



AGE CONSTRAINTS AND SOURCE AREAS FOR THE PRECAMBRIAN TO CAMBRIAN STRATA OF THE SOUTHERN YENISEI RIDGE (REDKOLESNAYA AND OSTROVNOY FORMATIONS)

V.V. Marusin ^{1,2,✉}, B.B. Kochnev ^{1,2}, G.A. Karlova¹, A.I. Proshenkin^{2,3}

¹Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 3 Academician Koptyug Ave, Novosibirsk 630090, Russia

²Novosibirsk State University, 2 Pirogov St, Novosibirsk 630090, Russia

³Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 3 Academician Koptyug Ave, Novosibirsk 630090, Russia

ABSTRACT. The Precambrian to Cambrian strata at the southwestern margin of the Siberian Platform are ubiquitously characterized by a gradual transition from red-colored alluvial and deltaic deposits to shallow-marine carbonates, reflecting a transgressive infill of the accommodation space of the foreland basin. However, a supposed synchronicity of the Early Precambrian marine transgressive events calls for verification by geochronological and bio- and chemostratigraphic dating. The herein-presented data on small skeletal fossils, trace fossils and variations in the carbon isotope composition of carbonates from the mixed carbonate-terrigenous succession (Redkolesnaya and Ostrovnoy formations) in the southern Yenisei ridge show that the base of the Cambrian Fortunian stage is placed within the Redkolesnaya formation. Age distribution of detrital zircons in the studied succession suggests the Siberian craton to be a major source of the clastic material in the foreland basin during the development of the Redkolesnaya formation. An increase in the amount of zircons derived from "non-Siberian" sources, located at the southwestern periphery of the paleocontinent at that time, in the coeval strata of the northern part of the southern Yenisei ridge, indicates a complex morphology of the paleobasin and considerable differentiation among the sources of clastic material therein.

KEYWORDS: chemostratigraphy; small skeletal fossils; trace fossils; U-Pb geochronology; detrital zircon; Siberian Platform; Precambrian; Cambrian; Yenisei ridge

FUNDING: The study was supported by the Russian Science Foundation, projects 21-17-00052 (analytical studies) and 22-77-00026 (trace fossil analysis). The research is coordinated by the Basic Research Program of the Russian Academy of Sciences FWZZ-2022-0002.



RESEARCH ARTICLE

Correspondence: Vasily V. Marusin, marusinvv@ipgg.sbras.ru

Received: February 9, 2023

Revised: March 9, 2023

Accepted: March 14, 2023

FOR CITATION: Marusin V.V., Kochnev B.B., Karlova G.A., Proshenkin A.I., 2023. Age Constraints and Source Areas for the Precambrian to Cambrian Strata of the Southern Yenisei Ridge (Redkolesnaya and Ostrovnoy Formations). *Geodynamics & Tectonophysics* 14 (3), 0700. doi:10.5800/GT-2023-14-3-0700

Supplementary files: [Marusin_et_al_suppl_1.xlsx](#); [Marusin_et_al_suppl_2.pdf](#); [Marusin_et_al_suppl_3.xlsx](#)

ВОЗРАСТНЫЕ ОГРАНИЧЕНИЯ И ИСТОЧНИКИ СНОСА ДЛЯ ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОКЕМБРИЯ – КЕМБРИЯ ЮГА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА (РЕДКОЛЕСНАЯ И ОСТРОВНАЯ СВИТЫ)

В.В. Марусин^{1,2}, Б.Б. Кочнев^{1,2}, Г.А. Карлова¹, А.И. Прошенкин^{2,3}

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3, Россия

²Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

³Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3, Россия

АННОТАЦИЯ. Переходные отложения докембрия – кембрия на юго-западной окраине Сибирской платформы повсеместно характеризуются постепенной сменой красноцветных аллювиальных и дельтовых отложений на мелководно-морские карбонаты, что отражает заполнение аккомодационного пространства форландового бассейна в ходе трансгрессии. Однако предполагаемая синхронность морской трансгрессии в раннем кембрии требует верификации геохронологическими, био- и хемотратиграфическими данными. Результаты изучения мелких скелетных остатков, ископаемых следов жизнедеятельности и вариаций изотопного состава углерода в карбонатах в терригенно-карбонатной осадочной последовательности (редколесная и островная свиты) на юге Енисейского кряжа указывают на то, что основание фортунского яруса кембрия находится внутри редколесной свиты. Анализ возраста обломочных цирконов указывает на снос обломочного материала в форландовый бассейн при формировании редколесной свиты главным образом со стороны Сибирского кратона. Увеличение же роли внекратонных источников, расположенных по юго-западной периферии палеоконтинента в это время, в синхронных осадочных последовательностях в северных районах юга Енисейского кряжа говорит о сложной морфологии палеобассейна и существенной дифференциации источников сноса в его пределах.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: хемотратиграфия; мелкие скелетные остатки; ископаемые следы жизнедеятельности; U-Pb геохронология; обломочный циркон; Сибирская платформа; докембрий; кембрий; Енисейский кряж

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Исследование проведено при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект 21-17-00052 – аналитические исследования, 22-77-00026 – изучение ископаемых следов жизнедеятельности). Тематика исследования скоординирована с Программой фундаментальных научных исследований РАН FWZZ-2022-0002.

1. ВВЕДЕНИЕ

Енисейский кряж представляет собой аккреционно-коллизийный пояс на западе Сибирской платформы, развивавшийся с мезопротерозоя до палеозоя [Vernikovskiy et al., 2009, 2016; Nozhkin et al., 2011; Likhanov, Reverdatto, 2015; Kuznetsov et al., 2019]. Позднеэдиакарские и раннекембрийские осадочные последовательности на Енисейском кряже формировались в спокойной тектонической обстановке и представляют собой результат трансгрессивного заполнения форландового бассейна, образовавшегося в результате аккреционно-коллизийных процессов на юго-западной окраине Сибирского кратона в позднем неопротерозое [Sovetov, 2002; Metelkin et al., 2012]. Переходные отложения докембрия – кембрия на юго-западной окраине Сибирской платформы – на Енисейском кряже, в бирюсинском и иркутском Присяянье – характеризуются сходным строением: постепенной сменой красноцветных грубо-терригенных отложений аллювиального и дельтового генезиса на мелководно-морские карбонаты [Khomentovskiy et al., 1972; Sovetov, 2018]. Сходство геологического строения ранее позволило предположить единый тектонический режим и синхронность формирования этих последовательностей [Sovetov, 2018].

Однако определение возраста данных толщ (особенно нижних, преимущественно терригенных, их частей), которое обеспечило бы прочную основу для региональной корреляции, зачастую весьма проблематично. Во-первых, в этих толщах отсутствуют вулканиты, что ограничивает возможности их непосредственного датирования. Во-вторых, применимость имеющихся в распоряжении исследователей биостратиграфических (мелкие скелетные остатки (SSF), ископаемые следы жизнедеятельности) и хемотратиграфических (вариации изотопного состава углерода в карбонатах) методов существенно или даже полностью ограничена из-за преобладания терригенных аллювиальных и дельтовых отложений. При этом полученные недавно возрастные оценки для переходного интервала докембрия – кембрия иркутского Присяянья позволяют утверждать, что в этом регионе формирование описанной выше терригенно-карбонатной последовательности (мотская серия) началось не ранее 540 млн лет, т.е. в начале кембрия в терминах Международной стратиграфической шкалы (МСШ) [Marusin et al., 2021; Motova et al., 2021a]. Таким образом, терригенно-карбонатные отложения сходного строения в разных районах юго-западной окраины Сибирской платформы могут иметь

разный (впрочем, несомненно, ограниченный поздним эдиакарием – ранним кембрием) возраст.

В настоящее время основание кембрия (539 млн лет) МСШ определяется по первому появлению ископаемых следов жизнедеятельности *Treptichnus pedum* [Brasier et al., 1994]. Вспомогательными критериями являются высокоамплитудный отрицательный экскурс $\delta^{13}C$ ВАСЕ и появление мелких скелетных остатков биостратиграфических зон *Anabarites trisulcatus*–*Prothertzina anabarica* [Peng et al., 2020]. Однако фациальная зависимость этих критериев зачастую делает определение основания кембрия проблематичным.

Авторами геохронологическими, био- и хемостратиграфическими методами изучена преимущественно красноцветная терригенно-карбонатная осадочная последовательность, обнаженная в районе г. Канска на

юге Енисейского кряжа (рис. 1, а, б), которая предыдущими исследователями на основании литологического состава в полном объеме сопоставлялась с островной свитой – верхней, преимущественно карбонатной частью терригенно-карбонатной толщи [Sovetov, 1977]. Полученные данные позволяют не только уточнить возраст последней на юге Енисейского кряжа, но и сделать выводы об источниках сноса обломочного материала в процессе заполнения позднедокембрийского форландового бассейна.

2. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ

Переходные отложения эдиакария и кембрия на юге Енисейского кряжа выделяются в объеме редколесной и островной свит (рис. 1, в) [Mel'nikov et al., 2005].

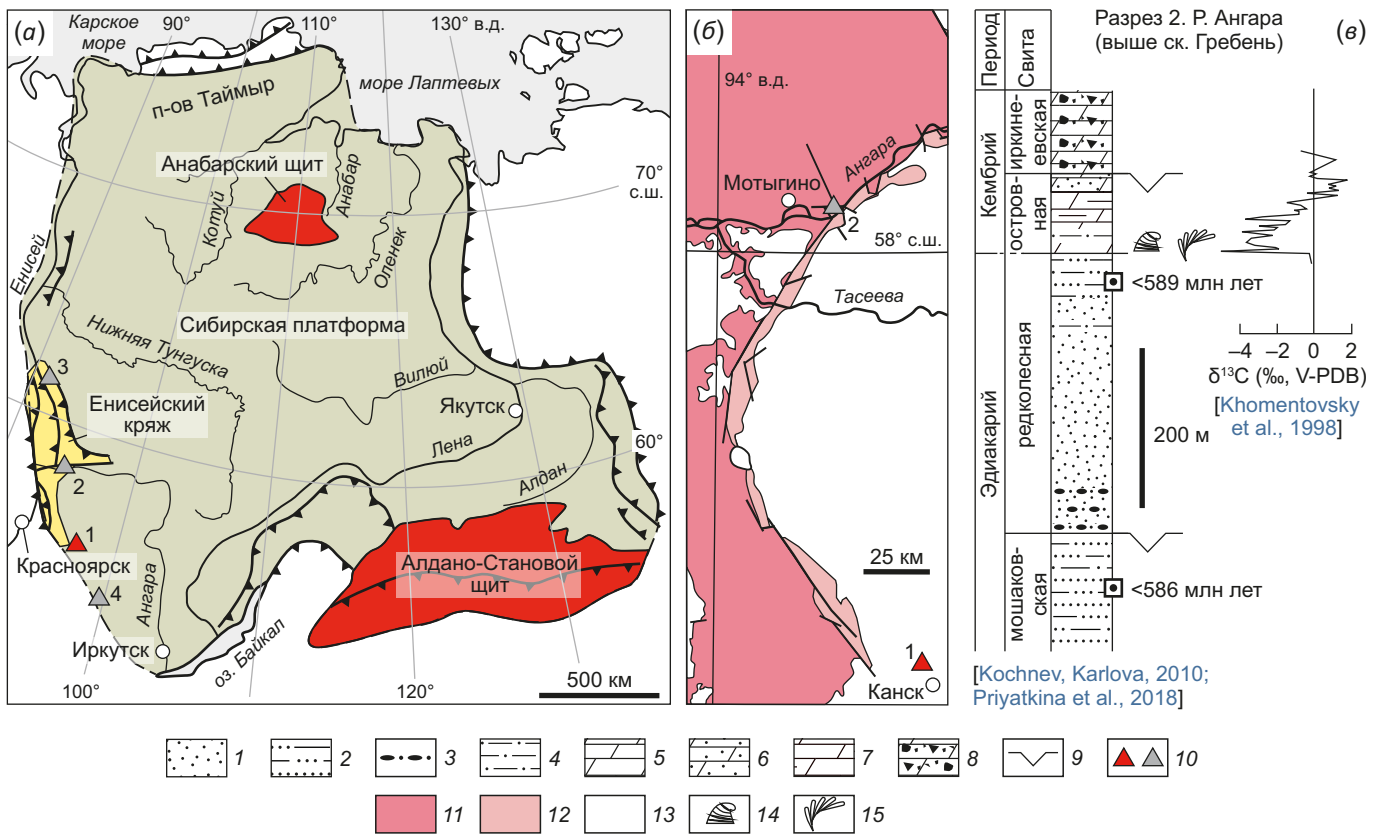


Рис. 1. Географическое положение объекта исследования и опорных разрезов переходного интервала эдиакария – кембрия на Сибирской платформе (а) и в пределах южной части Енисейского кряжа (б), а также опорный разрез редколесной и островной свит (в).

1 – песчаники; 2 – переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов; 3 – конгломераты; 4 – алевролиты и аргиллиты; 5 – доломиты; 6 – песчаные и песчанистые доломиты; 7 – глинистые доломиты; 8 – карбонатные брекчии; 9 – несогласие; 10 – положение изученного (красный треугольник) и опорных (серый треугольник) разрезов; 11 – доэдиакарские отложения; 12 – переходные отложения эдиакария – кембрия; 13 – нижнекембрийские и более молодые отложения. Уровни первого появления остатков: 14 – мелкие скелетные остатки биостратиграфической зоны *Purella antiqua*; 15 – ископаемые следы жизнедеятельности *Treptichnus pedum*.

Fig. 1. The geographic location of the Ediacaran to Cambrian studied and reference sections on the Siberian Platform (a) and within the southern Yenisei ridge (b), and a stratotype of the Redkolesnaya and Ostrovnoy formations (Angara River) (c).

1 – sandstones; 2 – alternating sandstones, siltstones and mudstones; 3 – conglomerates; 4 – siltstones and mudstones; 5 – dolostones; 6 – sandy dolostones; 7 – silty dolostones; 8 – carbonate breccias; 9 – unconformity; 10 – location of the studied (red triangle) and reference (gray triangle) sections; 11 – pre-Ediacaran units; 12 – Ediacaran to Cambrian strata; 13 – Cambrian and younger units. First appearance data: 14 – small skeletal fossils of *Purella antiqua* Assemblage zone; 15 – trace fossils *Treptichnus pedum*.

Вместе они представляют собой единую осадочную последовательность, характеризующуюся постепенным переходом от красноцветной редколесной свиты (100–400 м), преимущественно представленной грубозернистыми терригенными породами (мелкогалечные конгломераты, гравелиты, крупнозернистые песчаники), к преимущественно сероцветным доломитам островной свиты (100 м), в разной степени песчанистым и глинистым [Khomentovsky et al., 1972; Mel'nikov et al., 2005]. Редколесная свита с размывом залегает на мошаконской свите эдиакарского возраста [Priyatkina et al., 2018]. Островная свита с палеокарстом в кровле перекрыта гипергенными карбонатными брекчиями иркинеевской свиты (усольская свита в [Decisions ..., 1983]) раннекембрийского возраста [Khomentovsky et al., 1972; Decisions ..., 1983], связанными с развитием крупного эвапоритового бассейна на Сибирской

платформе. Формирование редколесной и островной свит отражает постепенную смену флювиального режима седиментации на мелководно-морской, связанную с окончательным заполнением и нивелированием краевого прогиба в ходе трансгрессии в позднем эдиакарии и раннем кембрии [Sovetov, 2002, 2018]. Био- и хемотратиграфические свидетельства возраста редколесной свиты отсутствуют. Вывод о ее позднеэдиакарском возрасте, во-первых, сделан на основании стратиграфического положения этого стратона выше мошаконской свиты, максимальный возраст которой по самому молодому кластеру цирконов составляет менее 586 млн лет [Priyatkina et al., 2018]. Еще ниже по разрезу, в чистяковской свите, найдены обломочные цирконы с минимальным возрастом около 580 млн лет, а также карбонатные породы с негативной аномалией $\delta^{13}C$, сопоставляемой с изотопным

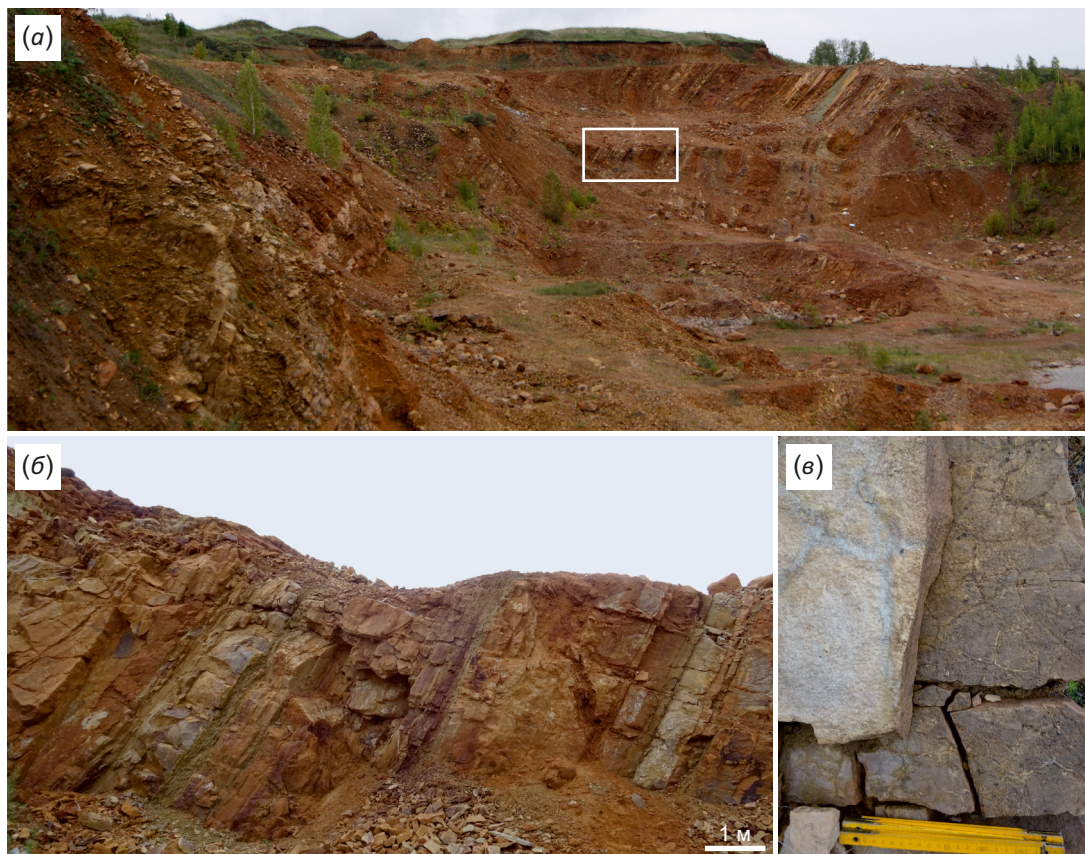


Рис. 2. Строение изученного разреза.

(а) – общий вид разреза KM1714, обнаженного в стенке заброшенного карьера в 15 км севернее г. Канска. Белым прямоугольником показана область, приведенная более детально на фрагменте (б); (б) – характер чередования пластов средне- и крупнозернистых красновато-серых косослоистых песчаников (слои кирпичного цвета), интервалов тонкого переслаивания мелкозернистых песчаников и алевролитов (прослой вишневого цвета) и слоев в разной степени песчанистых доломитов (светлые прослой) в средней части разреза; (в) – разномасштабные полигональные системы трещин усыхания на кровлях пластов мелкозернистых и крупнозернистых песчаников, широко распространенные по всему разрезу.

Fig. 2. Lithology of the studied section.

(а) – a general view of KM1714 section, exposed in the wall of the abandoned quarry 15 km northwards from Kansk. White rectangle indicates an area shown in detail in fragment (б); (б) – interbedding reddish-grey cross-bedded medium- to coarse-grained sandstones (brownish-red beds), intervals of thin interbedding of siltstones and fine-grained sandstones (dark-red intervals) and more or less sandy dolostones (yellowish-gray beds) in the middle part of the section; (в) – variously-sized polygonal desiccation cracks at the tops of the fine- and coarse-grained sandstone beds, abundant throughout the section.

событием Шурам-Вонока (567–575 млн лет) [Kochnev et al., 2020]. Во-вторых, вблизи основания вышележащей островной свиты обнаружены ископаемые следы жизнедеятельности *Treptichnus pedum* [Sovetov, 2018], маркирующие основание кембрия МСШ [Brasier et al., 1994]. Также островная свита охарактеризована мелкими скелетными остатками, характерными для зоны *Purella antiqua* верхней части фортунского яруса кембрия МСШ (рис. 1, в) [Kochnev, Karlova, 2010]. Вариации изотопного состава углерода в карбонатах ($\delta^{13}C$) островной свиты характеризуются постепенным переходом вверх по разрезу от отрицательных значений к положительным (рис. 1, в) [Khomentovsky et al., 1998], что свойственно фортунскому ярусу кембрия [Peng et al., 2020]. В островной свите не установлено ни крупных отрицательных, ни положительных экскурсов, которые позволили бы сопоставить какую-либо ее часть с экскурсами на сводной кривой $\delta^{13}C$ для раннего кембрия [Peng et al., 2020] и тем самым сделать выводы о положении оснований фортунского яруса и второго яруса кембрия (Cambrian stage 2) МСШ.

Наиболее представительные разрезы редколесной и островной свит находятся в северной части юга Енисейского кряжа – по правому берегу р. Ангары выше скалы Гребень [Khomentovsky et al., 1972]. Изученный

же авторами разрез (KM1714; рис. 1, а, б) переходного интервала эдиакария – кембрия располагается существенно южнее – на юге Канско-Тасеевской впадины, в 15 км севернее г. Канска. Здесь в карьере в непрерывной последовательности обнажена моноклинально падающая на восток толща мощностью 105 м (рис. 2, а), представленная чередованием разнозернистых песчаников, преимущественно красноцветных, красно-серых алевролитов и доломитов, преимущественно желто-серых, в разной степени глинистых и песчаных (рис. 2, б; рис. 3, а). Контакты с подстилающими и перекрывающими отложениями не обнажены. Встречаются песчаники от мелкозернистых с горизонтальной и мелкомасштабной косою слоистостью до грубозернистых с гравийной примесью, с горизонтальной и крупномасштабной косою слоистостью. Подошва пластов крупнозернистых песчаников резкая, переход к мелкозернистым разностям, доломитам и/или алевролитам в кровле постепенный. В средней и верхней части пакетов, заканчивающихся мелкозернистыми песчаниками, проявлена косоволнистая слоистость (рис. 4, ж). Прослой доломитов характеризуются тонкой горизонтальной микробилитовой слоистостью. По всему разрезу на поверхностях напластования широко распространены полигональные трещины усыхания

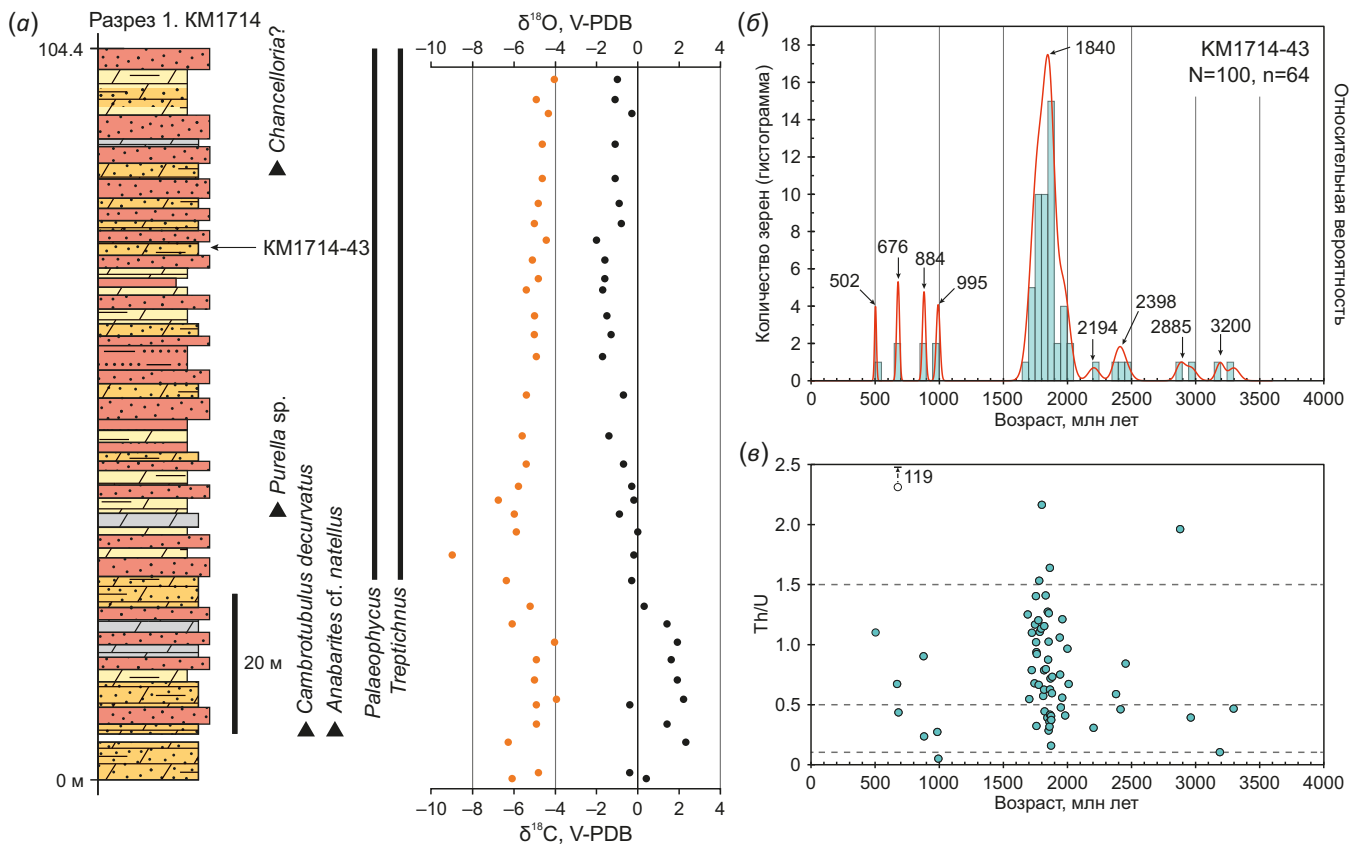


Рис. 3. Строение и данные о возрасте изученной последовательности.

(а) – строение изученного разреза, вариации в нем изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах (Прил. 1 на странице статьи онлайн), а также распределение мелких скелетных остатков (черными треугольниками показаны уровни первого появления таксонов) и ископаемых следов жизнедеятельности; (б) – распределение возрастов зерен обломочного циркония (Прил. 2) из песчаников в пробе KM1714-43 (N – общее количество проанализированных зерен, n – количество оценок,

использованных при построении диаграммы и кривой плотности вероятности); (в) – соотношения Th/U в проанализированных зернах циркона с дискордантностью <10 % (Прил. 3). Цвет в колонке (а) соответствует цвету пород. Условные обозначения – см. рис. 1.

Fig. 3. Structure and age of the strata in the studied section.

(а) – structure of the studied section, paralleled with variations in the carbon and oxygen isotope composition of carbonates their (Suppl. 1 on page of article online) and distribution of small skeletal fossils (black rectangles show the first appearance data) and trace fossils; (б) – detrital zircon (Suppl. 2) U–Pb age distribution in sandstone sample KM1714-43 (N – a total number of grains analyzed; n – a number of grains used for the age spectrum and relative probability density diagram); (в) – Th/U ratios in the analyzed zircon grains with D<10 % (Suppl. 3). The color in the column (а) corresponds to that of the rocks. See Fig. 1 for the legend.

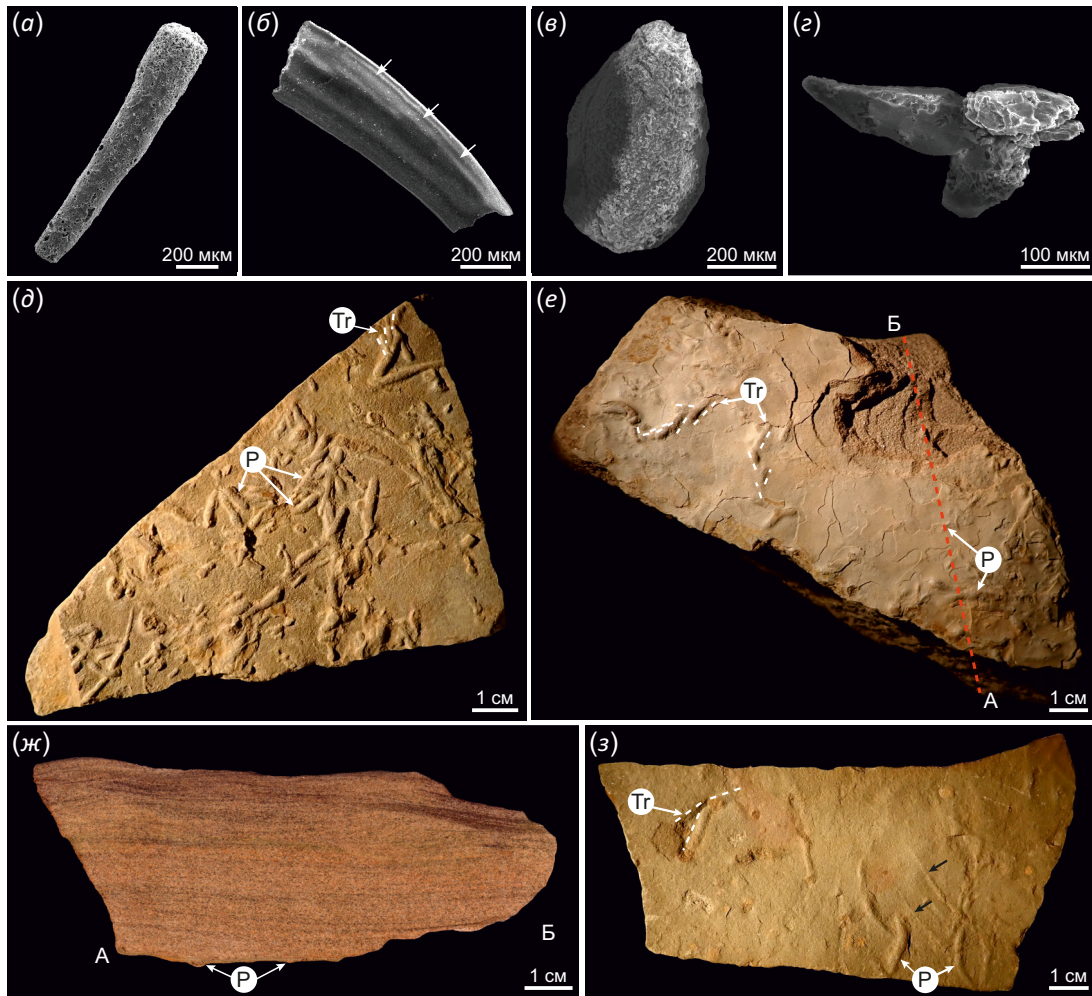


Рис. 4. Стратиграфически значимые ископаемые остатки из изученного разреза.

Мелкие скелетные остатки (внутренние слепки раковин): (а) – *Cambrotubulus decurvatus* (5.8 м выше основания разреза); (б) – *Anabarites cf. natellus* (5.8 м выше основания разреза; стрелки указывают на центральный хребтик на гранях); (в) – *Purella* sp. (37.8 м выше основания разреза); (г) – *Chancelloria?* (87 м от основания разреза); (д–з) – ископаемые следы жизнедеятельности *Treptichnus* (*Tr*) и *Palaeophycus* (*P*) в положительном рельефе на подошве слоев мелкозернистых песчаников (д, е, з) и в поперечном сечении (ж). Белыми пунктирными линиями показаны сегменты опробования осадка у *Treptichnus* (в том числе *Treptichnus pedum*); (ж) – поперечный спил образца (е) по линии АБ (красный пунктир). Белые стрелки на (ж) указывают на тонкие цилиндрические норы *Palaeophycus*. Черные стрелки на (з) указывают на тонкие параллельные царапины, предположительно представляющие собой абиогенные структуры tool marks.

Fig. 4. Stratigraphically important fossils from the studied section.

Small skeletal fossils (inner molds): (а) – *Cambrotubulus decurvatus* (5.8 m above the base of the section); (б) – *Anabarites cf. natellus* (5.8 m above the base of the section; arrows point at the median ridge on the lobes); (в) – *Purella* sp. (37.8 m above the base of the section); (г) – *Chancelloria?* (87 m above the base of the section); (д–з) – trace fossils *Treptichnus* (*Tr*) and *Palaeophycus* (*P*) in positive hyporelief of the fine-grained sandstone beds (д, е, з) and in their cross-section (ж). White dashed lines mark short probing segments typical for *Treptichnus* (including *Treptichnus pedum*); (ж) – transverse section of the specimen (е) along АБ-line (red dashed lines) with white arrows pointing at thinly lined, cylindrical burrows of *Palaeophycus* (*P*). Black arrows in (з) indicate thin parallel scratches presumably representing abiogenic tool marks.

(см. рис. 2, в). В целом, хотя количество доломитовой составляющей и увеличивается вверх по разрезу (главным образом в виде глинистых и песчаных доломитов и доломитовой примеси в песчаниках), существенного изменения литологии вверх по разрезу не наблюдается (см. рис. 3, а).

Этот разрез ранее был изучен Ю.К. Советовым [Sovetov, 1977], которым данная последовательность была выделена в так называемую «свиту хребта Каменного» и интерпретирована как стратиграфический аналог островной свиты. В соответствии с предложенной моделью развития позднеэдиакарских – раннекембрийских осадочных бассейнов на юго-западе Сибирской платформы (север и юг Енисейского кряжа, бирюсинское и иркутское Присянье), формирование преимущественно красноцветных карбонатно-терригенных толщ отражает смену флювиального (аллювиального и дельтового) режима терригенной седиментации (на юге Енисейского кряжа – редколесная свита) на мелководно-морские карбонатные обстановки (островная свита) [Sovetov, 2018; Motova et al., 2021b]. Разнозернистые песчаники, в том числе с косой и косоволнистой слоистостью, а также многочисленные трещины усыхания на поверхностях напластования указывают на мелководную седиментацию с активной гидродинамикой. При этом парагенез терригенных пород с доломитовыми слоями с горизонтальной и микробиалитовой слоистостью указывает на морской режим осадконакопления. Таким образом, формирование этих отложений происходило либо в дельтовых обстановках, либо в пределах терригенного морского побережья. В изучаемом разрезе, с учетом значительного количества доломитов при преобладании песчаников, соотнести его достаточно уверенно с какой-либо частью редколесной или островной свиты в отсутствие контактов с подстилающими и перекрывающими отложениями исключительно на литологических данных невозможно.

3. МЕТОДЫ И МАТЕРИАЛЫ

Изученный разрез КМ1714 находится в 14 км к северо-западу от г. Канска в заброшенном карьере (56°17'35" с.ш., 95°35'20" в.д.) (см. рис. 1, б). Изучение осадочной последовательности производилось с послойным описанием разреза и привязкой палеонтологических (мелкие скелетные остатки – 18 шт., ископаемые следы жизнедеятельности – 9 шт.), геохимических (34 шт.) и геохронологических (1 шт.) образцов.

Извлечение мелких скелетных остатков производилось в Институте нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН (ИНГГ СО РАН) с применением методики «щадящего» растворения проб в 2%-ном буферном растворе уксусной кислоты, который поддерживался на постоянном уровне до полного растворения пробы, при этом по крайней мере три раза в неделю осадок промывался и пропускался через сито (размер ячеек 250 мкм). Высушенный осадок, содержащий мелкораконинные остатки, изучался под

бинокулярным микроскопом Carl Zeiss Stemi 2000 под увеличением $\times 6.5$ –50. Фотографирование мелкораконинных остатков, предварительно размещенных на шашках и покрытых углеродом, выполнялось с помощью сканирующего электронного микроскопа Carl Zeiss EVO 10 в ИНГГ СО РАН. Ископаемые следы жизнедеятельности изучались макроскопически со снятием морфометрических характеристик и выявлением морфологии нор. Фотографирование ископаемых следов жизнедеятельности производилось в полевых и лабораторных условиях с использованием цифровой фотокамеры. Палеонтологический материал хранится в ИНГГ СО РАН.

При отборе образцов для изучения изотопного состава углерода ($\delta^{13}\text{C}$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) в карбонатах предпочтение отдавалось наименее визуально измененным породам – с наиболее выраженной первичной слоистостью и мелкокристаллической структурой, наименее глинистым разностям с минимумом включений и неоднородностей. Пробоподготовка образцов включала в себя их распиловку и высверливание микробуром необходимого количества порошка. Изотопный состав углерода и кислорода определялся на масс-спектрометре Finnigan MAT-253 с установкой Gas Bench II (Центр коллективного пользования научным оборудованием многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, г. Новосибирск). Разложение проб и стандартов NBS-18 и NBS-19 проводилось с помощью H_3PO_4 при 60 °С. Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ приводятся в промилле (‰) относительно стандарта V-PDB. Точность определения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ составляет ± 0.2 ‰. Для оценки степени постседиментационных изменений пород авторами были использованы значения $\delta^{18}\text{O}$, а также наличие или отсутствие ковариаций между $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (Прил. 1). Сравнительно высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ (> -10 ‰, V-PDB) и слабая корреляция $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ позволяют предположить их минимальную измененность [Kaufman, Knoll, 1995; Khabarov, Izokh, 2014].

U-Pb-датирование зерен циркона было проведено в Центре многоэлементных и изотопных исследований Института геологии и минералогии имени В.С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН). Выделение зерен циркона производилось по стандартной методике с использованием бромформа и электромагнитной сепарации. Для выбора участков (точек) датирования на поверхности зерен использовались катодолуминесцентные (CL) изображения (Прил. 2). Катодолуминесцентные изображения зерен циркона были получены на сканирующем электронном микроскопе MIRA 3LMU с блоком катодолуминесценции JSM 6510 LV на базе ИГМ СО РАН. Перед проведением исследования поверхность препарата напылялась углеродом. Измерения проводились на масс-спектрометре высокого разрешения с индуктивно связанной плазмой Thermo Scientific Element XR, соединенном с системой лазерной абляции AnalyteExcite (TeledyneCetac), оснащенной двухкамерной ячейкой HelEx II. Настройка оптимальных значений операционных параметров масс-спектрометра и

лазерной приставки проводилась по стандартному синтетическому стеклу NIST SRM 612. Диаметр лазерного луча составлял 25–35 мкм, частота повторения импульсов 5 Hz и плотность энергии лазерного излучения 3.0 Дж/см². Обработка данных, в том числе расчет изотопных отношений, проводилась в программе Glitter [Griffin et al., 2008; Van Achterbergh et al., 2001]. ²³⁵U рассчитывался из ²³⁸U на основе отношения ²³⁸U/²³⁵U = 137.818 [Hiess et al., 2012]. Стандарт Plešovice [Sláma et al., 2008] был использован как первичный для калибровки измеренного возраста цирконов. Стандарты Harvard 91500 [Wiedenbeck et al., 1995] и GJ-1 [Jackson et al., 2004] были использованы как вторичные для контроля качества измерений. При построении гистограмм и кривых плотности вероятности возрастов рекомендуется учитывать только возраст со значениями дискордантности D < 10 %. Для цирконов, имеющих возраст более 1 млрд лет, использовалось значение, рассчитанное по изотопному отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, а для более молодых – рассчитанное по отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U. Погрешности единичных анализов (отношения, возраст) приведены на уровне 1σ. Статистически обоснованными считаются пики, сформированные тремя и более оценками изотопного возраста цирконов [Dickinson, Gehrels, 2009].

4. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

4.1. Биостратиграфические данные

Мелкие скелетные остатки встречаются по всему изученному разрезу, начиная с уровня 5.8 м от основания (см. рис. 3, а). Все извлеченные остатки представляют собой внутренние слепки раковин, само раковинное вещество не сохранилось. Во всем интервале, начиная с 5.8 м от основания, встречаются мелкие прямые и изогнутые цилиндрические и слабоконические неорнаментированные фрагменты слепков *Cambrotubulus decurvatus* (рис. 4, а). Вместе с ними встречаются также слепки конических раковин с округленным гексагональным сечением. Уплощенные грани, на некоторых из которых проявлен центральный продольный низкорельефный хребтик, разделены неглубокими широкими бороздками (рис. 4, б). Сохранность не позволяет достоверно определить их таксономическую принадлежность, однако наиболее близки они по морфологии к представителям анабаритид [Kouchinsky et al., 2009]. Они отнесены авторами к *Anabarites cf. natellus*. В 37.8 м от основания установлены слепки низкоконических колпачковидных раковин с овальным устьем и прямыми боковыми поверхностями (рис. 4, в). Вершина смещена относительно центра. Наиболее близки морфологически они к представителям рода *Purella*. Сохранность не позволяет установить видовую принадлежность (*Purella* sp.). В 87 м от основания разреза обнаружена форма плохой сохранности, представляющая собой слепок фрагментов нескольких шипов, расходящихся из общего основания. Наиболее близка эта форма к склеритам ханцеллорид (*Chancelloria?*) (рис. 4, г).

Первые ископаемые следы жизнедеятельности в изученном разрезе установлены в 28 м выше основания. Ихнофоссилии встречаются в большом количестве, практически на всех поверхностях напластования мелкозернистых песчаников с горизонтальной и косоволнистой слоистостью (рис. 4, ж). При этом таксономическое разнообразие ископаемых следов жизнедеятельности невелико. В разрезе в положительном рельефе на подошвах слоев встречаются норы трептихнид (*Treptichnus pedum*, *T. bifurcus*, *T. pollardi*) с разноориентированными короткими сегментами опробования осадка (рис. 4, д, е, з). Диаметр нор варьируется от 1.5 до 3.0 мм, длина образуемых сегментов – 4–12 мм. Также встречаются простые субгоризонтальные цилиндрические норы *Palaeophycus* (диаметр нор до 4 мм), заполненные осадком, аналогичным вмещающему (рис. 4, д, е, з). Глубина переработки осадка (мощность биотурбированных интервалов) не превышает 0.5 см. Вертикальные норы в составе ихнокомплекса отсутствуют, первичная слоистость, за исключением указанных интервалов вблизи границ слоев, биотурбацией не нарушена (рис. 4, ж).

4.2. Изотопный состав осадочных карбонатов

В изученном разрезе снизу вверх наблюдается тренд в изменении изотопного состава углерода в карбонатах от слабopоложительных значений к слабоотрицательным (Прил. 1). В нижних 23 м $\delta^{13}\text{C}$ слабopоложительные и околонулевые (от -0.4‰ в отдельных образцах до $+2.3\text{‰}$). Выше по разрезу происходит очень постепенный переход сначала к околонулевым и далее к слабоотрицательным (до -2‰) значениям (см. рис. 3, а). В изученном интервале во всех образцах значения $\delta^{18}\text{O} > -10\text{‰}$ (см. рис. 3, а), за исключением одного образца (KM1714-21, 32.1 м от основания разреза), где значения $\delta^{18}\text{O} = -9.0\text{‰}$, на всем изученном интервале изотопный состав кислорода в карбонатах варьируется в пределах -6.8‰ – -3.9‰ . Попарное сопоставление $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ демонстрирует очень низкую корреляцию ($r = -0.06$; Прил. 1), что вместе со сравнительно высокими абсолютными значениями $\delta^{18}\text{O}$ позволяет предположить минимальную измененность изотопных систем в изученных образцах.

4.3. Возраст обломочных цирконов

В пробе K1714-43 (76 м от основания разреза) зерна циркона разнообразны по форме и внутреннему строению (Прил. 2). Подавляющее большинство из них окатанные и полуокатанные, также встречаются обломки полуокатанных зерен. Лишь единичные зерна (менее 5 % из выборки) сохраняют идиоморфные очертания и представляют собой удлиненные кристаллы. Для большинства зерен характерна грубая и/или нерегулярная ритмичная зональность, менее 10 % обладают четкой тонкой осцилляторной зональностью. Встречаются контрастные по интенсивности люминесценции и строению каймы, а также мозаичный характер зональности. В некоторых зернах зональность

практически не проявлена. Такая значительная вариативность внутреннего строения указывает на разнообразие условий формирования и дальнейшей истории преобразований отдельных зерен.

Изучение U-Pb-изотопной системы в пробе K1714-43 выполнено для 100 зерен (Прил. 3). Для 35 анализов получена высокая дискордантность ($D > 10\%$), и потому они исключены из дальнейшего рассмотрения. Еще в одном зерне (70) установлены аномально высокие значения Th/U (119; см. рис. 3, в), что, даже несмотря на низкую дискордантность ($D = -1\%$), свидетельствует о нарушении изотопных систем и, таким образом, не позволяет использовать полученный для него возраст для дальнейших построений. Остальные 64 датировки использованы для построения гистограммы и кривой плотности вероятности (см. рис. 3, б). Одно зерно в пробе имеет среднекембрийский возраст (502 млн лет). Докембрийские зерна могут быть разделены на три возрастные группы: неопротерозойская, палеопротерозойская и архейская. Наиболее представительной является палеопротерозойская группа (1692–2455 млн лет; $n=53$). В ее пределах выделяется основной кластер в диапазоне 1692–2011 млн лет с максимумом 1840 млн лет и небольшая популяция из четырех зерен с раннепалеопротерозойским возрастом (2206–2455 млн лет) (см. рис. 3, б). Архейская группа представлена единичными зернами ($n=4$) с возрастом 2882–3298 млн лет. Зерна неопротерозойской группы (673–995 млн лет; $n=6$) образуют три изолированных пика на кривой плотности вероятности с возрастом 676, 884 и 995 млн лет ($n=2$ для каждого). Конкордантный возраст кластера из двух самых молодых неопротерозойских зерен составляет 678.8 ± 6.4 млн лет (2σ ; СКВО=0.18; вероятность = 0.67).

Отношения Th/U в использованных для построения гистограммы и кривой плотности вероятности зернах циркона варьируются в пределах 0.05–2.16 (см. рис. 3, в; Прил. 3). Большинство зерен характеризуются значениями Th/U 0.5–1.5, как правило характерными для кислых и/или средних магматических пород [Hoskin, Schaltegger, 2003; Linnemann et al., 2011]. Значения Th/U > 1.5, установленные для четырех зерен палеопротерозойского – архейского возраста, более типичны для магматических цирконов из основных расплавов [Linnemann et al., 2011]. При этом лишь три зерна (возраст 995, 1874 и 3191 млн лет) имеют очень низкие значения Th/U (0.05–0.16), что, вероятно, свидетельствует об их метаморфическом генезисе [Hoskin, Schaltegger, 2003]. В отсутствие независимых геохимических индикаторов на данном этапе исследования происхождение цирконов с отношениями Th/U 0.1–0.5 может быть как магматическим [Liu et al., 2008; Linnemann et al., 2011], так и соответствующим высоким ступеням метаморфизма [Yakimchuk et al., 2018].

5. ОБСУЖДЕНИЕ

Как упоминалось выше, предыдущими исследователями [Sovetov, 1977] изученный авторами разрез

на основании широкого распространения в нем доломитов был сопоставлен с островной свитой. Однако, учитывая обнаженную мощность последовательности (105 м) и выдержанную в пределах юга Енисейского кряжа мощность островной свиты (около 100 м), при предложенной корреляции следовало бы ожидать в разрезе, во-первых, доминирования доломитов (или как минимум существенного увеличения их количества вверх по разрезу), а во-вторых – контакта либо с подстилающими (преимущественно груботерригенная редколесная свита), либо с перекрывающими (базальные брекчии растворения иркинеевской свиты) отложениями.

О неверности прямой корреляции изученного разреза с островной свитой говорят и геохимические данные (рис. 5, а). Значения $\delta^{13}\text{C}$ демонстрируют противоположные тренды: переход от отрицательных к слабоположительным в изученных ранее разрезах островной свиты [Khomentovsky et al., 1998], в изученном авторами данной статьи разрезе – переход от слабоположительных к отрицательным. С учетом доминирования в разрезе терригенных отложений можно предположить, что верхние 63 м (с отрицательными значениями $\delta^{13}\text{C}$) в нем соответствуют нижней части островной свиты с близкими значениями (рис. 5, а). При этом с учетом выдержанности островной свиты в пределах региона можно полагать, что нижние 42 м изученного разреза отвечают верхам редколесной свиты. Сопоставление изученного разреза с переходным интервалом редколесной – островной свит объясняет смешанный карбонатно-терригенный состав отложений.

Нахождение в разрезе слепков колпачковидных раковин *Purella* sp., склеритов ханцеллориид и анабаритид, вероятно относящихся к виду *Anabarites natellus*, указывает на принадлежность вмещающих отложений (начиная с 5.8 м выше основания разреза) к верхней части фортуновского яруса кембрия МСШ либо к биостратиграфической зоне *Purella antiqua*, которая венчает верхний венд Общей стратиграфической шкалы России (ОСШР) [Khomentovsky, Karlova, 2005; Kouchinsky et al., 2009]. Состав ихнокомплекса (*Treptichnus*, *Palaeophycus*) также не противоречит такой интерпретации: фортуновский этап эволюции эндобентосных сообществ характеризуется, прежде всего, увеличением этологического (поведенческого) разнообразия горизонтальных нор, резко подчиненным количеством нор вертикальных, а также сравнительно небольшой глубиной переработки осадка роющими организмами (например [Mángano, Buatois, 2014, 2017]). Вместе с тем ихнотаксономическое разнообразие и глубина переработки осадка роющими организмами в изученном разрезе значительно ниже, чем в фортуновских (например [Narbonne et al., 1987; Marusin, Kuper, 2020]) и даже некоторых верхнеэдиакарских [Rogov et al., 2012; Darroch et al., 2021] отложениях других регионов. Это обусловлено существенно «замедленными» темпами эволюции эндобентосных сообществ на рубеже докембрия – кембрия в обстановках крайнего мелководья и в дельтовых фациях,

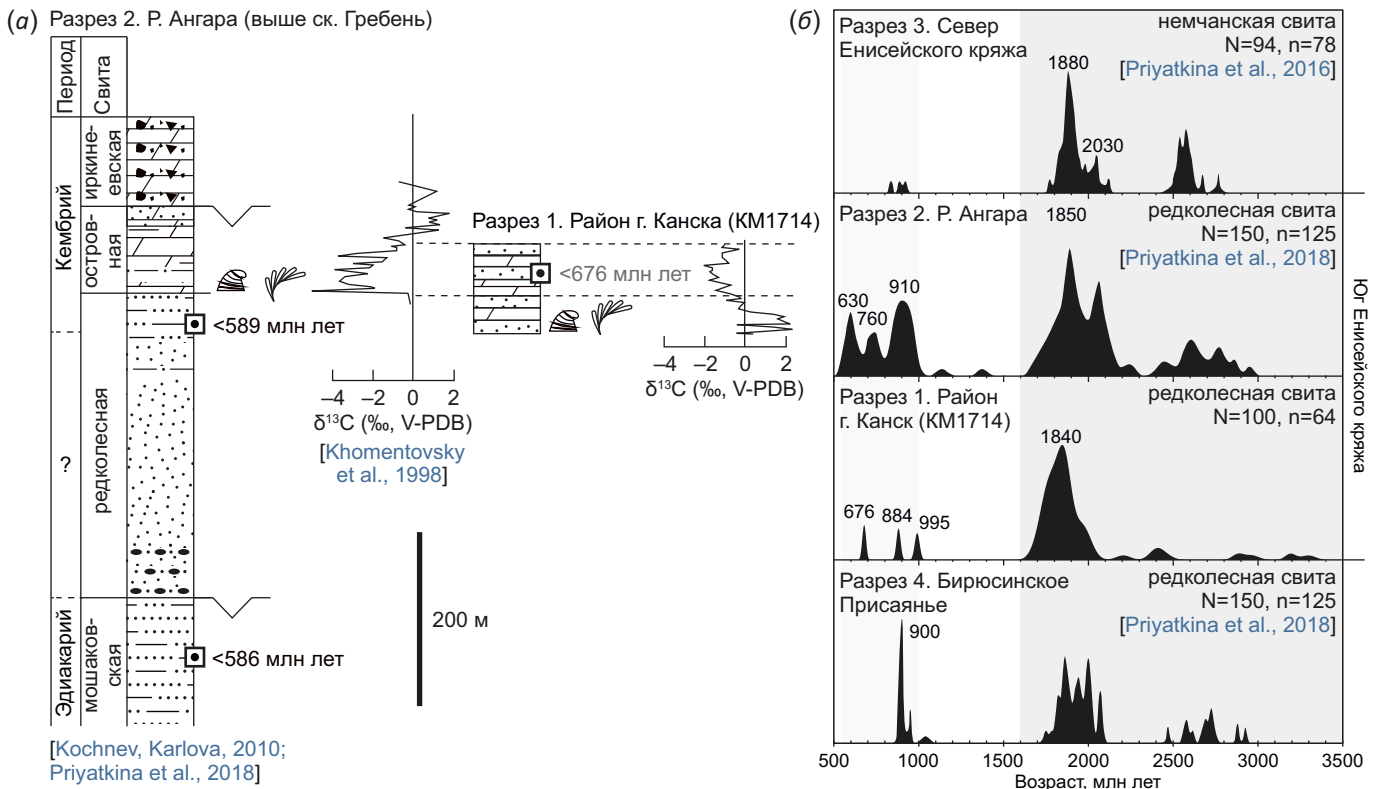


Рис. 5. Корреляция изученного разреза с опорным разрезом редколесной и островной свит юга Енисейского кряжа (а) и распределение возрастов зерен обломочного циркона в песчаниках из переходных отложений эдиакария и кембрия западной окраины Сибирской платформы (б).

Максимальный возраст осадконакопления, полученный по результатам U-Pb датирования обломочных цирконов для изученного разреза, показан на фрагменте (а) серым цветом, поскольку он получен по кластеру лишь из двух самых молодых зерен (см. объяснения в тексте). Серым цветом на фрагменте (б) выделены возрастные группы, отвечающие платформенному (более темный оттенок) и «внесибирскому» (более светлый оттенок) источникам обломочного материала. Условные обозначения – см. рис. 1.

Fig. 5. The correlation between the studied section and stratotype of the Redkolesnaya and Ostrovnoy formations of the southern Yenisei ridge (а) and detrital zircon U-Pb age distribution in sandstones of the Ediacaran to Cambrian strata of the western Siberian Platform (б).

The maximum depositional age of the studied succession, obtained by U-Pb dating of detrital zircons, is shown in gray (а) since it was calculated for the cluster including only two youngest zircon grains (see text for explanation). In fragment (б), gray areas mark age groups corresponding to Siberian (dark-gray) and non-Siberian (light-gray) clastic transitions. See Fig. 1 for the legend.

по сравнению с открыто-морскими [Buatois et al., 2020]. Это предположение подтверждается схожим, относительно примитивным характером ихноценоза, правда с большей плотностью горизонтальных нор и с редкими вертикальными норами, в мелководно-морских отложениях второго яруса кембрия МСШ (томмотский ярус ОСШР) в иркутском Присаянье (иркутская свита мотской серии) [Marusin et al., 2021].

Как упоминалось выше, самое молодое единичное зерно циркона, отвечающее условиям конкордантности $D < 10\%$, в пробе из изученного разреза имеет среднекембрийский возраст (502 млн лет), что противоречит геологической ситуации (структурное положение осадочной последовательности и биостратиграфические данные). Конкордантный возраст кластера из самых молодых неопротерозойских цирконов ($n=2$) в пробе из изученного разреза составляет 678.8 ± 6.4 млн лет. Хотя эта датировка не противоречит био- и

хемотратиграфическим данным, авторы не считают ее достаточно адекватной возрастной оценкой, поскольку для определения максимального возраста осадконакопления рекомендуется использовать кластеры как минимум из трех конкордантных зерен [Dickinson, Gehrels, 2009]. Важно отметить, что, поскольку изученный разрез отвечает верхней части фотунского яруса, основание кембрия в варианте МСШ на юге Енисейского кряжа находится внутри редколесной свиты, а не в основании островной, как это считалось ранее [Kochnev, Karlova, 2010; Sovetov, 2018]. Более того, полученные биостратиграфические данные показывают, что отрицательный экскурс $\delta^{13}C$ в низах островной свиты не может быть сопоставлен с высокоамплитудным отрицательным экскурсом VASE, характерным для основания кембрия МСШ (539 млн лет), а скорее отвечает какому-либо малоамплитудному экскурсу в фотунской части изотопной кривой кембрия [Peng et al.,

2020]. С учетом аллювиальных и проксимально-дельтовых обстановок формирования большей части редколесной свиты основание кембрия на юге Енисейского кряжа, к сожалению, на данном этапе не может быть установлено с достаточной детальностью ни одним из имеющихся в распоряжении специалистов методов. Однако с учетом отсутствия перерывов в редколесной и островной свитах, а также на их границе основание кембрия МСШ может располагаться в основании редколесной свиты. В этом случае формирование терригенно-карбонатной последовательности началось не ранее 540 млн лет назад. А с учетом отсутствия в островной свите томмотских мелких скелетных остатков и сравнительно небольшой амплитуды положительного экскурса $\delta^{13}\text{C}$ в ее верхней части (рис. 5, а) основание томмотского яруса ОСШР (второго яруса кембрия МСШ; 529 млн лет) может как располагаться в иркиневской свите, так и соответствовать перерыву между ней и островной свитой. Установление этого стратиграфического рубежа требует дальнейшего тщательного изучения верхов островной и иркиневской свит био- и хемотратиграфическими методами.

Преобладание в изученном образце цирконов палеопротерозойского и архейского возраста (рис. 5, б) позволяет предположить ведущую роль в поставке обломочного материала в палеобассейн пород кристаллического фундамента Сибирской платформы и/или рециклированных осадков из доэдиакарских последовательностей осадочного чехла, содержащих продукты переработки пород фундамента [Donskaya, 2020; Priyatkina et al., 2020]. Наличие редких ($n=6$) зерен неопротерозойского возраста в изученной последовательности указывает на внекратонный источник обломочного материала [Priyatkina et al., 2018]. Популяции неопротерозойских цирконов с возрастом 0.6–1.0 млрд лет весьма характерны для переходных отложений эдиакария – кембрия, заполняющих форландовые бассейны на западной окраине Сибирской платформы (Енисейский кряж и бирюсинское Присаянье) (рис. 5, б). Считается, что главными источниками для них были островодужные комплексы и террейны, аккрецированные к западной (в современных координатах) окраине кратона в неопротерозое уже после распада суперконтинента Родиния и формирования серии рифтогенных прогибов в доэдиакарское время [Vernikovskiy et al., 2009; Metelkin et al., 2012; Donskaya et al., 2017; Gladkochub et al., 2019]. Реконструкции палеотечений, выполненные для эдиакарско-раннекембрийских последовательностей юго-западной окраины Сибири, также свидетельствуют о поставке обломочного материала, в целом, с юго-запада на северо-восток (от периферии в сторону платформы) [Sovetov, 2002; Priyatkina et al., 2018]. Вместе с этим нельзя не отметить значительные отличия в распределении возрастов обломочных цирконов в изученном разрезе и в типовой местности редколесной – островной свит юга Енисейского кряжа (р. Ангара) [Priyatkina et al., 2018] (рис. 5, б). Существенное уменьшение количества неопротерозойских

зерен при смещении на юг вдоль окраины Сибирской платформы говорит о дифференциации источников сноса в пределах палеобассейна: уменьшении роли аккреционных комплексов и преимущественном сносе в форландовый бассейн материала с кратона. При этом еще южнее – в бирюсинском Присаянье – вновь значительную роль приобретают «внесибирские» источники [Priyatkina et al., 2018] (рис. 5, б). С учетом данных о возрасте переходных отложений докембрия – кембрия на западе – юге Сибирской платформы (например, [Kochnev, Karlova, 2010; Marusin et al., 2021; настоящее исследование]), а также различного времени заложения отдельных сегментов вендского краевого прогиба [Kochnev et al., 2020] все это указывает на существенные различия в истории формирования позднекембрийских форландовых бассейнов этого региона, несмотря на определенное сходство накапливавшихся в них осадочных последовательностей.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам комплексного литологического, геохронологического, био- и хемотратиграфического изучения переходного интервала докембрия – кембрия на юге Енисейского кряжа в разрезе возле г. Канск можно сделать следующие выводы:

1. Изученная преимущественно красноцветная карбонатно-терригенная толща (105 м), лишенная явных трендов изменения литологического состава, соответствует верхам редколесной и низам островной свиты в типовых разрезах этих подразделений и подтверждает согласное взаимоотношение этих подразделений.

2. Изотопно-геохимические и палеонтологические данные указывают на фортунский (539–529 млн лет, первый ярус кембрия МСШ) возраст изученной последовательности, а также всего объема островной свиты.

3. Существенная бедность комплекса ископаемых следов жизнедеятельности, характерная скорее для позднеэдиакарского этапа развития ихносообществ, обусловлена «замедленными» темпами эволюции взаимоотношений роющих организмов и осадка на рубеже докембрия – кембрия в обстановках крайнего мелководья и дельтовых фациях, в сравнении с открыто-морскими.

4. Основание кембрия (в терминах МСШ, 539 млн лет) на юге Енисейского кряжа располагается либо внутри редколесной свиты, либо (что более вероятно) в ее основании, а не в основании островной свиты, как это считалось ранее. Ввиду неблагоприятных фаций точное положение этой границы в данном регионе установить хемо- и биостратиграфическими методами невозможно.

5. В отличие от северных разрезов юга Енисейского кряжа (р. Ангара), при формировании изученной осадочной последовательности главным источником обломочного материала служили породы кристаллического фундамента Сибирской платформы и рециклированные доэдиакарские отложения ее осадочного чехла. Роль же внекратонных источников, которые ранее

считались основными поставщиками обломочного материала для пограничных отложений докембрия – кембрия на юго-западе Сибирской платформы, в изученной последовательности чрезвычайно невелика, что говорит о существенной дифференциации источников сноса в пределах палеобассейна.

7. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Ж.А. Сарсембаеву (ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск) за помощь в фотографировании мелких скелетных остатков на сканирующем электронном микроскопе. Авторский коллектив искренне признателен рецензентам Б.Г. Покровскому и С.В. Рудько (ГИН РАН, г. Москва) за ценные замечания и комментарии, существенно улучшившие рукопись.

8. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

В.В. Марусин – участие в экспедиционных работах, координация исследования, изучение ископаемых следов жизнедеятельности, обобщение результатов, подготовка рукописи; Б.Б. Кочнев – участие в экспедиционных работах, обобщение результатов, подготовка рукописи; Г.А. Карлова – извлечение и определение мелких скелетных остатков; А.И. Прошенкин – датирование обломочных цирконов.

V.V. Marusin – fieldworks, research coordination, trace fossil analysis, data summarizing, manuscript preparation; B.B. Kochnev – fieldworks, data summarizing, manuscript preparation; G.A. Karlova – extraction and taxonomical identification of SSF; A.I. Proshenkin – U-Pb dating of detrital zircons.

9. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью. Авторы прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript. All authors read and approved the final manuscript.

10. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Brasier M., Cowie J., Taylor M., 1994. Decision on the Precambrian–Cambrian Boundary Stratotype. *Episodes* 17 (1–2), 3–8. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/1994/v17i1.2/002>.

Buatois L.A., Mángano M.G., Minter N.J., Zhou K., Wisshak M., Wilson M.A., Olea R.A., 2020. Quantifying Ecospace Utilization and Ecosystem Engineering during the Early Phanerozoic – The Role of Bioturbation and Bioerosion. *Science Advances* 6 (33), eabb0618. <https://doi.org/10.1126/sciadv.abb0618>.

Darroch S.A.F., Cribb A.T., Buatois L.A., Germs G.J.B., Kenchington C.G., Smith E.F., Mocke H., O’Neil G.R., Schiffbauer J.D., Maloney K.M., Racicot R.A. et al., 2021. The Trace Fossil Record of the Nama Group, Namibia: Exploring the Terminal Ediacaran Roots of the Cambrian Explosion. *Earth-Science*

Reviews 212, 103435. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103435>.

Decisions of the All-Union Stratigraphic Meeting on the Precambrian, Paleozoic and Quaternary Periods in Middle Siberia, 1983. SNIGGiMS, Novosibirsk, 215 p. (in Russian) [Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Новосибирск: СНИИГиМС, 1983. 215 с.].

Dickinson W.R., Gehrels G.E., 2009. Use of U-Pb Ages of Detrital Zircons to Infer Maximum Depositional Ages of Strata: A Test against a Colorado Plateau Mesozoic Database. *Earth and Planetary Science Letters* 288 (1–2), 115–125. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.09.013>.

Donskaya T.V., 2020. Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic Granitoids. *Precambrian Research* 348, 105869. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105869>.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M., Lepekhina E.N., Cheong W., Kim J., 2017. Pre-Collisional (>0.5 Ga) Complexes of the Olkhon Terrane (Southern Siberia) as an Echo of Events in the Central Asian Orogenic Belt. *Gondwana Research* 42, 243–263. <https://doi.org/10.1016/j.jgr.2016.10.016>.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Stanevich A.M., Pisarevsky S.A., Zhang S., Motova Z.L., Mazukabzov A.M., Li H., 2019. 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 Research* 65, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.jgr.2018.07.007>.

Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O’Reilly S.Y., 2008. GLITTER: Data Reduction Software for Laser Ablation ICPMS. In: P.J. Sylvester (Ed.), *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues*. Mineralogical Association of Canada Short Course Series. Vol. 40. Vancouver, p. 308–311.

Hiess J., Condon D.J., McLean N., Noble S.R., 2012. $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ Systematics in Terrestrial Uranium-Bearing Minerals. *Science* 335 (6076), 1610–1614. <https://doi.org/10.1126/science.1215507>.

Hoskin P.W.O., Schaltegger U., 2003. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53 (1), 27–62. <https://doi.org/10.2113/0530027>.

Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A., 2004. The Application of Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry to in situ U-Pb Zircon Geochronology. *Chemical Geology* 211 (1–2), 47–69. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017>.

Kaufman A.J., Knoll A.H., 1995. Neoproterozoic Variations in the C-Isotopic Composition of Seawater: Stratigraphic and Biogeochemical Implications. *Precambrian Research* 72 (1–4), 27–49. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(94\)00070-8](https://doi.org/10.1016/0301-9268(94)00070-8).

Khabarov E.M., Izokh O.P., 2014. Sedimentology and Isotope Geochemistry of Riphean Carbonates in the Kharaulakh

Range of Northern East Siberia. *Russian Geology and Geophysics* 55 (5–6), 629–648. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.05.008>.

Khomentovsky V.V., Faizulin M.Sh., Karlova G.A., 1998. The Nemakit-Daldynian Stage of Vendian in the Southwestern Siberian Platform. *Doklady Earth Sciences* 363, 1075–1077.

Khomentovsky V.V., Karlova G.A., 2005. The Tommotian Stage Base as the Cambrian Lower Boundary in Siberia. *Stratigraphy and Geological Correlation* 13, 21–34.

Khomentovsky V.V., Shenfil V.Yu., Yakshin M.S., 1972. Reference Cross-Sections of the Upper Precambrian and Lower Cambrian Deposits of the Southern Margin of the Siberian Platform. Nauka, Moscow, 356 p. (in Russian) [Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия южной окраины Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 356 с.].

Kochnev B.B., Karlova G.A., 2010. New Data on Biostratigraphy of the Vendian Nemakit-Daldynian Stage in the Southern Siberian Platform. *Stratigraphy and Geological Correlation* 18, 492–504. <https://doi.org/10.1134/S0869593810050035>.

Kochnev B.B., Proshenkin A.I., Pokrovsky B.G., Letnikova E.F., 2020. Vendian Taseeva Group, Southwestern Margin of the Siberian Platform: Geochemical and Geochronological Data, Age, and Correlation. *Russian Geology and Geophysics* 61 (10), 1121–1135. <https://doi.org/10.15372/RGG2019142>.

Kouchinsky A., Bengtson S., Feng W., Kutugin R., Val'kov A., 2009. The Lower Cambrian Fossil Anabaritids: Affinities, Occurrences and Systematics. *Journal of Systematic Palaeontology* 7 (3), 241–298. <https://doi.org/10.1017/S1477201909002715>.

Kuznetsov A.B., Kochnev B.B., Vasilyeva I.M., Ovchinnikova G.V., 2019. The Upper Riphean of the Yenisei Range: Sr Chemostratigraphy and Pb-Pb Age of Limestones of the Tungusik and Shirokaya Groups. *Stratigraphy and Geological Correlation* 27, 538–554. <https://doi.org/10.1134/S0869593819050058>.

Likhanov I.I., Reverdatto V.V., 2015. Evidence of Middle Neoproterozoic Extensional Tectonic Settings along the Western Margin of the Siberian Craton: Implications for the Breakup of Rodinia. *Geochemistry International* 53, 671–689. <https://doi.org/10.1134/S0016702915080030>.

Linnemann U., Ouzegane K., Drareni A., Hofmann M., Becker S., Gärtner A., Sagawe A., 2011. Sands of West Gondwana: An Archive of Secular Magmatism and Plate Interactions – A Case Study from the Cambro-Ordovician Section of the Tassili Ouan Ahaggar (Algerian Sahara) Using U-Pb-LA-ICR-MS Detrital Zircon Ages. *Lithos* 123 (1–4), 188–203. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.01.010>.

Liu X., Gao S., Diwu C., Ling W., 2008. Precambrian Crustal Growth of Yangtze Craton as Revealed by Detrital Zircon Studies. *American Journal of Science* 308 (4), 421–468. <https://doi.org/10.2475/04.2008.02>.

Mángano M.G., Buatois L.A., 2014. Decoupling of Body-Plan Diversification and Ecological Structuring during the

Ediacaran-Cambrian Transition: Evolutionary and Geobiological Feedbacks. *Proceedings of the Royal Society B* 281, 20140038. <https://doi.org/10.1098/rspb.2014.0038>.

Mángano M.G., Buatois L.A., 2017. The Cambrian Revolutions: Trace-Fossil Record, Timing, Links and Geobiological Impact. *Earth-Science Reviews* 173 (1780), 96–108. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.08.009>.

Marusin V.V., Kolesnikova A.A., Kochnev B.B., Kuznetsov N.B., Pokrovsky B.G., Romanyuk T.V., Karlova G.A., Rud'ko S.V., Shatsillo A.V., Dubenskiy A.S., Sheshukov V.S., Lyapunov S.M., 2021. Detrital Zircon Age and Biostratigraphic and Chemostratigraphic Constraints on the Ediacaran-Cambrian Transitional Interval in the Irkutsk Cis-Sayan Uplift, Southwestern Siberian Platform. *Geological Magazine* 158 (7), 1156–1172. <https://doi.org/10.1017/S0016756820001132>.

Marusin V.V., Kuper K.E., 2020. Complex Tunnel Systems of Early Fortunian Macroscopic Endobenthos in the Ediacaran-Cambrian Transitional Strata of the Olenek Uplift (NE Siberian Platform). *Precambrian Research* 340, 105627. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105627>.

Mel'nikov N.V., Yakshin M.S., Shishkin B.B., Efimov A.O., Karlova G.A., Kilina L.I., Konstantinova L.N., Kochnev B.B. et al., 2005. Stratigraphy of Oil and Gas Basins of Siberia. Riphean and Vendian of the Siberian Platform and Its Folded Frame. GEO, Novosibirsk, 438 p. (in Russian) [Мельников Н.В., Якшин М.С., Шишкин Б.Б., Ефимов А.О., Карлова Г.А., Килина Л.И., Константинова Л.Н., Кочнев Б.Б. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: Гео, 2005. 438 с.].

Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Y., 2012. Tectonic Evolution of the Siberian Palecontinent from the Neoproterozoic to the Late Mesozoic: Paleomagnetic Record and Reconstructions. *Russian Geology and Geophysics* 53 (7), 675–688. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2012.05.006>.

Motova Z.L., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Khubanov V.B., 2021a. Detrital Zircon Ages and Material Characteristics of the Terrigenous Rocks in the Near-Sayan Regional Horizon of the Southern Margin of the Siberian Platform. In: *Geodynamic Evolution of the Lithosphere of the Central Asian Mobile Belt (from Ocean to Continent)*. Proceedings of Scientific Meeting (October 19–22, 2021). Iss. 19. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 177–180 (in Russian) [Мотова З.Л., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Хубанов В.Б. Возраст детритовых цирконов и вещественные характеристики терригенных пород присаянского регионального горизонта южной окраины Сибирской платформы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (19–22 октября 2021 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2021. Вып. 19. С. 177–180].

Motova Z.L., Plyusnin A.V., Nikulin E.V., 2021b. Lithological and Facial Features, Composition, and Sedimentation Conditions of Terrigenous-Carbonate Rocks of the Moty

Group (Shaman Cliff, Irkutsk Region). *Geodynamics & Tectonophysics* 12, 628–644 (in Russian) [Мотова З.Л., Плюнин А.В., Никулин Е.В. Литолого-фациальные особенности, вещественный состав и условия седиментации терригенно-карбонатных пород мотской серии («Шаманский утес», Иркутское Присяянье) // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 3. С. 628–644]. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-3-0542>.

Narbonne G.M., Myrow P.M., Landing E., Anderson M.M., 1987. A Candidate Stratotype for the Precambrian–Cambrian Boundary, Burin Peninsula, Southeastern Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences* 24 (7), 1277–1293. <https://doi.org/10.1139/e87-124>.

Nozhkin A.D., Borisenko A.S., Nevol'ko P.A., 2011. Stages of Late Proterozoic Magmatism and Periods of Au Mineralization in the Yenisei Ridge. *Russian Geology and Geophysics* 52 (1), 124–143. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2010.12.010>.

Peng S.C., Babcock L.E., Ahlberg P., 2020. The Cambrian Period. In: F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg (Eds), *Geological Time Scale 2020*. Vol. 2. Elsevier, Amsterdam, p. 565–629. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00019-X>.

Priyatkina N., Collins W.J., Khudoley A.K., Letnikova E.F., Huang H.-Q., 2018. The Neoproterozoic Evolution of the Western Siberian Craton Margin: U-Pb-Hf Isotopic Records of Detrital Zircons from the Yenisey Ridge and the Prisayan Uplift. *Precambrian Research* 305, 197–217. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.12.014>.

Priyatkina N., Ernst R.E., Khudoley A.K., 2020. A Preliminary Assessment of the Siberian Cratonic Basement with New U-Pb-Hf Detrital Zircon Data. *Precambrian Research* 340, 105645. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105645>.

Priyatkina N., Khudoley A.K., Collins W.J., Kuznetsov N.B., Huang H.-Q., 2016. Detrital Zircon Record of Meso- and Neoproterozoic Sedimentary Basins in Northern Part of the Siberian Craton: Characterizing Buried Crust of the Basement. *Precambrian Research* 285, 21–38. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.09.003>.

Rogov V., Marusin V., Bykova N., Goy Y., Nagovitsin K., Kochnev B., Karlova G., Grazhdankin D., 2012. The Oldest Evidence of Bioturbation on Earth. *Geology* 40 (5), 395–398. <https://doi.org/10.1130/G32807.1>.

Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A. et al., 2008. Plešovice Zircon – A New Natural Reference Material for U-Pb and Hf Isotopic Microanalysis. *Chemical Geology* 249 (1–2), 1–35. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>.

Sovetov J.K., 2002. Vendian Foreland Basin of the Siberian Cratonic Margin: Paleopangean Accretionary Phases. *Russian Journal of Earth Sciences* 4 (5), 363–387. <https://doi.org/10.2205/2002ES000092>.

Sovetov J.K., 2018. Sedimentology and Stratigraphic Correlation of Vendian Deposits in the Southwestern Siberian Platform: Major Contribution of an Exocratonic Clastic Source to Sedimentary Systems. *Lithosphere* 18 (1), 20–45 (in Russian) [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>.

Sovetov Yu.K., 1977. Upper Precambrian Sandstones of the Southwestern Siberian Platform. Nauka, Novosibirsk, 295 p. (in Russian) [Советов Ю.К. Верхнедокембрийские песчаники юго-запада Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1977. 295 с.].

Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L., 2001. Data Reduction Software for LA-ICP-MS. Appendix. In: P.J. Sylvester (Ed.), *Laser Ablation-ICP-Mass Spectrometry in the Earth Sciences. Principles and Applications*. Mineralogical Association of Canada Short Course Series. Vol. 29. Mineralogical Association of Canada, Ottawa, p. 239–243.

Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Y., Matushkin N.Y., Metelkin D.V., Sovetov J.K., 2009. The Geodynamic Evolution of the Folded Framing and the Western Margin of the Siberian Craton in the Neoproterozoic: Geological, Structural, Sedimentological, Geochronological, and Paleomagnetic Data. *Russian Geology and Geophysics* 50 (4), 380–393. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2009.03.014>.

Vernikovskiy V.A., Metelkin D.V., Vernikovskaya A.E., Matushkin N.Y., Kazansky A.Y., Kadilnikov P.I., Romanova I.V., Wingate M.T.D., Larionov A.N., Rodionov N.V., 2016. Neoproterozoic Tectonic Structure of the Yenisey Ridge and Formation of the Western Margin of the Siberian Craton Based on New Geological, Paleomagnetic, and Geochronological Data. *Russian Geology and Geophysics* 57 (1), 47–68. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.01.004>.

Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W., 1995. Three Natural Zircon Standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, Trace-Element and REE Analyses. *Geostandards Newsletter* 19 (1), 1–23. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>.

Yakimchuk C., Kirkland C.L., Clark C., 2018. Th/U Ratios in Metamorphic Zircon. *Journal of Metamorphic Geology* 36 (6), 715–737. <https://doi.org/10.1111/jmg.12307>.