млн лет [Rud'ko et al., 2021]. Близкий возраст (U-Pb по монациту 573 ± 12 млн лет [Meffre et al., 2008]) обоснован для хомолхинской свиты (золоторудное месторождение Сухой Лог), представляющей собой стратиграфический аналог валюхтинской свиты верхней части дальне-тайгинской серии в дистальной части Патомского бассейна. Минимальный возраст патомского комплекса ограничен ранним кембрием по присутствию в перекрывающих отложениях (тинновская и нохтуйская свиты) мелкораквиной фауны [Кочнев, Карлова, 2010].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ИЗУЧЕННЫХ РАЗРЕЗОВ

Разрез по ключу Опорный и р. Джелинда.

По этому участку, расположенному на восточном склоне Лонгдорского поднятия (см. рис. 2, рис. 3) получен основной объем изотопно-геохимических данных. Нижняя (обнаженная) часть разреза, включающая медвежевскую свиту, баллаганахскую серию, ничатскую и баракунскую свиты, вскрыта в долине ключа Опорный (это название дано Н.М. Чумаковым для безымянного левого притока р. Джелинда и не отражено на картах). Осадочные толщи неопротерозоя смяты здесь в крупную запрокинутую на восток складку с субгоризонтальным шарниром субмеридионального простирания. Каньон кл. Опорный сечет структуру вкрест простирания толщ, и разрез надстраивается в восточном направлении (вниз по течению ключа). Общая мощность обнаженной части разреза составляет около 1 км, эта оценка приближительна, поскольку средняя часть баллаганахской серии разбита разломами и осложнена приразрывными складками. В то же время благодаря контрастному литологическому составу пород можно заключить, что явных тектонических сдвиганий в общем разрезе нет.

Медвежевская свита, представляющая основание обнаженной части разреза, сложена рассланцованными лиловыми и зелеными алевролитами, с прослоями песчаников, общей мощностью не менее 50 м. На алевролитах медвежевской свиты залегает пачка переслаивания серых и зеленовато-серых кварцитовидных песчаников и алевролитов мощностью свыше 4 м, на которых, без видимого несогласия, залегает пачка диамиктитов мощностью около 30 м, рассматриваемая в работе [Огиенко и др., 1973], как базальный горизонт баллаганахской серии.

Ввиду отсутствия в литературе каких-либо сведений о баллаганахских диамиктитах кл. Опор-

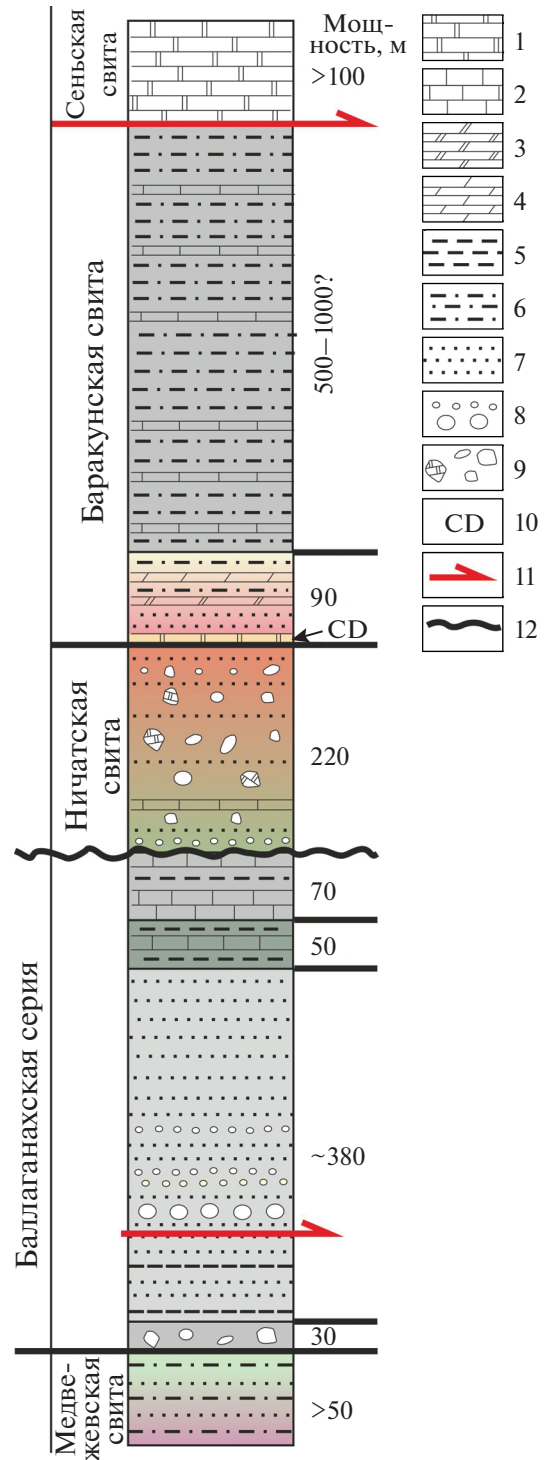


Рис. 3. Стратиграфическая колонка обнаженной части разреза по ключу Опорный и р. Джелинда. 1 – доломиты, 2 – известняки, 3 – доломитовые мергели, 4 – мергели, 5 – аргиллиты и сланцы, 6 – алевролиты, 7 – песчаники, 8 – гравелиты и конгломераты, 9 – диамиктиты, в т.ч. с обломками доломитов, 10 – пласт венчающих доломитов, 11 – тектонический контакт, 12 – эрозионная граница. Цвет заливки соответствует окраске пород.

ный приведем их краткое описание, основанное на полевых наблюдениях и изучении шлифов. Диамиктиты (рис. 4а, б) характеризуются массивной текстурой и полимиктовым составом обломочного материала. В составе валунов и галек преобладают обломки гранитов, но также присутствуют мелкозернистые кристаллические сланцы, жильный кварц, зеленоватые мелкозернистые магматические или метаморфические (?) породы и гнейсы. Размер обломков и окатанность варьируют в широких пределах от гравия до крупных валунов и глыб (более 0.7 м), но гальки средней окатанности преобладают. Среди обломков присутствуют валуны с плоскими гранями, которые могут быть интерпретированы как “ледниковые утюги”. Обломки не ориентированы и “плавают”, не соприкасаясь, в матриксе. Матрикс диамиктитов темно-серый песчано-глинистый, обычно составляет более 50% породы. Целенаправленный поиск ледниковой штриховки на обломках нами не проводился, ранее Н.М. Чумакову (устное сообщение) ее обнаружить не удалось. Контакт диамиктитов с вышележащими зеленовато-серыми песчаниками и сланцами скрыт осыпью, выше по разрезу баллаганахской серии диамиктиты не встречены.

Вышележащий разрез баллаганахской серии представлен зеленовато-серыми песчаниками и конгломератами с прослоями сланцев (около 200 м), надстраиваемыми пачкой черных сланцев (70 м) с редкими маломощными (первые сантиметры) прослоями известняков (см. рис. 4ж), которые выше сменяются пачкой темно-серых глинистых известняков (30 м). Терригенно-карбонатная часть разреза соответствует мариинской свите [Огиенко и др., 1973; Чумаков, 1993, 2015].

Вышележащая часть разреза по кл. Опорный включает ничатскую и баракунскую свиты. Ничатская свита залегает на баллаганахской серии без видимого несогласия, ее подошва проводится [Чумаков, 2015] по маломощной (первые метры) пачке полимиктового конгломерата, содержащего, в том числе, и карбонатные гальки (см. рис. 4в). Основной объем ничатской свиты представлен диамиктитами массивными и слоистыми, сланцами с дропстоунами (упавшими камнями), а также редкими маломощными прослоями известняков и песчаников. Мощность ничатской свиты в изученном разрезе составляет по нашим замерам около 220 м. Грубая кластика диамиктитов ничатской свиты имеет полимиктовый состав, однако в отличие от диамиктитов баллаганахской серии в составе обломков значительная доля принадлежит доломитам (см. рис. 4г). Вверх по разрезу ничатской свиты вклад доломитовых обломков и их размерность убывают, при этом цвет матрикса диамиктитов меняется от темно-серого к зеленовато-серому и далее к красному, что, вероятно, связано с составом пород в области ледниковой

экзарации. Н.М. Чумаков рассматривает ничатскую свиту как элемент Среднесибирского гляциогоризонта и интерпретирует соответствующие отложения по кл. Опорный как продукты переотложения ледникового материала гравитационно-оползневыми процессами из относительно мелкозернистых эпиконтинентальных или шельфовых обстановок в более глубоководные части бассейна [Чумаков, Керницкий, 2016]. Глубоководная марино-гляциальная обстановка седиментации ничатской свиты предполагает отсутствие глубокой эрозии подстилающих ее отложений в результате ледниковой экзарации, т.е. отсутствие значительного перерыва между ничатской и мариинской свитами в изученном разрезе.

Гляциальные отложения ничатской свиты согласно перекрываются терригенно-карбонатной толщей баракунской свиты, с маркирующим [Покровский и др., 2010] пластом “венчающего доломита” (около 2 м) (см. рис. 4д) в основании. Вышележащий фрагмент разреза (30–50 м) представлен развалами красноцветных песчаников, надстраиваемых в коренном обнажении терригенно-карбонатной песчано-алевритовой толщей (до 40 м), в которой вверх по разрезу увеличивается вклад карбонатной составляющей, а цвет пород меняется от красного к темно-серому. Вышележащая глинисто-карбонатная “темноцветная” часть баракунской свиты интенсивно деформирована, что не позволяет адекватно оценить ее мощность и составить полный разрез. В этой связи для хемотратиграфических исследований темноцветная часть баракунской свиты опробовалась только в ее основании. В средней части этой толщи мы наблюдали терригенно-карбонатные ритмиты, содержащие редкие мелкие дропстоуны кварцита (см. рис. 4е). Наряду с дропстоунами в шлифах отмечалась песчаная приресь крупной размерности, привнесенная, вероятно, в результате ледового разноса.

Вышележащая сеньская свита на изученной площади имеет преимущественно доломитовый состав, с подчиненным количеством известняков и терригенных разностей пород, а ее мощность меняется с запада на восток (от Лонгдорского поднятия к долине р. Чара) от 1000 до 400 м [Огиенко и др., 1973]. Небольшой фрагмент разреза (13 м), относящийся к верхней части сеньской свиты (не более чем на 50–100 м ниже кровли свиты по структурному положению), был опробован нами по левому борту долины р. Джелинда, примерно 1.5 км ниже устья кл. Опорный.

Еще один фрагмент разреза сеньской свиты (42 м) был опробован нами в 30 км к востоку от устья кл. Опорный по левому борту долины р. Сень, ниже устья р. Урага (см. рис. 1), где сеньская свита имеет двучленное деление на нижнюю и верхнюю подсвиты [Колесников и др., 1985].

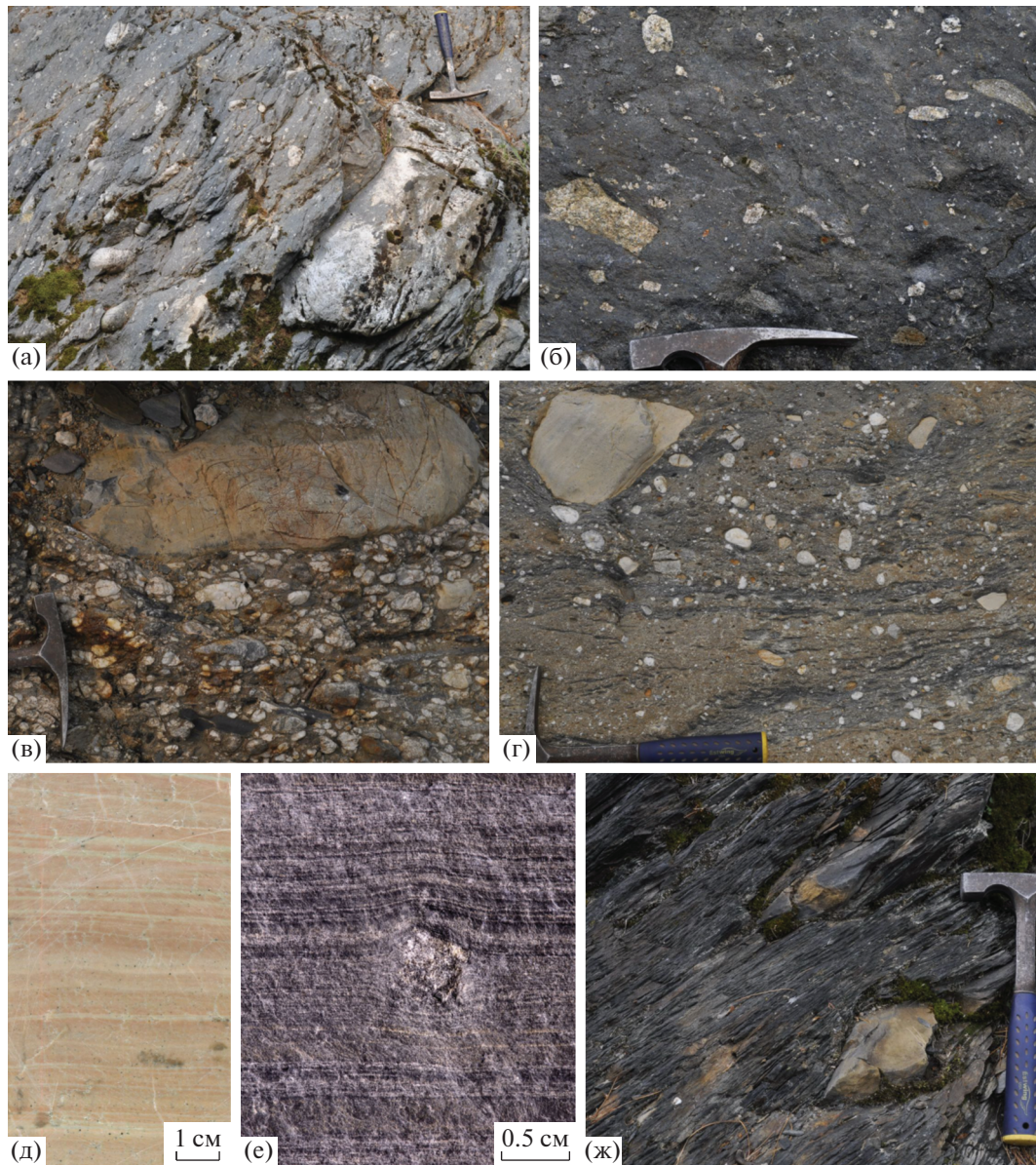


Рис. 4. Литологические особенности пород баллаганакского и дальнетайгинского горизонтов восточного склона Лонгдорского поднятия.

а, б – диамиктиты основания баллаганакской серии, в – конгломераты в основании ничатской свиты (валун в верхней части снимка представлен доломитом), г – диамиктиты из средней части ничатской свиты, включающие крупные карбонатные гальки, д – венчающие доломиты с ламинарной слоистостью из основания баракунской свиты (пришлифованный спил породы), е – глинисто-карбонатный тонкослоистый ритмизм из средней части баракунской свиты с дробстоунным песчаника, ж – будинированные прослои карбонатов в черных сланцах верхней части баллаганакской серии. Размер молотка – 28×17.5 см.

Здесь, в 400 м выше уреза воды, в скальном уступе обнажаются серые массивные и тонкослоистые (в нижней части) доломиты с незначительной терригенной примесью; породы залегают субгоризонтально с небольшим падением в СЗ румбах. В соответствии с данными геологического картирования [Колесников и др., 1985], изученный

фрагмент разреза по р. Сень соответствует основанию верхней подсвиты сеньской свиты.

В статье мы дополнительно приводим данные по изотопному составу С, О в карбонатах (долоалевролитовые ритмизмы, карбонатные песчаники) и карбонатных обломков из тиллитов ничатской свиты разреза р. Мокрый Кумах-Улах (ле-

вый приток р. Чара ниже устья р. Сень, см. рис. 1), расположенного в 40 км к востоку от кл. Опорный. Данные о геологическом строении этого участка приведены в работах [Чумаков, Керницкий, 2016; Шацилло и др., 2019].

МАТЕРИАЛ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Для изотопно-геохимических исследований было отобрано 134 образца (табл. 1). Шаг отбора составлял от первых десятков сантиметров (красноцветная часть баракунской свиты кл. Опорный, доломитовая пачка ничатской свиты на р. Мокрый Кумах-Улах) до первых метров. Карбонатные обломки диамиктитов ничатской свиты опробовались равномерно по всему разрезу.

Для определения изотопного состава С и О в карбонатах использовался комплекс аппаратуры корпорации Thermoelectron, включающий масс-спектрометр Delta V Advantage и установку Gas-Bench-II. Разложение карбонатов проводилось в 100%-ной ортофосфорной кислоте при 50°C. Значения $\delta^{13}\text{C}$ приводятся в промилле относительно стандарта PDB, значения $\delta^{18}\text{O}$ – в промилле относительно стандарта SMOW. Для привязки результатов анализов к PDB и SMOW использовались сверочные пробы IAEA-C-O-1 и NBS-19. Точность определения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ находится в пределах ± 0.2 и $\pm 0.1\%$ соответственно. Для изотопных анализов использовались микронавески, выбуренные портативным буром со “свежей” поверхности образцов, предварительно распиленных на камнерезном станке. Валовый состав основных и примесных элементов пород измерялся методом рентгенофлуоресцентного анализа с использованием портативного анализатора (pXRF) для геохимического анализа Vanta Olympus. Измерения выполнялись в лабораторных условиях с использованием рабочей станции Vanta, в режиме коллимации (с локальностью анализа 3 мм). При этом анализировались участки образцов, расположенные на расстоянии до 2 мм от точек пробоотбора на изотопно-геохимические исследования. Пределы обнаружения элементов, обсуждаемых в работе: Mg < 3000 ppm, Si < 400 ppm, Ca < 25 ppm, Sr < 5 ppm, полная характеристика pXRF Vanta доступна по ссылке: https://www.olympusims.com/en/.downloads/download/?file=285216844&fl=en_US&inline.

В статье дополнительно определен изотопный состав Sr в нескольких образцах известняков мариинской и ничатской свит. Работы выполнены в ИГГД РАН по стандартной методике, включавшей ступенчатое растворение карбонатных фракций [Кузнецов и др., 2008].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Баллаганахская серия (мариинская свита)

Наиболее низкие опробованные уровни мариинской свиты представлены прослоями мергелистых известняков, вверх по разрезу они сменяются известняками в значительной степени обогащенными Sr (до 1616 мкг/г). На опробованном интервале (около 70 м разреза) в карбонатах наблюдается аномальное обеднение тяжелым изотопом ^{13}C , при этом значения $\delta^{13}\text{C}$ постепенно возрастают от -13.9 до -6.3% к верхней границе мариинской свиты (рис. 5, см. табл. 1). Значение $\delta^{18}\text{O}$ в известняках мариинской свиты варьирует в пределах весьма низких значений (16.8 – 21.9%) и не испытывает направленных изменений по разрезу. Минимальное значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках составило 0.7084 и наблюдается в одном из трех образцов с наиболее высоким содержанием Sr.

Ничатская свита

Изотопный состав С и О одной из галек в составе базального конгломерата в основании ничатской свиты ($\delta^{13}\text{C} = -4.2\%$, $\delta^{18}\text{O} = 21.9\%$) близок к соответствующим показателям нижележащих известняков мариинской свиты (см. рис. 5, табл. 1). С началом ледниковой седиментации ничатского времени накопление карбонатных отложений некоторое время сохранялось. Наиболее мощный (1 м) горизонт известняка, присутствующий в 20 м от основания ничатской свиты в разрезе ключа Опорный, также как и подстилающие отложения мариинской свиты, характеризуется относительно низкими значениями $\delta^{13}\text{C} = -7.2\%$, $\delta^{18}\text{O} = 17.4\%$ и обогащен Sr (1487 мкг/г). Изотопный состав Sr в этом тонком карбонатном горизонте характеризуется резким обогащением радиогенным изотопом ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7107$), что могло быть вызвано его поступлением из подстилающих и перекрывающих глинистых пород при катагенетической перекристаллизации. Выше по разрезу в средней и верхней части ничатской свиты диамиктиты расслоены единичными тонкими прослоями доломитов, в которых изотопный состав С резко меняется до умеренно высоких положительных значений $\delta^{13}\text{C}$ от $+3.1$ до $+6.3\%$. Близкие значения $\delta^{13}\text{C}$ ($+3.5$ до $+5.5\%$) имеют стратифицированные карбонаты в верхней части ничатской свиты на р. Мокрый Кумах-Улах, представленные пластом доломитовых ритмитов (1.5 м) и единичными прослоями карбонатных песчаников (см. табл. 1). Опробованные карбонатные обломки в составе диамиктитов ничатской свиты представлены доломитом. Изотопный состав С в них не испытывает направленных изменений по разрезу и на ключе Опорный ха-

Таблица 1. Изотопный состав С, О и Sr в карбонатах и элементный (Mg, Ca, Si, Sr) состав неопрогерозойских пород Лонгдорского поднятия и западного склона Алданского щита

Свита или серия	Породы	Номер образца	Уровень отбора, м	Mg, ppm	Ca, ppm	Si, ppm	Sr, ppm (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr)	δ ¹³ C, ‰	δ ¹⁸ O, ‰
Разрез р. Джелинда*									
Сеньская, верхняя часть	Доломит	061-6	12.5	99 537	155 224	7123	44	3.3	22.8
	Доломит	061-5	10.5	120 046	157 248	3015	43	3.5	22.3
	Доломит	061-4	8	113 497	158 859	3306	41	3.7	25.0
	Доломит	061-3	5	113 614	160 261	0	44	3.7	23.5
	Доломит	061-2	3	87 473	152 457	23 296	46	3.8	25.4
	Доломит	061-1	0	100 081	154 250	5611	42	4.3	27.6
Разрез р. Сень*									
Сеньская, средняя часть	Доломит	067-1	42	75 379	132 413	78 306	66	1.0	26.1
	Доломит	067-2	39	101 271	145 099	46 795	58	-1.5	24.7
	Доломит	067-3	36	96 505	154 311	11 489	45	-1.5	23.9
	Доломит	067-4	33	88 692	133 052	48 160	77	-2.9	25.8
	Доломит	067-5	30	94 072	150 291	11 400	61	-2.3	24.5
	Доломит	067-6	27	105 000	153 719	11 015	75	-2.6	25.9
	Доломит	067-7	24	101 908	148 376	10 061	83	-3.6	25.4
	Доломит	067-8	21	98 983	153 238	12 870	69	-3.7	25.6
	Доломит	067-9	18	102 825	142 852	19 083	86	-3.1	26.3
	Доломит	067-10	15	129 735	155 279	22 603	92	-6.4	25.4
	Доломит	067-11	12	95 589	143 163	32 693	84	-2.3	28.2
	Доломит	067-12	9	82 658	134 181	50 753	46	-0.8	28.1
	Доломит	067-13	6	94 322	150 622	9 693	51	-0.8	26.0
	Доломит	067-14	3	88 017	141 400	18 088	61	-1.4	28.4
	Доломит	067-15	0	90 730	141 163	34 429	78	-2.6	26.5
Разрез кл. Опорный**									
Баракунская, средняя часть	Тонкослоистый мергель с дробстоуном	060-7-1		н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	-3.2	22
	Тонкослоистый мергель с дробстоуном	060-7-2		н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	-3.5	21.1
Баракунская, нижняя часть	Темно-серый мергель	059-4	385.23	9456	188 149	69 255	477	-5.9	18.5
	Темно-серый мергель	059-3	382.73	—	237 077	49 825	658	-6.2	18.6
	Темно-серый мергель	059-2	372.73	—	249 131	38 328	612	-5.9	18.2
	Темно-серый мергель	059-1	367.73	—	231 909	32 188	492	-6.2	18.3
	Красноцветный мергель	50	362.23	—	248 894	54 695	311	-6.0	17.5
	Красноцветный мергель	51	362.01	7081	173 519	93 534	220	-5.8	17.2
	Красноцветный мергель	52	361.41	7473	259 794	50 158	364	-5.7	17.1
	Красноцветный мергель	53	361.17	11 773	53 498	193 246	73	-5.3	17.9
Красноцветный мергель	54	361.05	7218	204 176	60 721	296	-5.7	17.3	

Таблица 1. Продолжение

Свита или серия	Породы	Номер образца	Уровень отбора, м	Mg, ppm	Ca, ppm	Si, ppm	Str, ppm (⁸⁷ Str/ ⁸⁶ Str)	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰
Баракунская, нижняя часть	Красноцветный мергель	55	360.81	9585	73367	164427	108	-5.5	17.5
	Красноцветный мергель	56	360.55	—	240788	52725	314	-5.7	17.3
	Красноцветный мергель	57	360.28	16258	175779	88246	209	-5.6	16.9
	Красноцветный мергель	58	360.09	9560	78403	176578	112	-5.4	17.6
	Красноцветный мергель	59	359.57	12555	190538	96569	208	-5.6	17.0
	Красноцветный мергель	60	359.24	15803	131054	134520	153	-5.5	17.6
	Красноцветный мергель	61	359.1	18624	152296	98583	168	-5.6	16.6
	Красноцветный мергель	62	358.99	—	243487	47655	273	-5.7	16.9
	Красноцветный мергель	63	358.77	5665	186943	95335	224	-5.7	17.0
	Красноцветный мергель	64	358.57	29391	107580	130036	124	-5.2	17.9
	Красноцветный мергель	65	358.34	28098	50275	164086	89	-5.1	18.2
	Красноцветный мергель	67	357.9	30978	83501	134148	158	-5.3	15.7
	Красноцветный мергель	68	357.68	35547	58404	157399	106	-5.0	18.9
	Красноцветный мергель	69	357.48	35935	106966	118398	183	-5.4	18.0
	Красноцветный мергель	70	357.4	13041	181983	73323	305	-5.7	17.6
	Красноцветный мергель	71	357.19	14181	199550	84929	339	-5.6	17.5
	Красноцветный мергель	72	356.79	31370	60095	184844	134	-5.1	18.3
	Красноцветный мергель	73	356.58	35302	44987	162354	134	-5.0	18.5
	Красноцветный мергель	74	356.42	20423	45113	142634	117	-5.0	19.0
	Красноцветный мергель	75	356.23	52992	81564	133254	167	-4.9	19.8
	Красноцветный мергель	76	355.76	34976	41169	165364	123	-4.7	19.5
	Красноцветный мергель	77	355.52	15607	20982	176052	277	-4.6	19.2
	Красноцветный мергель	78	355.35	28110	33302	205687	120	-4.8	18.5
	Красноцветный мергель	79	355.12	32620	44063	175423	164	-4.7	19.4
	Красноцветный мергель	80	354.92	30164	43189	173428	130	-4.9	19.3
	Красноцветный мергель	81	354.6	24983	23471	197599	85	-4.6	20.3
	Красноцветный мергель	82	353.86	23687	24613	190824	94	-4.6	21.5
	Красноцветный мергель	83	353.55	19733	25044	195958	101	-4.7	20.5
	Красноцветный мергель	84	353.3	32382	39423	181441	99	-4.6	20.8
	Красноцветный мергель	86	352.68	26985	21936	214303	83	-4.5	21.5
	Красноцветный мергель	87	352.35	18431	15717	201401	90	-4.4	21.3
	Красноцветный мергель	90	351.33	31867	47173	171845	105	-4.5	21.1
	Красноцветный мергель	91	350.73	33299	26543	205658	135	-4.4	21.2
	Красноцветный мергель	93	350.03	19243	17949	188206	91	-4.3	21.0
	Красноцветный мергель	94	349.73	14709	13628	272904	72	-4.6	20.6
	Красноцветный мергель	95	348.93	11784	9859	188808	91	-4.3	20.7
	Красноцветный мергель	101	346.32	51880	78556	101097	123	-4.4	22.2

Таблица 1. Продолжение

Свита или серия	Породы	Номер образца	Уровень отбора, м	Mg, ppm	Ca, ppm	Si, ppm	St, ppm (⁸⁷ St/ ⁸⁶ St)	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰
Баракунская, нижняя часть	Красноцветный мергель	102	345.32	48286	63334	137505	117	-4.4	21.2
	Красноцветный мергель	103	344.34	58176	85781	96682	125	-4.5	21.7
	Венчающий доломит	058-8	272.24	103952	140771	14095	93	-2.5	23.3
	Венчающий доломит	058-7	272.04	75485	141992	17239	100	-2.6	23.4
	Венчающий доломит	058-6	271.87	75316	138030	19468	83	-2.5	23.2
	Венчающий доломит	058-5	271.62	83176	135456	26481	89	-2.5	23.5
	Венчающий доломит	058-4	271.37	75749	141966	18796	166	-2.5	22.1
	Венчающий доломит	058-3	270.97	75456	98623	94799	80	-2.4	22.5
	Венчающий доломит	058-2	270.75	90714	136687	24043	130	-2.5	22.2
	Венчающий доломит	058-1	270.45	82860	142659	20555	122	-2.7	22.8
Ничатская	Обломок доломита из диамиктита	057-1	255.45	113270	153630	8444	50	5.5	28.0
	Обломок доломита из диамиктита	056-8	221.8	89469	142864	13873	48	5.8	27.3
	Обломок доломита из диамиктита	056-10	211.8	113936	153842	1391	47	5.7	27.3
	Прослой зеленых алевролитов в диамиктитах	056-6	210.8	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	3.1	18.9
	Обломок доломита из диамиктита	056-4	201.8	75576	158691	18818	285	5.6	25.4
	Тонкий прослой известняка 2 см в диамиктитах	056-3	184.8	—	87834	194144	450	3.3	18.1
	Обломок доломита из диамиктита	056-2	184	58409	127066	79614	148	6.0	26.6
	Обломок доломита из диамиктита	056-1	171	108775	152351	6542	74	7.9	31.5
	Обломок доломита из диамиктита	055-10	161	86494	155873	18139	103	2.8	27.4
	Обломок доломита из диамиктита	055-9	160	92291	149940	21634	80	6.0	29.1
	Карбонатный прослой с линзовидной слоистостью в диамиктите	055-8	153	16365	56147	211375	124	5.5	21.5
	Карбонатный матрикс диамиктита	055-7	150	75406	149292	15366	232	7.1	28.8
	Обломок доломита из диамиктита	055-6	148.7	82518	147094	25721	75	6.4	31.4
	Обломок доломита из диамиктита	055-5	135.7	78206	163682	9785	152	4.0	27.2
	Обломок доломита из диамиктита	055-4	123.7	61491	175061	7633	172	7.6	25.2
Тонкий доломитовый прослой в диамиктитах	055-3	118.7	24982	72939	194508	233	6.3	20.7	
Обломок доломита из диамиктита	055-2	116.7	79812	176798	6799	110	9.9	27.5	
Обломок доломита из диамиктита	055-1	101.7	81543	145631	21400	48	5.1	27.8	
Прослой известняка мощностью 1 м	054-5	98.2	—	243300	45051	1487 (0.7107)	-7.2	17.4	
Карбонатная галька из базального конгломерата	054-3	75.7	63852	168381	6669	657	-4.2	21.9	

Таблица 1. Окончание

Свита или серия	Породы	Номер образца	Уровень отбора, м	Mg, ppm	Ca, ppm	Si, ppm	Str, ppm (⁸⁷ Str/ ⁸⁶ Str)	δ ¹³ C, ‰	δ ¹⁸ O, ‰	
Баллаганаская, верхняя часть	Серый мергель	054-2	73	11054	258279	26962	1616 (0.7084)	-5.4	16.8	
	Серый мергель	054-1	71	7468	271411	16874	1430 (0.7085)	-6.6	19.2	
	Серый мергель	053-5	30.5	15666	79984	189287	941	-10.3	17.9	
	Серый мергель	053-4	20.5	13075	56768	178273	732	-12.0	17.2	
	Серый мергель	053-3	19	23587	90921	97842	974	-12.1	17.3	
	Серый мергель	053-2	17.5	11537	26498	231159	334	-11.8	16.6	
	Серый мергель	053-1	15	18802	65886	204124	807	-12.5	16.8	
	Булина серых мергелей из черных сланцев	052-2	10	13999	26018	186347	372	-13.2	18.0	
	Булина серых мергелей из черных сланцев	052-1	0	38231	93643	70135	986 (0.7311)	-13.9	18.1	
	Разрез р. Мокрый Кумах-Улах									
	Ничатская	Карбонатный прослой выше ритмитов	2017-122		н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	3.5	22.5
		Карбонатный прослой выше ритмитов	2017-121		н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	5.1	25.5
Карбонатный прослой выше ритмитов		2017-120		н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	5.1	26.4	
Доломитовый мергель		2017-188		н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	4.7	28	
Доломитовый мергель		2017-183		н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	4.8	27.9	
Доломитовый мергель		2017-176		н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	4.6	28	
Доломитовый мергель		2017-172		н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	4.4	27.6	
Доломитовый мергель		2017-169		н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	4.6	27.8	
Доломитовый мергель		2017-166		н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	4.5	27.6	
Доломитовый мергель		2017-162		н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	4.6	28	
Доломитовый мергель		2017-159		н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	4.8	28.5	
Доломитовый мергель		2017-154		н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	4.6	27.8	
Доломитовый мергель		2017-151		н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	4.4	27.7	
Доломитовый мергель		2017-148		н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	4.4	27.8	
Доломитовый мергель		2017-141		н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	4.5	28.2	
Доломитовый мергель		2017-134		н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	4.5	28.1	
Доломитовый мергель		2017-124		н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	4.5	28.3	
Доломитовый мергель		2015-95-1		н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	4.5	28.5	
Доломитовый мергель	2015-94-1		н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	4.5	28.6		
Доломитовый мергель	2015-93-1		н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	4.4	28.3		
Доломитовый мергель	2015-92-1		н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	4.6	28.6		
Доломитовый мергель	2015-91-1		н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	5.5	30.2		
Обломок доломита из диамиктита	2017-197		н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	7	29.9		
Обломок доломита из диамиктита	2017-196		н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	3.3	28.6		
Обломок доломита из диамиктита	2017-195		н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	7.8	29.4		
Обломок доломита из диамиктита	2017-194		н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	4.1	29.3		

Примечание. * – уровень разреза от основания обнаженной части, ** – уровень разреза от первого появления карбонатных прослоев, прочерк – концентрация элемента ниже чувствительности прибора, н.о. – не определялось.

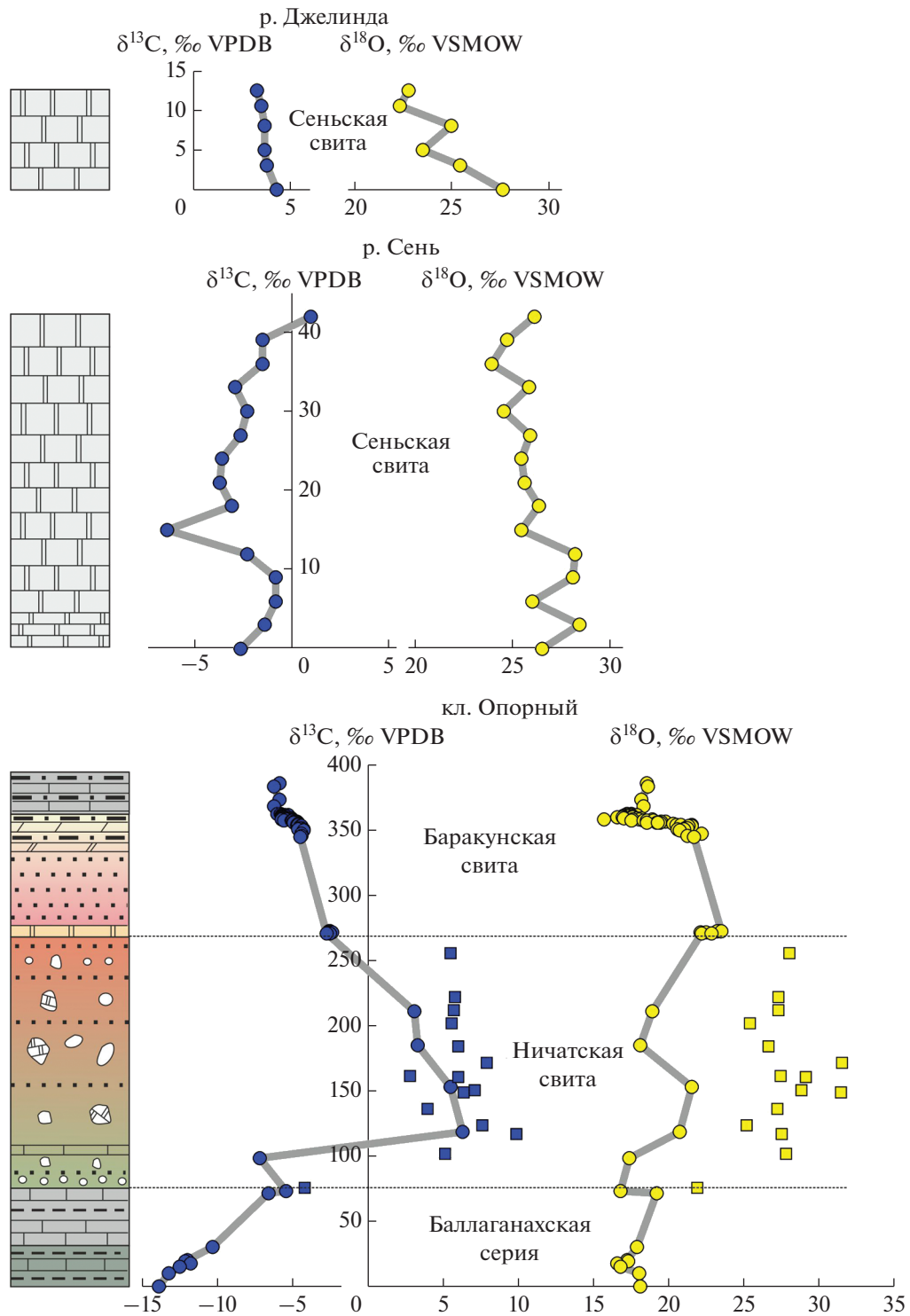


Рис. 5. Вариации изотопного состава С и О в карбонатах изученных разрезов неопротерозоя по кл. Опорный, р. Джелинда и р. Сень.

Кружками обозначены стратифицированные прослои, квадратиками – карбонатные обломки, вертикальный масштаб дан в метрах (для разреза по кл. Опорный – от уровня первого появления карбонатных прослоев в верхней части баллаганахской серии, для разрезов по рекам Сень и Джелинда – от основания обнаженной части). Легенду к литологическим колонкам см. рис. 3.

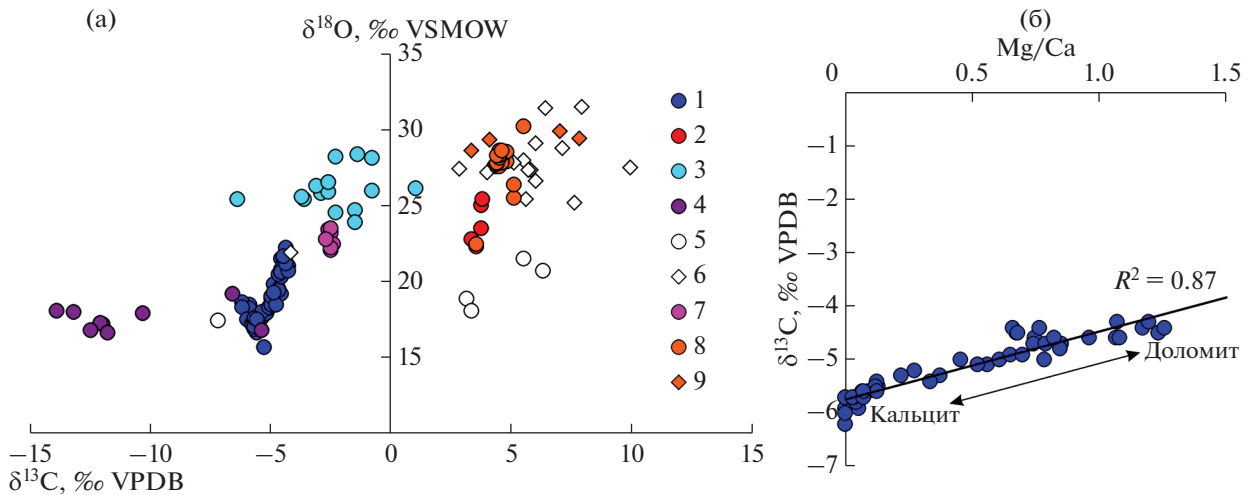


Рис. 6. Изотопный состав С и О в карбонатах балаганахской серии, ничатской, баракунской и сеньской свит (а); зависимость $\delta^{13}\text{C}$ от Mg/Ca отношения в нижней части баракунской свиты разреза кл. Опорный (б). 1 – баракунская свита, кл. Опорный, 2 – сеньская свита, р. Джелинда, 3 – сеньская свита, р. Сень, 4 – балаганахская серия, кл. Опорный, 5 – ничатская свита, стратифицированные прослои, кл. Опорный, 6 – ничатская свита, обломки карбонатов в диамиктитах, кл. Опорный, 7 – баракунская свита, венчающие доломиты, кл. Опорный, 8 – ничатская свита, долоалевролиты и прослои карбонатов, р. Мокрый Кумах-Улах, 9 – ничатская свита, обломки карбонатов в диамиктитах, р. Мокрый Кумах-Улах. На рис. 6б точки ложатся на линию смешения кальцита и доломита (стрелка), ожидаемую при равновесном фракционировании стабильных изотопов между этими минералами и флюидом с одинаковым исходным изотопным составом.

рактируется разбросом значений $\delta^{13}\text{C}$ от +2.8‰ до +9.9‰, а на ручье Мокрый Кумах-Улах от +3.3 до +7.8‰. В стратифицированных известняках и доломитах ничатской свиты значения $\delta^{18}\text{O}$ составляют обычно 18–20‰, но в мощном прослое тонкослоистого доломит-алевролитового ритмита достигают 30.2‰, а в доломитовых обломках диамиктитов варьируют от 25.2 до 31.5‰. Сходство изотопного состава доломитовой кластики диамиктитов на ключе Опорный и р. Мокрый Кумах-Улах (рис. 6а) указывает на общую питающую провинцию (область ледниковой экзарации) для рассматриваемых гляциальных отложений. Изотопный состав С и О карбонатной составляющей матрикса диамиктитов ничатской свиты на кл. Опорный ($\delta^{13}\text{C}$ +7.1‰, $\delta^{18}\text{O}$ 28.8‰) соответствует усредненному составу доломитовой кластики ($\delta^{13}\text{C}$ +6.0 ± 1.2‰, $\delta^{18}\text{O}$ 27.8 ± 1.3‰ соответственно).

Баракунская свита

Породы нижней части баракунской свиты были изучены наиболее детально (см. рис. 5, табл. 1). Венчающие доломиты кл. Опорный характеризуются выдержанными значениями $\delta^{13}\text{C}$ (от -2.4‰ до -2.7‰) и $\delta^{18}\text{O}$ (от 22.1 до 23.5‰).

После пропуска в необнаженной красноцветной терригенной части, разрез надстраивается красноцветными терригенно-карбонатными ритмично-слоистыми отложениями, подробно опробо-

ванными в хороших скальных выходах. На основании результатов анализа pXRF, установлено увеличение карбонатной составляющей в породе вверх по разрезу и, вместе с тем, постепенное уменьшение пропорции Mg/Ca, связанное, очевидно, с изменениями в соотношении доломита и кальцита². Увеличение доли кальцита в породах вверх по разрезу сопровождается уменьшением значений $\delta^{13}\text{C}$ от -4.5 до -6‰ (коэффициент корреляции между Mg/Ca и $\delta^{13}\text{C}$ в этой части разреза составляет $R^2 = 0.87$, см. рис. 6б). В вышележащей сероцветной части разреза значения $\delta^{13}\text{C}$ перестают понижаться и колеблются около -6‰. Вместе с $\delta^{13}\text{C}$, значения $\delta^{18}\text{O}$ понижаются от 22‰ в красноцветной до 18.5–16‰ в сероцветной пачке. Различие изотопного состава С и О для известняков и доломитов основания баракунской свиты, перекрывающих венчающие доломиты определяется, вероятно, особенностями фракционирования, поскольку это различие близко к ожидаемым значениям при равновесном выпадении кальцита и доломита из одинаковой (по изо-

² Полученные оценки имеют приблизительный характер, поскольку Са и Mg могут входить как в аутигенную карбонатную фракцию, так и в обломочную силикатную часть породы. Отметим, что в обсуждаемом интервале разреза корреляция между концентрациями Mg и Si отсутствует ($R^2 = 0.02$), при этом отмечается сильная отрицательная корреляция между Са и Si ($R^2 = 0.87$), усиливающаяся для Са + Mg и Si ($R^2 = 0.91$). Это указывает на то, что основной вклад Са и Mg приходится на карбонатную составляющую породы.

топному составу) жидкости при температуре около 25°C (в доломите $\delta^{13}\text{C} = 2.5\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 5-7\text{‰}$) [O'Neil, Epstein, 1966].

Сеньская свита

По результатам рXRF, изученные образцы сеньской свиты представлены “чистым” доломитом или доломитом с примесью силикокластической составляющей. Изотопные характеристики доломитов изученных разрезов по рекам Джелинда и Сень существенно различны (см. рис. 5, табл. 1). Фрагмент верхней части свиты, опробованный по р. Джелинда, характеризуется значениями $\delta^{13}\text{C}$, изменяющимися снизу вверх от +4.3 до +3.3‰ и $\delta^{18}\text{O}$ от 27.6 до 22.8‰, находящимися в прямой корреляционной зависимости (коэффициент $R^2 = 0.86$). Отмеченная зависимость может указывать на частичное занижение значений $\delta^{13}\text{C}$ относительно первичных в результате диагенетических преобразований пород. В доломитах средней части сеньской свиты на р. Сень $\delta^{13}\text{C}$ испытывает направленные флуктуации в пределах умеренно отрицательных значений, в целом возрастая от -2.6 до -0.8‰, а затем понижаясь до -4.5... -6.4‰ (единичный образец) в средней части опробованного интервала и постепенно возрастая до +1‰ к его верхней части. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в доломитах р. Сень варьируют от 23.9‰ до 28.4‰ и в среднем понижаются вверх по разрезу, но с показателем $\delta^{13}\text{C}$ не коррелируются.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Вариации $\delta^{13}\text{C}$ в отложениях Патомского бассейна

Изотопный состав углерода карбонатных пород в изученных разрезах восточной части Патомского бассейна испытывает вариации от аномально низких значений $\delta^{13}\text{C}$ в мариинской свите (-13.9‰) к умеренно положительным значениям в ледниковых отложениях ничатской свиты (+6.3‰), затем понижается до -6.2‰ в нижней части постгляциальной последовательности баракунской свиты (рис. 7). Значительные вариации $\delta^{13}\text{C}$ (от -6.4 до +4.3‰) установлены и в отложениях сеньской свиты. Переходных значений между приведенными выше экстремумами проследить в полной мере не удастся в силу неполной обнаженности свит, эпизодичности карбонатонакопления и возможных перерывов в осадконакоплении. Тем не менее, как будет показано ниже, выявленные аномалии $\delta^{13}\text{C}$ отражают пространственно-временные вариации изотопного состава С в Патомском бассейне, согласуются с данными по другим районам на отдельных интервалах или же частично заполняют лакуны на ранее неопробованных интервалах.

В восточной части Патомского бассейна карбонатные породы, подстилающие Среднесибирский гляциогоризонт, были опробованы впервые. Установленное в разрезе ключа Опорный возрастание параметра $\delta^{13}\text{C}$ от аномально низких значений характеризует непосредственно переход от глинисто-карбонатных отложений баллаганакской серии (мариинская свита) к отложениям ничатской свиты с признаками ледниковой седиментации и редкими прослоями карбонатов. Ранее обедненные изотопом ^{13}C карбонаты в отложениях мариинской свиты не фиксировались. В темно-серых известняках мариинской свиты в типовом разрезе на р. Жуя (см. рис. 1) при исследовании изотопного состава С было установлено позитивное плато в области высоких значений $\delta^{13}\text{C} +5...+8\text{‰}$ [Покровский и др., 2006; Антипин и др., 2015]. Такие же высокие значения регистрируются в единственном небольшом обнажении мариинских известняков на р. Большой Патом (неопубликованные данные С.В. Рудько); умеренно положительные значения от +0.9 до +5.4‰ установлены в доломитах, подстилающих Среднесибирский гляциогоризонт на р. Большая Чуя в западной части Патомского палеобассейна [Покровский, Буякайте, 2015]. Вариации $\delta^{13}\text{C}$ в породах мариинской свиты вряд ли можно объяснить различной диагенетической историей, учитывая, что карбонаты с ультратяжелым и ультралегким изотопным составом С характеризуются близкими значениями $\delta^{18}\text{O}$, а также близким содержанием Sg и примесных элементов. Предледниковая отрицательная аномалия $\delta^{13}\text{C}$ может быть прослежена в пределах Патомского бассейна, если допустить, что нижняя граница сопоставляемых (см. например, [Чумаков и др., 2007]) внутри Среднесибирского гляциогоризонта свит является диахронной. В частности, по стратиграфическому положению, со Среднесибирским гляциогоризонтом сопоставляется джемкуканская свита р. Жуя, не несущая явных признаков ледникового происхождения. Переход к аномально низким значениям $\delta^{13}\text{C}$ в разрезе р. Жуя отмечается именно в джемкуканской свите, представленной карбонатными песчаниками и известняками, переслаивающимися с черными сланцами и залегающими здесь на известняках мариинской свиты. На основании хемотратиграфической корреляции отрицательной аномалии $\delta^{13}\text{C}$ можно сделать заключение, что карбонатные породы нижней части джемкуканской свиты р. Жуя и карбонатные отложения мариинской свиты кл. Опорный, подстилающие ледниковые отложения ничатской свиты, близки по возрасту. Корреляция отрицательной аномалии мариинской свиты кл. Опорный с нижней частью джемкуканской свиты р. Жуя предполагает, что: 1 – нижняя граница джемкуканской свиты р. Жуя

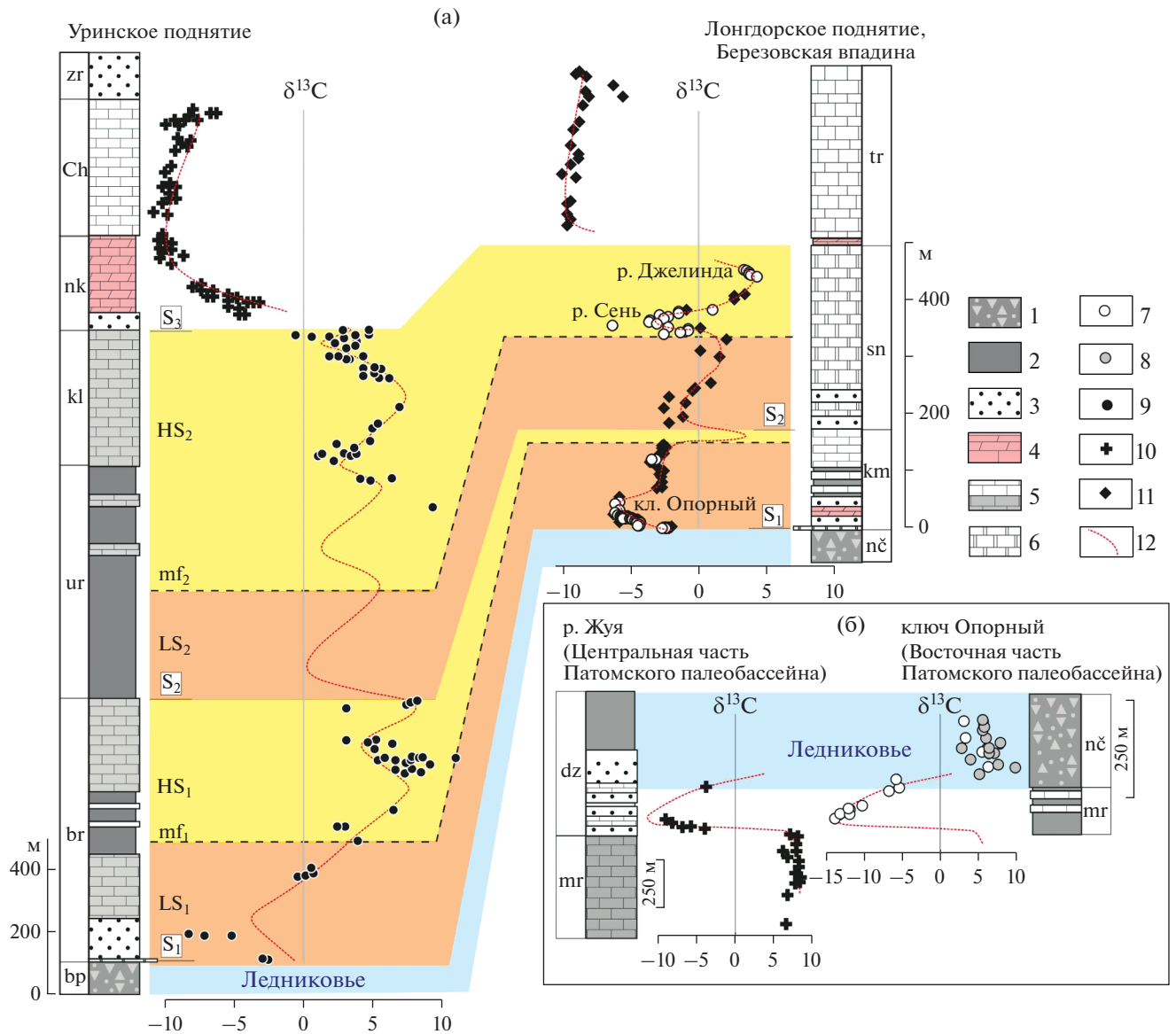


Рис. 7. Корреляция изотопных трендов С в постгляциальных отложениях дальнетайгинского горизонта эпиplatformенной (Березовская впадина, Лонгдорское поднятие) и шельфовой частей (Уринское поднятие) Патомского палеобассейна (а); корреляция изотопных трендов С баллагананского горизонта и ледниковой части дальнетайгинского горизонта восточной (кл. Опорный) и центральной части (р. Жуя) Патомского палеобассейна (б).

1 – диамиктиты; 2 – аргиллиты; 3 – песчаники и алевролиты; 4 – красноцветные мергели и мергелистые известняки; 5 – углеродистые известняки и известняки; 6 – доломиты; 7–10 – точки со значениями $\delta^{13}C$ (7 – стратифицированные карбонаты, настоящая работа, 8 – переотложенные класты в диамиктитах, настоящая работа, 9 – опубликованные в работе [Рудько и др., 2017], 10 – для никольской, ченчинской – опубликованные в работе [Melezhik et al., 2009], 11 – для торгинской и верхней части сеньской свит – опубликованные в работе [Покровский и др., 2006], для кумах-улахской и нижней части сеньской свит опубликованные в работе [Покровский и др., 2010]; 12 – предполагаемый тренд изменений $\delta^{13}C$.

Индексы для свит: br – большепатомская, br – баракунская, ur – уринская, kl – каланчевская, nk – никольская, sp – ченчинская, zr – жербинская, нч – ничатская, km – кумах-улахская, sn – сеньская, tr – торгинская, dz – джемкунканская, mr – мариинская. Индексы для секвенс-стратиграфической схемы: $S_{1,2}$ – подошва секвенций, $LS_{1,2}$ – система трактов низкого стояния уровня моря, $HS_{1,2}$ – система трактов высокого стояния уровня моря, $mf_{1,2}$ – поверхность максимального затопления.

диахронна подошве большепатомской и ничатской свит, которые определяются появлением диамиктитов, то есть началом ледниковой седиментации; 2 – накопление известняков, подсти-

лающих ледниковый горизонт, происходило несинхронно – сначала в центральной части Патомского бассейна и лишь затем в восточной (см. рис. 7).

Изотопный состав углерода карбонатных валунов в составе диамиктитов ничатской свиты ($\delta^{13}\text{C}$ от +2.8 до +9.9‰) оказался близок к карбонатам мариинской свиты в ее типовом разрезе на р. Жуя. Однако $\delta^{13}\text{C}$ одного из обломков в базальном конгломерате разреза ничатской свиты на кл. Опорный соответствует подстилающим отложениям, обедненным тяжелым изотопом ^{13}C . Кроме того, в диамиктитах большепатовской свиты на Уринском поднятии ранее были обнаружены карбонатные обломки с отрицательными значениями $\delta^{13}\text{C}$ и характерным для мариинской свиты высоким содержанием Sr (до 2270 мкг/г) [Покровский и др., 2010]. Учитывая новые данные об отрицательном экскурсе $\delta^{13}\text{C}$ в доледниковой карбонатной последовательности, можно заключить, что эти валуны происходят из эродированной ледником верхней части мариинской свиты. Неравномерное срезание отрицательной аномалии $\delta^{13}\text{C}$ в верхней части баллаганахской серии на площади Патомского палеобассейна перекрывающимися ее ледниковыми отложениями свидетельствует о том, что эта аномалия не может быть связана с процессами катагенеза.

Изотопные данные для самого ледникового горизонта получены по известнякам в основании ничатской свиты (ключ Опорный) и доломит-алевролитовым ритмитам в ее верхней части (р. Мокрый Кумах-Улах). Первые по химическим и изотопным характеристикам ($\delta^{13}\text{C} = -7.2\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 17.4\text{‰}$) близки к подстилающим обедненным ^{13}C известнякам и ложатся на линию тренда постепенного утяжеления изотопного состава C в Патомском палеобассейне с началом оледенения. Вторые интерпретированы как карбонатные отложения короткого межледниковья [Шацилло и др., 2019] во время оледенения. Умеренные положительные значения $\delta^{13}\text{C}$ этого слоя (около +4.6‰) заметно ниже усредненных значений $\delta^{13}\text{C}$ для карбонатных кластов и матрикса (+6 и 7.1‰) диамиктитов ничатской свиты, а высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ (до 30.2‰) карбонатного ритмита свидетельствуют против существенного нарушения изотопного состава C за счет взаимодействия с терригенной составляющей породы. Таким образом, микритовый доломит в составе ритмита вряд ли можно рассматривать как карбонатную муку из области ледниковой экзарации, а предпочтительнее считать хемогенным, осаждавшимся из растворов во время межледниковья. Песчаники с доломитовым цементом в средней части ничатской свиты по изотопному составу близки к переотложенным обломкам мариинской свиты и их связь с морской водой ничатского времени не очевидна.

Изучение венчающих доломитов на ключе Опорный и р. Сень [Покровский и др., 2010] в

очередной раз подтверждает выдержанность изотопных характеристик этого слоя, маркирующего начало дегляциации, для которого характерны умеренно низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ от -4 до -2‰ . Изотопно-геохимические данные по базальным уровням постгляциальной последовательности баракунской и кумах-улахской свит до сих пор имели фрагментарный характер [Покровский и др., 2006, 2010; Покровский, Буякайте, 2015; Рудько и др., 2017] и указывали на наличие небольшого отрицательного экскурса $\delta^{13}\text{C}$ вслед за накоплением венчающих доломитов. Детальные исследования разрезов кл. Опорный показали, что вариации $\delta^{13}\text{C}$ (-4‰ ... -6‰) в основании постгляциальной последовательности хорошо объясняются изменением минерального состава карбонатных осадков при неизменном изотопном составе растворенного неорганического C в водах бассейна. Это указывает на сохранность изотопных значений среды седиментации, а также на первично-осадочную природу кальцита и доломита. В перекрывающихся отложениях кумах-улахской свиты, по данным [Покровский и др., 2010], наблюдается медленное восстановление слабо отрицательных значений $\delta^{13}\text{C}$, продолжающееся в нижней части вышележащей сеньской свиты [Покровский и др., 2006].

На первый взгляд, продолжительная отрицательная аномалия $\delta^{13}\text{C}$ в восточных разрезах Патомского бассейна (баракунская, кумах-улахская и сеньская свиты) плохо согласуется с быстрым ростом значений $\delta^{13}\text{C}$ и продолжительной положительной аномалией, присущей дальнетайгинской серии Уринского поднятия [Покровский и др., 2006; Рудько и др., 2017]. Однако, вариации изотопного состава в постгляциальных последовательностях Патомского бассейна можно согласовать, если учитывать данные об эволюции бассейна и его секвентно-стратиграфическую модель, разработанную на примере разрезов Уринского поднятия [Петров, 2018]. Отложения дальнетайгинской серии Уринского поднятия соответствуют периферийной, но некомпенсированной, интенсивно прогибавшейся части бассейна. Накопление карбонатных отложений здесь происходило на стадиях низкого стояния уровня моря или на поздних стадиях высокого стояния уровня моря, за счет постепенной проградации осадочной призмы и обмеления бассейна. Во время максимумов трансгрессий карбонатный режим седиментации сменялся глинисто-терригенным, что является причиной отсутствия хемотратиграфических данных по $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах для интервалов нижней и средней частей баракунской свиты и большей части уринской свиты дальнетайгинской серии Уринского поднятия. Накопление карбонатных отложений баракунской, кумах-улахской и сеньской свит, за-

нимавших эпиплатформенную часть бассейна, происходило, напротив, во время максимальных трансгрессий, а стадиям низкого стояния уровня моря и относительной регрессии в периоды высокого стояния уровня моря здесь соответствуют перерывы седиментации. Исходя из такой модели, отложения баракунской свиты кл. Опорный регистрируют обеднение тяжелым изотопом ^{13}C вод бассейна во время трансгрессии баракунской секвенции. Отрицательные значения $\delta^{13}\text{C}$ в нижней части сеньской свиты [Покровский и др., 2006], уже соответствуют трансгрессивному тракту уринско-каланчевской секвенции. Т.е. баракунская/кумах-улахская и сеньская свиты, представляющие эпиплатформенную часть бассейна, разделены длительным перерывом седиментации, охватывавшим весь интервал положительной аномалии $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах баракунской свиты периферийной части бассейна.

Вариации изотопного состава С в сеньской свите изучены по-прежнему очень неполно из-за фрагментарной обнаженности. Имеющиеся данные позволяют наметить черты изотопного тренда лишь в первом приближении и требуют проверки. Возрастание параметра $\delta^{13}\text{C}$ от умеренно отрицательных (-2.6‰) до низких положительных значений ($+0.9\text{‰}$) наблюдается в нижней части сеньской свиты на р. Сухой Кумах-Улах [Покровский и др., 2006]. Похожий тренд, но с большей амплитудой вариаций (от -6 до $+0.8\text{‰}$) установлен нами на р. Сень. Эти значения можно с осторожностью отнести к более высоким уровням в средней части сеньской свиты. Тренд возрастания значений $\delta^{13}\text{C}$ в верхней части сеньской свиты подкрепляется данными, полученными [Покровский и др., 2006] на водоразделе рек Сухой Кумах-Улах и Чара, а самые высокие значения ($+4.3\text{‰}$), но с ниспадающим трендом, регистрируются в верхней части свиты в разрезе р. Джелинда. Вариации в области отрицательных значений $\delta^{13}\text{C}$ в нижней и средней частях сеньской свиты, как уже было сказано, в первом приближении характеризуют время максимальной трансгрессии уринско-каланчевской секвенции. Положительный экскурс $\delta^{13}\text{C}$ в верхней части сеньской свиты согласуется с положительным экскурсом в каланчевской свите и соответствует стадии высокого стояния уровня моря. Это позволяет заключить, что карбонатные отложения верхней части дальнетайгинского горизонта Уринского поднятия и восточной части бассейна, скорее всего, формировались синхронно.

*Глобальная корреляция вариаций $\delta^{13}\text{C}$
Патомского палеобассейна*

Патомский комплекс достаточно равномерно насыщен карбонатными породами, встречающи-

мися на протяжении всего разреза. Поэтому С- и Sr-изотопно-хемостратиграфические данные стали основой для глобальной корреляции неопротерозойских отложений на юге Сибири. Сейчас эдиакарский возраст постгляциальной части дальнетайгинского горизонта и жуинского горизонта можно считать доказанным, а хорошая изученность состава стабильных изотопов С и О и низкая степень диагенетического преобразования пород на отдельных интервалах разреза, позволяют реконструировать вековые вариации геохимических характеристик неопротерозойского океана. Это справедливо, как для Sr хемостратиграфии дальнетайгинской [Рудько и др., 2020; Rudko et al., 2021] и жуинской серий [Melezhik et al., 2009], так и для С хемостратиграфии [Покровский и др., 2006; Покровский, Буякайте, 2015; Melezhik et al., 2009]. Ключевой проблемой стратиграфии патомского комплекса остается глобальная корреляция Среднесибирского гляциогоризонта в основании вендской части разреза с той или иной ледниковой эпохой неопротерозоя и, соответственно, стратиграфический объем дальнетайгинской серии [Рудько и др., 2017, 2020].

Полученные сведения о том, что отрицательная $\delta^{13}\text{C}$ аномалия в мариинской и джемкуканской свитах предшествует ледниковью, является аргументом в пользу корреляции Среднесибирского горизонта с ледниковой эпохой Марино, завершающей криогений. В преддверии этой ледниковой эпохи глобально проявлена отрицательная $\delta^{13}\text{C}$ углеродная аномалия, получившая название Трезона по одноименной формации Аделаидского бассейна Австралии. Эта аномалия обнаружена в отложениях Австралии, Канады, Намибии и Шпицбергена [Halverson et al., 2005 и ссылки в этой работе]. Таким образом, для Среднесибирского ледникового горизонта выявлен более полный набор хемостратиграфических признаков оледенения Марино: крупная отрицательная $\delta^{13}\text{C}$ аномалия (с амплитудой до 20‰) в непосредственно подстилающих тиллиты отложениях и перекрывающие его венчающие доломиты с характерными типичными структурами [Чумаков и др., 2013] и С-изотопными характеристиками [Покровский и др., 2010]. Изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатных горизонтах, отмеченных $\delta^{13}\text{C}$ аномалией Трезона, в Австралии, Намибии и Канаде определено в пределах $0.7073-0.7075$ [Ahm et al., 2021]. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (минимальное значение 0.7084) в мергелистых известняках из верхней части баллаганахской серии на кл. Опорный оказалось заметно выше и, вероятно, нарушено, учитывая тенденцию карбонатов к обогащению радиогенным изотопом ^{87}Sr в диагене.

Справедливо отметить, что до сих пор непонятно, является ли перечисленный набор призна-

ков (за исключением изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, которое демонстрирует направленный рост в криогении и эдиакарии) уникальной чертой лишь одного ледникового события конца криогения, или он типичен для неопротерозойских оледенений вообще, или же только для тех, которые считаются глобальными. Однако до сих пор не было прецедента, чтобы крупная аномалия, подобная по масштабам аномалии Трезона, была выявлена под ледниковыми отложениями эдиакария (оледенение Гаскье и его возрастные аналоги) или в близких по возрасту отложениях. Кроме того, эдиакарский возраст отложений, согласно перекрывающих Среднесибирский ледниковый горизонт, исключает возможность корреляции этого горизонта с ледниковыми эпохами древнее Марино.

Так же как это отмечается для разрезов формации Трезона в Австралии, различная глубина эрозии отложений с отрицательной “мариинской” аномалией свидетельствует о том, что обсуждаемый отрицательный экскурс $\delta^{13}\text{C}$ не является результатом высокотемпературного нарушения изотопных систем в позднем диагенезе. Природу аномалии можно связывать либо с вековыми вариациями растворенного в воде неорганического углерода, либо с латеральными вариациями изотопного состава С в различных фациальных условиях [Klaebe, Kennedy, 2019]. В случае Патомского палеобассейна первый вариант кажется более правдоподобным, поскольку изотопный состав С кардинально меняется в монотонных, с точки зрения фациальных обстановок, относительно глубоководных мергелистых и черносланцевых отложениях.

Сведения о вариациях $\delta^{13}\text{C}$ непосредственно во время оледенений неопротерозоя остаются скудными, что не удивительно, поскольку карбонатная седиментация была резко подавлена. Большая часть карбонатного материала в составе ледниковых отложений могла быть переотложена из подстилающих отложений “теплых” эпох. Карбонатные горизонты могут быть связаны с короткими межледниковьями как это предполагается для доломитового ритмита в верхней части ничатской свиты, имеющего умеренные положительные значения $\delta^{13}\text{C}$ (+4.6‰) и близкие к морским значения $\delta^{18}\text{O}$ (30.2‰). Умеренно положительные значения $\delta^{13}\text{C}$ (от –2 до +5‰) также получены для континентальных карбонатов ледниковых отложений неопротерозойской формации Вилсонбрин ледниковой эпохи Марино [Fairchild et al., 2016]. В то же время карбонатные отложения более древнего оледенения Стерт характеризуются умеренно-отрицательными значениями $\delta^{13}\text{C}$ (от –4 до +1‰) [Hood et al., 2020]. Так или иначе, но все эти данные показывают, что изотопный состав С в карбонатных отложениях

ледниковых эпох неопротерозоя не соответствует крупным отрицательным аномалиям $\delta^{13}\text{C}$, как это предполагалось ранее [Rothman et al., 2003; Halverson et al., 2005; Tahata et al., 2013], но в зависимости от условий седиментации варьирует в пределах значений, близких к равновесию с типичным для фанерозоя и современности изотопным составом С атмосферы и гидросферы.

Дегляциация баракунского времени сопровождалась накоплением венчающих доломитов. Аккомодационное пространство, образованное в результате постгляциальной трансгрессии, по крайней мере, первое время заполнялось терригенными отложениями, что может быть связано с изостатическим поднятием и усилением континентального стока. В перекрывающих карбонатных отложениях, как и в большинстве кэп-карбонатных последовательностей (карбонатные отложения, перекрывающие венчающий доломит и связываемые обычно с возвращением теплого климата) оледенения Марино, наблюдаются смена доломитов известняками вверх по разрезу и малоамплитудная отрицательная углеродная аномалия. Наблюдаемое вместе с этим облегчение изотопного состава С и О в пределах различия коэффициентов фракционирования для доломита и кальцита уже было отмечено для формаций Ровенстроат и Хайхук Канады [James et al., 2001] и формации Майберг Намибии [Halverson et al., 2005]. Изотопное равновесие между исходным раствором, доломитом и кальцитом сразу в нескольких удаленных регионах свидетельствует о том, что смена состава отложений была обусловлена глобальным изменением химизма среды седиментации, а не диагенетическими процессами. Временные масштабы формирования кэп-карбонатных последовательностей остаются неясными, и их связь с дегляциацией неочевидна. В некоторых случаях имеющие отрицательные значения $\delta^{13}\text{C}$ известняковые пачки кэп-карбонатных последовательностей отделены от венчающих доломитов поверхностями перерыва седиментации [James et al., 2001; Yang et al., 2021]. Находки редких друпстоунов в известковистых ритмитах баракунской свиты кл. Опорный являются свидетельством существования сезонных льдов во время накопления кэп-карбонатной последовательности Патомского палеобассейна, т.е. относительно холодного климата, сопутствовавшего, вероятно, продолжавшейся глобальной дегляциации.

Вслед за отрицательной аномалией, присущей кэп-карбонатным последовательностям глобально наблюдается утяжеление изотопного состава С и его условная стабилизация в области положительной аномалии ($\delta^{13}\text{C}$ +4...+10‰). Это позитивное плато $\delta^{13}\text{C}$ рассматривается как стратиграфический репер отложений раннего венда (эдиакария) (например, [Macdonald et al., 2013]).

Однако в формации Доушаньто в Китае регионально прослеживается малоамплитудный экскурс $\delta^{13}\text{C}$, осложняющий это положительное плато [Tahata et al., 2013; Yang et al., 2021], и кроме того, заметные вариации $\delta^{13}\text{C}$ преимущественно в области положительных значений с амплитудой до 10‰ известны на этом уровне в Намибии (аномалия Хютенберг) [Cui et al., 2018]. По мере того, как изотопные данные для разреза дальнетайгинского горизонта в Патомском палеобассейне становятся детальнее, положительная углеродная аномалия между Среднесибирским гляциогоризонтом и отрицательной аномалией жуинской серии (событие Шурам-Вонока) приобретает сложные очертания, обнаруживая внутренние вариации и напоминая тем самым нижнюю часть С-изотопного тренда формации Доушаньто и кэп-карбонатной последовательности в Намибии [Рудько и др., 2020, рис. 4].

Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океане до и после оледенения Марино было относительно невысоким — 0.7071–0.7077, однако спустя 10–20 млн лет после завершения оледенения стало резко повышаться и, уже 580–560 млн лет назад, достигло значений 0.7087–0.7089, но незначительно понизилось до 0.7081–0.7084 в терминальных горизонтах докембрия [Kaufman et al., 1993; Shields et al., 2002; Семихатов и др., 2003; Sawaki et al., 2010; Овчинникова и др., 2012; Кузнецов и др., 2018]. Значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в отложениях формации Хютенберг близки к таковым дальнетайгинского горизонта — 0.7075–0.7081 [Рудько и др., 2020]. Более того, для аномалии Хютентберг наблюдается вариативность абсолютных значений $\delta^{13}\text{C}$ в удаленных разрезах, сравнимая с наблюдаемой разницей максимальных значений $\delta^{13}\text{C}$ в эпиплатформенной и шельфовой частях Патомского палеобассейна (см. рис. 7). Как показано в работе [Петров, Покровский, 2020], резко обогащенные изотопом ^{13}C карбонатные породы дальнетайгинской серии на Уринском поднятии можно связать с формированием раннедиагенетических цементов при участии метаногенных бактерий. Вполне логично связать более изотопно-легкие и преимущественно доломитовые отложения эпиплатформенной части Патомского палеобассейна с субаэральной литификацией отложений при участии обедненных ^{13}C метеорных вод, но это требует специального изучения. Обращает на себя внимание и кажущаяся связь отрицательных углеродных аномалий с трансгрессивными эпизодами, что, однако, на имеющемся материале тоже пока строго не доказано.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изотопный состав С в неопротерозойских карбонатных отложениях Лонгдорского подня-

тия и западного склона Алданского щита заметно отличается от наблюдаемого в разрезе на Уринском поднятии в северной части Патомского палеобассейна. В соответствии с развиваемой нами моделью, это объясняется тем, что карбонатнакопление на площади Патомского палеобассейна происходило несинхронно. С учетом региональных геологических данных [Чумаков и др., 2007], корреляции по маркирующему горизонту ледниковых отложений и секвенс-стратиграфической схемы, разработанной для постгляциальной последовательности [Рудько и др., 2017; Петров, 2018], изотопные тренды в первом приближении могут быть сопоставлены. Результирующий тренд вариаций изотопного состава С для северной и юго-восточной частей бассейна имеет следующие основные черты:

1) накопление ледниковых отложений дальнетайгинского горизонта предвещает высокоамплитудная отрицательная аномалия $\delta^{13}\text{C}$ (до –14‰);

2) изотопный состав карбонатных отложений ледникового времени не определен, но для короткого эпизода межледникового зарегистрированы умеренно положительные значения $\delta^{13}\text{C}$ (+4.3‰);

3) в постгляциальной последовательности дальнетайгинского горизонта снизу вверх намечается три отрицательных экскурса (до –6, –3 и –4‰ соответственно), разделяющих положительную аномалию $\delta^{13}\text{C}$ (от +6...+10‰ в различных разрезах), и по амплитуде и мощности заметно уступающих жуинской (торгинская свита в восточных разрезах) отрицательной углеродной аномалии ($\delta^{13}\text{C}$ до –13‰).

Определенный прогресс связан с получением новых аргументов в пользу корреляции Среднесибирского гляциогоризонта с глобальным оледенением Марино, завершающим криогений. Эта возможность определяется: а) обнаруженными в сибирских разрезах свидетельствами изотопного события “Трезона”, предвещающего накопление ледниковых отложений формации Марино в Австралии и в ряде мировых стратиграфических аналогов; б) схожим характером С-, О-изотопных и геохимических трендов в постгляциальной последовательности баракунской свиты с установленными в мировых разрезах для периода пост-Марино. Кроме того, выявление в отложениях дальнетайгинского горизонта малоамплитудных отрицательных экскурсов $\delta^{13}\text{C}$, предшествующих аномалии Шурам-Вонока, подтверждает изотопно-геохимические изменения в формации Доушаньто, где эдиакарское позитивное плато $\delta^{13}\text{C}$ осложнялось малоамплитудными отрицательными экскурсами.

Данные о вариациях стабильных изотопов в баракунской и сеньской свитах, представляющих эпиплатформенную часть Патомского палеобассейна, несмотря на проделанную работу и усилия

предшественников [Покровский и др., 2006, 2010], пока фрагментарны. Составление более полного тренда вариаций $\delta^{13}\text{C}$, поддержанного седиментологическим анализом условий осадконакопления для кумах-улахской и сеньской свит, составляет задачу дальнейших исследований. Интерес к этой работе определяется тем, что разрез периплатформенной части Патомского палеобассейна в изученном районе в палеогеографическом смысле является связующим звеном между опорным разрезом венда Уринского поднятия и нефтеносными позднедокембрийскими отложениями внутренней части Сибирской платформы.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность рецензенту статьи Б.Б. Кочневу за проведенную работу и сделанные замечания. При полевых работах неоценимую помощь оказали жители Каларского района Забайкальского края – Б. Мартемьянов, А. Аксенов, И. Мальчикова, В. Кульбертинов, В. Ильдинов.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работы выполнены при финансовой поддержке РНФ, грант № 20-77-10066. При пробоподготовке и элементном анализе пород использовалось оборудование ЦКП ИФЗ РАН “Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм” [Веселовский и др., 2022]. Исследования соответствуют темам государственных заданий ИФЗ РАН и ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Антипин В.С., Покровский Б.Г., Федоров А.М. Патомский кратер – результат фреатического взрыва: геологические и изотопно-геохимические свидетельства // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 6. С. 538–548.

Бобров А.К. Стратиграфия и палеогеография отложений верхнего докембрия южной Якутии. Якутск: Якутское книжное издательство, 1979. 128 с.

Веселовский Р.В., Дубиня Н.В., Пономарёв А.В. и др. Центр коллективного пользования Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН “Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм” // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13(2).

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-50 – Бодайбо. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 612 с.

Журавлева З.А., Комар Вл.А., Чумаков Н.М. Стратиграфическое соотношение патомского комплекса с осадочными отложениями западного и северного склонов Алданского щита // Докл. АН СССР. 1959. Т. 128. № 5. С. 1026–1029.

Иванов А.И., Лившиц В.И., Перевалов О.В. и др. Докембрий Патомского нагорья. М.: Недра, 1995. 352 с.

Колесников В.И., Кричевец В.И., Симонова Л.С., Степанова Н.И. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000 серия Бодайбинская лист О-50-XXIII. Объяснительная записка. М., 1985. 91 с.

Кочнев Б.Б., Карлова Г.А. Новые данные по биостратиграфии немакит-далдынского яруса венда юга Сибирской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 5. С. 28–41.

Красильников С.С. Новые данные о строении рифея северо-западного склона Чуйского антиклинория // Региональная геология: тектоника, литология и стратиграфия // Сборник докладов молодых ученых АН СССР / Отв. ред. В.С. Федоровский. М.: ГИН АН СССР, 1990. С. 68–74.

Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А. и др. Sr изотопная характеристика и Pb-Pb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного 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., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст, источники и тектоническое положение оловоносных гранитов язовского комплекса Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса // ДАН. 2020. Т. 490. № 2. С. 10–14.

Леонов М.В., Рудько С.В. Находка вендских фоссилий в отложениях дальнетайгинской серии Патомского нагорья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 5. С. 96–99.

Ляхницкий В.В. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000 серия Бодайбинская лист О-50-XXIV. Объяснительная записка. М., 1981. 100 с.

Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М. и др. U-Pb возраст и Sr-изотопная характеристика надтиллитовых известняков неопротерозойской цаганоломской свиты, бассейн р. Дзабхан, Западная Монголия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 6. С. 28–40.

Огиенко Б.В., Дорожков Б.И., Дорожкова Э.И. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000 серия Бодайбинская лист О-50-XVI. Объяснительная записка. М., 1973. 103 с.

Петров П.Ю. Постледниковые отложения дальнетайгинской серии: ранний венд Уринского поднятия Сибири. Сообщение 2. Уринская и каланчевская свиты и история бассейна // Литология и полез. ископаемые. 2018. № 6. С. 521–538.

Петров П.Ю., Покровский Б.Г. С-изотопные свидетельства метаногенеза в осадках дальнетайгинской серии (нижний венд Патомского бассейна Сибири) // Литология и полез. ископаемые. 2020. № 2. С. 99–112.

Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Колесникова А.А. и др. С-, O- 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.

Покровский Б.Г., Буякайте М.И. Геохимия изотопов С, O 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., Герцев Д.О. Верхнедокембрийские карбонаты с аномально легким изотопным составом углерода (юг Средней Сибири) // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 1. С. 64–80.
- 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. 2006. № 5. С. 505–530.
- Покровский Б.Г., Чумаков Н.М., Мележик В.А., Буякайте М.И. Геохимические особенности неопротерозойских “венчающих доломитов” Патомского палеобассейна и проблема их генезиса // Литология и полез. ископаемые. 2010. № 6. С. 644–661.
- Рудько С.В., Кузнецов А.Б., Петров П.Ю. Изотопный состав Sr в известняках дальнотайгинской серии Патомского бассейна: опорный разрез венда Сибири // Литология и полез. ископаемые. 2020. № 3. С. 243–256.
- 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) // ДАН. 2017. Т. 477. № 5. С. 590–594.
- Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. М.: Недра, 1964. 515 с.
- Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. и др. Рb–Рb изохронный возраст и Sr-изотопная характеристика верхне-юдомского карбонатных отложений (венд Юдомо-Майского прогиба, Восточная Сибирь) // Докл. АН. 2003. Т. 393 № 1. С. 83–87.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Подковыров В.Н., Бартли Дж., Давыдов Ю.В. Юдомский комплекс стратотипической местности: С-изотопные хемотратиграфические корреляции и соотношение с вендом // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 5. С. 3–29.
- Чумаков Н.М. Оледенения Земли: История, стратиграфическое значение и роль в биосфере. М.: ГЕОС, 2015. 160 с. (Тр. Геологического института РАН. Вып. 611)
- Чумаков Н.М. Среднесибирский гляциогоризонт рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 21–34.
- Чумаков Н.М., Керницкий В.В. Стратотип и фации ледниковой ничатской свиты нижнего венда, бассейн р. Чара, средняя Сибирь // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 4. С. 3–11.
- Чумаков Н.М., Покровский Б.Г., Мележик В.А. Геологическая история патомского комплекса, поздний докембрий, Средняя Сибирь // Докл. АН. 2007. Т. 413. № 3. С. 379–383.
- 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.
- Шаццло А.В., Рудько С.В., Латышева И.В. и др. Палеомагнитные, седиментологические и изотопные данные по неопротерозойским перигляциальным отложениям Сибири: новый взгляд на проблему низкоширотных оледенений // Физика Земли. 2019. № 6. С. 34–58.
- Ahm A.-S.C., Bjerrum C.J., Hoffman P.F. et al. The Ca and Mg isotope record of the Cryogenian Trezona carbon isotope excursion // Earth Planet. Sci. Lett. 2021. V. 568. P. 117002.
- 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.
- Fairchild I.J., Fleming E.J., Bao H. et al. Continental carbonate facies of a Neoproterozoic panglaciation, north-east Svalbard // Sedimentology. 2016. V. 63(2). P. 443–497.
- Fike D.A., Grotzinger J.P., Pratt L.M., Summons R.E. Oxidation of the Ediacaran Ocean // Nature. 2006. V. 444(7120). P. 744–747.
- Halverson G.P., Hoffman P.F., Schrag D.P. et al. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record // Geol. Soc. Am. Bull. 2005. V. 117(9). P. 1181.
- Hoffman P.F., Schrag D.P. The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change // Terra Nova. 2002. V. 14(3). P. 129–155.
- Hood A.V.S., Penman D.E., Lechte M.A. et al. Neoproterozoic syn-glacial carbonate precipitation and implications for a snowball Earth // Geobiology. 2022. V. 20. № 2. P. 175–193.
- James N.P., Narbonne G.M., Kyser T.K. Late Neoproterozoic cap carbonates: Mackenzie Mountains, northwestern Canada: precipitation and global glacial meltdown // Can. J. Earth Sci. 2001. V. 38(8). P. 1229–1262.
- Kaufman A.J., Jacobsen S.B., Knoll A.H. The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: Implications for tectonics and paleoclimate // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 120. № 3. P. 409–430.
- Klaebe R., Kennedy M. The palaeoenvironmental context of the Trezona anomaly in South Australia; do carbon isotope values record a global or regional signal? // The Depositional Record. 2019. V. 5. P. 131–146.
- Macdonald F.A., Strauss J.V., Sperling E.A. et al. The stratigraphic relationship between the Shuram carbon isotope excursion, the oxygenation of Neoproterozoic oceans, and the first appearance of the Ediacara biota and bilaterian trace fossils in northwestern Canada // Chem. Geology. 2013. V. 362. P. 250–272.
- Meffre S., Large R.R., Scott R. et al. Age and pyrite Pb-isotope composition of the giant Sukhoy Log sediment-hosted gold deposit, Russia // Geochim. Cosmochim. Acta. 2008. V. 72. P. 2377–2391.
- Melezhik V.A., Pokrovsky B.G., Fallick A.E. et al. Constraints on $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of Late Ediacaran seawater: insight from Siberian high-Sr limestones // J. Geol. Soc. 2009. V. 166. P. 183–191.
- Narbonne G.M., Kaufman A.J., Knoll A.H. Integrated chemostratigraphy and biostratigraphy of the Windermere Supergroup, northwestern Canada: Implications for Neoproterozoic correlations and the early evolution of animals // GSA Bulletin. 1994. V. 106(10). P. 1281–1292.
- O’Neil J.R., Epstein S. Oxygen isotope fractionation in the system dolomite-calcite-carbon dioxide // Science. 1966. V. 152. № 3719. P. 198–201.
- Rothman D.H., Hayes J.M., Summons R.E. Dynamics of the Neoproterozoic carbon cycle // Proceedings of the National Academy of Sciences. 2003. V. 100. № 14. P. 8124–8129.
- 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: Implications for correlation of C-isotopic and bio-

tic events in the Ediacaran // *Precambrian Res.* 2021. V. 362. P. 106285.

Sawaki Y., Ohno T., Tahata M. et al. The Ediacaran radiogenic Sr isotope excursion in the Doushantuo Formation in the Three Gorges area, South China // *Precambrian Res.* 2010. V. 176. P. 46–64.

Sergeev V.N., Knoll A.H., Vorob'eva N.G. Ediacaran microfossils from the Ura Formation, Baikal-Patom Uplift, Siberia: taxonomy and biostratigraphic significance // *J. Paleontol.* 2011. V. 85(5). P. 987–1011.

Shields G.A., Brasier M.D., Stille P., Dorjnamjaa D. Factors contributing to high $\delta^{13}\text{C}$ values in Cryogenian limestones of western Mongolia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 196. P. 99–111.

Tahata M., Ueno Y., Ishikawa T. et al. Carbon and oxygen isotope chemostratigraphies of the Yangtze platform, South China: decoding temperature and environmental changes through the Ediacaran // *Gondwana Res.* 2013. V. 23(1). P. 333–353.

Yang C., Rooney A. D., Condon D. J. et al. The tempo of Ediacaran evolution // *Science advances.* 2021. V. 7(45). eabi9643.

C, O Isotopic Composition of the Neoproterozoic Pre-, Syn-, and Post-Glacial Carbonates of the Longdor Uplift and the Western Slope of the Aldan Shield (South of the Siberian Platform)

**A. V. Shatsillo^{1, *}, S. V. Rudko^{2, **}, I. V. Latysheva², B. G. Pokrovsky²,
D. V. Rudko¹, I. V. Fedyukin¹, A. B. Kuznetsov³**

¹*Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Bolshaya Gruzinskaya str., 10, bld. 1, Moscow, 123242 Russia*

²*Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

³*Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Makarov emb., 2, St. Petersburg, 199034 Russia*

*e-mail: shatsillo@gmail.com

**e-mail: rudko@ginras.ru

Here we present new data on the C and O isotopic composition in the Neoproterozoic carbonates of the Ballaganakh and Dal'naya Taiga horizons of the southeastern margin of the Patom paleobasin. In the upper part of the Ballaganakh horizon, a negative $\delta^{13}\text{C}$ anomaly was established. It is comparable in amplitude and stratigraphic position to the Trezona anomaly, which preceded the Marinoan glaciation. The carbonate layers in the glacial deposits of the Nichatka Fm. of the Dal'naya Taiga horizon have moderately positive $\delta^{13}\text{C}$ values, and the dolomite horizon at the base of the postglacial sequence is characterized by moderately negative values $\delta^{13}\text{C}$ which is typical for the cap-carbonate sequence associated with the end of the Marinoan glaciation. In the lower part of the postglacial sequence (the Barakun Fm.), there is a gradual increase in the proportion of calcite in the carbonate component of the rocks and a shift in the isotope composition corresponding to the difference in the fractionation coefficients of stable C and O isotopes for dolomite and calcite. This phenomenon, which is also recorded in the postglacial sequences of Namibia and Canada, indicates that the composition of carbonate minerals was determined by a global change in water chemistry, and not by post-sedimentary substitution. The overlying carbonate deposits of the Dal'naya Taiga horizon in the epiplatform part of the Patom paleobasin (Sen Fm.) are depleted in ^{13}C compared to their shelf analogs in the Ura uplift. It has been suggested that carbonate accumulation in the epiplatform and shelf facies of the Patom paleobasin occurred asynchronously. The reconstructed trend of variations in the C isotope composition for the Dal'naya Taiga horizon is characterized by positive and low-amplitude negative $\delta^{13}\text{C}$ anomalies similar to those in the Doushanto Fm. of China.

Keywords: Ediacaran, Cryogenian, Siberian Platform, chemostratigraphy, Trezona anomaly.