

УДК 551

## ИСТОЧНИКИ СНОСА, ЦИКЛИЧНОСТЬ И ВОЗРАСТ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАТОМСКОГО БАСЕЙНА СИБИРИ<sup>1</sup>

П. Ю. Петров

*Геологический институт РАН, Москва*

*e-mail: petrov-geo-home@rambler.ru*

Поступила в редакцию 29.05.2024 г.

После доработки 20.06.2024 г.

Принята к публикации 17.07.2024 г.

Использован геохимический метод для оценки непрерывности накопления осадочных последовательностей неопротерозоя Патомского бассейна в составе тепторгинской, дальнетайгинской и жуинской серий, а также вышележащей жербинской свиты. На основе выявленной непрерывности в изменении состава питающих провинций и на основе анализа цикличности старших порядков пересмотрен стратиграфический объем патомского комплекса в границах эдиакарской системы. Рассмотрена история формирования Патомского бассейна с акцентом на стратиграфически значимые эпизоды его осадочной летописи.

*Ключевые слова:* эдиакарий, венд, патомский комплекс, геохимические тренды, хемостратиграфия

### ВВЕДЕНИЕ

Последовательность неопротерозойских отложений Патомского бассейна, общая мощность которой превышает 10 км, в настоящее время является наиболее изученной среди осадочных последовательностей всех докембрийских бассейнов Сибирской платформы и ее обрамления (рис. 1а). Эта последовательность играет важную роль в корреляции разрезов венда Сибири и в периодизации эдиакарской системы (Чумаков и др., 2013). Однако стратиграфический объем этой толщи остается до сих пор неопределенным.

**Рис. 1.**

---

<sup>1</sup> Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi ..... для авторизованных пользователей.

Центральное место в разрезе занимает патомский комплекс, залегающий с глубоким размывом на вулканитах тепторгинской серии (725–715 млн лет) и перекрытый венд-кембрийскими отложениями трехверстной серии (рис. 1б) (Головенко, 1976; Чумаков и др., 2007, 2013; Gladkochub et al., 2019). Патомский комплекс, состоящий из баллаганакской, дальнетайгинской и жуинской серий, в целом представляет собой мощную (5–8 км) терригенно-карбонатную последовательность (Чумаков и др., 2007). Она начинается толщей баллаганакских силикокластических отложений и заканчивается отложениями самой крупной в регионе карбонатной платформы ченченской свиты (рис. 1в). В средней части патомского комплекса, в основании дальнетайгинской серии, залегают диамиктиты большепатомской свиты, представляющие так называемый среднесибирский гляциогоризонт (Чумаков, 1993, 2015). Интерпретация возраста этого гляциогоризонта является ключевым моментом в определении стратиграфического объема всего патомского комплекса.

Общепринятой современной точкой зрения является корреляция большепатомского гляциогоризонта с гляциопериодом Марино (формация Елатина Южной Австралии), точнее, с марино-гляциальными диамиктитами формации Нантуо Южного Китая (Чумаков и др., 2013; Чумаков, 2015). Окончание этого гляциопериода в Южном Китае датировано  $635 \pm 0.5$  млн лет (Condon et al., 2005), что соответствует началу эдиакария в современной стратиграфической шкале (Xiao, Narbonne, 2020). Таким образом, подошва венчающего доломита в кровле большепатомского гляциогоризонта (рис. 1в) соответствует подошве эдиакария. Весомым аргументом в пользу такой корреляции является само наличие венчающего доломита, с присущими ему характерными литологическими и С-изотопными признаками (Покровский и др., 2010), а также С- и Sr-изотопные данные по вышележащим высокостронциевым известнякам дальнетайгинской серии (Покровский и др., 2006а, 2006б; Покровский, Буякайте 2015; Melezhik et al., 2009; Рудько и др., 2017, 2020). Отрицательная аномалия  $\delta^{13}\text{C}$ , недавно обнаруженная в кровле баллаганакской серии, по мнению А.В. Шацилло и др. (2023), является одновозрастной с глобальной аномалией Трезона, которая предшествует оледенению Марино в разрезах ряда палеоконтинентов того времени (Rose et al., 2012). Такая интерпретация явилась дополнительным аргументом для обоснования положения нижней границы криогений–эдиакарий в кровле большепатомской свиты.

Другая крупная отрицательная аномалия  $\delta^{13}\text{C}$  ( $\text{EN}_3$ ), приуроченная к известнякам жуинской серии (рис. 1г), соответствует глобальному С-изотопному событию Шурам (Покровский, Буякайте, 2015; Покровский и др., 2021). Начало этого события, длящегося не менее 7 млн лет и известного почти на всех палеоконтинентах, датировано  $574 \pm 4.7$

млн лет (Rooney et al., 2020; Busch et al., 2022). Таким образом, учитывая отсутствие признаков крупного (т.е. сравнимого с длительностью формирования свит) стратиграфического перерыва в основании жуинской серии (Чумаков и др., 2013; Петров, 2018б), вся постгляциальная последовательность дальнотайгинской серии формировалась на протяжении 50–60 млн лет в интервале от 635 до 574 млн лет, охватывая большую нижнюю часть эдиакарской системы.

Альтернативной точкой зрения на стратиграфический объем патомского комплекса является отнесение большепатомского гляциогоризонта к эдиакарию и вероятная корреляция большепатомских диамиктитов с гляциопериодом Гаскье (580 млн лет). Одним из аргументов в пользу такой корреляции явилась непрерывность всей постгляциальной осадочной последовательности дальнотайгинской серии с признаками высоких скоростей седиментации в обстановках гомоклинального рампа (Петров, 2018а, 2018б). В этом случае вся постгляциальная толща дальнотайгинской серии могла быть сформирована менее чем за 10 млн лет в интервале от 580 до 570 млн лет. Сделанный вывод подтверждают микропалеонтологические данные. Три стратиграфических уровня дальнотайгинских отложений содержат богатые ассоциации акантоморфных акритарх (рис. 1в) (Воробьева и др., 2008; Воробьева, Петров, 2020, 2023б; Sergeev et al., 2011; Moczyłowska, Nagovitsin, 2012), характерные для четвертой комплексной зоны (assemblage zone) эдиакария с возрастом моложе 580 млн лет (Liu, Moczyłowska 2019). Находки *Beltanelliformis brunsaе* над большепатомским гляциогоризонтом (Леонов, Рудько, 2012) и *Arumberia banksi* (Петров, 2021) под ним (рис. 1в) являются косвенным подтверждением эдиакарского возраста большепатомского оледенения. Pb–Pb изохронные датировки известняков дальнотайгинской серии, равные  $581 \pm 16$  и  $575 \pm 20$  млн лет (рис. 1в) (Rud'ko et al., 2021), по крайней мере, не противоречат такому выводу. Стоит отметить, что рассмотренная здесь альтернативная точка зрения была ранее изложена в ряде публикаций (Рудько и др., 2017, 2020; Rud'ko et al., 2021; Петров, 2018б; Воробьева, Петров, 2020, 2023б).

В настоящей статье проведено геохимическое тестирование двух альтернативных стратиграфических схем корреляции патомского комплекса на основе выявления “трендов непрерывности” осадконакопления в процессе эволюции источников сноса Патомского бассейна с анализом цикличности его отложений.

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Весь анализируемый материал происходит из разрезов, вскрытых в долинах рек Большой Патом, Ура и Лена на территории Уринского поднятия (рис. 1а). Осадочные

толщи, обнаженные на этой территории, были наименее подвержены постдиагенетическим изменениям с температурами ниже так называемого “окна нефтегенерации”, что, в частности, следует из состояния органического вещества микро- и макрофоссилий (Moczydłowska, Nagovitsin, 2012; Petrov, Vorob'eva, 2023), а также из петрографического анализа пород и минерального состава филлосиликатов (Петров, 2018а, 2018б; Петров, Покровский, 2020). В целом в направлении от территории Уринского поднятия к внутренней зоне Патомского бассейна и вниз по разрезу степень изменения осадочных пород быстро возрастает вплоть до метаморфизма кианит-силлиманитового типа (Иванов и др., 1995).

Среди нескольких сотен проб терригенно-карбонатных пород, из разрезов Уринского поднятия для анализа были отобраны в общей сложности 123 пробы бескарбонатных тонкозернистых алевролитистых аргиллитов (36.8–70.6 мас. %  $\text{SiO}_2$ ). Дополнительно к ним проанализированы 45 проб карбонатных разностей аргиллитов (28–0.5 мас. %  $\text{CaCO}_3$ ), которые были предварительно подвержены кислотной обработке с целью удаления карбонатной примеси (декарбонатизированы). Также проанализированы 22 пробы бескарбонатных алевролитов и песчаников (70.6–96.2 мас. %  $\text{SiO}_2$ ), приуроченных к основанию никольской свиты. При удалении карбоната из  $\text{CaCO}_3$ -содержащих проб использован 10%-ный раствор  $\text{HCl}$ . Реакция осуществлялась при 20°C капельным методом до полного растворения карбоната. С целью надежности интерпретации полученных геохимических данных, в работе был проведен тест, позволяющий оценить поэлементное изменение состава  $\text{CaCO}_3$ -содержащих аргиллитов до и после декарбонатизации. Тест показал, что при удалении  $\text{CaCO}_3$  среди малых элементов в заметных количествах в раствор переходили  $\text{Mn}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Cu}$ , а относительно “неподвижными” элементами оставались  $\text{Zr}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{Th}$ ,  $\text{V}$  и  $\text{Ba}$  (ДМ<sup>2</sup>\_табл. 1, рис. 1). В то же время тест при анализе декарбонатизированных карбонатных и исходно бескарбонатных разностей аргиллитов, отобранных из одного и того же слоя, не выявил различий, превышающих ошибку измерений. Во всех случаях анализировались только плотные и неизменные фрагменты пород, отобранные из литологически однородных слоев толщиной 15–20 см и залегающих исключительно внутри крупных (метровой мощности и более) пачек; маломощные аргиллитовые прослои среди песчаников или карбонатных пород не учитывались. Также не учитывались отдельные прослои и линзы песчаников и алевролитов, залегающие среди аргиллитовых пачек. Все пробы в сводном разрезе патомского комплекса сгруппированы в 14 стратиграфических уровней, заключающих от 4 до 38 проб в каждом из них (рис. 1д).

---

<sup>2</sup> ДМ – дополнительные материалы.

В работе использованы данные по содержанию редких и рассеянных элементов: Th, Y, Ni, V, Zr, Sc и Cr, которые обычно применяют при реконструкциях источников сноса или состава субстрата питающих провинций. В работе также были использованы “нестандартные” несовместимые литофильные элементы: Ba и Nb.

В статистической части исследования использован параметр  $r^2$ , представляющий собой величину достоверности аппроксимации линии тренда для всей совокупности точек. Вычисления  $r^2$  проведены с помощью встроенной статистики Excel 2003. С целью получения статистически значимых результатов, при анализе геохимических трендов, наряду с точечными значениями, были использованы средние значения содержаний элементов и их стандартные отклонения для тех или иных интервалов разреза. Используемый в работе термин “тренд непрерывности” означает направленное изменение данного геохимического значения по разрезу. Статистическое выражение “непрерывности” представляет параметр  $r^2$ . Если его значение превышает 0.5, то полученные значения (в частности, содержание элемента в породе) статистически связаны с позицией точки в разрезе.

Аналитическая часть исследования проведена в ГИН РАН с использованием рентгенофлуоресцентного спектрометра S4 PIONEER фирмы Bruker (Германия). Пределы обнаружения элемента от Be до U 0.5–2.0 мкг/г, точность до 0.05% (отн.).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Наиболее показательными элементами (ДМ\_табл. 2) для выявления “трендов непрерывности” в изученном разрезе являются Ba, Th и Nb, содержания которых постепенно ( $r^2 = 0.71, 0.77$  и  $0.51$  соответственно) убывают вверх по разрезу от баллаганаской серии до кровли дальнетайгинской серии, образуя крупный тренд первого порядка (рис. 2). При этом в нижней части разреза содержания этих элементов заметно превышают их средние значения в верхней континентальной коре (UCC). Резкие изменения в непрерывности баллаганаско-дальнетайгинского тренда наблюдаются лишь на границе дальнетайгинской и жуинской серий, на секвентной границе Sq<sub>0</sub> (рис. 2, 3).

**Рис. 2.**

**Рис. 3.**

На отдельных интервалах разреза баллаганаско-дальнетайгинского тренда выделяются прямые и обратные тренды “второго порядка”, однотипные для всех трех (Ba, Th, Nb) элементов (рис. 2). Обратные тренды представляют собой локальные быстрые

положительные инверсии на фоне постепенного уменьшения значений. Наиболее выраженная по амплитуде такая инверсия приходится на среднюю часть большепатомской свиты, другие менее значительные инверсии приурочены к двум трансгрессивным интервалам разреза в основании баракунской и уринской свит (рис. 2). В целом локальные инверсии, то есть эпизоды обогащения осадка литофильными элементами, в разрезе патомского комплекса были приурочены к трансгрессиям внутри как баллаганахско-дальнетайгинской, так и жуинской секвенций (рис. 2, 3).

Все три элемента (Ba, Th, Nb) в континентальной коре избирательно приурочены к кислым магматическим породам (Taylor, McLennan, 1985; McLennan et al., 1993). При этом Th и Nb являются рассеянными элементами, концентрации которых практически не зависят от обстановок седиментации и диагенеза. Напротив, содержание Ba в некоторых случаях могло контролироваться внутрибассейновыми факторами, в частности биопродуктивностью (Dymond et al., 1992; Paytan et al., 1996). В нашем случае содержание бария отражает почти исключительно эволюцию литогенной составляющей осадка с максимальной среди прочих (более чем в 15 раз) амплитудой значений, наблюдаемых вдоль баллаганахско-дальнетайгинского тренда (рис. 2а). Главными акцепторами и переносчиками бария здесь являлись слюды и, очевидно, калиевые полевые шпаты. Такой вывод следует из корреляции содержания бария с содержанием потенциальных его элементов-спутников в бескарбонатных силикокластических породах:  $K_2O$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $P_2O_5$ , S и  $Fe_2O_3$ . Среди этих элементов устойчивая положительная корреляция наблюдается только для Ba– $K_2O$  и в несколько меньшей степени для Ba– $Al_2O_3$ . Максимальные значения ( $r^2$  до 0.96 для Ba– $K_2O$ ) приурочены к нижней части тренда в интервале от бугарихтинской свиты до середины баракунской свиты. В уринской свите эти значения уменьшаются до 0.37. Вверх по разрезу уринской свиты наблюдается постепенное и синхронное уменьшение содержаний бария и железа ( $r^2 = 0.85$  для Ba– $Fe_2O_3$ ). Очевидно, основная часть бария, представленная здесь в фоновых (<400 мкг/г) концентрациях, была адсорбирована в водной толще на гидроокислах железа, которые поступали в бассейн, в том числе эоловыми потоками (Петров, 2018б). Положительные корреляции Ba– $K_2O$  и Ba– $Al_2O_3$  проявлены и в базальных песчаниках никольской свиты, однако в вышележащих аргиллитах жуинской серии такие корреляции отсутствуют. Следовательно, с началом жуинской трансгрессии барий уже не был связан с силикокластикой. Таким образом, наблюдаемый тренд бария отражает постепенно уменьшавшийся во времени поток Ba-содержащей силикокластики; и лишь небольшая инверсия в средней части баракунской свиты (рис. 2а), вероятно, могла быть связана с

появлением незначительных количеств избыточного (биогенного) бария, не связанного с сигналом питающих провинций.

В противоположность корреляциям Ba–K<sub>2</sub>O и Ba–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, корреляция между Ba и Na<sub>2</sub>O для большей нижней части баллаганахско-дальнетайгинского тренда в целом является отрицательной. Коэффициент  $r^2$  изменяется от 0.29–0.16 для бугарихтинско-баракунского интервала до 0.92 для уринской свиты. Вероятной причиной этого могло быть разбавление потока богатой барием силикоккластики, поступавшего от кислого источника, потоками богатой натрием силикоккластики от источников основного состава. Вариации в количественном соотношении этих потоков во времени выражены в наблюдаемой отрицательной корреляции между содержаниями Ba и Na<sub>2</sub>O. Вместе с тем нельзя исключить процесс Na-метасоматоза, при котором часть бария, содержащаяся в калиевом полевоом шпате, могла быть потеряна при альбитизации.

Направленные изменения в составе источников сноса на протяжении баллаганахско-дальнетайгинского и жуинского трендов отчетливо демонстрирует ряд классических диаграмм с использованием элементов Th, Sc, Cr, V, Y, Ni и Zr. На диаграмме Cr/Th–Th/Sc (Condie, Wronkiewicz, 1990; Totten et al., 2000; Braccialli et al., 2007) начало баллаганахско-дальнетайгинского тренда (баллаганахская серия и большепатомская свита) находится очень близко к составу верхней континентальной коры (UCC) с долей основной (мафической) составляющей около 20% (рис. 4а). В последующее раннебаракунское время происходит кратковременный скачок в область более кислого состава (менее 10% мафического компонента), и далее наблюдается последовательное смещение в сторону основной составляющей вплоть до 50% в конце баллаганахско-дальнетайгинского тренда. В жуинское время состав источников сноса в целом смещается в сторону относительно более кислого состава, хотя и более основного по отношению к UCC (рис. 4а).

#### Рис. 4.

Точно такая же закономерность для баллаганахско-дальнетайгинского тренда наблюдается в распределении отношений Cr/V и Y/Ni в разрезе (рис. 4б, 4в). Для Cr/V ограничения в интерпретации источников сноса связаны с содержанием в осадке ванадия, количество которого могло контролироваться редокс-фактором (Tribovillard et al., 2006; Huang et al., 2015). Так, значения Cr/V менее 0.5 могли быть связаны с анокисческими условиями (Jones, Manning, 1994). Однако в нашей коллекции только 7 проб из 188 показывают значения Cr/V в интервале 0.29–0.48, и приурочены они исключительно к

средней части разреза баракунской свиты с наиболее высоким (до 1–2%) содержанием органического вещества. Содержание ванадия последовательно увеличивается вверх по разрезу нижней части баракунской свиты в среднем от 140 до 210 мкг/г ( $r^2 = 0.72$ ). Значения Cr/V менее 0.5 были связаны с накоплением небольших количеств избыточного ванадия скорее в раннем диагенезе, чем в аноксической придонной водной толще. Другие пробы имеют значения Cr/V, варьирующие от 0.73 до 1.64, что исключает возможность заметного влияния аноксии на тренды источников сноса.

Распределение значений на кривой распределения Y/Ni для жуинского тренда отличается смещением источника в сторону основного компонента (рис. 4в). Это смещение обусловлено последовательным увеличением содержания Ni и одновременным уменьшением содержания Y вверх по разрезу никольской свиты с самого начала жуинской трансгрессии. Наблюдаемое распределение Ni в разрезе могло быть связано с появлением нового удаленного источника пород основного-ультраосновного состава. Вместе с тем в аргиллитах никольской свиты связь Ni с Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> практически не проявлена ( $r^2 = 0.12$ ), тогда как для всего баллаганахско-дальнетайгинского тренда эта связь выражена отчетливо ( $r^2 = 0.72$ ).

Изменение состава источников сноса в сторону пород основного состава для баллаганахско-дальнетайгинского тренда и обратно для жуинского тренда также хорошо выражено на диаграмме Zr/Sc–Th/Sc (рис. 5, ба). При этом величина рециклинга ( $\Delta Zr/Sc$  – расстояние от точки пересечения линии “андезит–базальт” линейным трендом распределения значений до его окончания по оси Zr/Sc) быстро уменьшалась (от 68 для bg–br<sub>1</sub> интервала до 43 для br<sub>2-3</sub> и до 9 для ur–kl) и далее незначительно возрастала в жуинской серии ( $\Delta Zr/Sc = 14$  для nk интервала) (рис. 5). Из этого следует, что на протяжении баллаганахско-дальнетайгинского тренда доля рециклированной части осадка постепенно уменьшалась вместе с изменением состава этих осадков. При более подробном анализе (рис. ба) видно, что наиболее кислым состав силикокластики был в раннебаракунское время (br<sub>1</sub> рис. ба). В последующем, в верхней части дальнетайгинской серии, состав осадков смещался в сторону основной компоненты. Максимально приближенными к среднему составу верхней континентальной коры на этой диаграмме были мариногляциальные осадки большепатомской свиты (дальнетайгинская серия), а также глинистые осадки никольской свиты (жуинская серия) (рис. ба). В целом тренд диаграммы Zr/Sc–Th/Sc (рис. ба) полностью повторяет тренд диаграммы Cr/Th–Th/Sc (рис. 4а). Анализируя баллаганахско-дальнетайгинский тренд, важно отметить, что средние точки состава отложений 1→2→3→4→5 на диаграмме Zr/Sc–Th/Sc (рис. ба) лежат

практически на одной линии ( $r^2 = 0.995$ ), что говорит об обратной зависимости между изменением состава силикокластики и долей участия в ней рециклированной компоненты.

**Рис. 5.**

**Рис. 6.**

В последовательности баллаганахской и дальнетайгинской серий содержание Zr в целом убывает вверх по разрезу ( $r^2 = 0.33$ ), при этом резко выраженный скачок наблюдается через границу максимума затопления в средней части баракунской свиты (mf на рис. 6б). Резкое (более чем в 2.7 раз) уменьшение содержания Zr на этом рубеже совпадает по времени с таким же быстрым изменением силикокластики в сторону основного состава (рис. 4а–4в). Такой скачок мог отражать результат разбавления, вероятно “усиленный” гидродинамическими процессами концентрации и задержки тяжелых фракций в прибрежной зоне бассейна в начале регрессии.

И, наконец, смену источников сноса демонстрирует треугольная диаграмма V–Ni–Th×10 (Bracciali et al., 2007). В баллаганахско-дальнетайгинской последовательности средние точки состава аргиллитов образуют хорошо выдержанный тренд, направленный от гранитоидов к породам основного состава и прерывающийся резко выраженной инверсией в подошве жуинской серии (рис. 7). Здесь, как и на других диаграммах, мариногляциальные осадки большепатомской свиты (дальнетайгинская серия) являются максимально приближенными к среднему составу верхней континентальной коры (UCC). Небольшое отклонение тренда к вершине ванадия, наблюдаемое для баракунского интервала (3 на рис. 7), очевидно, связано с накоплением избыточных количеств ванадия в диагенезе глинистых илов, наиболее обогащенных органическим веществом. Эти конденсированные отложения приурочены к интервалу максимального затопления (mf) в средней части баракунской свиты.

**Рис. 7.**

## ОБСУЖДЕНИЕ

**Состав и смена питающих провинций Патомского бассейна.** Ранее проведенные геохимические исследования показали изменения в составе источников сноса для постгляциальных отложений патомского комплекса (Подковыров и др., 2015; Подковыров, Маслов, 2022; Чугаев и др., 2017, 2018; Маслов и др., 2022). Источником терригенных осадков, слагающих нижнюю часть разреза, являлся архей-раннепротерозойский кристаллический фундамент Сибирской платформы, а также

производные от него доэдиакарские отложения платформенного чехла. Предполагается, что появление на палеоводосборах новых ювенильных (неопротерозойских) магматических комплексов среднего-основного состава произошло лишь в верхней части дальнетайгинской серии, а именно в предуринское или уринское время (Маслов и др., 2022). Однако появление в разрезе обломочных цирконов неопротерозойского возраста фиксируется лишь с основания жуинской серии, а именно с базального горизонта песчаников никольской свиты (Powerman et al., 2015). Необходимо отметить, что В. Паверман с соавторами (Powerman et al., 2015) эти песчаники ошибочно отнесли к валюхтинской свите дальнетайгинской серии. С другой стороны, данные по значениям  $\epsilon_{Nd}(t)$  неоднозначны. Резкое увеличение этого параметра в одном случае наблюдается в верхней части дальнетайгинской серии (валюхтинская свита) (от  $-17$  до  $-3$ ; Чугаев и др., 2017, 2018), в другом случае – в основании жуинской серии (от  $-21.0$  до  $-2.1$ ; Маслов и др., 2022). Вместе с тем в Бодайбинской зоне Патомского бассейна вверх по разрезу баллаганахской и дальнетайгинской серий наблюдается непрерывный рост значений  $\epsilon_{Nd}(t)$  (от  $-18$  до  $-3$ ), который прерывается на границе дальнетайгинской и жуинской серий и затем вновь продолжается (от  $-12$  до  $-4$ ) вплоть до подошвы кембрия (Чугаев и др., 2018).

Данные, полученные в настоящей работе, свидетельствуют о непрерывном тренде изменений в составе источников сноса, наблюдаемом в последовательности отложений баллаганахской и дальнетайгинской серий Уринского поднятия, что хорошо согласуется с  $\epsilon_{Nd}(t)$  трендом Бодайбинской зоны (Чугаев и др., 2018). Если силикокластика нижней части этого разреза была существенно кислой по составу и включала лишь 10–20% средней-основной компоненты, то в верхней части дальнетайгинской серии содержание этой компоненты в среднем увеличилось до 50% (рис. 4а). Смена состава была постепенной на протяжении формирования всей осадочной последовательности. Этот процесс представлял собой эффект разбавления относительно стабильного потока осадков более кислого состава, поступавших с Сибирской платформы, возрастающими во времени потоками осадков более основного состава, поступавших из внешней орогенной области. На всех диаграммах состав матрикса мариногляциальных осадков большепатомской свиты является максимально приближенным к среднему составу верхней континентальной коры (UCC), что связано с эффектом усреднения состава различных комплексов пород, обнаженных на поверхности континентов в результате деятельности покровных ледников (Gaschnig et al., 2016). Баллаганахско-дальнетайгинский тренд резко прерывается на границе дальнетайгинской и жуинской серий, где состав силикокластики возвращается в область более кислых значений.

Наиболее крупная инверсия (локальное смещение в сторону более кислого состава) баллаганахско-дальнетайгинского тренда приурочена к нижней части разреза мариногляциальных отложений большепатовской свиты (рис. 2). Линия тренда пересекает подошву большепатовской свиты, что предполагает отсутствие перерыва или глубокой эрозии на этой границе. Этот факт противоречит существованию крупного регионального несогласия в основании дальнетайгинской серии (Powerman et al., 2015) и согласуется с фациальными реконструкциями бассейна на этом стратиграфическом уровне (Шацилло и др., 2023). Очевидно, рассматриваемая инверсия была связана с ледниковой эрозией кристаллического фундамента Сибирской платформы, главным образом в области Алданского щита (Chumakov et al., 2011b; Powerman et al., 2015). При этом увеличение потока кислой силикокластики в результате экзарации архейских гранитогнейсовых комплексов щита произошло с заметной задержкой по отношению к началу накопления большепатовских мариногляциальных отложений. Такая задержка была обусловлена инерцией фациальных систем бассейна в условиях гляциоэвстатического падения уровня моря в самом начале большепатовского ледникового события. Последствия этого масштабного оледенения также отразились в другой заметной инверсии, наблюдаемой в нижней части баракунской свиты (рис. 2, 4а, 4б). Значительные массы относительно более кислой силикокластики, продуцированные ледниками и временно складированные в континентальной части Сибирской платформы, начали поступать в бассейн лишь на позднем этапе постгляциальной трансгрессии. Этот стратиграфический уровень также отмечен наиболее низкими значениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70755\text{--}0.70782$  (Рудько и др., 2020). Вариации этих значений могли быть связаны с поступлением в бассейн продуктов растворения доэдиакарского карбонатного чехла Сибирской платформы, бедного радиогенным изотопом стронция. К примеру, для рифейских неизмененных известняков Учуро-Майского района, соседнего с Патомским бассейном, значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  варьируют в пределах 0.7054–0.7063 (Bartley et al., 2001). Сходная интерпретация была предложена для объяснения вариаций  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в последовательности верхнеэдиакарских отложений бассейна Vambuí Бразилии (Guacaneme et al., 2021).

Другие менее заметные инверсии в пределах баллаганахско-дальнетайгинского, а также жуинского трендов были приурочены к трансгрессиям в основании фациальных систем (systems tracts) соответствующих секвенций. Эти инверсии были обусловлены мобилизацией осадков, которые поступали из внутренних областей Сибирской платформы и накапливались в близкой к Уринскому поднятию краевой части бассейна в предшествующие периоды регрессий.

**Циклы Патомского бассейна и оценка их продолжительности.** Имеющиеся данные позволяют предположить наличие крупного трансгрессивно-регрессивного тектоноцикла в составе баллаганахской и дальнетайгинской серий (рис. 8). Для нижней баллаганахской части этого цикла характерны разномасштабные мелкие (метры–первые десятки метров) трансгрессивные “ритмы” (Иванов и др., 1995), которые выделяются внутри более мощных (многие сотни метров) трансгрессивных фациальных систем бассейна. В вертикальной последовательности этих фациальных систем прослеживается смена грубообломочных терригенных (валунно-галечных и гравийно-песчаных) отложений тонкозернистыми песчано-алевритовыми обычно высокоуглеродистыми и преимущественно глинистыми осадками. В самой верхней части последовательностей появляются отложения смешанной терригенно-карбонатной седиментации. Напротив, верхнюю постгляциальную дальнетайгинскую часть этого тектоноцикла формируют регрессивные фациальные системы высокого положения уровня моря. Их осадочные последовательности демонстрируют смену глубоководных, главным образом глинистых отложений отложениями сравнительно мелководных карбонатных платформ (Петров, 2018а, 2018б). Между верхней и нижней частями цикла, примерно в его середине, залегает мощная и монотонная последовательность большепатомских мариногляциальных осадков. В начале ее формирования гляциоэвстатическое падение уровня моря было “наложено” на интенсивное погружение передового прогиба форланда (рис. 8). Признаки прогрессивной форланд-трансгрессии в конце баллаганахского времени выражены в смене обстановок, направленных от аллювиально-пролювиальных ландшафтов к прибрежно-континентальным обстановкам эстуариев и лагун и далее к обстановкам терригенно-карбонатного шельфа (Петров, 2021). Вся эта толща представляет собой трансгрессивную последовательность “континент–море”, которая была прервана гляциоэвстатической форсированной регрессией в начале большепатомского времени. Эта регрессия привела к эрозии подстилающих отложений лишь во внешней зоне бассейна, откуда происходят перенесенные ледником обломки доломитов мариинской свиты (Чумаков, 1993; Шацилло и др., 2023). Последовательность гляциогенных отложений показывает признаки регрессии лишь в самой верхней части, непосредственно перед началом формирования венчающих доломитов (рис. 8, 9). Цикличность внутри этой последовательности не проявлена, если не считать событийной цикличности отдельных (0.5–3 м) градационных слоев (Чумаков, Красильников, 1991; Чумаков, 1993; Chumakov et al., 2011a). Выше баллаганахско-дальнетайгинского цикла выделяются еще два подобных, но сравнительно маломощных цикла – жуинский и жербинский – с четко выраженными регрессивными направленностями (рис. 8).

**Рис. 8.**

**Рис. 9.**

Нижняя часть баллаганахско-дальнетайгинского цикла была сформирована в геодинамических обстановках пассивной окраины (Sovetov, 2002; Советов, Комлев, 2005; Чумаков и др., 2007; Meffre et al., 2008; Хераскова и др., 2010; Метелкин и др., 2010; Гладкочуб и др., 2013; Летникова и др., 2013; Powerman et al., 2015; Чугаев и др., 2017, 2018; Мотова и др., 2023) или крупного внутриконтинентального бассейна (Gladkochub et al., 2019). Со временем эти обстановки сменились обстановками форландового бассейна. Большинство исследователей указывают на то, что смена обстановок произошла в уринское (валухтинское) время. Однако В. Паверман с соавторами (Powerman et al., 2015) допускают, что такой переход мог произойти уже в процессе накопления большепатомских отложений, объясняя временную (стратиграфическую) задержку поступления неопротерозойских цирконов в бассейн следствием “тонкокожей” тектоники региона.

Баллаганахско-дальнетайгинский цикл в терминах секвентной стратиграфии соответствует мегациклу или циклу первого порядка (Miall, 2010; Catuneanu, 2019). Такие циклы в зависимости от типа осадочного бассейна имеют мощности от нескольких сотен метров до нескольких километров и время формирования от нескольких миллионов до 100 и более млн лет. Подобные циклы или тектонические циклотемы длительностью от 1 до 10 млн лет характерны для мощных толщ, которые накапливались вдоль быстро погружавшихся континентальных окраин древних кратонов (Miall, 2017). Именно в такой геодинамической обстановке формировалась, по крайней мере, дальнетайгинская последовательность отложений Патомского бассейна. Жизненный цикл бассейнов форланд-типа сравнительно невелик и составляет первые десятки миллионов лет (Woodcock, 2004). В нашем случае заложение краевого прогиба форланда, очевидно, пришлось на позднебугарихтинское время, а орогенез и отмирание форланд-системы – на жербинское время (рис. 8). Эта форланд-система просуществовала чуть более 30 млн лет и сменилась эпикратонным бассейном непосредственно перед началом кембрийского периода.

**Обстановки и стратиграфия Патомского бассейна.** Наиболее ранние неопротерозойские отложения бассейна представляет тепторгинская серия, залегающая на кристаллическом фундаменте Сибирской платформы. Нижняя часть серии (пурпольская свита) сложена продуктами размыва коры глубокого химического выветривания, а верхняя (медвежевская свита), напротив, представлена незрелой силикокластикой

(Головенок, 1976; Иванов и др., 1995). Отложения накапливались в обстановках озерно-аллювиальных равнин, которые сменились морскими рифтогенными обстановками с вулканизмом основного состава (Иванов и др., 1995; Макарьев и др., 2010). Медвежьевские вулканы относятся к магматическому событию Franklin-Irktusk LIP 720 млн лет (Ernst et al., 2016, 2023), которое произошло непосредственно перед началом криогения (Gladkochub et al., 2019). В современных моделях именно это магматическое событие явилось одной из причин перехода к ледниковому (icehouse) климату Земли на этом стратиграфическом рубеже (Cox et al., 2016; Hoffman et al., 2017; Ernst et al., 2021; Dutkiewicz et al., 2024). Низкая степень химического выветривания, наблюдаемая уже в верхней части разреза пурпольской свиты (Головенок, 1976), указывает на постепенную аридизацию климата перед началом крупнейшего в истории Земли оледенения.

Патомский комплекс отделен от тепторгинской серии крупным стратиграфическим перерывом, охватывающим практически весь криогений (более 80 млн лет) (рис. 10). Маломощный (до 30 м) горизонт диамиктитов, залегающий в основании патомского комплекса и интерпретированный как мариногляциальные отложения (Шацилло и др., 2023), в предложенной схеме, возможно, соответствует терминальному ледниковому периоду криогения – Марино (635 млн лет).

#### **Рис. 10.**

Центральное место в разрезе патомского комплекса занимает среднесибирский гляциогоризонт (Чумаков, 1993, 2015). В латеральной последовательности его отложений диамиктиты ничатской и большепатомской свит проксимальной зоны бассейна во внутренней (дистальной) зоне замещаются высокоуглеродистыми песчано-глинистыми осадочными породами джемкуканской свиты, содержащими лишь единичные горизонты дропстоунов (рис. 9). Очевидно, ограниченная область ледового разноса была обусловлена “теплой подошвой” (около 0°C) ледника, в результате чего почти весь захваченный айсбергами материал быстро вытаивал в прибрежной части бассейна (Чумаков, 1993). Такие фациальные взаимоотношения не характерны для оледенений криогения, когда ледовый разнос охватывал большую часть бассейновых акваторий (Le Heron, 2015; Hoffman et al., 2021). Ледниковые горизонты эдиакария, напротив, демонстрируют ограниченное распространение айсбергового разноса (Wang et al., 2023a). В этом отношении структурно-фациальным и, вероятно, стратиграфическим аналогом Большепатомского бассейна являются эдиакарские (580 млн лет) мощные (более 1 км)

мариногляциальные отложения формаций Mall Bay и Gaskiers Ньюфаундленда (Fitzgerald et al., 2024).

Отрицательная аномалия  $\delta^{13}\text{C}$  под большепатомскими диамиктитами (рис. 9) (Шацилло и др., 2023) имеет сходство по динамике и амплитуде с С-изотопным событием Трезона Южной Австралии (Rose et al., 2012; Kläebe, Kennedy, 2019). Однако  $\delta^{13}\text{C}$  тренд Трезона в Австралии завершился до начала ледниковой седиментации, а Патомский тренд пересекает эту границу (Шацилло и др., 2023), совпадая с гляциоэвстатическим падением уровня моря (рис. 9). Теоретически, глобальное и одновременное осушение огромных площадей шельфов и субэдральное окисление захороненного в их осадках органического вещества могло кратковременно сместить глобальный баланс  $\delta^{13}\text{C}$  в сторону отрицательных значений. Очевидно, что это событие происходило одновременно с накоплением карбонатных осадков в дистальных фациальных зонах бассейнов.

Окончание большепатомского ледникового события отмечено отложением венчающих доломитов (Покровский и др., 2010; Чумаков и др., 2013), залегающих в основании карбонатно-глинистой трансгрессивной последовательности баракунской свиты (Петров, 2018а). Их присутствие над большепатомскими диамиктитами явилось главным аргументом при корреляции среднесибирского гляциогоризонта с оледенением Марино (Чумаков и др., 2013). Однако на сегодняшний день известно, что среди 30 эдиакарских ( $\leq 580$  млн лет) ледниковых отложений 11 имеют венчающие доломиты (Wang et al., 2023а), в том числе и гляциогоризонт Гаскье (Myrow, Kaufman, 1999). В отличие от венчающих доломитов пост-Марино, эти породы не имеют ряда специфических текстур, выделяются более широким диапазоном  $\delta^{13}\text{C}$  значений и пониженным содержанием Mn (Wang et al., 2023а). Так, по среднему содержанию Mn (1494 мкг/г; Покровский и др., 2010) патомские венчающие доломиты статистически не отличаются от верхнеэдиакарских доломитов (1150 мкг/г), но заметно уступают венчающим доломитам пост-Марино (3100 мкг/г, Wang et al., 2023а). По диапазону отрицательных значений  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  от  $-3\text{‰}$  до  $-4\text{‰}$  (Покровский и др., 2010) они совпадают с верхнеэдиакарскими венчающими доломитами Тарима, Северного Китая, Южной Африки и Авалона (Wang et al., 2023а).

Датированные (635 млн лет) венчающие доломиты пост-Марино в Южном Китае, Намибии и на северо-западе Канады содержат специфические и разнообразные литофациальные признаки отложений: необычные строматолиты, арагонитовые преципитаты и выделения барита (James et al., 2001; Jiang et al., 2006; Hoffman et al., 2007, 2021), а также заметную примесь аутигенных глинистых минералов (Li et al., 2020), что не обнаружено в патомских доломитах. Для этих доломитов характерны только

типиподобные дислокации (Чумаков и др., 2013), текстуры *sheet cracks* и полное отсутствие каких-либо глинистых минералов (Покровский и др., 2010; Покровский, Буякайте, 2015). Признаки интенсивного химического выветривания, отмеченного присутствием аутигенных глинистых минералов, установлены непосредственно под венчающими доломитами пост-Марино, а также в перекрывающих отложениях формации Доушаньтуо в Южном Китае (Bristow et al., 2009; Huang et al., 2016; Li et al., 2021). Напротив, патомские венчающие доломиты лежат непосредственно на ледниковых диамиктитах, а перекрывающие их отложения имеют признаки аридного климата (Петров, 2018б) с вероятным присутствием сезонных льдов (Шацилло и др., 2023). Такие обстановки соответствуют так называемому “Великому позднеэдиакарскому ледниковому времени” – периоду в интервале 580–560 млн лет (Wang et al., 2023b). Таким образом, по совокупности литофациальных и палеоклиматических данных среднесибирский (большепатомский) гляциогоризонт имеет скорее эдиакарский, чем криогениевый возраст. Вместе с тем недатированные венчающие доломиты формации Нуккалина Южной Австралии (~635 млн лет) (Calver et al., 2013) в основании стратотипа эдиакария имеют ряд литофациальных признаков, весьма сходных с большепатомскими доломитами, включая также и признаки ледового разноса (Rose, Maloof, 2010).

Вся вышележащая постгляциальная последовательность неопротерозойских отложений Патомского бассейна включает три стратиграфических несогласия, задокументированных в основании никольской, жербинской и тинновской свит (рис. 8, 10). Несогласие в основании никольской свиты – преджуинский перерыв – представляет собой сильно расчлененную эрозионную поверхность с локальным топографическим рельефом до 100 м, который нивелирован песчаниками базальной куллекинской пачки никольской свиты (рис. 3). Эта поверхность является главной секвентной границей внутри патомского комплекса (Петров, 2018б). Очевидно, преджуинское событие – результат короткого эпизода падения уровня моря, сопровождавшегося осушением всей территории и быстрым врезом речных долин. В результате морской трансгрессии, последовавшей вскоре, еще до начала пенеplenизации ландшафта, эрозионные долины были быстро заполнены преимущественно песчаными осадками эстуариев. Такое развитие событий в прибрежных зонах бассейнов является характерным при быстрых и высокоамплитудных флуктуациях относительного уровня моря (Blum et al., 2013; Wang et al., 2019). Судя по исследованиям современных и четвертичных врезанных долин, продолжительность их формирования является экстремально короткой ( $10^3$ – $10^4$  лет) с геологической точки зрения (Clement et al., 2017). Нельзя исключить, что преджуинское событие было связано с эпизодом высокоширотного оледенения, подобного “Последнему

гляциальному максимуму” с близкой амплитудой (120–130 м) падения уровня моря (Lambeck et al., 2014; Yokoуama et al., 2018). Однако, с другой стороны, преджуинская форсированная регрессия могла быть следствием внутрибассейновой тектоники, отраженной в региональных и локальных высокочастотных тектонических циклах длительностью  $10^4$ – $10^5$  лет (Miall, 2017). В любом случае, преджуинский перерыв не имеет признаков крупного стратиграфического несогласия.

Несогласие в основании жербинской свиты (Хоментовский и др., 2004; Чумаков и др., 2013) представляет собой серию внутриформационных перерывов, подчеркнутых поверхностями начального карстообразования (Pelechaty, 1998; Воробьева, Петров, 2023а). Осадочная последовательность, наблюдаемая в кровле ченченской свиты, отражает процесс мультициклической “проградации” песчаников жербинской свиты на поверхность ченченской карбонатной платформы в крайне мелководных обстановках суб- и супралиторали. Таким образом, в масштабе всей осадочной последовательности в пределах Уринского поднятия граница между этими свитами является непрерывной. Вместе с тем события на этой границе, очевидно, были связаны с инверсионной тектонической перестройкой Патомского бассейна и всей юго-западной периферии Сибирского кратона (Чумаков и др., 2013; Советов, 2018).

Несогласие в основании тинновской свиты отмечено резкой эрозионной поверхностью с реликтами коры выветривания (Pelechaty, 1998; Хоментовский и др., 2004; Воробьева, Петров, 2023а). Эта поверхность перекрыта аллювиальными гравийными песчаниками базальной пачки тинновской свиты и, далее, трансгрессивными морскими глинисто-карбонатными отложениями, относящимися к переходной эдиакарско-кембрийской части разреза (рис. 8). Потоки силикокластики в это время, как и в жербинское время (Воробьева, Петров, 2023а), поступали из внешнего источника орогенной зоны в сторону Сибирской платформы (Иванов и др., 1995). Началу формирования отложений аллювиальной равнины раннетинновского времени, по крайней мере в пределах Уринского поднятия, предшествовал стратиграфический перерыв длительностью более 10 млн лет (рис. 10). События этого времени, прослеженные вдоль всей юго-западной периферии Сибирской платформы (Советов, 2018), отражают отмирание систем форланд-бассейна. Перекрывающие морские, преимущественно карбонатные отложения тинновской свиты накапливались уже в обстановках обширного эпикратонного бассейна Сибирской платформы.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные геохимические данные свидетельствуют о непрерывном тренде изменений в составе источников сноса, наблюдаемом в разрезе баллаганахской и дальнотайгинской серий Уринского поднятия. На протяжении этого времени количество средней-основной компоненты в тонкозернистой силикокластике последовательно возрастало приблизительно от 10 до 50%. Процесс представлял собой эффект разбавления стабильного потока осадков кислого состава, поступавших с Сибирской платформы, возрастающими во времени потоками осадков основного состава, поступавших из внешней орогенной области. Непрерывная осадочная запись этих процессов указывает на отсутствие значительного стратиграфического перерыва при формировании баллаганахско-дальнотайгинской осадочной последовательности, которая представляет трансгрессивно-регрессивный тектоноцикл первого порядка. Всего в разрезе неопротерозойских отложений района выделяются четыре таких цикла: тепторгинский, баллаганахско-дальнотайгинский, жуинский и жербинский (рис. 8).

Тепторгинский цикл представляет рифтогенные терминальные отложения тония, сформированные непосредственно перед началом криогениевого периода. Отложения баллаганахско-дальнотайгинского цикла накапливались в геодинамических обстановках пассивной окраины, которые без перерыва сменились обстановками форланд-бассейна. Заложение краевого прогиба форланда произошло в самом конце баллаганахского времени, а максимальное погружение бассейна примерно совпало с большепатовским оледенением, что явилось причиной большой (более 1 км) мощности мариногляциальных отложений большепатовской и джемкуканской свит. Жуинский и жербинский циклы формировались на поздней стадии форланд-системы Патомского бассейна в условиях последовательного уменьшения аккомодации. Эта система просуществовала чуть более 30 млн лет и сменилась эпикратонным бассейном непосредственно перед началом кембрийского периода.

В последовательности неопротерозойских отложений Патомского бассейна выделяются только два крупных стратиграфических несогласия: в основании баллаганахской серии и в основании тинновской свиты (рис. 10). Таким образом, отсутствие признаков подобного несогласия внутри нижней части баракунской свиты предполагает, что весь патомский комплекс (баллаганахская, дальнотайгинская и жуинская серии) имеет эдиакарский возраст.

**Благодарности.** Автор выражает глубокую признательность А.В. Маслову, Б.Г. Покровскому и С.В. Рудько (ГИН РАН), а также А.Б. Кузнецову (ИГГД РАН) за обсуждение материалов и ценные замечания в процессе написания статьи, Б.В. Ермолаеву

за выполнение химических анализов и А.С. Дубенскому (ГИН РАН) за консультации при интерпретации геохимических данных.

**Источники финансирования.** Исследования проведены в соответствии с планами научно-исследовательской работы ГИН РАН, тема № АААА-А20-123032400065-4.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Воробьева Н.Г., Петров П.Ю.* Микробиота баракунской свиты и биостратиграфическая характеристика дальнетайгинской серии: ранний венд Уринского поднятия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 4. С. 26–42.

<https://doi.org/10.31857/S0869592X20040109>

*Воробьева Н.Г., Петров П.Ю.* Микрофоссилии и обстановки седиментации жербинского бассейна: верхний венд Патомского нагорья Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2023а. Т. 31. № 5. С. 63–78.

<https://doi.org/10.31857/S0869592X23050095>

*Воробьева Н.Г., Петров П.Ю.* Среднеуринская ассоциация органостенных микрофоссилий: нижний венд Патомского бассейна Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2023б. Т. 31. № 5. С. 1–17.

<https://doi.org/10.31857/S0869592X23050095>

*Воробьева Н.Г., Сергеев В.Н., Чумаков Н.М.* Новые находки нижневендских микрофоссилий в уринской свите: пересмотр возраста Патомского комплекса Средней Сибири // Докл. АН. 2008. Т. 419. № 6. С. 782–786.

*Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Писаревский С.А., Николь Г., Мотова З.Л., Корнилова Т.А.* Ранние этапы развития Палеоазиатского океана: данные по LA-ICP-MS датированию детритовых цирконов из позднедокембрийских толщ южного фланга Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1472–1490.

*Головенко В.К.* Литолого-геохимические особенности и условия образования тепторгинской серии Байкальской горной области. М.: Недра, 1976. 144 с.

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

*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.

<https://doi.org/10.31857/S0024497X20030052>

*Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вишневская И.А., Вещева С.В., Прошенкин А.И., Джен Х.* Вендская пассивная континентальная окраина юга Сибирской платформы: геохимические и изотопные (Sr, Sm–Nd) свидетельства и данные U–Pb датирования LA-ICP-MS детритовых цирконов // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1507–1529.

*Макарьев Л.Б., Митрофанов Г.Л., Митрофанова Н.Н., Пай В.М., Семейкина Л.К. и др.* 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.

*Маслов А.В., Подковыров В.Н., Ковач В.П., Загорная Н.Ю.* Литогеохимические особенности отложений венда севера Патомского нагорья // Литология и полезн. ископаемые. 2022. № 5. С. 1–27.

<https://doi.org/10.31857/S0024497X22050056>

*Метелкин Д.В., Благовидов В.В., Казанский А.Ю.* История формирования карагасской серии Бирюсинского Присяянья: синтез палеомагнитных и литолого-фациальных данных // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. С. 1114–1133.

*Мотова З.Л., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Ван К.Л., Ли Х.Я.* Позднедокембрийский “предледниковый” этап осадконакопления на юге Сибирской платформы (по результатам изучения состава терригенных пород и детритовых цирконов) // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 1. С. 28–44.

<https://doi.org/10.15372/GiG2021192>

*Петров П.Ю.* Постледниковые отложения дальнетайгинской серии: ранний венд Уринского поднятия Сибири. Сообщение 1. Баракунская свита // Литология и полезн. ископаемые. 2018а. № 5. С. 459–472.

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

*Петров П.Ю.* Арумбериоморфные текстуры баллаганахской серии Уринского поднятия Сибири // Стратиграфия верхнего докембрия: проблемы и пути решения. Материалы VII Российской конференции по проблемам геологии докембрия. СПб.: Свое издательство, 2021. С. 143–146.

*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.

<https://doi.org/10.31857/S0869592X22010069>

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

<https://doi.org/10.31857/s0024497x20020068>

*Подковыров В.Н., Маслов А.В.* Условия образования протолитов метапелитов верхнего рифея и венда бодайбинской зоны Байкало-Патомского складчатого пояса // Геохимия. 2022. Т. 67. № 9. С. 842–863.

<https://doi.org/10.31857/S0016752522090059>

*Подковыров В.Н., Котова Л.Н., Голубкова Е.Ю., Ивановская А.В.* Литохимия тонкозернистых обломочных пород венда Непско-Жуинского региона Сибирской платформы // Литология и полезн. ископаемые. 2015. № 4. С. 337–349.

*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 полезн. ископаемые. 2015. № 2. С. 159–186.

<https://doi.org/10.7868/s0024497x15010048>

*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 полезн. 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 полезн. ископаемые. 2006б. № 6. С. 642–654.

*Покровский Б.Г., Чумаков Н.М., Мележик В.А., Буякайте М.И.* Геохимические особенности и проблемы генезиса неопротерозойских “венчающих доломитов” Патомского палеобассейна // Литология и полезн. ископаемые. 2010. № 6. С. 644–661.

*Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Колесникова А.А., Петров О.Л., Хлебников М.С.* С-, О- и Sr-изотопная геохимия вендской аномалии Шурам-Вонока и ассоциирующих метаосадочных толщ внутренней части Патомского нагорья (Центральная Сибирь) // Литология и полезн. ископаемые. 2021. № 5. С. 406–435.

*Рудько С.В., Петров П.Ю., Кузнецов А.Б., Шацлло А.В., Петров О.Л.* Уточненный тренд  $\delta^{13}\text{C}$  в дальнетайгинской серии Уринского поднятия (венд, юг Средней Сибири) // Докл. АН. 2017. Т. 477. № 5. С. 590–594.

<https://doi.org/10.7868/S0869565217350183>

*Рудько С.В., Кузнецов А.Б., Петров П.Ю.* Изотопный состав Sr в известняках дальнетайгинской серии Патомского бассейна: опорный разрез венда Сибири // Литология и полезн. ископаемые. 2020. № 3. С. 243–256.

<https://doi.org/10.31857/S0024497X20030052>

*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.

<https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-1-020-045>

*Советов Ю.К., Комлев Д.А.* Тиллиты в основании оселковой серии Присяянья и положение нижней границы венда на юго-западе Сибирской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 4. С. 3–34.

*Хераскова Т.Н., Буш В.Л., Диденко А.Н., Самыгин С.Г.* Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника. 2010. № 1. С. 5–28.

*Хоментовский В.В., Постников А.А., Карлова Г.А., Кочнев Б.Б., Якишин М.С., Пономарчук В.А.* Венд Байкало-Патомского нагорья (Сибирь) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. С. 465–484.

*Чугаев А.В., Будяк А.Е., Чернышев И.В., Шатагин К.Н., Олейникова Т.И., Тарасова Ю.И., Скузоватов С.Ю.* Источники обломочного материала неопротерозойских метаосадочных пород Байкало-Патомского пояса (Северное Забайкалье) по Sm–Nd изотопным данным // Геохимия. 2017. № 1. С. 17–25.

<https://doi.org/10.7868/S0016752516120025>

*Чугаев А.В., Будяк А.Е., Чернышев И.В., Дубинина Е.О., Гареев Б.И., Шатагин К.Н., Тарасова Ю.И., Горячев Н.А., Скузоватов С.Ю.* Изотопные (Sm–Nd, Pb–Pb и  $\delta^{34}\text{S}$ ) и геохимические характеристики метаосадочных пород Байкало-Патомского пояса (Северное Забайкалье) и эволюция осадочного бассейна в неопротерозойское время // Петрология. 2018. Т. 26. № 3. С. 213–244.

<https://doi.org/10.7868/S0869590318030019>

*Чумаков Н.М.* Среднесибирский гляциогоризонт рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 21–34.

*Чумаков Н.М.* Оледенения Земли: история, стратиграфическое значение и роль в биосфере. М.: ГЕОС, 2015. 160 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 611).

*Чумаков Н.М., Красильников С.С.* Литологические особенности рифейских тиллоидов Уринского поднятия // Литология и полезн. ископаемые. 1991. № 3. С. 58–78.

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.

<https://doi.org/10.7868/S0869592X13040029>

Шацлло А.В., Рудько С.В., Латышева И.В., Покровский Б.Г., Рудько Д.В., Федюкин И.В., Кузнецов А.Б. Изотопный состав С, О неопротерозойских до-, син- и постгляциальных карбонатов Лонгдорского поднятия и западного склона Алданского щита (юг Сибирской платформы) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2023. № 2. С. 140–162.

<https://doi.org/10.31857/S0024497X22700021>

Bartley J.K., Semikhatov M.A., Kaufman A.J., Knoll A.H., Pope M.C., Jacobsen S.B. Global events across the Mesoproterozoic–Neoproterozoic boundary: C and Sr isotopic evidence from Siberia // Precambrian Res. 2001. V. 111 (1–4). P. 165–202.

Blum M., Martin J., Milliken K., Garvin M. Paleovalley systems: insights from Quaternary analogs and experiments // Earth-Sci. Rev. 2013. V. 116. P. 128–169.

<http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.09.003>

Bracciali L., Marron M., Pandolfi L., Rocchi S. Geochemistry and petrography of Western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines): from source areas to configuration of margins // Sedimentary provenance and petrogenesis: perspectives from petrography and geochemistry. Eds. Arribas J., Critelli S., Johnsson M.J. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 2007. V. 420. P. 73–93.

[https://doi.org/10.1130/2006.2420\(06\)](https://doi.org/10.1130/2006.2420(06))

Bristow T.F., Kennedy M.J., Derkowski A., Droser M.L., Jiang G., Creaser R.A. Mineralogical constraints on the paleoenvironments of the Ediacaran Doushantuo Formation // Proc. Nat. Acad. Sci. 2009. V. 106 (32). P. 13190–13195.

<https://doi.org/10.1073/pnas.0901080106>

Busch J.F., Hodgin E.B., Ahm A.-S.C., Husson J.M., Macdonald F.A., Bergmann K.D., Higgins J.A., Strauss J.V. Global and local drivers of the Ediacaran Shuram carbon isotope excursion // Earth Planet. Sci. Lett. 2022. V. 579. 117368.

<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117368>

Calver C.R., Crowley J.L., Wingate M.T.D., Evans D.A.D., Raub T.D., Schmitz M.D. Globally synchronous Marinoan deglaciation indicated by U–Pb geochronology of the Cottons Breccia, Tasmania, Australia // Geology. 2013. V. 41. P. 1127–1130.

<https://doi.org/10.1130/G34568.1>

*Catuneanu O.* Scale in sequence stratigraphy // *Marine and Petroleum Geology*. 2019. V. 106. P. 128–159.

<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.04.026>

*Chumakov N.M., Pokrovsky B.G., Melezhik V.A.* The glaciogenic Bol'shoy Patom Formation, Lena River, Central Siberia // *Mem. Geol. Soc. London*. 2011a. № 36. P. 309–316.

<https://doi.org/10.1144/M36.27>

*Chumakov N.M., Linnemann U., Hofmann M., Pokrovskii B.G.* Neoproterozoic ice sheets of the Siberian Platform: U–Pb LA-ICP-MS ages of detrital zircons from the Bol'shoi Patom Formation and the geotectonic position of its provenance // *Stratigr. Geol. Correl.* 2011b. V. 19. № 6. P. 679–686.

<http://dx.doi.org/10.1134/S0869593811060013>

*Clement A.J.H., Fuller I.C., Sloss C.R.* Facies architecture, morphostratigraphy, and sedimentary evolution of a rapidly-infilled Holocene incised-valley estuary: the lower Manawatu valley, North Island, New Zealand // *Mar. Geol.* 2017. V. 390. P. 214–233.

<http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2017.06.011>

*Condie K.C.* Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // *Chem. Geol.* 1993. V. 104. C. 1–37.

*Condie K.C., Wronkiewicz D.A.* The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990. V. 97. P. 256–267.

*Condon D.J., Zhu M., Bowring S., Wang W., Yang A., Jin Y.* U–Pb ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China // *Science*. 2005. V. 308. P. 95–98.

*Cox G.M., Halverson G.P., Stevenson R.K., Vokaty M., Poirier A., Kunzmann M., Li Z.-X., Denyszyn S.W., Strauss J.V., Macdonald F.A.* Continental flood basalt weathering as a trigger for Neoproterozoic Snowball Earth // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2016. V. 446. P. 89–99.

<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.04.016>

*Dutkiewicz A., Merdith A.S., Collins A.S., Mather B., Ilano L., Zahirovic S., Müller R.D.* Duration of Sturtian “Snowball Earth” glaciation linked to exceptionally low mid-ocean ridge outgassing // *Geology*. 2024. V. 52. P. 292–296.

<https://doi.org/10.1130/G51669.1>

*Dymond J., Suess E., Lyle M.* Barium in deep-sea sediment – a geochemical proxy for paleoproductivity // *Paleoceanography*. 1992. V. 7. P. 163–181.

*Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., Lecheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain*

*K.R., Didenko A.N.* Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // *Nature Geoscience*. 2016. V. 9. P. 464–469.

<https://doi.org/10.1038/ngeo2700>

*Ernst R.E., Bond D.P.G., Zhang S.H., Buchan K.L., Grasby S.E., Youbi N., El Bilali H., Bekker A., Doucet L.S.* Large igneous province record through time and implications for secular environmental changes and geological time-scale boundaries // *Large Igneous Provinces: A Driver of Global Environmental and Biotic Changes*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph. 2021. V. 255. P. 1–27.

<https://doi.org/10.1002/9781119507444.ch1>

*Ernst R.E., Gladkochub D.P., Söderlund U., Donskaya T.V., Pisarevsky S.A., Mazukabzov A.M., El Bilali H.* Identification of the ca. 720 Ma Irkutsk LIP and its plume centre in southern Siberia: the initiation of Laurentia-Siberia separation // *Precambrian Res.* 2023. V. 394. 107111.

<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2023.107111>

*Fitzgerald D.M., Narbonne G.M., Pufahl P.K., Dalrymple R.W.* The Mall Bay Formation (Ediacaran) and the protracted onset of the Gaskiers glaciation in Newfoundland, Canada // *Precambrian Res.* 2024. V. 405. 107369.

<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2024.107369>

*Gaschnig R.M., Rudnick R.L., McDonough W.F., Kaufman A.J., Valley J.W., Hu Z., Gao S., Beck M.L.* Compositional evolution of the upper continental crust through time, as constrained by ancient glacial diamictites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2016. V. 186. P. 316–343.

<http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2016.03.020>

*Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Stanevich A.M., Pisarevsky S.A., Zhang S., Motova Z.L., Mazukabzov A.M., Li H.* U–Pb detrital zircon geochronology and provenance of Neoproterozoic sedimentary rocks in southern Siberia: new insights into breakup of Rodinia and opening of Paleo-Asian Ocean // *Gondwana Res.* 2019. V. 65. P. 1–16.

<https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.07.007>

*Guacaneme C., Babinski M., Bedoya-Rueda C., Paula-Santos G.M., Caetano-Filho S., Kuchenbecker M., Reis H.L.S., Trindade R.I.F.* Tectonically-induced strontium isotope changes in ancient restricted seas: the case of the Ediacaran-Cambrian Bambuí foreland basin system, east Brazil // *Gondwana Res.* 2021. V. 93. P. 275–290.

<https://doi.org/10.1016/j.gr.2021.02.007>

*Hiscott R.N.* Ophiolitic source rocks for Taconic-age flysch: trace-element evidence // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1984. V. 95. P. 1261–1267.

*Hoffman P.F., Halverson G.P., Domack E.W., Husson J.M., Higgins J.A., Schrag D.P.* Are basal Ediacaran (635 Ma) post-glacial ‘cap dolostones’ diachronous? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 258. P. 114–131.

<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.03.032>

*Hoffman P.F., Abbot D.S., Ashkenazy Y., Benn D.I., Brocks J.J., Cohen P.A., Cox G.M., Creveling J.R., Donnadieu Y., Erwin D.H., Fairchild I.J., Ferreira D., Goodman J.C., Halverson G.P. et al.* Snowball Earth climate dynamics and Cryogenian geology-geobiology // *Science Advances.* 2017. V. 3. e1600983.

<https://doi.org/10.1126/sciadv.1600983>

*Hoffman P.F., Halverson G.P., Schrag D.P., Higgins J.A., Domack E.W., Macdonald F.A. et al.* Snowballs in Africa: sectioning a long-lived Neoproterozoic carbonate platform and its bathyal foreslope (NW Namibia) // *Earth Sci. Rev.* 2021. V. 219. 103616.

<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103616>

*Huang J.-H., Huang F., Evans L., Glasauer S.* Vanadium: global (bio)geochemistry // *Chem. Geol.* 2015. V. 417. P. 68–89.

<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.09.019>

*Huang K.-J., Teng F.-Z., Shen B., Xiao S., Lang X., Ma H.-R., Fu Y., Peng Y.* Episode of intense chemical weathering during the termination of the 635 Ma Marinoan glaciation // *Proc. Nat. Acad. Sci.* 2016. V. 113 (52). P. 14904–14909.

[www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1607712113](http://www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1607712113)

*James N.P., Narbonne G.M., Kyser T.K.* Late Neoproterozoic cap carbonates: Mackenzie Mountains, northwestern Canada: precipitation and global glacial meltdown // *Canadian J. Earth Sci.* 2001. V. 38. P. 1229–1262.

<https://doi.org/10.1139/e01-046>

*Jiang G., Kennedy M.J., Christie-Blick N., Wu H., Zhang S.* Stratigraphy, sedimentary structures, and textures of the Late Neoproterozoic Doushantuo cap carbonate in South China // *J. Sediment. Res.* 2006. V. 76. P. 978–995.

<https://doi.org/10.2110/jsr.2006.086>

*Jones B., Manning D.A.C.* Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones // *Chem. Geol.* 1994. V. 111. P. 111–129.

*Klaebe R., Kennedy M.* The palaeoenvironmental context of the Trezona anomaly in South Australia: do carbon isotope values record a global or regional signal? // *Depositional Rec.* 2019. V. 5. P. 131–146.

<https://doi.org/10.1002/dep2.60>

*Kolesnikov A.V., Rud'ko S.V., Fedonkin M.A.* Life on the way out of Shuram Excursion: new locality of Ediacaran biota in the Ura Uplift of the southern Siberian Platform // *Gondwana Res.* 2024. V. 125. P. 359–367.

<https://doi.org/10.1016/j.gr.2023.08.021>

*Lambeck K., Rouby H., Purcell A., Sun Y., Sambridge M.* Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene // *PNAS.* 2014. V. 111. P. 15296–15303.

[www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1411762111](http://www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1411762111)

*Le Heron D.P.* The significance of ice-rafted debris in Sturtian glacial successions // *Sediment. Geol.* 2015. V. 322. P. 19–33.

<http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.04.001>

*Li J., Hao C., Wang Z., Dong L., Wang Y., Huang K.-J., Lang X., Huang T., Yuan H., Zhou Ch., Shen B.* Continental weathering intensity during the termination of the Marinoan Snowball Earth: Mg isotope evidence from the basal Doushantuo cap carbonate in South China // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2020. V. 552. 109774.

<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.109774>

*Li F., Penman D., Planavsky N., Knudsen A., Zhao M., Wang X., Isson T., Huang K., Wei G., Zhang S., Shen J., Zhu X., Shen B.* Reverse weathering may amplify post-Snowball atmospheric carbon dioxide levels // *Precambrian Res.* 2021. V. 364. 106279.

<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106279>

*Liu P., Moczyłowska M.* Ediacaran microfossils from the Doushantuo Formation chert nodules in the Yangtze Gorges area, South China, and new biozones // *Fossils and Strata.* 2019. V. 65. P. 1–172.

<https://doi.org/10.1002/9781119564225.ch1>

*McLennan S.M.* Weathering and global denudation // *J. Geol.* 1993. V. 101. P. 295–303.

*Meffre S., Large R.R., Scott R.A., Woodhead J.D., Chang Z., Gillbert S.E., Danyushevsky L.V., Maslennikov V., Hergt J.M.* 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.

<http://dx.doi.org/10.1006/jssc.1997.7704>

*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.

*Miall A.D.* *The Geology of Stratigraphic Sequences.* Second edition. Berlin: Springer-Verlag, 2010. 522 p.

*Miall A.D.* Sequence Stratigraphy and Geologic Time // Stratigraphy and Timescales. 2017. V. 2. P. 59–83.

<http://dx.doi.org/10.1016/bs.sats.2017.06.001>

*Moczyłowska M., Nagovitsin K.* Ediacaran radiation of organic-walled microbiota recorded in the Ura Formation, Patom Uplift, East Siberia // *Precambrian Res.* 2012. V. 198–199. P. 1–24.

<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.12.010>

*Myrow P.M., Kaufman A.J.* A newly discovered cap carbonate above Varanger-age glacial deposits in Newfoundland, Canada // *J. Sediment. Res.* 1999. V. 69. P. 784–793.

*Paytan A., Kastner M., Chavez F.P.* Glacial to interglacial fluctuations in productivity in the equatorial Pacific as indicated by marine barite // *Science.* 1996. V. 274. P. 1355–1357.

*Pelechaty S.M.* Integrated chronostratigraphy of the Vendian System of Siberia: implication for a global stratigraphy // *J. Geol. Soc. London.* 1998. V. 155. P. 957–973.

<http://dx.doi.org/10.1144/gsjgs.155.6.0957>

*Petrov P.Yu., Vorob'eva N.G.* Fossils, pseudofossils and problematica from the Ura Formation: Ediacaran of the Patom Basin, Siberia // *Precambrian Res.* 2023. V. 397. 107188.

<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2023.107188>

*Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N., Kapitonov I., Hourigan J.* Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian Craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia // *Precambrian Res.* 2015. V. 267. P. 39–71.

<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.05.015>

*Rooney A.D., Cantine M.D., Bergmann K.D., Gomez-Perez I., Al Baloushi B., Boag T.H., Busch J.F., Sperling E.A., Strauss J.V.* Calibrating the coevolution of Ediacaran life and environment // *Proc. Natl. Acad. Sci.* 2020. V. 117 (29). P. 16824–16830.

<https://doi.org/10.1073/pnas.2002918117>

*Rose C.V., Maloof A.C.* Testing models for post-glacial 'cap dolostone' deposition: Nuccaleena Formation, South Australia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. V. 296. P. 165–180.

<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.03.031>

*Rose C.V., Swanson-Hysell N.L., Husson J.M., Poppick L.N., Cottle J.M., Schoene B., Maloof A.C.* Constraints on the origin and relative timing of the Trezona  $\delta^{13}\text{C}$  anomaly below the end-Cryogenian glaciation // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. V. 319–320. P. 241–250.

<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.12.027>

*Rud'ko S.V., Kuznetsov A.V., Petrov P.Yu., Sitkina D.R., Kaurova O.K.* Pb–Pb dating of the Dal'nyaya Taiga Group in the Ura uplift of southern Siberia: implication of C-isotopic and biotic events in the Ediacaran // *Precambrian Res.* 2021. V. 362. 106285.

<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106285>

*Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the Continental Crust // *Treatise on Geochemistry* 2nd Edition. 2014. P. 1–51.

<http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00301-6>

*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.

<https://doi.org/10.1666/11-022.1>

*Sovetov J.K.* Vendian foreland basin of the Siberian cratonic margin: Paleopangean accretionary phases // *Rus. J. Earth Sci.* 2002. V. 4. P. 363–387.

*Taylor S.R., McLennan S.M.* *The Continental Crust: Its Composition and Evolution: An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks.* Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.

*Totten M.W., Hanan M.A., Weaver B.L.* Beyond whole-rock geochemistry of shales: the importance of assessing mineralogic controls for revealing tectonic discriminants of multiple sediment sources for the Ouachita Mountain flysch deposits // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2000. V. 112 (7). P. 1012–1022.

*Tribovillard N., Algeo T.J., Lyons T., Riboulleau A.* Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update // *Chem. Geol.* 2006. V. 232. P. 12–32.

<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.02.012>.

*Wang R., Colombera L., Mountney N.P.* Geological controls on the geometry of incised-valley fills: insights from a global dataset of late Quaternary examples // *Sedimentology.* 2019. V. 66. P. 2134–2168.

<https://doi.org/10.1111/sed.12596>

*Wang R., Xing C., Wen B., Wang X., Liu K., Huang T., Zhou C., Shen B.* The origin of cap carbonate after the Ediacaran glaciations // *Global and Planetary Change.* 2023a. V. 226. 104141.

<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2023.104141>

*Wang R., Shen B., Lang X., Wen B., Mitchell R.N., Ma H., Yin Z., Peng Y., Liu Y., Zhou C.A.* Great late Ediacaran ice age // *Nat. Sci. Rev.* 2023b. V. 10 (8). nwad117.

<https://doi.org/10.1093/nsr/nwad117>

*Woodcock N.H.* Life span and fate of basins // *Geology.* 2004. V. 32 (8). P. 685–688.

<https://doi.org/10.1130/G20598.1>

*Xiao S., Narbonne G.M.* The Ediacaran Period // Geologic Time Scale. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. Oxford: Elsevier, 2020. V. 1. P. 521–561.  
<https://www.doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00018-8>

*Yokoyama Y., Esat T.M., Thompson W.G., Thomas A.L., Webster J.M., Miyairi Y., Sawada C., Aze T., Matsuzaki H., Okuno J. et al.* Rapid glaciation and a two-step sea level plunge into the Last Glacial Maximum // Nature. 2018. V. 559. P. 603–607.  
<https://doi.org/10.1038/s41586-018-0335-4>

*Рецензенты А.Б. Кузнецов, Б.Г. Покровский*

# **Provenance of the Sediments, Cyclicity and Age of Neoproterozoic Deposits of the Patom Basin of Siberia**

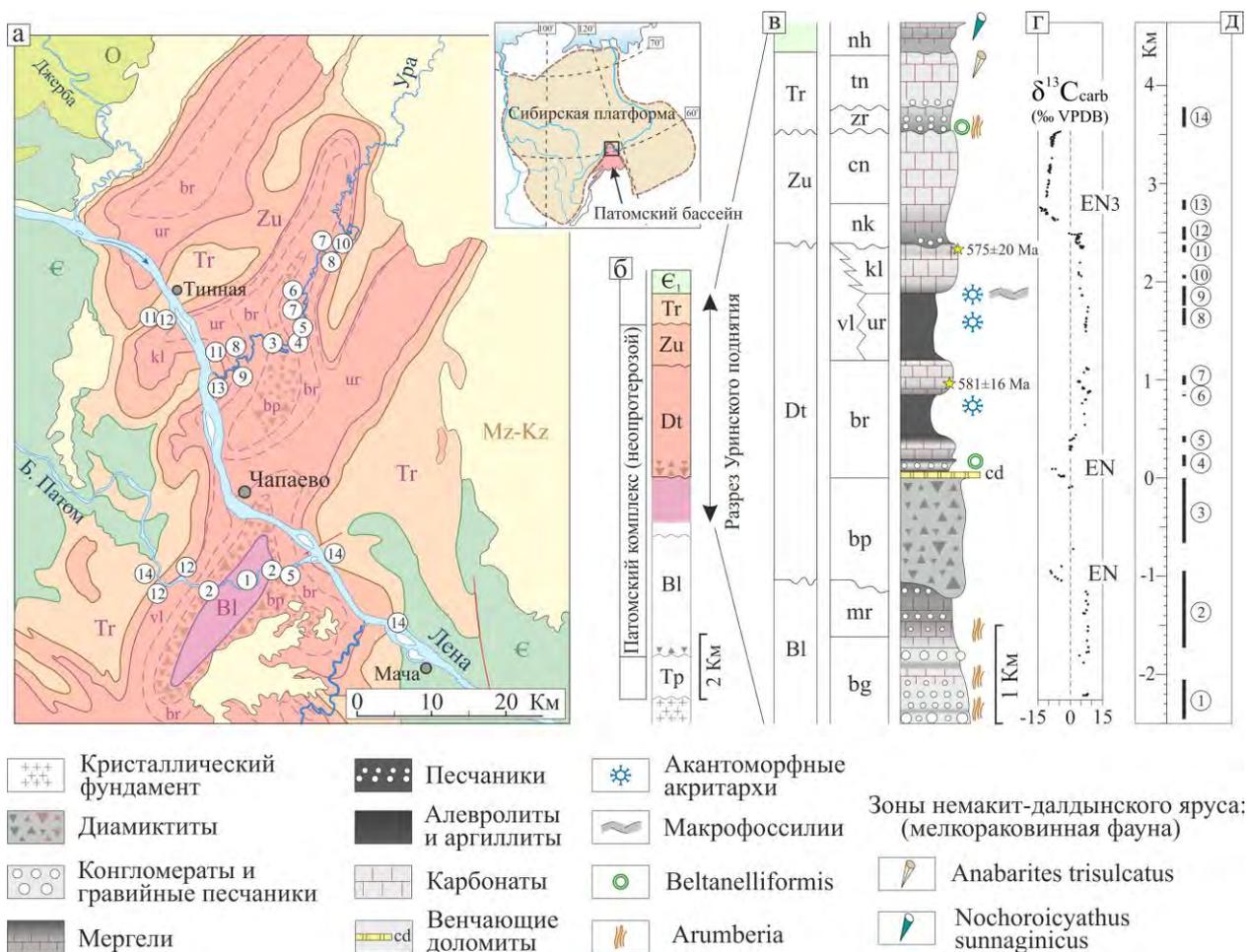
**P. Yu. Petrov**

*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

*e-mail: petrov-geo-home@rambler.ru*

A geochemical method was used to assess the continuity of accumulation of Neoproterozoic sedimentary succession of the Patom Basin as part of the Teptorga, Dal'nyaya Taiga and Zhuya groups, as well as the overlying Zherba Formation. Based on the identified continuity in changes in the composition of the sediment sources (provenance) and on the basis of an analysis of higher-order cyclicity, the stratigraphic volume of the Patom Supergroup within the boundaries of the Ediacaran system was revised. The history of the formation of the Patom Basin is considered with an emphasis on stratigraphically significant episodes of its sedimentary record.

*Keywords:* Ediacaran, Vendian, geochemical trends, chemostratigraphy

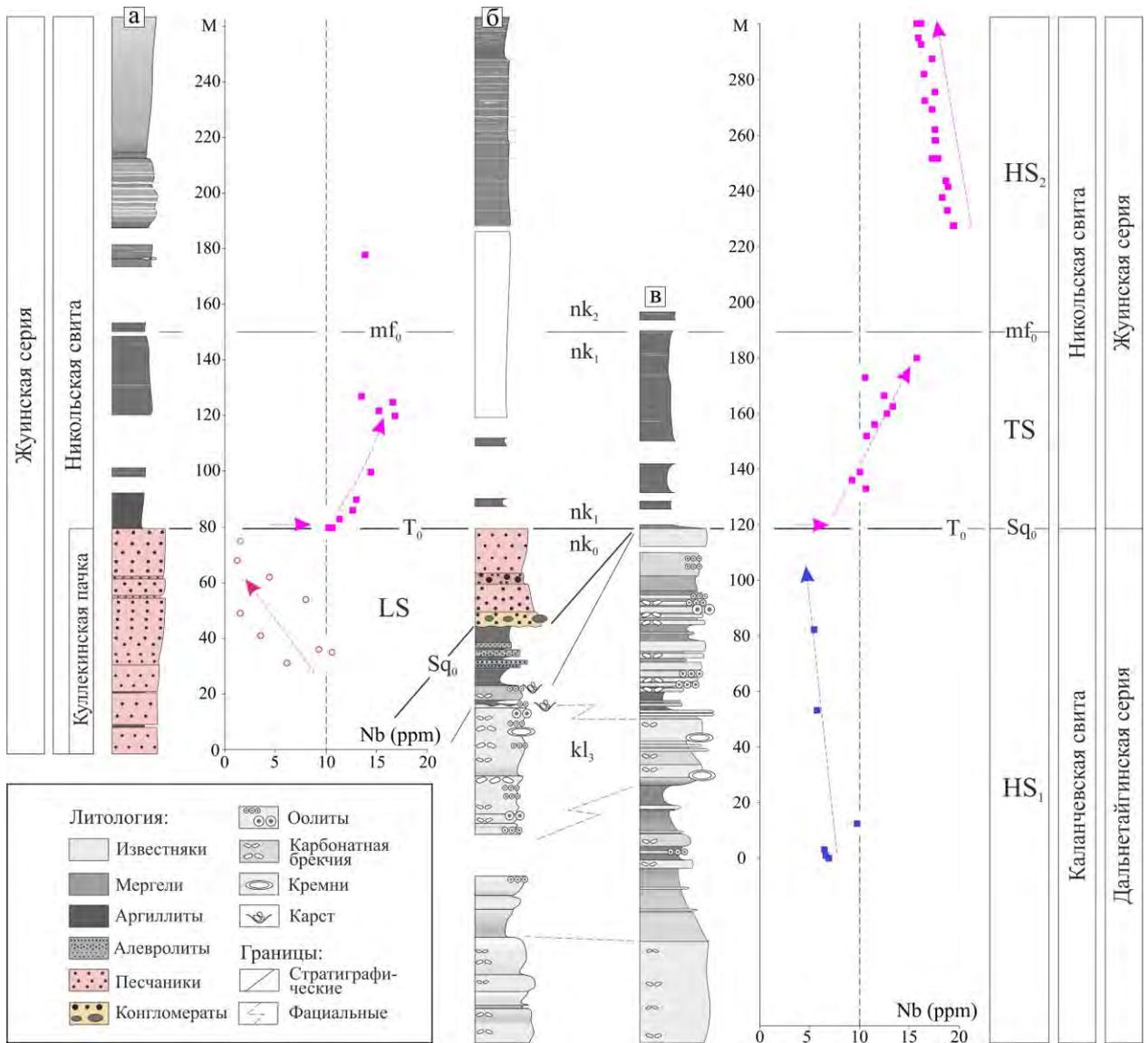


**Рис. 1.** (а) Геологическая карта Уринского поднятия и местоположения изученных разрезов; (б) стратиграфия неопротерозойских отложений и тектоническая история формирования Патомского бассейна; (в) последовательность неопротерозойских отложений Уринского поднятия и стратиграфические уровни фауны; (г) – суммарные данные по  $\delta^{13}C_{carb}$  по (Pelechaty, 1998; Покровский, Буякайте, 2015; Рудько и др., 2017; Петров, Покровский, 2020; Шаццлло и др., 2023); (д) опробованные интервалы разреза (соответствуют местоположениям на геологической карте).

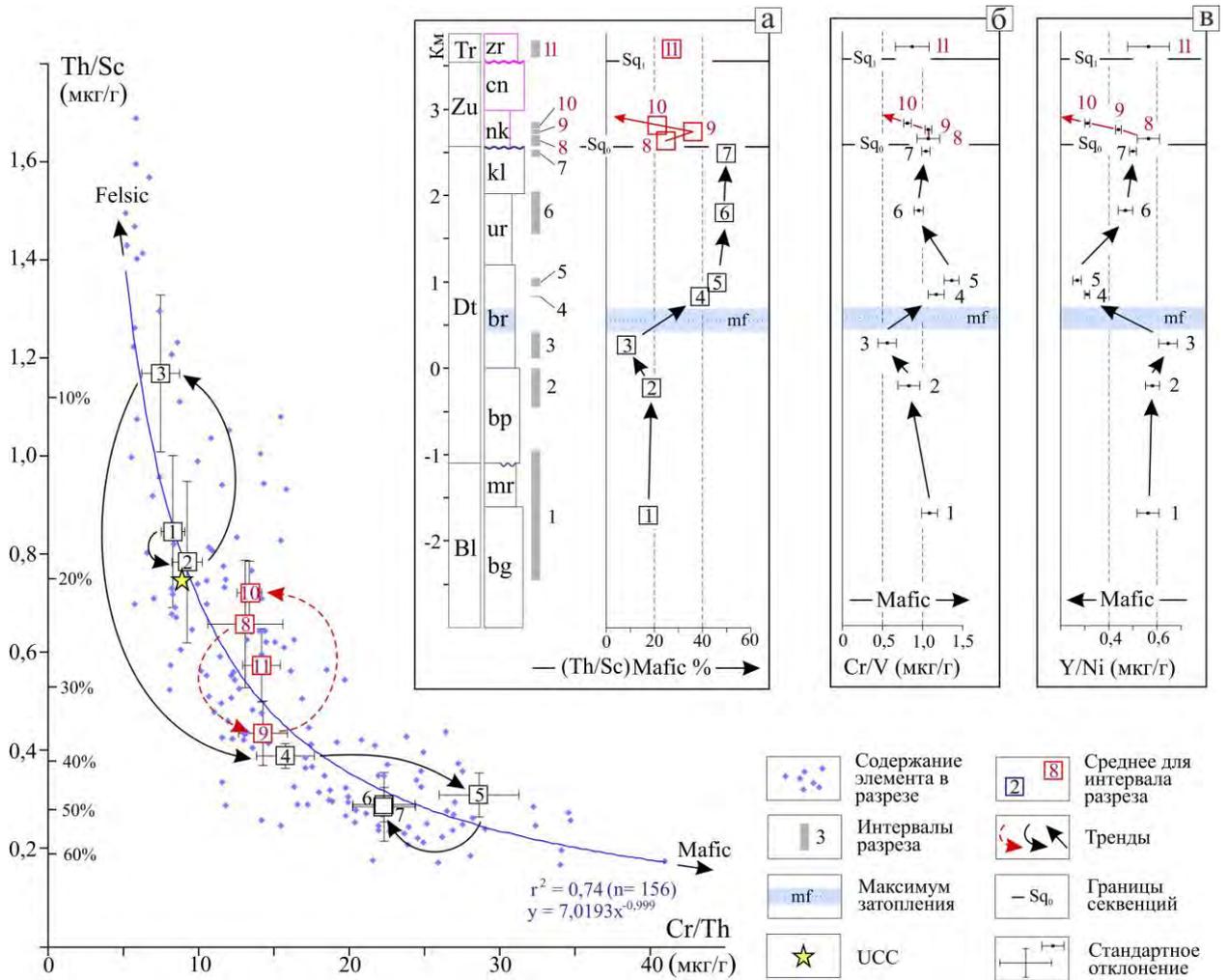
Акантоморфные акритархи приведены по (Sergeev et al., 2011; Moczyłowska, Nagovitsin, 2012; Воробьева, Петров, 2020, 2023а, 2023б), Beltanelliformis по (Леонов, Рудько, 2012; Kolesnikov et al., 2024), Arumberia по (Петров, 2021; Kolesnikov et al., 2024), макрофоссилии по (Петров, Воробьева, 2022; Petrov, Vorob'eva, 2023), данные Pb–Pb изохронного датирования известняков баракунской и каланчевской свит по (Rud'ko et al., 2021), литостратиграфические данные по (Чумаков и др., 2013; Петров, 2018а, 2018б). Обозначения серий: Tr – тепторгинская, Bl – баллаганахская, Dt – дальнетайгинская, Zu – жуинская, Tr – трехверстная. Обозначения свит: bg – бугарихтинская, mr – мариинская, br

– большепатомская, br – баракунская, ur – уринская, kl – каланчевская, vl – валюхтинская,  
nk – никольская, cn – ченченская, zr – жербинская, tn – тинновская, nh – нохтуйская.

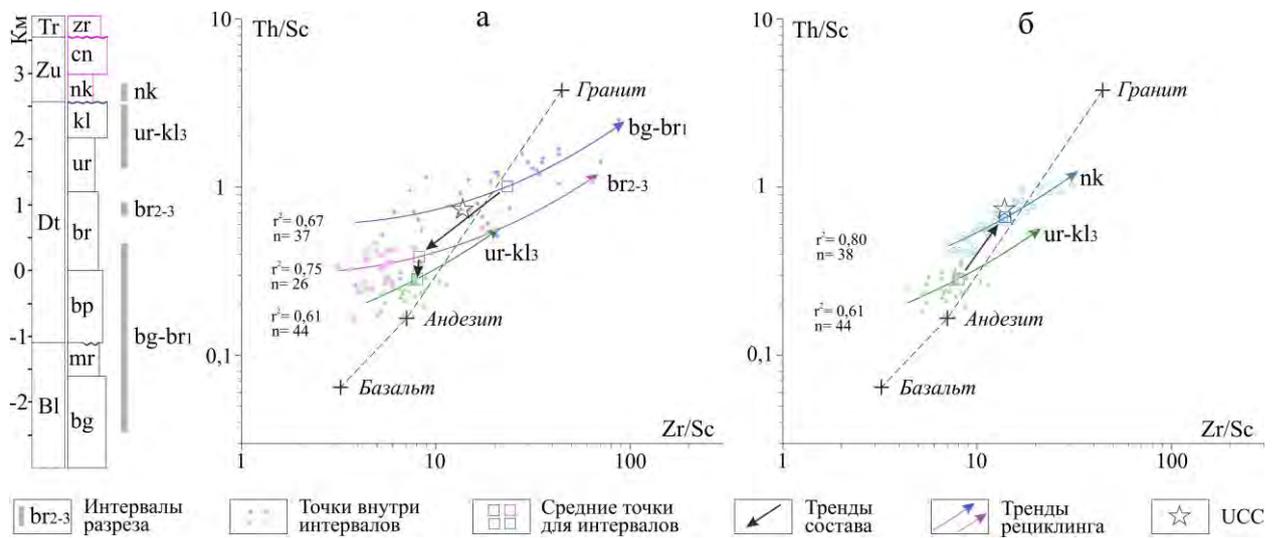




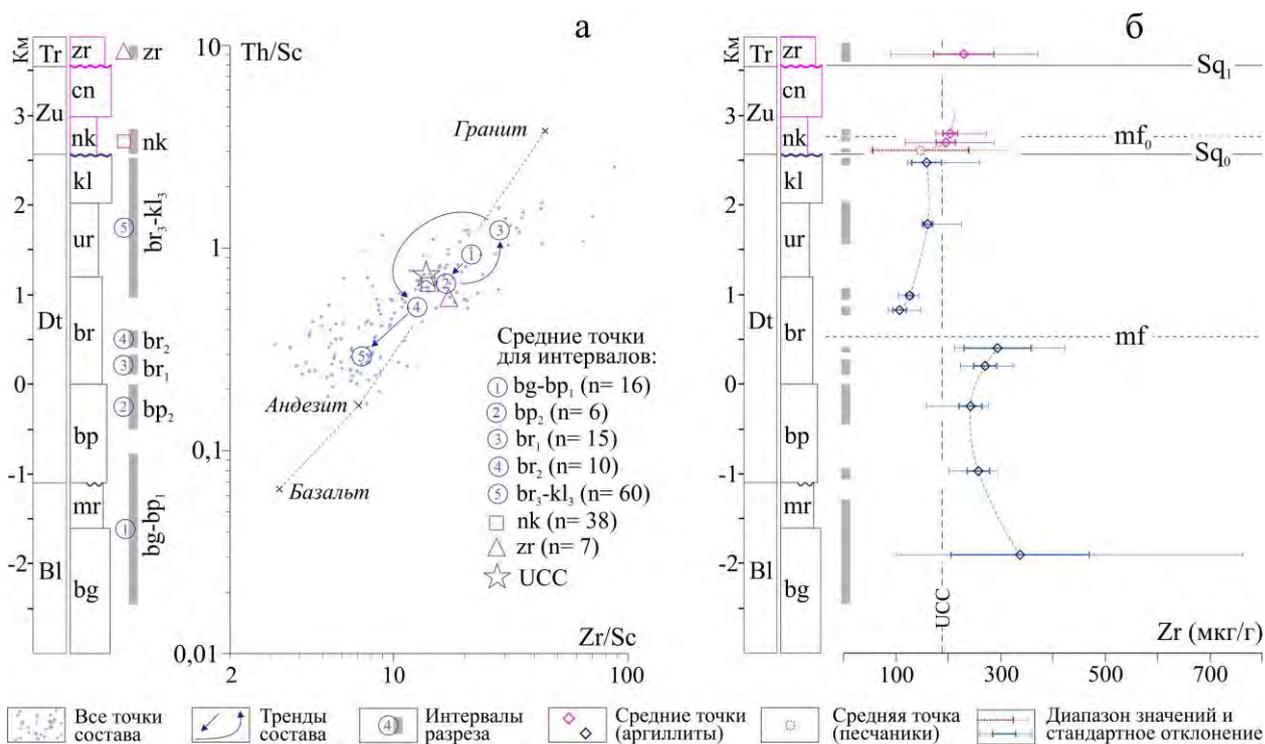
**Рис. 3.** Стратиграфические и фациальные взаимоотношения отложений через секвентную границу в основании жуинской серии ( $Sq_0$ ) и распределение содержаний ниобия в разрезе.  $T_0$  – трансгрессивная граница (начало жуинской трансгрессии);  $mf_0$  – поверхность максимального затопления в нижней части никольской свиты. Фациальные системы:  $HS_1$ ,  $HS_2$  – высокого положения уровня моря,  $LS$  – низкого положения уровня моря (песчаники куллекинской пачки в основании никольской свиты),  $TS$  – трансгрессивная система. Литостратиграфические единицы:  $k_{13}$  – верхняя подсвита каланчевской свиты,  $nk_0$  – базальный горизонт никольской свиты (куллекинская пачка),  $nk_1$  – нижняя подсвита никольской свиты,  $nk_2$  – верхняя подсвита никольской свиты. Местоположение разрезов: (а) – р. Б. Патом, (б) – приустьевая часть р. Ура, (в) – правый берег р. Лена в районе д. Тинная (см. рис. 1).



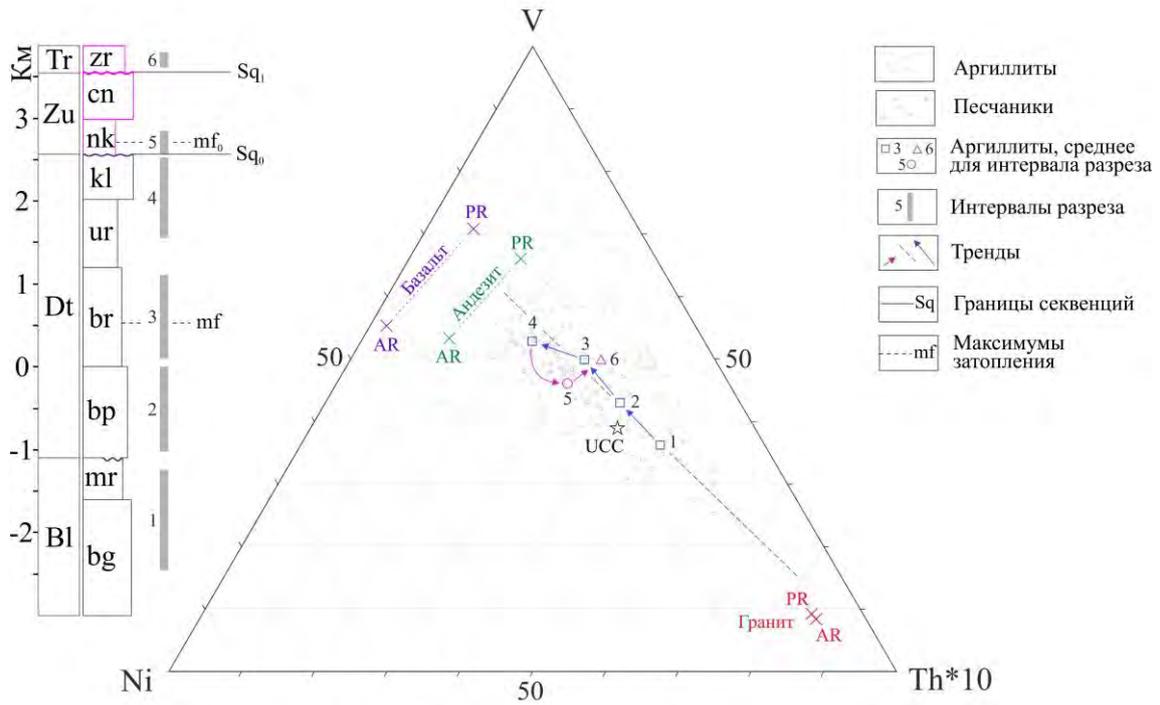
**Рис. 4.** (а) Диаграмма Cr/Th–Th/Sc по (Condie, Wronkiewicz, 1990; Bracciali et al., 2007) и (б, в) диаграммы распределения средних значений отношений Cr/V (б) и Y/Ni (в) (по Hiscott, 1984; McLennan, 1993) для соответствующих интервалов разреза. UCC – средний состав верхней континентальной коры (по Rudnick, Gao, 2014).



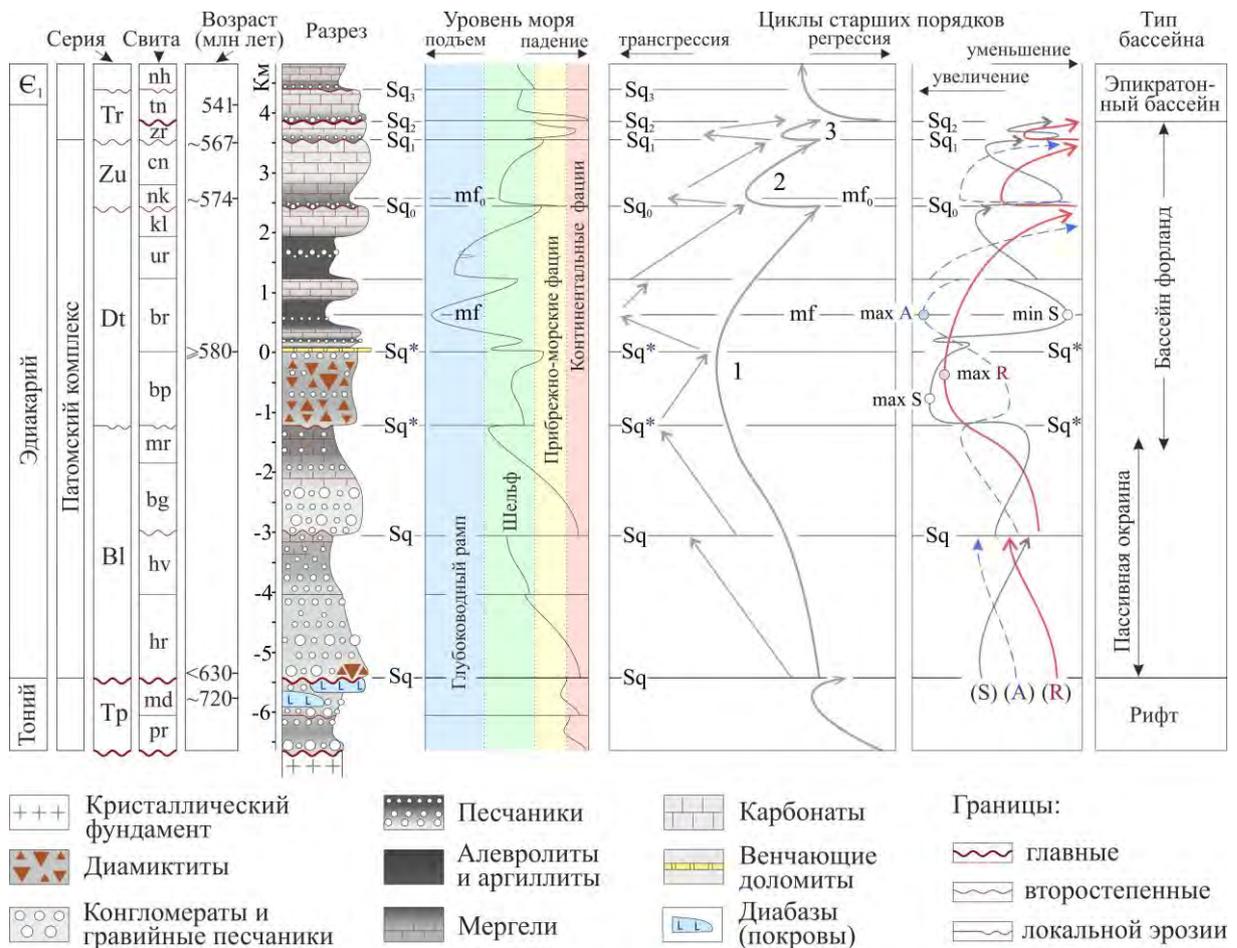
**Рис. 5.** (а, б) Диаграммы  $Zr/Sc$ – $Th/Sc$  по McLennan, 1993) для баллаганаско-дальнетайгинского (а) и жуинского (б) интервалов разреза. Точки состава для тренда гранит–андезит–базальт приведены согласно данным Condie (1993). UCC – средний состав верхней континентальной коры по (Rudnick, Gao, 2014). Обозначения серий и свит см. рис. 1.



**Рис. 6.** (а) Диаграммы Zr/Sc–Th/Sc и (б) распределение содержания Zr по разрезу для баллаганахско-дальнетайгинского и жуинского интервалов разреза.

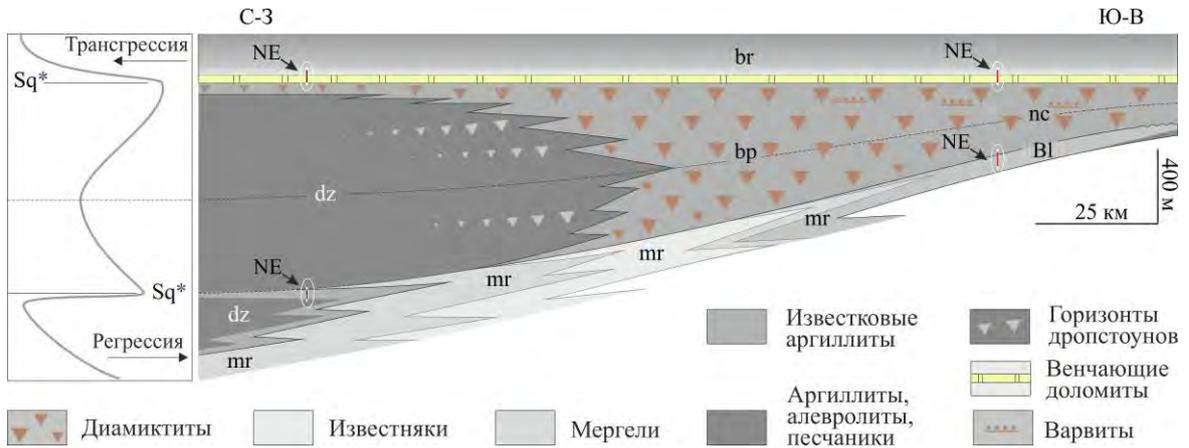


**Рис. 7.** Треугольная диаграмма V–Ni–Th×10 (по Bracciali et al., 2007). Средний состав архейских (AR) и протерозойских (PR) гранитоидов, андезитов и базальтов по (Condie, 1993). Средний состав верхней континентальной коры (UCC) по (Rudnick, Gao, 2014).



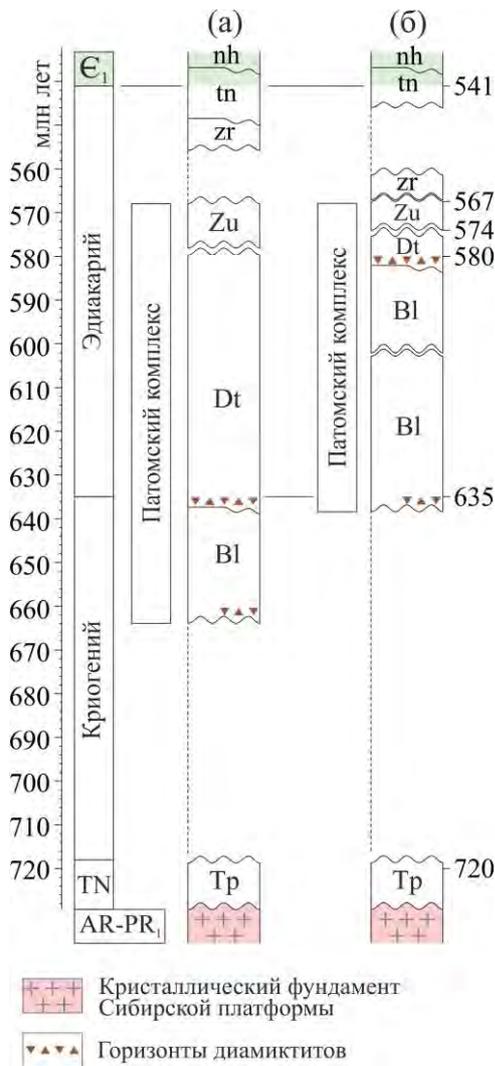
**Рис. 8.** Циклы, возраст, обстановки седиментации и геодинамические обстановки неопротерозойских отложений Патомского бассейна.

Цифры на схеме: 1, 2, 3 – тектоноциклы патомского комплекса и жербинской свиты (циклы первого порядка). Трансгрессивные и регрессивные циклы второго порядка соответствуют фациальным системам (systems tracts) секвенций. Sq – секвентные границы, Sq\* – секвентные границы, связанные с Большепатомским ледниковым горизонтом. (A) – аккомодация (пространство, предоставленное для заполнения его осадками (пропорциональна глубине бассейна)); (R) – темп погружения бассейна (соответствует тектоноциклам); (S) – седиментация (относительное количество осадков, поступавших в бассейн (пропорциональна средней скорости седиментации)). Обозначения серий: Tr – тепторгинская, Bl – баллаганахская, Dt – дальнетайгинская, Zu – жуинская, Tr – трехверстная. Обозначения свит: pr – пурпольская, md – медвежевская, hr – хорлухтахская, hv – хайвергинская, bg – бугарихтинская, mr – мариинская, br – большепатомская, br – баракунская, ur – уринская, kl – каланчевская, vl – валюхтинская, nk – никольская, cn – ченченская, zn – жербинская, tn – тинновская, nh – нохтуйская.



**Рис. 9.** Принципиальная схема стратиграфических взаимоотношений свит среднесибирского (большепатомского) гляциогоризонта Патомского бассейна на отрезке от Березовского прогиба (р. Чара) на юго-востоке до верховьев р. М. Патом на северо-западе.

NE – интервалы отрицательных экскурсов  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  в основании большепатомской и баракунской свит (см. рис. 1г). Обозначения свит: mr – мариинская, dz – джемкуканская, br – большепатомская, nc – ничатская, br – баракунская. B1 – баллаганахская серия нерасчлененная. Sq\* – секвентные границы, связанные с началом и концом оледенения. Литологический состав свит показан для преобладающего типа отложений. Мощности отложений большепатомской джемкуканской и мариинской свит показаны без учета последующей компакссии осадков. Мощность венчающего доломита показана не в масштабе.



**Рис. 10.** Стратиграфический объем неопротерозойских отложений Патомского бассейна (Уринское поднятие) в современной общепринятой схеме (Чумаков и др., 2013) (а) и в схеме, принятой в настоящей работе (б).

Обозначения серий: Тр – тепторгинская, Вл – баллаганахская, Dt – дальнетайгинская, Zu – жуинская. Обозначения свит: zr – жербинская, tn – тинновская, nh – нохтуйская.  $\epsilon_1$  – нижний кембрий (фортуний в международной стратиграфической шкале); TN – тоний. Поверхность кристаллического фундамента Сибирской платформы показана не в масштабе временной шкалы.

Словник к статье:

П.Ю. Петров "Источники сноса, цикличность и возраст неопротерозойских отложений Патомского бассейна Сибири"

*1. Географические и стратиграфические названия:*

Алданский щит – Aldan Shield

баллаганахская серия – Ballaganakh Group

баракунская свита – Barakun Formation

большепатомская свита – Bol'shoi Patom Formation

бугарихтинская свита – Bugarikhhta Formation

валюхтинская свита – Valukhta Formation

Гаскье – Gaskiers

дальнетайгинская серия – Dal'naya Taiga Group

жербинская свита – Zherba Formation

жуинская серия – Zhuya Group

зоны немакит-далдынского яруса – assemblage-zones of Nemakit-Daldynian Stage

каланчевская свита – Kalancha Formation

криогений – Cryogenian

мариинская свита – Mariinsk Formation

Марино – Marinoan

медвежевская свита – Medvezhevka Formation

нижневендские – Lower Vendian

никольская свита – Nikol'skoe Formation

нохтуйская свита – Nokhtui Formation

патомский комплекс – Patom Supergroup

пурпольская свита – Purpol Formation

событие Шурам – Shuram event

среднеэдиакарский – Mid-Ediacaran

тепторгинская серия – Teptorga Group

тинновская свита – Tinnaya Formation

трехверстная серия – Trehversta Group

уринская свита – Ura Formation

Уринский бассейн – Ura Basin

Уринское поднятие – Ura Uplift

формация Елатина – Elatina Formation

формация Нуккалина – Nuccaleena Formation

ченченская свита – Chenchа Formation

эдиакарий – Ediacaran

*2. Термины:*

акантоморфные акритархи – acanthomorphic acritarchs

базис штормовых волн – storm wave base

венчающий доломит – cap dolomite

высокое положение уровня моря – high sea level

гомоклиальный рамп – homoclinal ramp

мелкораковинная фауна – small shelly fossils (small shelly fauna)

несовместимые литофильные элементы – incompatible lithophile elements

оледенение – glaciation

оползневых – mass flow

питающая провинция – provenance

поточковых слоев – debris flow deposits

типи-подобные – tepee-like

фациальная система – systems tract  
фациальные зоны – facies zones  
фациальный – facies  
фация – facies  
форландовый бассейн – foreland basin  
форсированная регрессия – forced regression