



TIME CONSTRAINTS ON THE FORMATION OF THE KANDALAKSHA AND KERETSK GRABENS OF THE WHITE SEA PALEO-RIFT SYSTEM FROM NEW ISOTOPIC GEOCHRONOLOGICAL DATA**N.B. Kuznetsov** ^{1,2✉}, **A.S. Baluev** ¹, **E.N. Terekhov** ¹, **S.Yu. Kolodyazhnyi** ¹, **E.S. Przhiyalgovskii** ¹, **T.V. Romanyuk** ³, **A.S. Dubenskiy** ^{1,4}, **V.S. Sheshukov** ¹, **S.M. Lyapunov** ¹, **T.B. Bayanova** ⁵, **P.A. Serov** ⁵¹ Geological Institute, Russian Academy of Sciences, 7 Pyzhevsky Ln, Moscow 119017, Russia² Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 128 Lermontov St, Irkutsk 664033, Russia³ Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, 10-1 Bolshaya Gruzinskaya St, Moscow 123242, Russia⁴ Lomonosov Moscow State University, 3 Leninskie Gory, Moscow 119991, Russia⁵ Geological Institute, Kola Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, 14 Fersman St, Apatity 184209, Russia

ABSTRACT. Initially, the age and stratigraphic position of the Tersk formation were determined with respect to the fact that this formation overlaps the Early Proterozoic granitoids. Its top was marked by the rocks penetrated by the Late Devonian alkaline intrusions, including explosion pipes.

This article presents the U-Pb isotopic dating of detrital zircon grains (dZr) from sandstones of the Tersk formation. It describes the geochemical compositions of the rocks and the Sm-Nd study results. In our study, the weighted average age of four youngest dZr grains from the sandstones of the Tersk formation is 1145 ± 20 Ma, which suggests that the rocks above the studied rock layer (see the Tersk formation cross-section) are not older than the end of the Middle Riphean. The U-Pb isotopic ages of dZr grains (provenance signals) from the sandstones of the Tersk formation were compared to the ages of other Upper Precambrian clastic strata in the northeastern East European platform (EEP) and adjacent areas. Our comparative analysis shows that their provenance signals are significantly different. This conclusion is in good agreement with the idea that at the end of the Middle and during the Late Riphean, several small (mainly closed) basins separated by uplifts dominated in the paleogeographic setting of the area wherein the White Sea rift system (WSRS) formed and developed. Temporal connections of these basins with the ocean were possible. Such paleogeographic setting does not favour the development of large rivers; this is why the grabens are mainly filled with local rock materials. The Keretsk and Kandalaksha grabens (WSRS) are filled with marine sediments eroded from the grabens walls. The local sediment sources include eclogite complexes (~1.9 Ga), as well as basic magmatites dated at ~2.4–2.5 and ~2.7–2.9 Ga. Any potential primary sources for dZr grains are lacking in the area near the Keretsk graben. We suggest that such grains occurred due to recycling of the secondary sources of zircon, i.e. originated from ancient local sedimentary formations.

KEYWORDS: Riphean; White Sea rift system (WSRS); Keretsk and Kandalaksha grabens; Tersk formation; detrital zircon grains; U-Pb dating

FUNDING: The study was budgeted by the Geological Institute RAS (Laboratory budget) and supported by the Russian Foundation for Basic Research (Project 18-05-00485). The geochronological data were consolidated and systematized with the financial support of the RF Ministry of Education and Science (Megagrant 075-15-2019-1883 – Orogenesis: Formation and Growth of Continents and Supercontinents).

RESEARCH ARTICLE

Received: September 30, 2020

Revised: March 9, 2021

Correspondence: Nikolay B. Kuznetsov, kouznikbor@mail.ru

Accepted: March 11, 2021

FOR CITATION: Kuznetsov N.B., Baluev A.S., Terekhov E.N., Kolodyazhnyi S.Yu., Przhiyalgovskii E.S., Romanyuk T.V., Dubenskiy A.S., Sheshukov V.S., Lyapunov S.M., Bayanova T.B., Serov P.A., 2021. Time constraints on the formation of the Kandalaksha and Keretsk grabens of the White Sea paleo-rift system from new isotopic geochronological data. *Geodynamics & Tectonophysics* 12 (3), 570–607. doi:10.5800/GT-2021-12-3-0540

О ВРЕМЕНИ ФОРМИРОВАНИЯ КАНДАЛАКШСКОГО И КЕРЕЦКОГО ГРАБЕНОВ ПАЛЕОРИФТОВОЙ СИСТЕМЫ БЕЛОГО МОРЯ В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ ИЗОТОПНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ

Н.Б. Кузнецов^{1,2}, А.С. Балувев¹, Е.Н. Терехов¹, С.Ю. Колодяжный¹, Е.С. Пржиялговский¹,
Т.В. Романюк³, А.С. Дубенский^{1,4}, В.С. Шешуков¹, С.М. Ляпунов¹, Т.Б. Баянова⁵, П.А. Серов⁵

¹ Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

² Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

³ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123242, Москва, ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Россия

⁴ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы, 3, Россия

⁵ Геологический институт КНЦ РАН, 184209, Апатиты, ул. Ферсмана, 14, Россия

АННОТАЦИЯ. На начальном этапе исследований возраст и стратиграфическое положение терской свиты ограничивались снизу ее налеганием на раннепротерозойские гранитоиды, а сверху – тем, что породы терской свиты вмещают позднедевонские щелочные интрузии (в том числе и трубки взрыва).

В статье представлены результаты U-Pb изотопного датирования зерен детритового циркона (dZr) из песчаников терской свиты, дополненные определениями химического состава пород и результатами их изотопного Sm-Nd изучения. Полученный средневзвешенный возраст четырех наиболее молодых зерен dZr из песчаников терской свиты составил 1145 ± 20 млн лет, что означает, что часть разреза терской свиты, залегающая выше изученного уровня, не может быть древнее конца среднего рифея. Сравнительный анализ полученного набора U-Pb изотопных датировок зерен dZr (провенанс-сигнала) из песчаников терской свиты и аналогичных данных по другим верхнедевонским обломочным толщам, распространенным на северо-востоке Восточно-Европейской платформы и в сопредельных регионах, выявил существенные различия. Это находится в хорошем соответствии с представлениями о том, что палеогеографическую обстановку, господствовавшую в конце среднего и в позднем рифее в области заложения и развития рифтовой системы Белого моря (РСБМ), можно рассматривать как совокупность небольших (часто бессточных) бассейнов, разделенных поднятиями. Эти бассейны могли время от времени иметь связь с Мировым океаном. Такая палеогеографическая ситуация не благоприятствовала развитию крупных рек, поэтому грабены заполнялись преимущественно материалом местного происхождения.

Кандалакшский и Керецкий грабены РСБМ заполнены осадками морского генезиса, представляющими собой преимущественно продукты размыва вещественных комплексов, участвующих в строении бортов этих грабенов. Среди местных локальных источников идентифицированы эцлогитовые комплексы с возрастом метаморфизма ~1.9 млрд лет и базитовые магматиты с возрастом ~2.4–2.5 и ~2.7–2.9 млрд лет. Попадание зерен dZr, для которых нет потенциальных близких первичных источников, расположенных около Керецкого грабена, произошло за счет рециклинга из вторичных источников циркона – местных древних осадочных образований.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: рифей; рифтовая система Белого моря; Кандалакшский и Керецкий грабены; терская свита; зерна детритового циркона; U-Pb датирование

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Работа выполнена в рамках бюджетной темы лаборатории ГИН РАН при поддержке РФФИ, проект № 18-05-00485. Сбор и систематизация геохронологических данных выполнены при финансовой поддержке МОН РФ (мегагрант 075-15-2019-1883, «Орогенез: образование и рост континентов и суперконтинентов»).

1. ВВЕДЕНИЕ

Архейско-раннепротерозойский фундамент Восточно-Европейской платформы (ВЕП) рассечен системой авлакогенов (палеорифтов). Время их заложения варьируется от раннего до позднего рифея (поздний палеопротерозой – неопротерозой) [Chamov, 2016]. Наиболее крупные из них – Волынский, Среднерусский и Пачелмский (рис. 1, а). В настоящее время существует консенсус в понимании того, что системы авлакогенов ВЕП пространственно наследуют орогенные структуры [Bogdanova et al., 1996], которые возникли в раннем протерозое в процессе формирования суперконтинента Колумбия (Нуна) [Bogdanova et al., 2008; Zhao et al., 2002, 2011]. В это время сначала были сочленены (спаяны) архейские блоки, участвующие в

строении протократонов Сарматия, Волго-Уралья и Фенноскандия, а затем эти протократоны оказались спаянными в один гигантский композитный агломерат древней континентальной коры. Мы называем его Протобалтика и рассматриваем как раннедевонский остов ВЕП (рис. 1, б). Формирование авлакогенов ВЕП было частью процесса распада суперконтинента Колумбия.

Кроме упомянутых систем авлакогенов, в рельефе фундамента ВЕП выделены меньшие по размеру рифтогенные структуры – Пашско-Ладожская (Ладожская), Камско-Бельская, Балтийско-Ботническая, грабены рифтовой системы Белого моря (РСБМ) [Baluev, 2006] и др. Время и причины заложения некоторых из этих рифтогенных структур, история их развития и корреляция

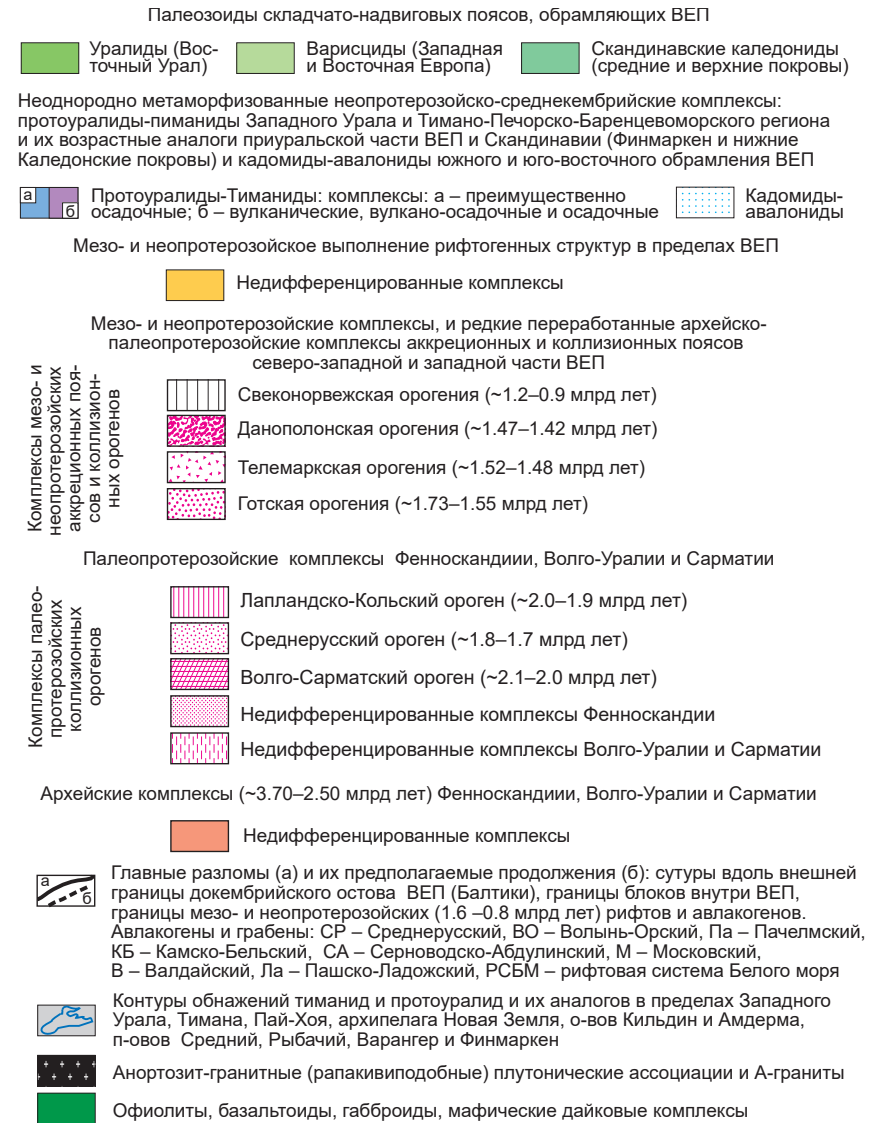
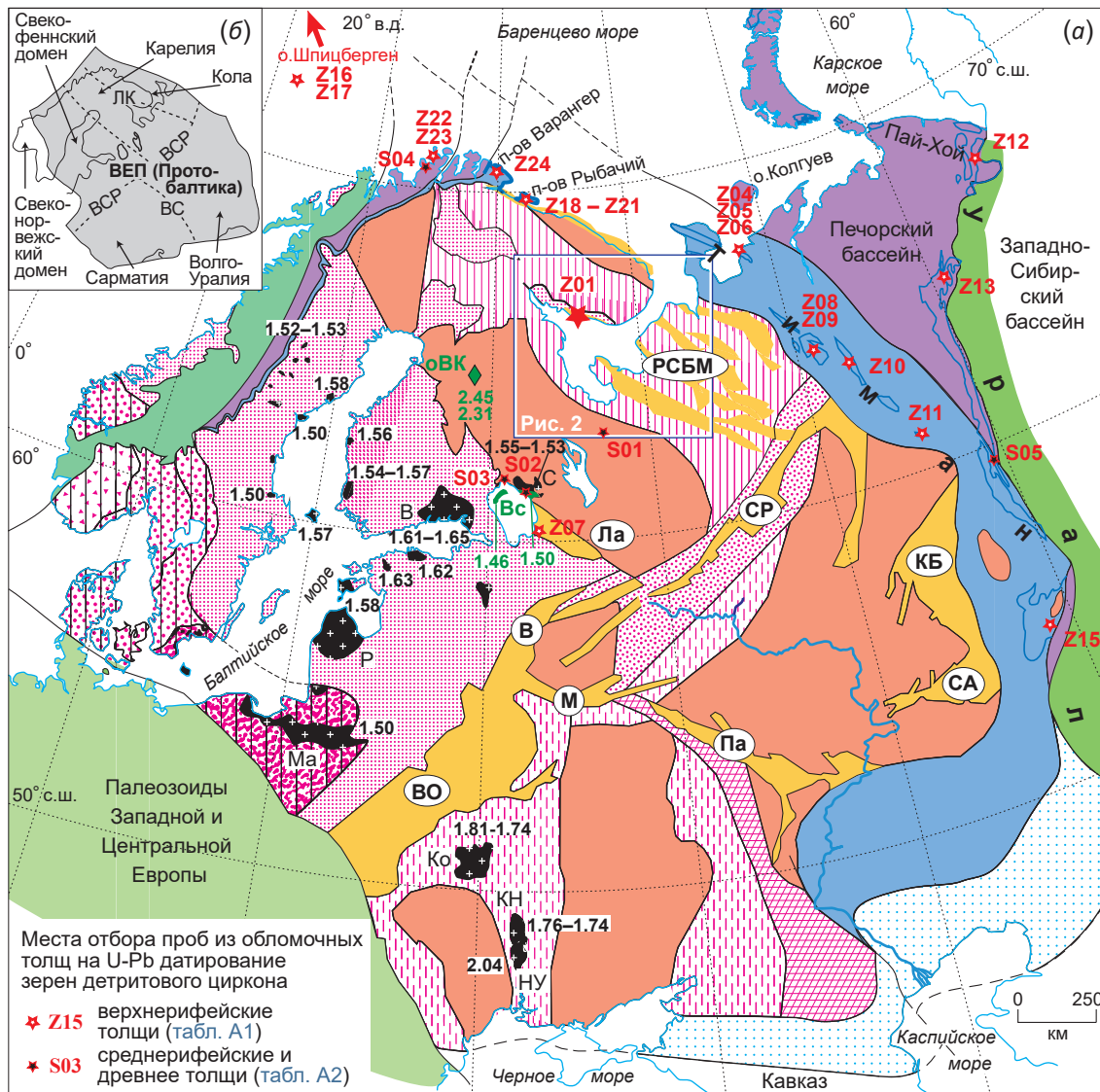


Рис. 1. Тектоническая схема фундамента ВЕП (а).

Черные цифры – возраст магматитов, млрд лет. Плутоны: Ко – Коростеньский, КН – Корсунь-Новомиргородский [Shumlyansky et al., 2017], НУ – Ново-Украинский [Stepanyuk et al., 2017], Ма – Мазуринский, Р – Рижский, В – Выборский, С – Салми [Sharov, 2020], Вс – Вааламский силл [Ramo et al., 2001], базальты Салми [Bogdanov et al., 2003], оБК – мафические дайки около озера Верхнее Куйто [Stepanova et al., 2014]. На врезке (б) – схема подразделения фундамента ВЕП на крупные части – Сарматию, Волго-Уралию, Колу, Карелию и Свеккофеннский домен. ЛК – Лапландско-Кольский ороген, ВСР – Волыньско-Среднерусский ороген, ВС – Волго-Сарматский ороген.

Fig. 1. Schematic tectonic map of the EEP basement (a).

Black numbers – ages of magmatic rocks (Ga). Plutones: Ko – Korosten, KN – Korsun-Novomirgorod [Shumlyansky et al., 2017], NU – Novo-Ukrainian [Stepanyuk et al., 2017], Ma – Mazura, P – Riga, V – Vyborg, S – Salmi [Sharov, 2020], Vc – Valaam sill [Ramo et al., 2001], Salmi basalts [Bogdanov et al., 2003], oBK – mafic dikes near Lake Verkhneye Kuito [Stepanova et al., 2014]. Inset (b) – parts of the EEP basement: Sarmatia, Volga-Uralia, Kola, Karelia, and Sveco-Fenish. Orogens: ЛК – Laplandia-Kola, ВСР – Volyn-Middle Russia, ВС – Volga-Sarmatia.

с другими грабенами и авлакогенами до сих пор во многом дискуссионны.

РСБМ расположена на северо-востоке ВЕП, где кристаллический фундамент погружается от Балтийского щита на юго-восток под комплексы чехла Русской плиты и на северо-восток под складчатые сооружения Тимана (Канинско-Тиманского пояса). Общая глубинная структура РСБМ охарактеризована данными глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), геопотенциальных полей и бурения [Kostyuchenko, Romanyuk, 1997; Kostyuchenko et al., 2006; Aplonov, Fedorov, 2006; Baluev et al., 2012, 2018a; Sharov et al., 2020], детальная структура уточнена по данным сейсмического профилирования отраженных волн методом общей глубинной точки (МОВ ОГТ) в пределах акватории Белого моря [Kazanin et al., 2006; Zhuravlev, Shipilov, 2007] и на суше [Aplonov, Fedorov, 2006]. В РСБМ выделяют четыре крупные рифтовые зоны: Онежско-Кандалакшскую (Кандалакшко-Двинскую по [Valeev, 1978]), Керецко-Пинежскую, Чапомо-Лешуконскую и Баренцевоморскую. Рифтовые зоны разделены выступами кристаллического фундамента, внутри рифтовых зон обособлены отдельные грабены (рис. 2).

Все грабены РСБМ перекрыты вендско-палеозойским платформенным чехлом Мезенской синеклизы и водами современных бассейнов Белого и Баренцева морей. Обнажения синрифтового комплекса терригенных и вулканогенно-осадочных образований рифейско-вендского возраста, выполняющего рифтогенные грабены, известны только на Терском (от мыса Турий до р. Русинга и в устье р. Чапома) и Мурманском (п-ова Средний и Рыбачий, о. Кильдин, Ивановская губа, п-ов Святой Нос и др.) побережьях Кольского полуострова. Рифейско-вендские образования вскрыты скважинами только в четырех локациях: (1) несколько скважин на Онежском берегу, (2) Среднеяфтинская № 21 около устья р. Мезень, (3) несколько скважин на Зимнем берегу и (4) несколько скважин в Мезенской синеклизе. Это в значительной мере определило тот факт, что, несмотря на более чем полувековую историю изучения РСБМ, сценарий ее геодинамической эволюции (и прежде всего время заложения отдельных грабенов, их выполнение и корреляции между собой) до сих пор остается предметом острых дискуссий. В связи

с этим имеющаяся рабочая схема стратиграфической корреляции толщ выполнения отдельных грабенов РСБМ (рис. 3) еще далека от завершения и общего признания. Она постоянно совершенствуется и уточняется, как и представления о времени заложения и истории формирования РСБМ. Так, в результате изучения многочисленных остатков микрофоссилий на Терском берегу терские песчаники были отнесены к верхнему рифею [Ragozina, Stepkin, 1979], а в работе [Chamov, 2016] аргументируется, что вся РСБМ закладывалась и развивалась одновременно со Среднерусской палеорифтовой системой, и поэтому временем заложения РСБМ считается поздний рифей. В работе [Kheraskova et al., 2006] в качестве времени заложения Онежско-Кандалакшского палеорифта принят ранний рифей, поскольку его заложение и формирование сопоставлено с развитием раннерифейского Пашско-Ладожского грабена (см. обзор в [Kuptsova et al., 2011]). В работе [Konopleva, 1979] на основании К-Аг датирования слюдисто-глинистого цемента красноцветных алевролитов терской свиты (1263 ± 40 и 1080 ± 40 млн лет, рис. 3, б, г) обосновано среднерифейское время заложения Онежско-Кандалакшской рифтовой зоны. При этом К-Аг датировка вулканитов из Солозерской скважины, пробуренной в Онежском грабене, составила 667 ± 31 млн лет (рис. 3, ж) [Konstantinovskiy, 1977].

В последнее десятилетие в практику геологических исследований стали активно внедрять метод U-Pb изотопного датирования зерен детритового циркона (dZr) из обломочных пород осадочных толщ. Такие исследования позволяют получить надежную информацию о U-Pb возрасте первичных источников dZr, которыми служат кристаллические комплексы различного происхождения (магматического, метаморфического, гидротермального и др.). Знание возраста dZr из обломочных пород осадочной толщи в комплексе с другой информацией позволяет определять первичные источники сноса вещества для изученной толщи. Сопоставление наборов значений возраста dZr из пород разных толщ позволяет проследить эволюцию питающих провинций и существенно дополняет палеогеографические реконструкции. Возраст группы самых молодых dZr с хорошей аналитической погрешностью и приемлемой дискордантностью иногда удается

использовать для ограничения максимального возраста осадочной толщи, из которой была отобрана изученная проба.

К настоящему времени некоторые рифейские и вендские (мезо- и неопротерозойские) обломочные толщи северо-востока ВЕП, в том числе рифейские образования северо-западного продолжения Усть-Мезенского грабена РСБМ, обнажающиеся на п-овах Средний и Рыбачий

[Mikhailenko, 2016; Mikhailenko et al., 2016], уже охарактеризованы такими исследованиями (см. рис. 1). Это позволило в некоторых случаях существенно уточнить стратиграфическое положение и возраст изученных толщ, а также провести межрегиональные стратиграфические корреляции. В частности, на основе данных U-Pb датирования dZr существенно уточнены схемы корреляций рифейских отложений п-овов Варангер,

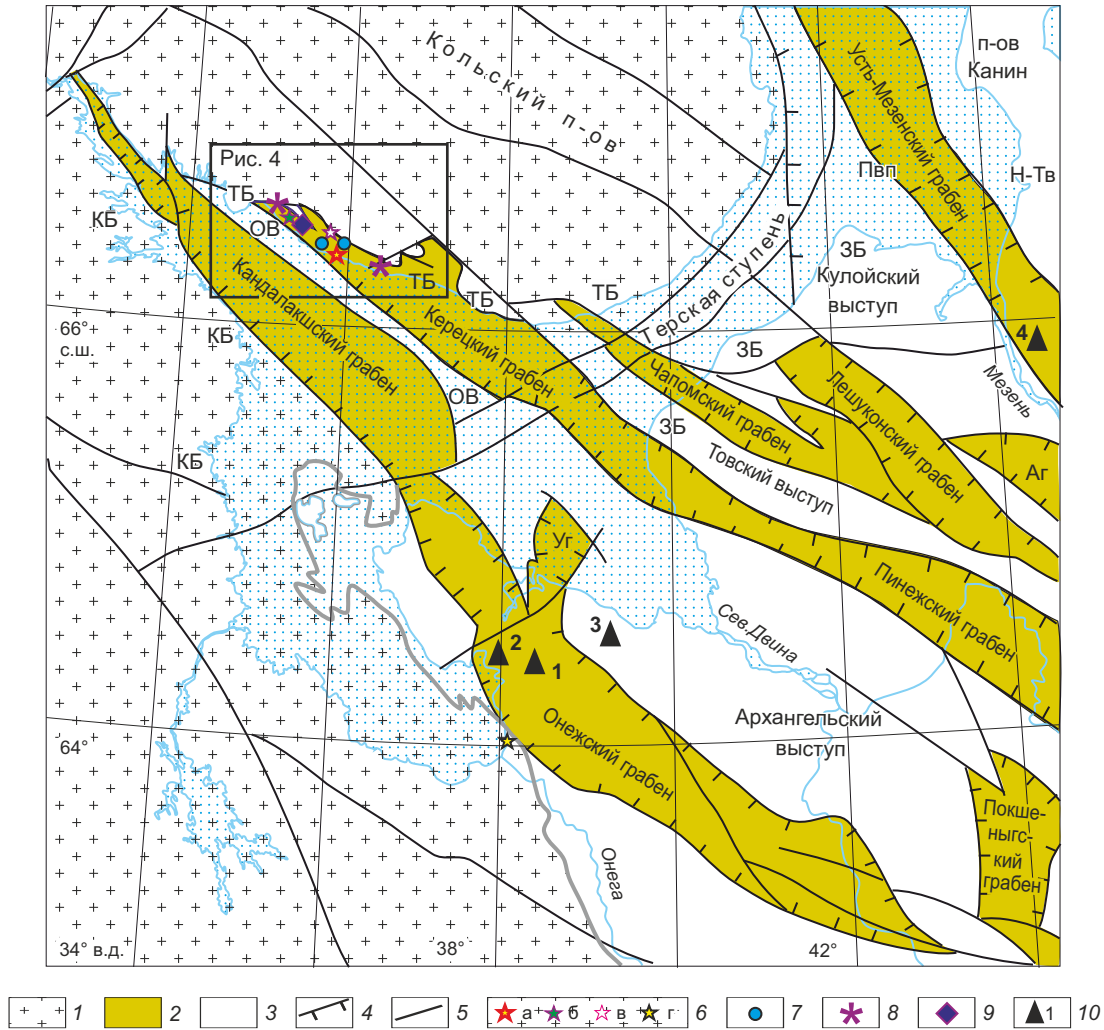
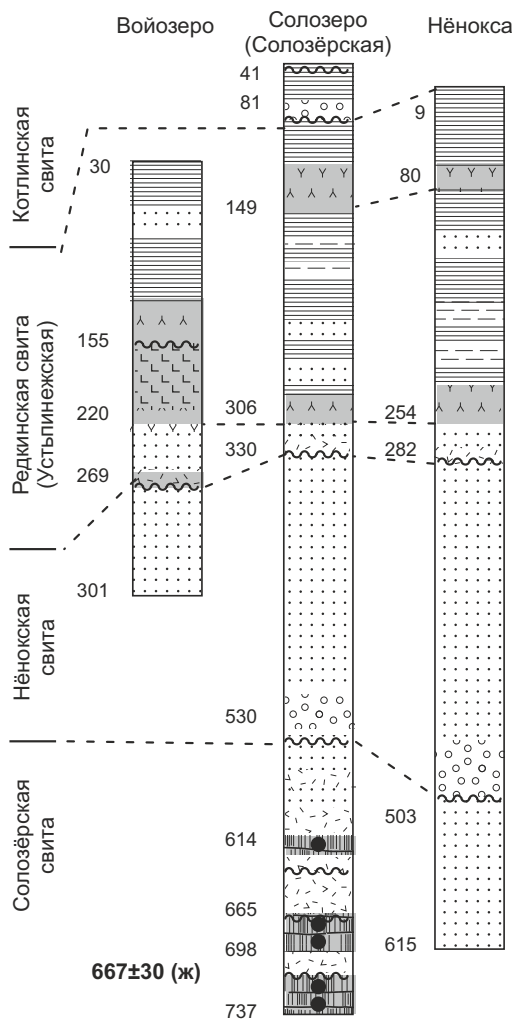


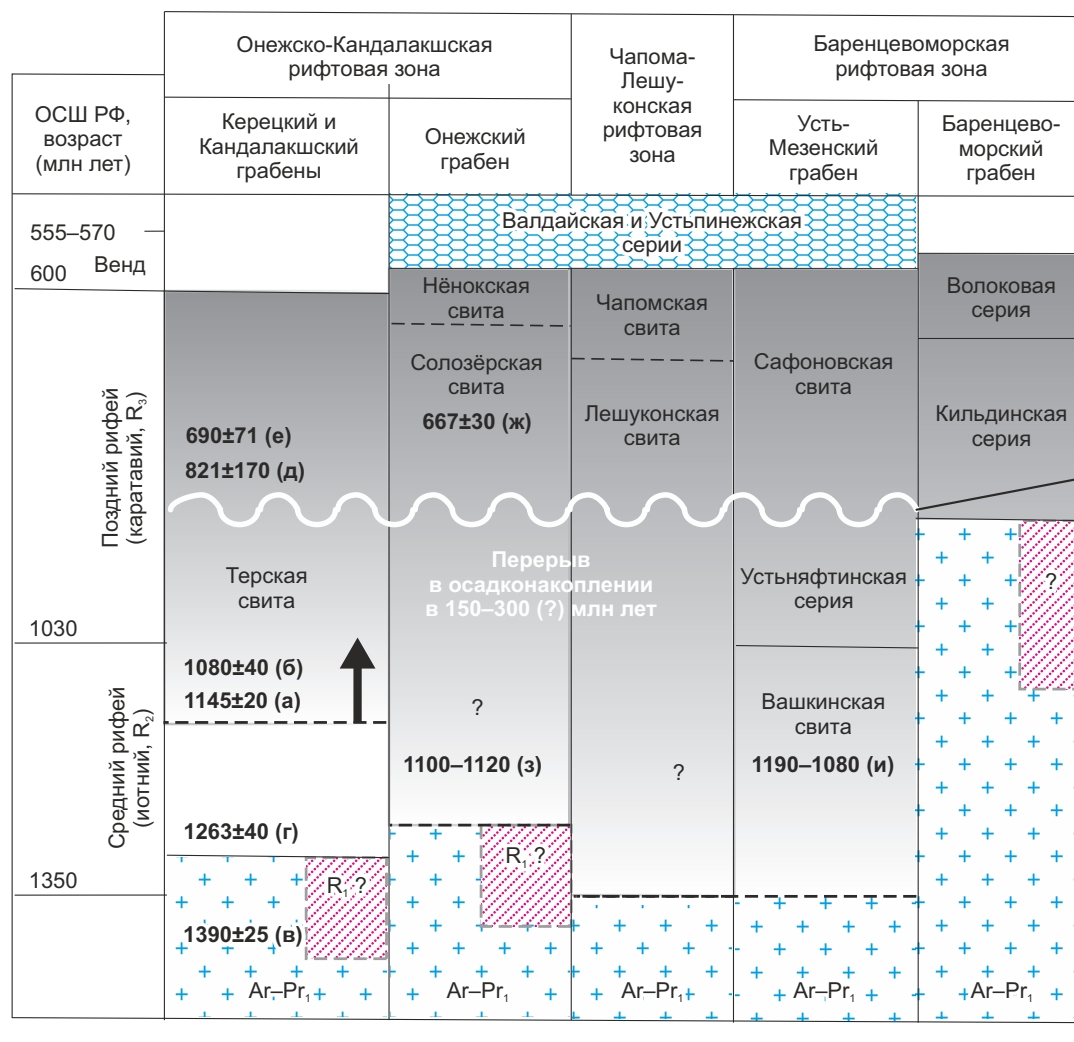
Рис. 2. Тектоническая схема палеорифтовой системы Белого моря (по [Baluev et al., 2018a], с дополнениями). Пвп – Понойская впадина; Н-Тв – Несско-Тынугский выступ; Аг – Азапольский грабен; Уг – Унский грабен; ТБ – Терский берег; ЗБ – Зимний берег; КБ – Карельский берег; ОВ – Оленецкий вал. 1 – раннедокембрийские комплексы Балтийского щита; 2 – терригенный комплекс пород рифейского возраста, выполняющий рифтовые впадины; 3 – венд-палеозойский платформенный чехол, перекрывающий рифтогенные впадины; 4 – разломные ограничения рифтогенных грабенов; 5 – прочие разломы; 6–9 – места отбора проб: 6 – на U-Pb изотопное датирование зерен детритового циркона, а – единичных зерен LA-ICP-MS (проба K18-501), б – единичных зерен ID-TIMS и Sm-Nd исследования по породе (проба B16-11), в – навесок ID-TIMS и Sm-Nd исследования по породе (проба B16-09), г – метод термоэмиссии; 7 – на геохимический анализ, 8 – на Sm-Nd исследования по породе; 9 – на K-Ar датирование; 10 – скважины (1 – Солозёрская, 2 – Войозеро, 3 – Нёнокса, 4 – Среднеяфтинская № 21).

Fig. 2. Schematic tectonic map of the White Sea paleorift system (after [Baluev et al., 2018a], with additional data). Пвп – Ponoj depression; Н-Тв – Nessko-Tynug flange; Аг – Azapol graben; Уг – Un graben; ТБ – Tersk coast; ЗБ – Zimny coast; КБ – Karelian coast; ОВ – Olenitsk swell. 1 – Early Precambrian complexes of the Baltic shield; 2 – terrigenous complex of Riphean rocks filling rift depressions; 3 – Vendian-Paleozoic platform cover overlying riftogenic depressions; 4 – faults bordering riftogenic grabens; 5 – other faults; 6–9 – sampling sites for: 6 – U-Pb isotopic dating of detrital zircon grains, а – single grains for LA-ICP-MS (sample K18-501), б – single grains for ID-TIMS and Sm-Nd rock studies (sample B16-11), в – weighed portions for ID-TIMS and Sm-Nd rock studies (sample B16-09), г – thermal emission method; 7 – geochemical analysis, 8 – Sm-Nd rock studies; 9 – K-Ar dating; 10 – wells (1 – Solozersk, 2 – Voyozero, 3 – Nyonoksa, 4 – Sredne-Nyaftinskaya № 21).

Скважины Онежского грабена



Рифтовая система Белого моря



Скважина Среднеяфтинская № 21

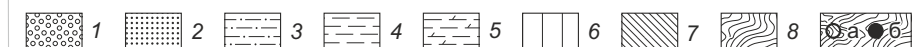
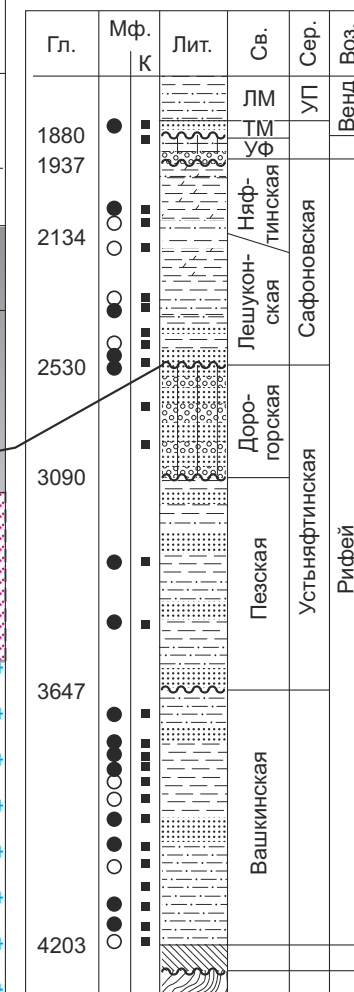


Рис. 3. Схема корреляции синрифтовых терригенных образований рифтовой системы Белого моря по [Baluev et al., 2012]. ОСШ РФ – Общая стратиграфическая шкала России по состоянию на 2019 г. (<https://vsegei.ru/ru/conf/events/obshchaya-stratigraficheskaya-shkala>). Слева – разрезы рифейских отложений скважин Онежского грабена по [Stankovsky et al., 1977]. Цифры – глубина, м. Справа – разрез рифейских отложений Мезенской впадины (скв. Среднеяфтинская № 21, по [Veis et al., 2004]). Положение грабенов и скважин см. на рис. 2. Жирным шрифтом с маркировками буквами (а) – (и) показаны геохронологические датировки, млн лет. Жирная штриховая линия со стрелкой – нижнее ограничение возраста терской свиты 1145 ± 20 млн лет по данным U-Pb изотопного датирования зерен детритового циркона из песчаников терской свиты (проба K18-501). Дальнейшие объяснения см. в тексте.

Скважина Среднеяфтинская № 21: 1 – гравелиты; 2 – разнородные песчаники; 3 – алевриты; 4 – аргиллиты; 5 – глинистые известняки и доломиты; 6 – красноцветные толщи; 7–8 – породы раннедокембрийского фундамента; 9 – интервалы разреза (выборки проб), отобранные на микрофитологический анализ: а – лишённые микрофоссилий, б – содержащие микрофоссилии. Гл. – глубина, м, Мф. – микрофоссилии, К – отбор керн, Лит. – литология, Св. – свита, Сер. – серия, Воз. – возраст, УФ – уфтыгская свита, ТМ – тамницкая свита, ЛМ – лямицкая свита, УП – устьпинезская серия.

Скважины Онежского грабена: 1 – аргиллиты; 2 – алевриты; 3 – песчаники; 4 – гравелиты, конгломераты; 5 – туфопесчаники; 6 – туфы, туффиты; 7 – кварцевые долериты; 8 – долериты, базальты; 9 – места отбора проб для изотопных исследований (по [Nosova et al., 2008]).

Fig. 3. Correlation scheme of the synrift terrigenous formations of the White Sea rift system (after [Baluev et al., 2012]).

ОСШ РФ – RF General Stratigraphic Scale, 2019 (<https://vsegei.ru/ru/conf/events/obshchaya-stratigraficheskaya-shkala>). Left – cross-sections of the Riphean deposits in the Onega graben wells (after [Stankovsky et al., 1977]); depth (m). Right – cross-section of the Riphean deposits of the Mezen depression (Sredne-Nyaftinskaya № 21, after [Veis et al., 2004]). See Fig.2 for the locations of the grabens and wells. Bold numbers and letters (a) – (и): geochronological dating (Ma). Bold dashed line with an arrow – the lower age limit for the Tersk Formation (1145 ± 20 Ma) according to the U-Pb isotope dating of detrital zircon grains from sandstones of the Tersk formation (sample K18-501). See text for explanation.

Legend for Sredne-Nyaftinskaya № 21: 1 – gravel stone; 2 – uneven-grained sandstone; 3 – siltstone; 4 – mudstone; 5 – clayey limestone and dolomite; 6 – red-coloured strata; 7–8 – rocks of the Early Precambrian basement; 9 – intervals of the cross-section (sampling) for microphytological analysis: a – devoid of microfossils, б – containing microfossils. Гл. – depth (m), Мф. – microfossils, К – core sampling, Лит. – lithology, Св. – formation, Сер. – group, Воз. – age, УФ – Uftyug Formation, ТМ – Tamnitsa Formation, ЛМ – Lyamitsa formation, УП – Ust-Pinega Group.

Legend for the Onega graben wells: 1 – mudstone; 2 – siltstone; 3 – sandstone; 4 – gravel stone, conglomerate; 5 – tuff sandstone; 6 – tuff, tuffite; 7 – quartz dolerite; 8 – dolerite, basalt; 9 – sampling sites for isotope studies (after [Nosova et al., 2008]).

Средний и Рыбачий и о. Кильдин. Однако рифейские толщи других грабенов РСБМ до сих пор не охарактеризованы такими исследованиями. В настоящей статье представлены первые результаты U-Pb датирования dZr из песчаников терской свиты Терского берега. Эти результаты дополнены определениями геохимического состава пород терской свиты и результатами их изотопного Sm-Nd изучения, а также специально собранными всеми имеющимися на сегодняшний день геохронологическими и другими данными по терской свите. Полученный набор возрастов dZr из терригенных пород терской свиты сопоставлен с известными возрастными кристаллических комплексов Балтийского щита и раннедокембрийского фундамента других районов ВЕП, а также структур обрамляющего ее с запада Свеконорвежского домена. Кроме визуального сравнения для полученного набора возрастов dZr из песчаников терской свиты, проведено сравнение с аналогичными данными по позднедокембрийским толщам северо-востока ВЕП и структурам ее обрамления с помощью теста Колмогорова-Смирнова.

2. ТЕРСКАЯ СВИТА

На Терском берегу Белого моря обнажено выполнение Керещкого грабена (рис. 4). Здесь рифейские образования наблюдаются на протяжении 300 км: от мыса Турий на северо-западе до р. Русинга на юго-востоке и в небольшом поле их распространения в нижнем

течении р. Чапома. На Государственной геологической карте РФ масштаба 1:1 000 000 [State Geological Map..., 2004] выходящие на дочетвертичную поверхность рифейские образования северо-востока ВЕП выделены в оленецкую серию. Общая мощность рифейских толщ в акватории Белого моря оценивается в 3–8 км. На Терском берегу серия представлена терской, чапомской и турьинской свитами с общей суммарной мощностью не менее 715 м [State Geological Map..., 2004]. Чапомская свита по своему строению и положению в разрезе, вероятнее всего, может быть сопоставлена с верхами разреза терской свиты. Терригенные образования терской свиты выполняют Кандалакшский и Керещкий грабены, которые в пределах акватории Кандалакшского залива Белого моря практически сливаются в единую грабеновую структуру, разделенную в центре уступом в фундаменте, названным Оленецким валом [Baluev et al., 2012].

Терская свита сложена преимущественно плохо сортированными красноцветными песчаниками с прослоями алевритов и алевро-аргиллитов. На большей части Терского берега терская свита трансгрессивно налегает в основном на различные породы архея, среди которых преобладают амфиболовые и слюдяные гнейсы и мигматиты, а также на раннепротерозойские гранитоиды.

В разрезе терской свиты установлена закономерная смена пород снизу вверх от преимущественно

грубообломочных к тонкозернистым. Разрез свиты представляет собой два крупных трансгрессивных ритма. Нижний ритм осложнен в основании ритмами низшего порядка. Ритмичность строения разреза терской свиты обусловлена, по-видимому, тем, что ее накопление происходило в условиях медленного погружения бассейна, которое периодически прерывалось положительными тектоническими движениями.

В разрезе терской свиты по руч. Кашкаранскому (см. ниже) широко представлены красноцветные песчаники с переменным количеством мажущегося железисто-глинистого и мергелистого цемента, слагающие довольно мощные слои (до 15–20 см) массивного внутреннего строения. Эти слои состоят из тонких (до 1 мм) прослоев красно-вишневых алевролитов и алевро-аргиллитов.

Часто по красноцветным песчаникам терской свиты здесь и в других местах ее распространения развиты зоны и участки осветления – оглиения. Эти участки в сечении имеют в основном округлые шарообразные (до 10 см) или неправильные со скругленными краями очертания (рис. 5, б). Это свидетельствует о действии газообразных флюидов восстановительного характера во время осадконакопления. В отдельных случаях на поверхностях слоистости песчаников видны донные знаки: рябь неясного происхождения (рябь течения, волнения моря или волноприбойная) (рис. 5, в). Иногда на поверхностях, несущих признаки донных знаков, наблюдаются округлые обособления диаметром до 1.0–1.5 см (рис. 5, г), сходные по своему внешнему облику со слепками «прикрепительных дисков» древних (вендских?) «седентарных» организмов.

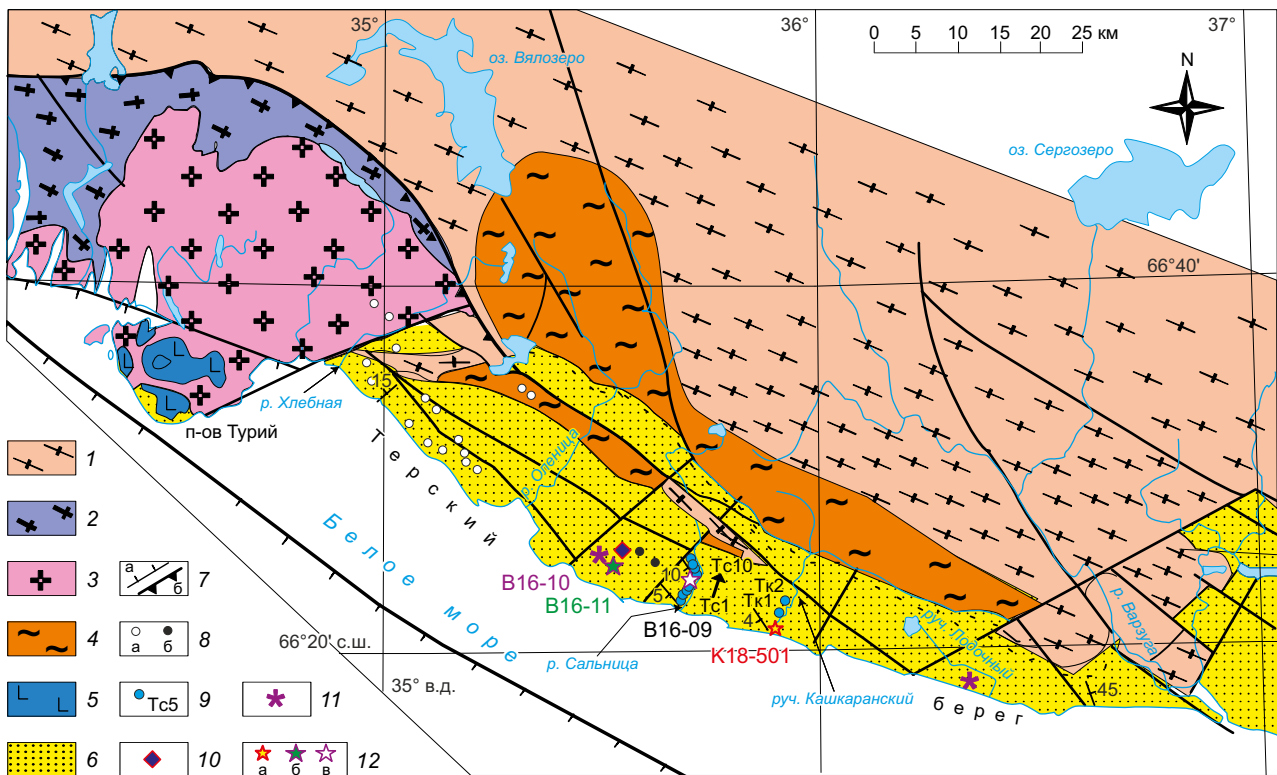


Рис. 4. Геологическая схема Терского берега с использованием [State Geological Map..., 2004].
 1 – неоархейский – палеопротерозойский гранитогнейсовый комплекс; 2 – раннепротерозойские кислые гранулиты порье-губского комплекса; 3 – раннепротерозойские (1.9 млрд лет) порфириновые гранитоиды умбинского комплекса; 4 – неоархейский мигматит-гранитовый комплекс; 5 – среднепалеозойский комплекс щелочных ультрамафитов; 6 – терригенные образования терской свиты; 7 – разломы: а – сбросы, б – надвиги, взбросы; 8 – среднепалеозойские трубки взрыва: а – меллититовые, б – кимберлитовые; 9–12 – места отбора проб (с маркировкой пробы) на: 9 – геохимический анализ, 10 – К-Аг датирование, 11 – Sm-Nd исследования по породе, 12 – U-Pb изотопное датирование зерен детритового циркона: а – единичных зерен LA-ICP-MS (проба K18-501), б – единичных зерен ID-TIMS и Sm-Nd исследования по породе (проба B16-11), в – навесок ID-TIMS и Sm-Nd исследования по породе (проба B16-09).

Fig. 4. Schematic geological map of the Tersk coast (based on [State Geological Map..., 2004]).
 1 – Neoproterozoic-Paleoproterozoic granite-gneiss complex; 2 – Early Proterozoic acidic granulites of the Porjya Guba complex; 3 – Early Proterozoic (1.9 Ga) porphyry granitoids of the Umba complex; 4 – Neoproterozoic migmatite-granite complex; 5 – Middle Paleozoic complex of alkaline ultramafic rocks; 6 – terrigenous formations of the Tersk Formation; 7 – faults: a – normal faults, б – thrusts, reverse faults; 8 – Middle Paleozoic explosion pipes: а – melilitite, б – kimberlite; 9–12 – sampling sites (with sample marking) for: 9 – geochemical analysis, 10 – K-Ar dating, 11 – Sm-Nd rock study, 12 – U-Pb isotopic dating of detrital zircons: а – single grains for LA-ICP-MS (sample K18-501), б – single grains for ID-TIMS and Sm-Nd rock studies (sample B16-11), в – samples for ID-TIMS and Sm-Nd rock studies (sample B16-09).

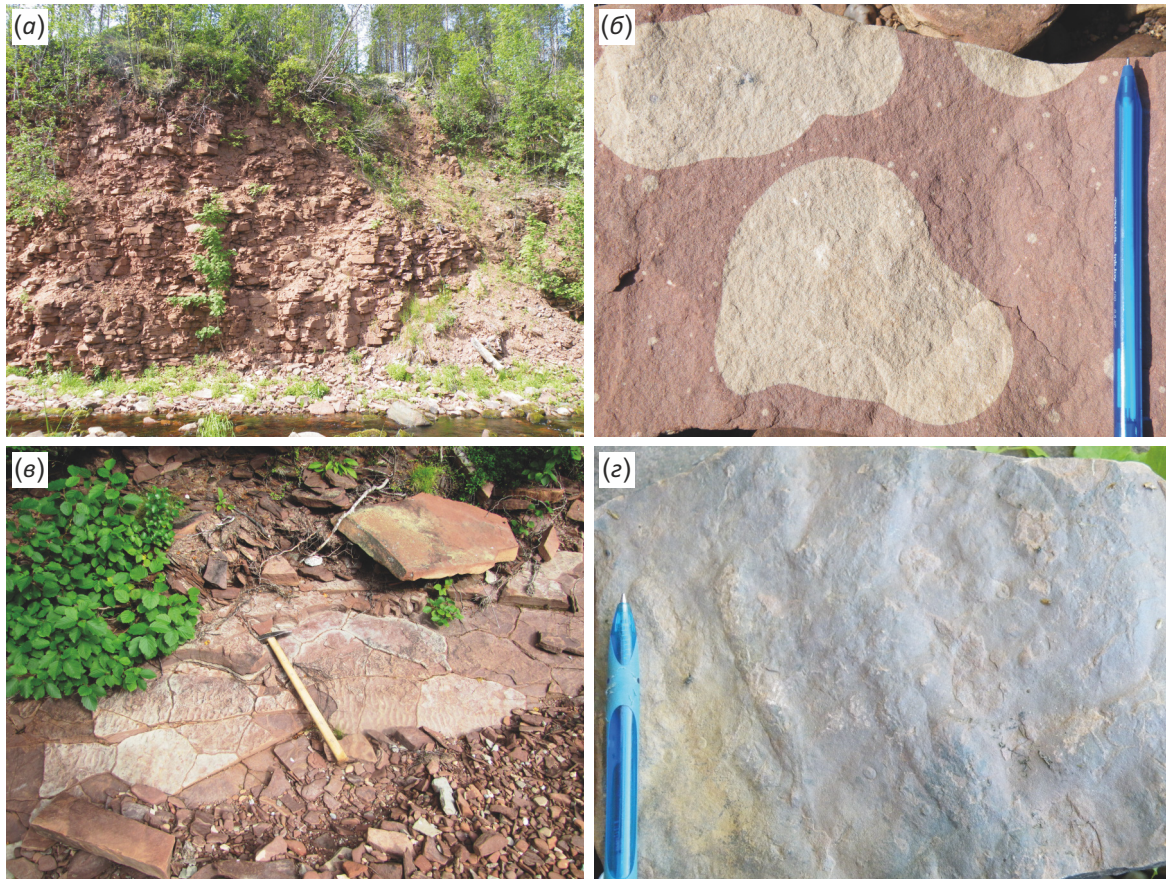


Рис. 5. Терская свита.

(а) – место отбора пробы песчаников К18-501 из разреза терской свиты в обнажении по ручью Кашкаранскому для выделения и последующего изотопного датирования зерен детритового циркона; (б) – зоны осветления – оглиения в красноцветных песчаниках, обнаженных по ручью Кашкаранскому; (в) – рябь на поверхностях слоистости красноцветных пород; (г) – редкие округлые обособления диаметром до 1.0–1.5 см, сходные со слепками «прикрепительных дисков» древних (вендских) «седентарных» организмов.

Fig. 5. Tersk formation.

(а) – place of sandstone sample K18-501 from the Tersk Formation in the outcrop along the Kashkaran stream, which was used for extraction and isotopic dating of detrital zircon grains; (б) – soil gleying zones in red sandstones exposed along the Kashkaran stream; (в) – ripples on red-rock stratification surfaces; (г) – rare rounded segregations up to 1.0–1.5 cm in diameter, which are similar to "attachment disc" casts of ancient (Vendian) "sedentary" organisms.

3. СОСТАВ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ТЕРСКОЙ СВИТЫ (ПРОБЫ Тс1–Тс10, Тк1, Тк2)

Для геохимических анализов из терской свиты отобраны две серии образцов (см. рис. 4; табл. Б.1). Десять проб (Тс1–Тс10) взяты в нижнем течении р. Сальница. Общее падение пластов здесь 5–10° к югу. Пробы от 1 до 10 отобраны в порядке сверху вниз по разрезу. Пробы с начальными номерами характеризуют породы более высоких уровней выполнения осадочного бассейна, а с конечными – его более глубокие части. Пробы Тк1 и Тк2 взяты в нижнем течении руч. Кашкаранского. Эти пробы характеризуют самую верхнюю часть расположенного на суше фрагмента Керецкого грабена.

В целях сравнения изучаемых образований с типовыми составами осадочных пород использована диаграмма $\lg(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}) - \lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ [Herron, 1988], позволяющая классифицировать песчаники и глинистые

породы по их химическому составу. На этой диаграмме (рис. 6, а) поле фигуративных точек составов пород терской свиты отличается от поля осадочных пород верхнего венда Юго-Восточного Беломорья и девонских отложений р-на горы Андома (южная часть Прионежья), сложенных, как предполагается, продуктами эрозии комплексов Свекофеннской провинции. На этой диаграмме поля составов пород терской свиты отличаются и от поля современных осадков Белого моря в устье р. Варзуга, которые, очевидно, могут рассматриваться как интегральное выражение состава коренных пород этой части Балтийского щита.

Для геодинамической интерпретации осадочного бассейна важно знать, образовались ли исследуемые породы при накоплении продуктов эрозии кристаллических комплексов – первичных источников обломочного материала или же материал, которым сложены толщи выполнения бассейна, претерпел несколько

стадий переотложения (эрозии, транспортировки, седиментации, литификации, повторного размыва и т.д.), т.е. рециклирования терригенного материала, в процессе которого происходит созревание терригенного материала, т.е. обогащение его химически и механически зрелыми компонентами. При этом в псаммитах и алевролитах происходит увеличение доли кварца, а в пелитовых осадках – иллита. Показателем относительно небольшого влияния процессов рециклинга при формировании тонкозернистых алюмосиликокластических образований и песчаников, в соответствии с представлениями, изложенными в [Cox et al., 1995; Condie et al., 2001], являются высокие (>0.3–0.4) значения K_2O/Al_2O_3 при относительно низких величинах Zr/Sc и Th/Sc. Терригенные осадки и породы, в составе которых преобладают отложения первого цикла, имеют относительно пестрый минеральный и химический состав.

Геохимическое изучение составов терригенных пород терской свиты показало, что их можно отнести к аркозам и частично к литаринитам, более глинистые разновидности расположены в поле «вакк» (рис. 6, а). Все это свидетельствует о принципиальном сходстве осадочных

пород терской свиты с современными осадками Белого моря, т.е. древние (рифейские) синрифтовые образования имеют такое же морское происхождение. О морском происхождении рифейских толщ, выполняющих РСБМ, свидетельствуют также и комплексы акристарх, обнаруженные в материале скв. Среднеяфтинской № 21, вскрывающей Усть-Мезенский грабен [Veis et al., 2004], а также в отложениях Чапомского грабена [Konopleva, 1979].

На диаграмме Zr/Sc – Th/Sc (рис. 6, б) фигуративные точки составов пород, охарактеризованных пробами Тс1–Тс10, образуют достаточно компактное поле, расположенное ближе к тренду рециклинга, нежели к тренду, определяемому исходным составом пород на палеоводосборах. Дополнительно на диаграммах для сравнения показаны составы девонских осадочных пород Южного Прионежья, которые, по нашему мнению, могли формироваться за счет накопления продуктов размыва позднепалеопротерозойских Свектофенских комплексов (1.9–1.6 млрд лет), т.е. пород, принципиально отличных от архейско-протерозойских (3.5–1.9 млрд лет) образований карело-кольской части Балтийского щита [Terekhov et al., 2017].

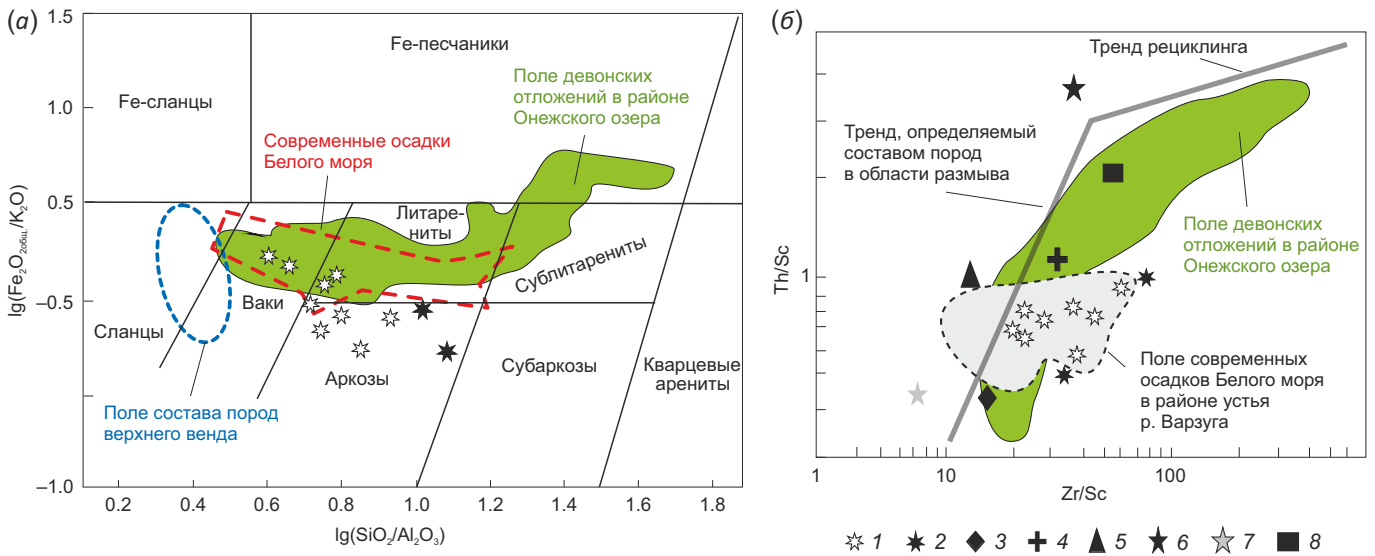


Рис. 6. Диаграммы Хирона [Herron, 1988] (а) и «Th/Sc – Zr/Sc» (б), иллюстрирующие геохимические особенности пород терской свиты.

1 – песчаники и алевролиты терской свиты, р. Сальница (образцы Тс1–Тс10); 2 – песчаники терской свиты, руч. Кашкаранский (образцы Тк1, Тк2); 3 – средний состав svecofenian shale [Kotova, Podkovyrov, 2014]; 4 – средний состав гранитов рапакиви, по [Larin, 2011]; 5 – средний постархейский австралийский глинистый сланец (PAAS), по [Condie, 1993]; 6 – средний архейский аргиллит (ARapr), по [Taylor, McLennan, 1988]; 7 – архейские гранитоиды (ARgrn); 8 – средний фанерозойский кратонный песчаник (FCS), по [Condie, 1993]; поле современных осадков Белого моря в районе устья р. Варзуга, тренды рециклинга и исходного состава, по [Maslov et al., 2014]; поле состава пород верхнего венда, по [Maslov et al., 2009]; поле состава девонских отложений р-на Онежского озера, по [Terekhov et al., 2017].

Fig. 6. Geochemical features of the Tersk Formation rocks in the diagrams from [Herron, 1988] (a) and Th/Sc – Zr/Sc diagrams (b). 1 – sandstone and siltstones of the Tersk Formation, Salnitsa river (samples Tc1–Tc10); 2 – sandstone of the Tersk Formation, stream Kashkaran (samples Tk1, Tk2); 3 – average composition of the Svecofenian shale [Kotova, Podkovyrov, 2014]; 4 – average composition of rapakivi granites [Larin, 2011]; 5 – post-Archean Australian shale (PAAS) [Condie, 1993]; 6 – middle Archean mudstone (ARapr) [Taylor, McLennan, 1988]; 7 – Archean granitoids (ARgrn); 8 – middle Phanerozoic cratonic sandstone (FCS) [Condie, 1993]. The field of modern sediments of the White Sea near the mouth of the Varzuga river, and the trends in recycling and initial composition are shown after [Maslov et al., 2014]; the field of the Upper Vendian rocks compositions after [Maslov et al., 2009]; and the field of the Devonian sediments compositions for the Onega Lake area after [Terekhov et al., 2017].

4. ИССЛЕДОВАНИЕ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ ПОРОД ТЕРСКОЙ СВИТЫ (ПРОБЫ K18-501, V16-09 И V16-11)

Для выделения dZr и проведения их последующего U-Pb изотопного датирования были отобраны пробы из песчаников терской свиты по ручьям Кашкаранскому (проба K18-501) и Ермаковскому (пробы V16-09 и V16-11) (см. рис. 4).

Изучение песчаников пробы K18-501 показало, что слагающий их обломочный материал в целом плохо окатан и представлен в основном зернами кварца и микрокварцитов. Цемент базального и пленочного типа, железисто-глинистого состава (рис. 7). Акцессорные минералы – циркон, магнетит и гематит.

Прецизионное U-Pb изотопное датирование циркона выполнено методом LA-ICP-MS для единичных dZr из пробы K18-501 (табл. Б.2), а также методом изотопного разбавления (ID-TIMS) в двух модификациях: датирование трех единичных зерен из пробы V16-11 (табл. Б.3) и датирование трех навесок из пробы V16-09 (табл. Б.4). Из пробы K18-501 проанализировано 120 dZr (рис. Б.1). 27 анализов показали дискордантность $|D| > 5\%$ и были исключены из дальнейшего рассмотрения. Остальные 90 датировок использованы для построения гистограммы и кривой плотности

вероятности (КПВ). В наборе полученных возрастов dZr выделены пять групп – G1–G5 (рис. 8, детали см. в Прил. Б).

5. ВОЗМОЖНЫЕ ПЕРВИЧНЫЕ ИСТОЧНИКИ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД ТЕРСКОЙ СВИТЫ

В Карело-Кольском домене Балтийского щита обнаружены архейские и палеопротерозойские образования, занимающие, по некоторым оценкам, около 80 и 20 % общей площади соответственно. При этом архейские комплексы сложены кремнекислыми (граниты и гранитогнейсы) и основными (базиты и гранулиты) породами на ~90 и ~10 % соответственно [Glebovitskii, 2005; Lahtinen et al., 2010].

В строении Свеккофеннского домена Балтийского щита участвуют в основном вулканические образования кислого и среднего состава, а также различные осадочные породы, метаморфизованные в условиях от зеленосланцевой до низов гранулитовой фации [Nironen, 1997; Korja et al., 2006]. Эти комплексы прорваны многочисленными массивами син- и постскладчатых гранитов с возрастом 1.9–1.8 млрд лет, а также гранитами рапакиви с возрастом 1.65–1.50 млрд лет [Larin, 2009, 2011; Sharov, 2020].

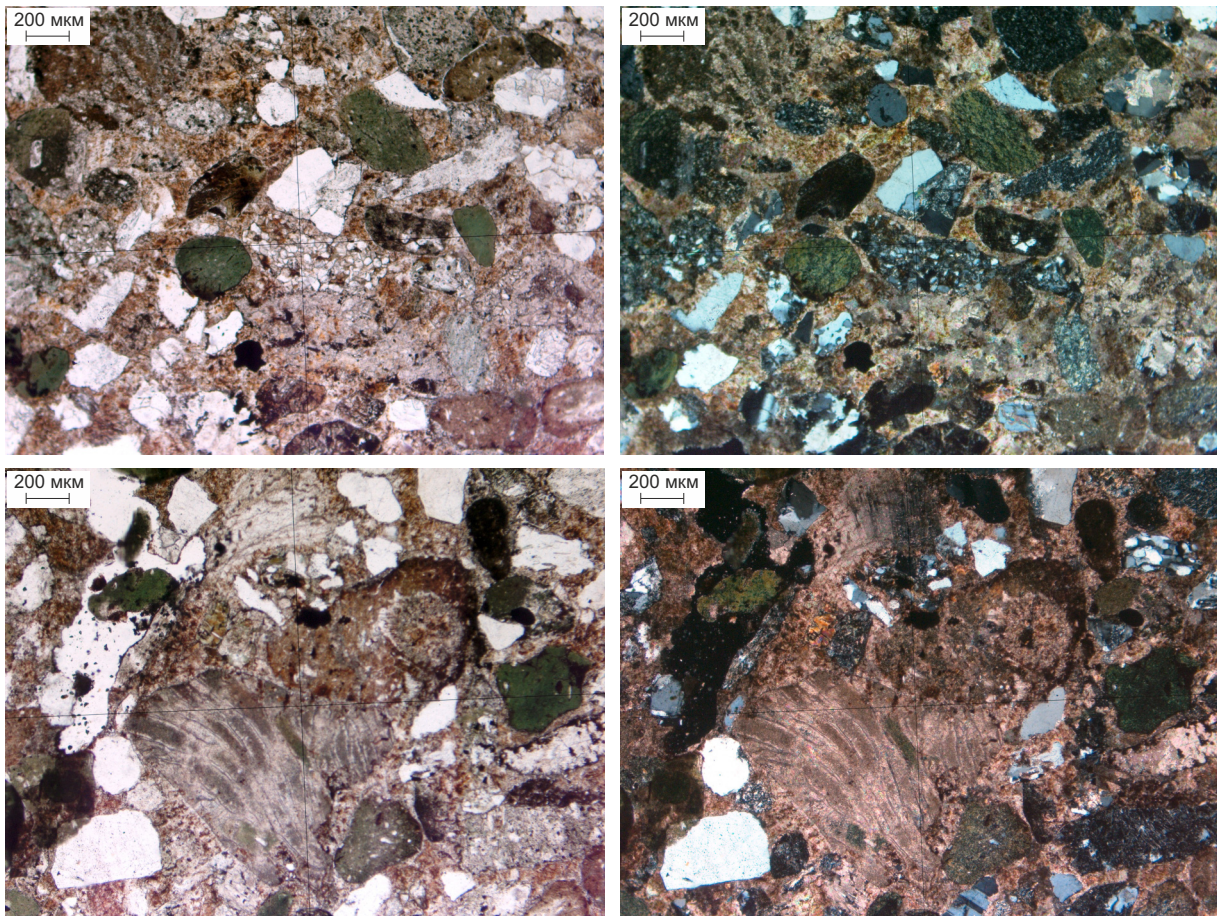


Рис. 7. Микрофотографии шлифа красноцветных песчаников пробы K18-501. Слева – николи параллельные, справа – скрещенные.
Fig. 7. Micrographs of a thin section of red sandstones (sample K18-501). On the left, the Nicols – parallel, right – crossed.

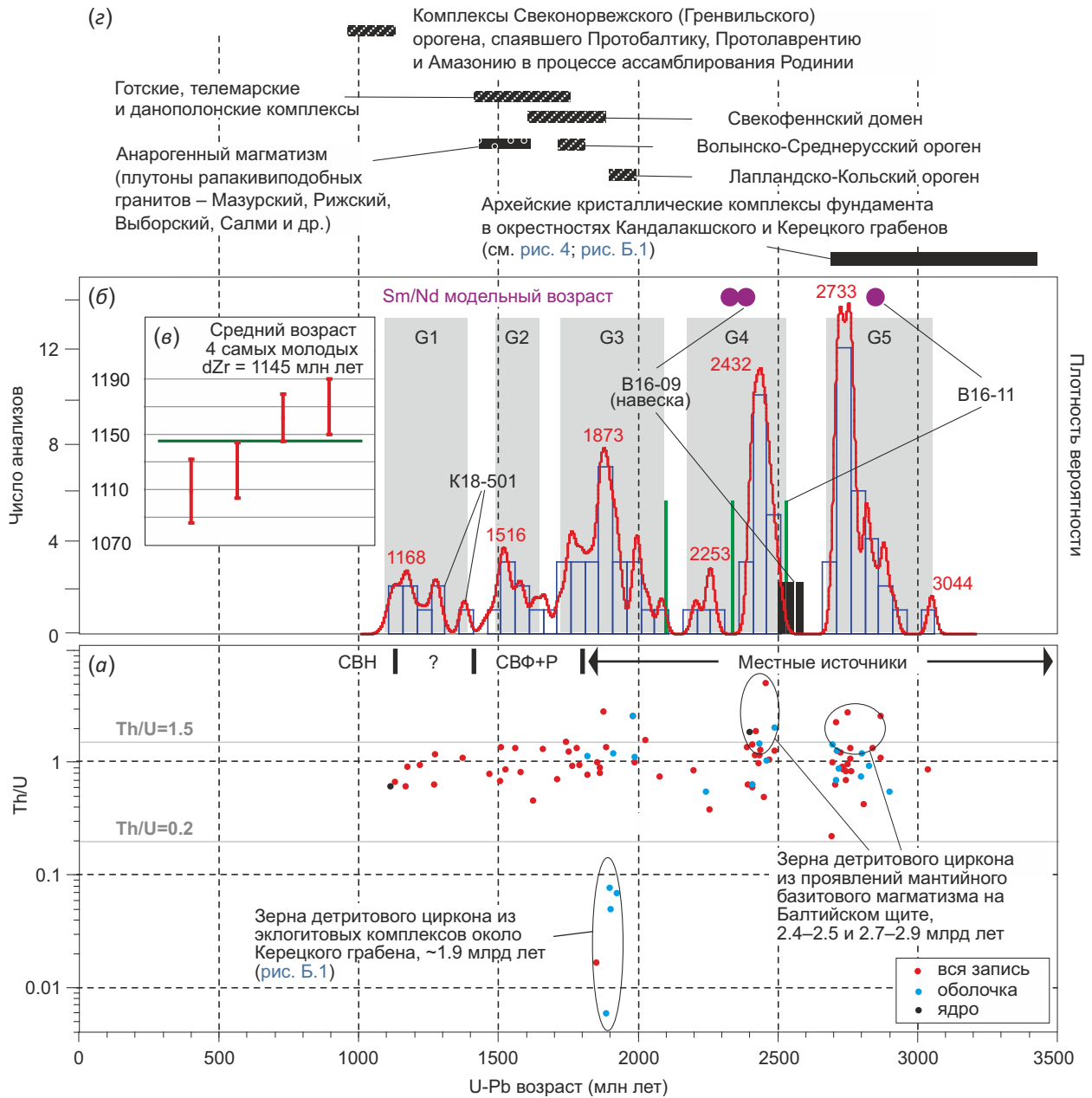


Рис. 8. Результаты изучения dZr из терской свиты.

(а) – диаграмма «Th/U vs U-Pb возраст» для изученных dZr из пробы K18-501. В верхней части диаграммы жирным шрифтом указаны возможные первичные источники детритового циркона. СВН – Sveconorwegian domain, СВФ+Р – Svecofennian domain and massifs of intraplate rapakivi-like granitoids. (б) – гистограмма и КПВ (красная линия), иллюстрирующие распределение U-Pb изотопных возрастов dZr из пробы K18-501. Серые прямоугольники и соответствующие надписи G1–G5 маркируют выделенные группы dZr. Результаты определения U-Pb изотопных возрастов dZr из проб B16-09 и B16-11 добавлены в виде зеленых вертикальных линий – для единичных dZr и черных прямоугольников – для навесок. Три определения Sm/Nd модельного возраста для алевролитов терской свиты (пробы B16-09, B16-10 и B16-11) (табл. Б.5) показаны вверху диаграммы лиловыми кружками. (в) – средний возраст, вычисленный по четырем наиболее молодым U-Pb датировкам зерен из пробы K18-501, составляет 1145±20 млн лет (вероятность 0.11 %). (z) – сводка известных возрастов кристаллических комплексов фундамента северной части ВЕП и Sveconorwegian domain.

Fig. 8. Results of studying dZr grains from the Tersk Formation.

(a) – Th/U vs U-Pb age for dZr from sample K18-501. Possible primary sources of dZr are indicated in bold at the top of the diagram. СВН – Sveconorwegian domain, СВФ+Р – Svecofennian domain and massifs of intraplate rapakivi-like granitoids. (b) – histogram and probability density function (red line) illustrating the distribution of U-Pb isotopic ages of dZr from sample K18-501. Gray rectangles and G1–G5 marks – selected groups of zircon grains. The U-Pb isotopic ages of dZr from samples B16-09 and B16-11 are shown by green vertical lines (single dZr) and black rectangles (weighed portions). Purple circles at the diagram top of the diagram – three definitions of the Sm/Nd model age for siltstones of the Tersk formation (samples B16-09, B16-10, and B16-11) (Table B.5). (c) – average age calculated from the four youngest dZr ages (sample K18-501), 1145±20 Ma (0.11 % probability). (z) – summary of the ages of the crystalline complexes in the basement of the northern EEP and the Sveconorwegian domain.

Первичными источниками dZr из терской свиты с возрастом в диапазоне 1.8–3.5 млрд лет могли быть местные источники: комплексы фундамента ВЕП, распространенные непосредственно в прибортовых зонах Керецкого и Кандалакшского грабенов, где представлены архейские породы с возрастом от 2.7 до 3.5 млрд лет, комплексы палеопротерозойского Лапландско-Кольского орогена с пиковой активностью 1.9–2.0 млрд лет [Daly et al., 2006; Lahtinen, Huhma, 2019], а также гранитоиды с возрастом ~1.8 млрд лет (рис. 9). Для остальных dZr потенциальные местные источники неизвестны и более вероятно их удаленное первичное происхождение. dZr с возрастом 1.8–1.4 млрд лет могут происходить из комплексов Свекофеннской провинции и массивов внутриплитных рапакивиподобных гранитоидов, а также из еще более удаленных от Керецкого грабена реликтов Среднерусского орогена 1.75–1.85 млрд лет [Bogdanova et al., 2008], а dZr с возрастом моложе 1.2 млрд лет – из структур Свеконорвежского домена 1.14–0.98 млрд лет [Bingen et al., 2008]. Крупнообъемные гранитоидные комплексы,

которые могли бы быть первичными источниками многочисленных dZr с возрастом в диапазоне 1.4–1.2 млрд лет, в пределах собственно ВЕП неизвестны. В этой связи можно только отметить, что в Северном Приладожье описаны рифейские долеритовые дайки и «кусты» дайково-жильных тел, сопряженных с системами автономных сдвиговых зон, возраст которых пока известен не очень точно. Имеется только одна ненадежная датировка для Хопунварского некка 1330±60 млн лет [Sviridenko, 2019]. Однако, принимая во внимание то, что рифейский базитовый магматизм в Северном Приладожье определенно был многоактным и длительным, нельзя исключать, что этот дайковый комплекс, распространенный на площади от оз. Малого Янисъярви (северный край Ладожского озера) до Выборгского массива гранитов рапакиви [Sviridenko, 2019], мог быть источником немногочисленных dZr с возрастом в диапазоне 1.4–1.2 млрд лет для песчаников терской свиты.

Особо следует отметить специфическую особенность возрастного распределения зерен dZr из пробы K18-501.

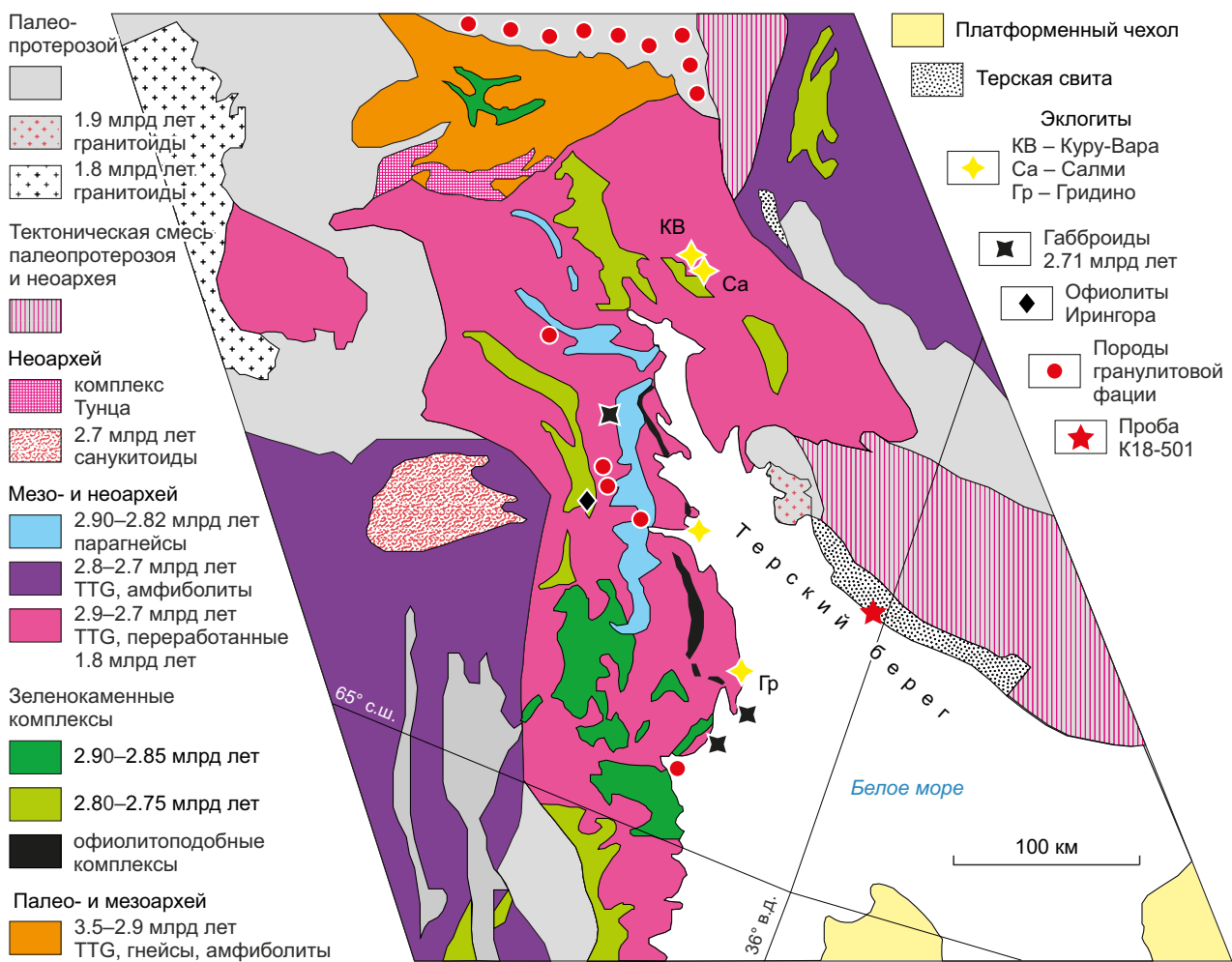


Рис. 9. Схема возрастов и типов кристаллических пород в окрестностях Керецкого и Кандалакшского грабенов (по [Slabunov et al., 2019]).

Fig. 9. Diagram of the ages and types of crystalline rocks in the vicinity of the Keretskiy and Kandalaksha grabens (after [Slabunov et al., 2019]).

Обычно на возрастной интервал от 2.5. до 2.2. млрд лет на гистограммах и КПВ, характеризующих возрастные распределения наборов dZr из пород позднедокембрийских и фанерозойских толщ чехла ВЕП [Kuznetsov et al., 2011, 2012a, 2012b, 2014a, 2014b; Korsakov et al., 2015; Ershova et al., 2019] и структур ее обрамления [Andreichiev et al., 2014, 2017, 2018; Soboleva et al., 2012, 2019; Romanyuk et al., 2013, 2018; Udoratina et al., 2017; Ryazantsev et al., 2019; Kuznetsov et al., 2014a, 2019], а также Сибири [Kuznetsov et al., 2018a; Priyatkina et al., 2016, 2019], Центральной Азии и Казахстана [Degtyarev et al., 2018] и Арктики [Sirotkin et al., 2017; Kuznetsov et al., 2018b], приходится частотный минимум («провал»). Этот факт обычно интерпретируют как отражение того, что в течение возрастного интервала от 2.5. до 2.2. млрд лет на Земле, в целом, имела место «глобальная тектономагматическая пауза» в образовании гранитоидов и проявлений регионального метаморфизма [Condie et al., 2009; Condie, 2011]. Однако в полученном наборе возрастов dZr из терской свиты (проба К18-501) в этом интервале зафиксирован слабый пик – 2.25 млрд лет и незначительный по интенсивности, но все же яркий – 2.43 млрд лет. Значения возраста в интервале 2.5–2.6 млрд лет получены по навескам циркона (проба В16-09), значения 2098 ± 7 , 2338 ± 14 и 2539 ± 22 млн лет – для единичных зерен циркона (проба В16-11) (см. рис. 8). Все эти возрасты соответствуют очень редкой позднеархейской и раннепротерозойской магматической и метаморфической активизации, проявленной в пределах структур, представленных в современном строении Балтийского щита [Stepanova et al., 2014, 2017, 2018, 2020; и др.]. В частности, в центральной части Карельского протократона (в районе оз. Верхнее Куйто) закартированы многочисленные палеопротерозойские мафические дайки, часть из которых датированы ~2.31 и 2.45 млрд лет [Stepanova et al., 2014]. Для оливиновых габбро-норитов, которые в районе оз. Северное Каменное в центральной части Гридинско-Амбарнинского домена, расположенного в центре Беломорского подвижного пояса и разграничивающего Карельский и Кольский протократоны, слагают серию небольших интрузивных тел неправильной формы, с отчетливо сохранившимися интрузивными контактами с вмещающими их тоналитовыми гнейсами, получен U–Pb (ID–TIMS) возраст по бадделейту 2404 ± 11 млн лет [Stepanova et al., 2020]. В Ветренном Поясе известны базиты с возрастом ~2.4 млрд лет [Mehelovskaya et al., 2016]. Непосредственно в бортах Керещкого и Кандалакшского грабенов известен раннепротерозойский гранулитовый порьегубский комплекс (см. рис. 4) и офиолитоподобные комплексы с возрастом около 2.7 млрд лет (рис. 9).

Для пробы В16-09 получен Sm–Nd модельный возраст $T_{DM} = 2.39$ млрд лет, который меньше, чем U–Pb возрасты 2572, 2550 и 2517 млн лет, полученные по трем навескам зерен циркона из этой пробы. Модельный возраст (T_{DM}) по породе дает оценку усредненного (валового) возраста выплавления из мантии магм, из которых

кристаллизовались породы, продуктами эрозии которых сложена обломочная порода, охарактеризованная изученной пробой. U–Pb изотопный возраст навесок dZr дает оценку усредненного возраста кристаллизации из расплава группы изученных dZr . Обратные соотношения валового модельного возраста T_{DM} и U–Pb изотопных возрастов навесок dZr для пробы В16-09 – это серьезный аргумент в пользу того, что в алевролитах терской свиты в месте отбора пробы В16-09 и, скорее всего, в месте отбора пробы В16-10, для которой получены оценки $T_{DM} = 2.31$ млрд лет, практически совпадающие с T_{DM} пробы В16-09, представлены продукты разрушения позднеархейских и палеопротерозойских кристаллических комплексов преимущественно ювенильного происхождения. Все это находится в хорошем согласии с тем, что среди источников материала для алевролитов терской свиты (проба В16-09 и, скорее всего, В16-10) значительную роль играли известные в пределах Балтийского щита базиты с палеопротерозойскими и позднеархейскими возрастными. Отметим в этой связи также хорошее соответствие возрастов T_{DM} – 2.31 и 2.39 млрд лет для проб В16-10 и В16-09 возрасту dZr раннепротерозойской группы G4 из пробы К18-501. Вместе с другими аргументами это позволяет предполагать, что первичными источниками dZr для группы G4 в пробе К18-501, а в пробах В16-09 и В16-10 практически всех dZr были одни и те же базитовые кристаллические комплексы.

Модельный возраст $T_{DM} = 2.85$ млрд лет для пробы В-1611 примерно на 0.3 млрд лет старше, чем самый древний U–Pb возраст одного зерна dZr – 2539 ± 22 млн лет из трех датированных индивидуальных зерен dZr из этой пробы. Таким образом, в пробе В16-11 зафиксировано наличие изотопно-зрелого корового вещества, валовый возраст протолита которого не моложе мезоархей, при U–Pb возрастах кристаллизации единичных цирконов – палеопротерозой – самое начало неархей.

В работе [Bibikova et al., 1996] представлены результаты U–Pb изотопного датирования единичных зерен циркона из проб кристаллических пород, отобранных в четырех локациях на Карельском берегу Кандалакшского залива, и определения Sm–Nd методом валового T_{DM} по этим же пробам. Для возраста получены значения 2.8 и 2.74–2.72 млрд лет, а для T_{DM} – 2.81–3.01 млрд. Отметим, что значения 2.74–2.72 млрд лет идеально соответствуют пиковому возрастному значению 2.73 млрд лет в группе G5 из пробы К18-501, а оценка валового $T_{DM} = 2.85$ млрд лет для пробы В16-11 соответствует среднему значению T_{DM} для кристаллических пород на Карельском берегу. Однако U–Pb возраст единичных dZr из пробы В16-11 значимо моложе возраста распространенных там пород, и таким образом, кристаллические комплексы Карельского берега не могут быть единственным источником dZr в пробе В16-11. Имеющиеся величины объяснимы, если в пробе В16-11 представлен набор dZr преимущественно с палеопротерозойскими и архейскими возрастными (например, такими,

как в группах G4 и G5 из пробы K18-501). Однако палеопротерозойские dZr должны происходить из пород, представляющих собой только метаморфически переработанный в палеопротерозое архейский коровый материал с минимальными добавками ювенильного мантийного материала (например, гранулиты порьегубского комплекса). Такой набор dZr обеспечит древние архейские значения валового T_{DM} .

В общем, на Балтийском щите выделено два крупных эпизода формирования мафических комплексов (проявления базитового магматизма) ~2.2–2.5 и ~2.7–2.9 млрд лет. В пробе K18-501 зафиксирована группа из 20 dZr с возрастом 2.4–2.5 млрд лет и повышенными отношениями Th/U (>1), в том числе для четырех dZr Th/U > 1.5, а также группа из десяти dZr с возрастом 2.7–2.9 млрд лет и повышенными (>1) значениями Th/U, в том числе для трех dZr Th/U > 1.5. Источниками dZr с такими высокими значениями Th/U могут быть как указанные выше базитовые и/или гранулитовые комплексы, так и древние осадочные комплексы, которые содержали продукты разрушения этих базитов и гранулитов. Так, например, в кварцитах токшинской свиты зафиксированы dZr с возрастом около 2.9 млрд лет и повышенными значениями Th/U (>1) [Mezhelovskaya et al., 2016].

В пробе K18-501 отчетливо проявилась группа из пяти dZr близкого возраста ~1.9 млрд лет с низкими (<0.1) величинами Th/U (см. рис. 8). В работе [Skublov et al., 2012] показано, что для циркона из эклогитов характерны пониженные (<0.1) величины Th/U, а также пониженные абсолютные содержания Th (3 г/т и ниже) и U (100 г/т и ниже) вместе с другими особенностями содержания РЗЭ. Именно такие низкие содержания Th и U зафиксированы для четырех dZr (рис. Б.2). Хотя «эклогитовые Th-U особенности» циркона не являются 100%-ными признаками его эклогитового происхождения, но все же совпадения возраста и низкие Th/U (<0.1) являются веским основанием считать источником таких dZr из пробы K18-501 близко расположенные эклогитовые комплексы. В этой связи отметим, что по бортам Керецкого и Кандалакшского грабенов известны как минимум четыре высокобарических эклогитовых комплекса, три из них – в районах Салма, Куру-Ваара и Гридино [Slabunov et al., 2019] (рис. 9). Все они имеют очень сложное внутреннее строение, обусловленное раннепротерозойской структурно-метаморфической переработкой (внедрение даек, деформации и наложенный метаморфизм) архейской земной коры [Slabunov et al., 2019; Skublov et al., 2011; Berezin et al., 2012; Travin, 2015; Dokukina et al., 2012; Dokukina, Mints, 2019; Mints, Dokukina, 2020]. Многочисленные исследования циркона из этих комплексов показали, что кристаллы чаще всего имеют неоднородное строение, обусловленное, в числе прочего, наличием ядер и оболочек, а также доменов, кайм и других особенностей зерен. Для этого циркона получены значения возраста от 1.8 до 2.9 млрд лет, группирующиеся около рубежей ~1.9, 2.4 и 2.7–2.8 млрд лет. Значения ~1.9 и

2.7–2.8 млрд лет до сих пор дискутируются как наиболее вероятный возраст эклогитизации в означенных комплексах. Не вдаваясь далее в эту тему, отметим только, что среди изученного в этих эклогитах циркона неоднократно зафиксированы кристаллы циркона с возрастом ~1.9 млрд лет и «эклогитовыми Th-U особенностями» [Skublov et al., 2011; Berezin et al., 2012]. Все это – веские основания считать источником dZr с возрастом ~1.9 млрд лет и низкими (<0.1) величинами Th/U, извлеченных из песчаников пробы K18-501, эклогитовые комплексы, распространенные на бортах Керецкого и Кандалакшского грабенов (или только какой-то один из этих комплексов).

В качестве аналогичного примера идентификации зерен циркона, источником которых были эклогиты, можно привести работу [Glorie et al., 2015], в которой представлены результаты изучения циркона из пород высокого и ультравысокого давления, в том числе эклогитов, Кокчетавского массива (северо-запад Центрального Казахстана) и зафиксирована небольшая группа кристаллов раннекембрийского циркона с Th/U < 0.1.

6. О ВОЗРАСТЕ ТЕРСКОЙ СВИТЫ И ВРЕМЕНИ ЗАЛОЖЕНИЯ КАНДАЛАКШСКОГО И КЕРЕЦКОГО ГРАБЕНОВ

Возраст пород терской свиты длительное время был предметом дискуссий и интерпретировался в широком интервале – от иотния (средний рифей) до дево-на [Kharitonov, 1958]. Стратиграфическое положение терской свиты ограничено снизу ранним протерозоем по возрасту гранитоидов, на которых терская свита за-легал, а сверху – поздним девоном по возрасту интрузий щелочных пород (в том числе и трубок взрыва), которые секут красноцветные породы терской свиты. По результатам изучения немногочисленных остатков микрофоссилий, обнаруженных в обнажениях около устья р. Чапома, терские песчаники были отнесены к верхнему рифею [Ragozina, Stepkin, 1979]. Сводка появившихся в последние годы данных по изотопной геохронологии пород терской свиты представлена в работе [Baluev et al., 2018b] и на рис. 3, где они помечены (б)–(и). Определение возраста четырех наиболее молодых U-Pb изотопных датировок dZr из песчаников терской свиты показало 1145±20 млн лет (см. рис. 8, в) и добавило еще одну датировку, показанную на рис. 3 символом (а).

Датирование 1145±20 млн лет означает, что терская свита не может быть древнее конца среднего рифея (стенения (Stenian) по Международной стратиграфической шкале: <https://stratigraphy.org/timescale/>), что в целом соответствует современным представлениям о средне- и позднерифейском возрасте терской свиты [State Geological Map..., 2004; Baluev et al., 2018b]. Значение 1145±20 млн лет близко к возрасту флюидиза-тов 1.10–1.12 млрд лет (см. рис. 3, датировка (з)), определенному $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ термоэмиссионным методом по цирконам вторичной генерации, извлеченным из

цементирующей массы флюидизатов, слагающих дайки, распространенные в юго-западном борту Онежского грабена [Baluev et al., 2012]. В соответствии с предлагаемой в этой работе интерпретацией, датированные кристаллы циркона образованы из суспензий – твердогазовых смесей, возникавших при прорыве глубинных флюидов в верхние горизонты коры через трещины в горных породах. Такие процессы в то время происходили по бортам активно развивавшихся в тот период Онежского и Керецкого грабенов. Если это так, то нельзя исключать того, что разновозрастные с флюидизатами самые молодые dZr из песчаников терской свиты сформированы в самих этих песчаниках при прохождении суспензий по трещинам, возникавшим при прорыве глубинного флюида в верхние горизонты коры.

В работе [Baluev et al., 2018b] Sm-Nd методом был определен возраст 821 ± 170 млн лет (см. рис. 3, датировка (д)) для кварц-микроклиновых метасоматитов, образованных по песчано-алевролитовым породам терской свиты в зоне аметистового месторождения мыса Корабль. Метасоматиты пересечены аметистовыми и кварц-флюоритовыми жилами, изохронный возраст которых по флюориту был определен как 690 ± 71 млн лет (см. рис. 3, датировка (е)). Довольно значительные отрицательные величины $\epsilon_{Nd}(t)$ для метасоматитов и флюорита (-11.3 и -12.1 соответственно) свидетельствуют о том, что при формировании метасоматитов и связанной с ними аметист-флюоритовой минерализации существенную роль играли флюиды, изотопно-равновесные древнему изотопно-зрелому коровому материалу. Следует отметить, что возраст аметист-флюоритовой минерализации близок ко времени внедрения базальтов солончужной толщи Онежского грабена [Nosova et al., 2008] (см. рис. 3, датировка (ж)).

Из пробы В-1610, представляющей собой алевролиты с обильным серицитом (серицитизированным мусковитом) на плоскостях напластования, был выделен концентрат серицита, по которому определен K-Ar методом возраст 1390 ± 25 млн лет [Baluev et al., 2018b], т.е. рубеж раннего и среднего рифея (см. рис. 3, датировка (в)). Это наиболее древний возраст, полученный по осадочным породам терской свиты. Серицит остался минералогически не изученным, и ответить на вопрос о его происхождении пока не представляется возможным. Возможны два варианта его происхождения. Первый – серицит в породе образовался на стадии катагенеза. Принципиальная теоретическая возможность этого существует в рамках предложенных О.В. Япакуртом представлений о формировании серицита на стадии преобразования осадка в породу. В частности, в своей работе он отмечал, что «в цементе песчаников возникают новообразования серицитоподобной слюды политапа $2M_1$ и магнезиального хлорита, которые вырастают в края терригенных зерен кварца и смектитов, а также в кливажные швы. Все это метаморфогенные образования ...» [Yapaskurt, 2015, с. 57]. Однако выше уже было отмечено, что изученные породы фактически лишены метаморфогенных преобразований,

что накладывает существенные ограничения на возможность понимания эпигенетической природы датированного серицита.

Другой вариант объяснения присутствия обильного серицита в алевролите на плоскостях напластования сводится к пониманию детритовой природы серицита. И действительно, K-Ar изотопный возраст (1390 ± 25 млн лет) серицита, отобранного с поверхностей напластования алевролитов, приходится на «провал в КПВ» возрастов dZr из песчаников той же терской свиты (см. рис. 8). В этой связи можно полагать, что в это время (около 1.4 млрд лет назад) в пределах структур Балтийского щита, прилегающих к Керецкому грабену, во-первых, не протекали процессы, обусловившие образование содержащих циркон комплексов, а, во-вторых, проявлялись процессы химического выветривания более древних гранитометаморфических комплексов. При этом слюдяные минералы этих гранитов и метаморфических пород, а также участвующие в их строении полевые шпаты испытывали серицитизацию. Выветрелые породы, сложенные, в числе прочего, серицитизированными слюдами и полевыми шпатами, а также коры выветривания по этим породам испытывали эрозию. Новообразованный серицит с изотопным возрастом ~ 1.4 млрд лет водотоками был перенесен с палеоводосборов в осадочный бассейн, в котором накапливалась терская свита. Возможность существенно более молодого возраста осадка по сравнению с возрастом слагающих его детритных минералов очевидна и недавно была продемонстрирована на примере осадков Аральского бассейна. Так, для силикатной компоненты современных осадков озер Тщebas и Малое Море оценка Rb-Sr изотопного псевдохронного возраста составила 160 ± 5 млн лет [Pokrovsky et al., 2017], а это является очевидным подтверждением вероятности того, что силикатная компонента современных осадков Аральского бассейна и датированный серицит в терской свите имеют детритовую природу. В противном случае следовало бы полагать, что K-Ar возраст был получен для метагенетического серицита, отобранного из верхних слоев моноклиально залегающей терригенной толщи, выполняющей Керецкий и Кандалакшский грабены, кристаллический фундамент которых фиксируется сейсмическими методами на 8-километровой глубине. Поскольку нижележащие горизонты выполнения грабена древнее верхних, время заложения грабенов следовало бы отнести, по крайней мере, к поздним этапам раннего рифея.

К возрастным оценкам по слюдам следует относиться с большой осторожностью. Во-первых, для слюд характерна высокая чувствительность к наложенным геологическим процессам, вследствие чего в слюдах нарушаются K-Ar отношения и, соответственно, искажается истинный изотопный возраст, обычно в сторону их омоложения (см., например [Kuznetsov et al., 2000]). Во-вторых, для пород с возрастом древнее 500 млн лет расчет их возраста K-Ar изотопным методом приводит часто к недостоверным результатам [Sklyarov et

al., 2001]. Так, подвергнуты сомнению K-Ar датировки основных вулканитов из Солозерской скважины, определившие их возраст 1300 млн лет [Konstantinovskiy, 1977]. Впоследствии время формирования базальтов солозерской толщи было пересмотрено по Sm-Nd датировкам в сторону уменьшения до 667 ± 31 млн лет (см. рис. 3, датировка (ж)) [Nosova et al., 2008].

7. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ИСТОЧНИКОВ СНОСА ТЕРСКОЙ СВИТЫ

Согласно имеющимся палеотектоническим реконструкциям, раннедокембрийский остов ВЕП – Протобалтика – до начала среднего рифея был частью суперконтинента Колумбия (Нуна), при этом Варангер-Тимано-Уральский край Протобалтики располагался во внутренней части Колумбии [Cawood et al., 2011; Evans, Mitchell, 2011; Zhao et al., 2011; Zhang et al., 2012; Ernst et al., 2016; и др.]. Таким образом, РСБМ начинала свое развитие как внутриконтинентальная структура, а ее заложение, скорее всего, было связано с распадом Колумбии. Ограничение максимального возраста части терской свиты выше изученного уровня концом среднего рифея (1145 ± 20 млн лет) свидетельствует о том, что заполнение Керещкого и Кандалакшского грабенов РСБМ продолжалось в период, когда Протобалтика уже была вычленена из Колумбии, но еще не вовлечена в Родинию.

Палеоконтинент Протобалтика в конце среднего и в позднем рифее дрейфовал к югу от палеоэкватора, повернулся по часовой стрелке примерно на 160° и приключился к Родинии. При этом северо-западная часть Протобалтики оказалась пространственно и структурно сопряжена с Гренландией (с гренландским краем Лаврентии), а западная часть – с Амазонией (докембрийский остов Южной Америки) [Li et al., 2008; Evans, 2009]. Лаврентию, Протобалтику и Амазонию соединял коллизионный пояс, орогенические события в котором коллективно называют Гренвильской орогией [Li et al., 2008]. При раскрытии океана Япетус в позднем неопротерозое [Bingen et al., 1998; Cawood et al., 2011; Levashova et al., 2015] от Родинии был отделен палеоконтинент Балтика, включавший в себя как Протобалтику, так и фрагмент Гренвильского орогена, реликты которого сохранились в Свеконорвежском домене ВЕП [Bogdanova et al., 2008] (см. рис. 1, б).

Небольшие количества dZr с возрастом 1.4–1.2 млрд лет, зафиксированные в большинстве изученных проб из средне- и позднерифейских толщ северо-востока ВЕП, для которых неизвестны очевидные крупнообъемные первичные источники в пределах Протобалтики, могли происходить из структур Гренвильского орогена, реликты которых сохранились по периферии Лаврентии и/или Амазонии [Kirkland et al., 2011]. Гренвильский ороген, по-видимому, был грандиозным высокостоящим горным сооружением наподобие современных Гималаев и активно эродировался. Однако продукты его разрушения в значимых количествах не зафиксированы в осадочных толщах северо-восточной

части ВЕП: ни в разновозрастных с этой орогией средне- и позднерифейских толщах (рис. 10), ни даже в более молодых вендско-кембрийских толщах (см. обзорные работы [Kirkland et al., 2011; Kuznetsov et al., 2014b; Ershova et al., 2019]).

Значимые количества таких dZr зафиксированы только в комплексах, чужеродных Балтике, в частности в некоторых единицах каледонских покровов Скандинавии [Kirkland et al., 2011] и Ишеримском блоке запада Северного Урала [Petrov, 2017], а также в верхневендских толщах уральской периферии Балтики, сложенных продуктами эрозии небалтийских источников [Kuznetsov et al., 2012a, 2012b, 2014b]. Это указывает на то, что в конце среднего и в позднем рифее в пределах Родинии со стороны Гренвильского орогена в сторону восточной и северо-восточной части Протобалтики, а в венде со стороны Свеконорвежского домена в сторону восточной и северо-восточной части Балтики не было крупных седиментационных потоков. Такой вывод согласуется с известными палеогеографическими реконструкциями [Bronguleev, 1981].

На ранних стадиях развития РСБМ растяжение коры было выражено в формировании системы однообразно ориентированных грабенов, разделенных поднятиями (современный аналог – Провинция Бассейнов и Хребтов на западе Северной Америки). Эти бассейны могли время от времени иметь связь с Мировым океаном. Такая топографическая ситуация не благоприятствует развитию крупных рек. Часто грабены и прилегающие к ним регионы – это бессточные бассейны, заполняющиеся исключительно за счет детрита местного происхождения. Никакого перемешивания кластического материала практически не происходит, поэтому провенанс-сигналы из отложений близких грабенов и даже внутри одного грабена могут существенно различаться и определяются местными локальными источниками, а также любыми, даже небольшими, локальными изменениями в палеогеографических обстановках. Так, в изученных пробах K18-501, B16-09 и B16-11, которые отбирались в очень близких локациях, тем не менее, зафиксированы существенные различия в провенанс-сигналах. Вариабельность провенанс-сигналов типична для нижних уровней разрезов толщ, выполняющих грабены РСБМ. При этом толщи, занимающие более высокое стратиграфическое положение, могут формироваться в других обстановках, когда на месте всей системы грабенов или ее части мог возникнуть более обширный осадочный бассейн. В случае РСБМ это унаследованный обширный венд-палеозойский Мезенский бассейн.

Визуальное сопоставление набора U-Pb возрастов dZr из терской свиты с аналогичными данными по позднедокембрийским толщам северо-востока ВЕП (рис. 10; табл. А.1, А.2), подтверждаемое количественным тестом Колмогорова-Смирнова (табл. Б.6), не выявило значимого сходства ни с одним из наборов. Также оказались не похожи между собой провенанс-сигналы толщ из средне- и позднерифейских толщ географически

разных локаций северо-востока ВЕП. Таким образом, терская свита была сформирована преимущественно за счет накопления продуктов размыва бортов Канда-лакшского и Керецкого грабенов. В размыв также попали известные в Беломорье эклогитовые комплексы.

Те dZr из терской свиты, для которых не определены потенциальные первичные источники, близкие к

Керецкому и Кандалакшскому грабенам, не были при-внесены издалека, а, скорее всего, были рециклны из древних осадочных образований, например из веществ-ных и стратиграфических эквивалентов раннериф-фейских приозерской и салминской свит Приладожья (табл. A.2, S02), раннепротерозойской тошкинской свиты Ветреного пояса (табл. A.2, S01), среднепротерозойской

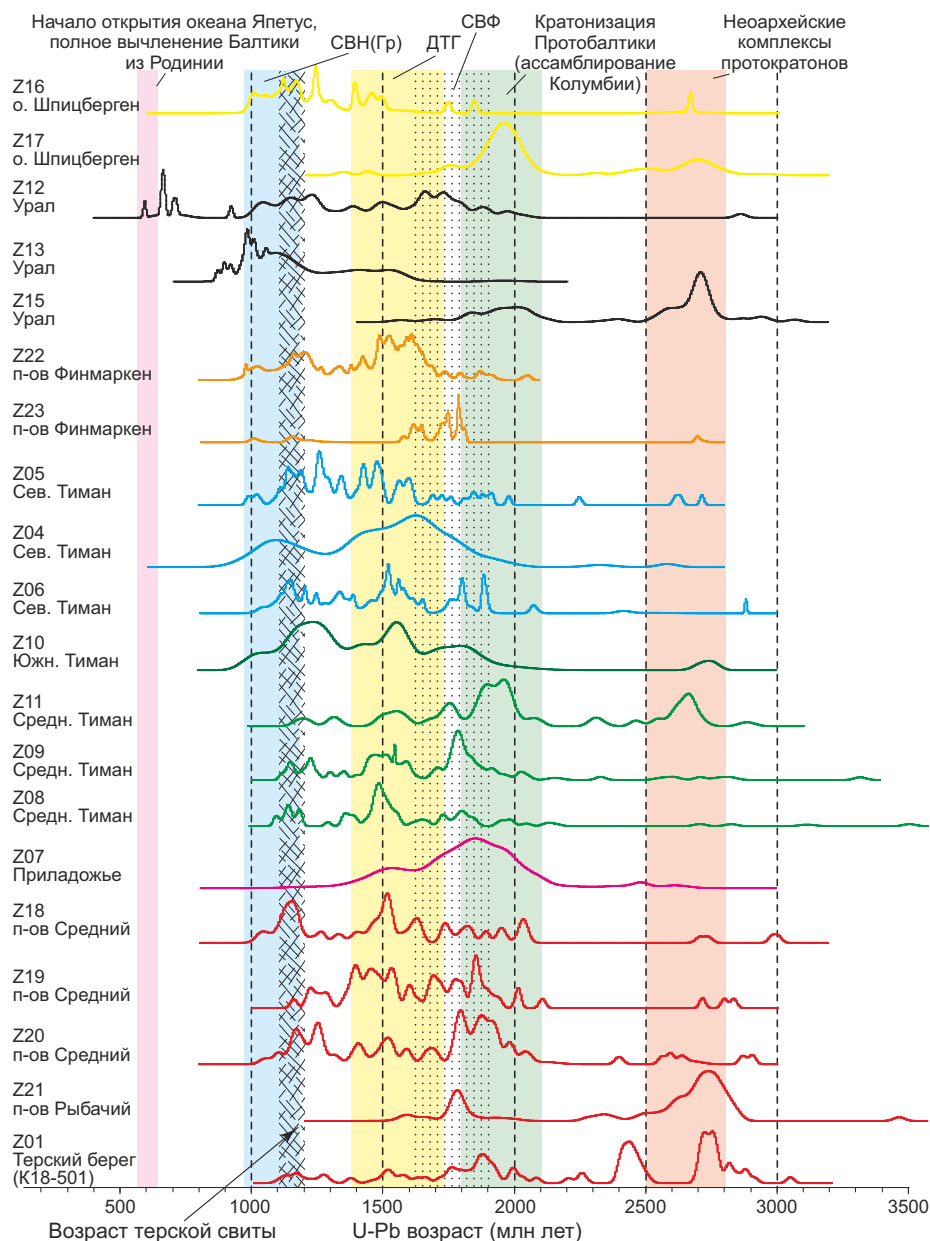


Рис. 10. Сводная схема КПВ U-Pb возрастов dZr (провенанс-сигналов) из позднедокембрийских толщ северо-восточных частей ВЕП и ее обрамления.

Источники данных см. табл. A.1. КПВ для толщ из грабенов РСБМ показаны красным цветом, Приладожья – малиновым, Тимана – зеленым и синим, Урала – черным, и т.п. Цветные полосы показывают интервалы возрастов некоторых тектонических событий, проявленных в ВЕП и ее обрамлении. Орогении СЗ ВЕП: СВН(Гр) – Свеконорвежская (Гренвильская), ДТГ – Дано-Полонская, Телемаркская и Готская, СВФ – Свекофеннская.

Fig. 10. Summary of probability density curves of the U-Pb ages of dZr grains (provenance signals) from the Late Precambrian strata in the northeastern EEP and adjacent areas.

See Table A.1 for the data sources: red – DPP data for the strata from WSRS, crimson – Ladoga region, green and blue – Timan, black – the Urals, etc. Coloured stripes – age intervals of tectonic events in the EEP and adjacent regions. Orogeny NW EEP: СВН(Гр) – Sveconorwegian (Grenville), ДТГ – Dano-Polonian, Telemarkian and Gothian, СВФ – Svecofennian.

ладожской серии (табл. А.2, S03 [Kotova et al., 2006]), а также других несохранившихся древних осадочных толщ. Они могли быть вторичными источниками dZr, первичные источники которых находятся в пределах ВЕП, располагаются на большом удалении от Керецкого и Кандалакшского грабенов или вообще неизвестны.

8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные новые U-Pb изотопные возрасты dZr из терской свиты (провенанс-сигнал), дополненные определениями геохимического состава пород и результатами их изотопного Sm-Nd изучения, совместно с данными предшествующих исследований по изотопной геохронологии толщи пород, выполняющих палеограбены РСБМ, а также сравнительный анализ провенанс-сигналов терской свиты и других позднедокембрийских толщ северо-востока ВЕП и сопредельных регионов позволили получить следующие выводы.

1. Средневзвешенный возраст четырех наиболее молодых U-Pb изотопных датировок dZr из терской свиты составляет 1145 ± 20 млн лет. Это означает, что часть разреза терской свиты, залегающая выше изученного уровня, не может быть древнее конца среднего рифея и ограничивает снизу возраст накопления синрифтовых отложений Керецкого грабена.

2. Геохимические особенности пород терской свиты свидетельствуют о существенной роли процессов рециклинга в формировании ее терригенных пород и подтверждают высказанное ранее предположение о морском характере бассейна, частью которого был Керецкий грабен в конце среднерифейского времени.

3. Абсолютная несхожесть провенанс-сигналов из средне- и позднерифейских толщ географически разных локаций северо-востока ВЕП подтверждает палеогеографическую обстановку, существовавшую в области заложения РСБМ в конце среднего рифея и в позднем рифее, в виде изолированных небольших (часто бессточных) бассейнов. Эти бассейны могли время от времени иметь связь с Мировым океаном. Такая палеогеографическая ситуация не благоприятствовала развитию крупных рек, поэтому грабены были заполнены преимущественно детритным материалом местного происхождения.

4. Терская свита сформирована преимущественно за счет накопления продуктов размыва комплексов, слагающих борта Керецкого и Кандалакшского грабенов и, в том числе, эрозионных продуктов известных в Беломорье эклогитовых комплексов с возрастом метаморфизма ~ 1.9 млрд лет. Идентифицированы также специфические первичные источники – базиты с возрастом ~ 2.7 – 2.9 млрд лет, а также базиты с возрастом ~ 2.4 – 2.5 млрд лет, являющиеся частью очень редкой раннепротерозойской и позднеархейской магматической и метаморфической активизации, проявленной в пределах структур, представленных в современном строении Балтийского щита. Те dZr из терской свиты, для которых нет потенциальных близких первичных источников около Керецкого грабена, не были

привнесены издалека, а были рециклины из местных древних осадочных образований.

9. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Andreichev V.L., Soboleva A.A., Gehrels G., 2014. U-Pb Dating and Provenance of Detrital Zircons from the Upper Precambrian Deposits of North Timan. *Stratigraphy and Geological Correlation* 22 (2), 147–159. <https://doi.org/10.1134/s0869593814020026>.

Andreichev V.L., Soboleva A.A., Hourigan J.K., 2017. Results of U-Pb (LA-ICP-MS) Dating of Detrital Zircons from Terrigenous Sediments of the Upper Part of the Precambrian Basement of Northern Timan. *Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological Series* 92 (1), 10–20 (in Russian) [Андреичев В.Л., Соболева А.А., Хоуриган Дж.К. Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из терригенных отложений верхней части докембрийского фундамента Северного Тимана // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2017. Т. 92. № 1. С. 10–20].

Andreichev V.L., Soboleva A.A., Khubanov V.B., Sobolev I.D., 2018. U-Pb (LA-ICP-MS) Age of Detrital Zircons from Meta-Sedimentary Rocks of the Upper Precambrian Section of Northern Timan. *Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological Series* 93 (2), 14–26 (in Russian) [Андреичев В.Л., Соболева А.А., Хубанов В.Б., Соболев И.Д. U-Pb (LA-ICP-MS) возраст детритовых цирконов из метаосадочных пород основания верхнедокембрийского разреза Северного Тимана // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2018. Т. 93. № 2. С. 14–26].

Aplonov S.V., Fedorov D.L. (Eds), 2006. *Geodynamics and Possible Oil and Gas Potential of the Mezensk Sedimentary Basin*. Nauka, Saint Petersburg, 319 p. (in Russian) [Геодинамика и возможная нефтегазоносность Мезенского осадочного бассейна / Ред. С.В. Аплонов, Д.Л. Федоров. СПб.: Наука, 2006. 319 с.].

Baluev A.S., 2006. Geodynamics of the Riphean Stage in the Evolution of the Northern Passive Margine of the East European Craton. *Geotectonics* 40 (3), 183–196. <https://doi.org/10.1134/S0016852106030034>.

Baluev A.S., Brusilovsky Yu.V., Ivanenko A.N., 2018a. The Crustal Structure of Onega-Kandalaksha Paleorift Identified by Complex Analysis of the Anomalous Magnetic Field of the White Sea. *Geodynamics & Tectonophysics* 9 (4), 1293–1312 (in Russian) [Балуев А.С., Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н. Структура земной коры Онежско-Кандалакшского палеорифта по данным комплексного анализа аномального магнитного поля акватории Белого моря // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 4. С. 1293–1312]. <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-4-0396>.

Baluev A.S., Kolodyazhnyi S.Yu., Terekhov E.N., Lebedev V.A., Serov P.A., 2018b. Problems of the Initiation Time and Tectonic Evolution of the Onega-Kandalaksha Paleorift in the Light of Isotope Geochronology Data. *Proceedings of Higher Educational Establishments. Geology and Exploration* 5, 5–11 (in Russian) [Балуев А.С., Колодяжный С.Ю., Терехов Е.Н., Лебедев В.А., Серов П.А. Проблемы времени

заложения и тектонической эволюции Онежско-Кандалакшского палеорифта в свете данных изотопной геохронологии // Известия вузов. Геология и разведка. 2018. № 5. С. 5–11]. <https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019162-86>.

Baluev A.S., Zhuravlev V.A., Terekhov E.N., Przhivalgovskii E.S., 2012. Tectonics of the White Sea and Adjacent Areas. The Explanatory Notes to the Tectonic Map of the White Sea and Adjacent Areas, at a Scale of 1:500000. Proceedings of GIN RAS. Iss. 597. GEOS, Moscow, 104 p. (in Russian) [Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов А.Н., Пржиалговский Е.С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий: Объяснительная записка к Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий масштаба 1:500000 // Труды ГИН РАН. М.: GEOS, 2012. Вып. 597. 104 с.].

Berezin A.V., Skublov S.G., Bogomolov E.S., Travin V.V., Marin Y.B., 2012. New U-PB and Sm-Nd Ages and P-T Estimates for Eclogitization in the Fe-Rich Gabbro Dyke in Gridino Area (Belomorian Mobile Belt). *Doklady Earth Sciences* 444, 760–765. <https://doi.org/10.1134/S1028334X12060207>.

Bibikova E.V., Skiöld T., Bogdanova S.V., 1996. Age and Geodynamic Aspects of the Oldest Rocks in the Precambrian Belomorian Belt of the Baltic (Fennoscandian) Shield. In: T.S. Brewer (Ed.), *Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region*. Geological Society of London 112, p. 55–67. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.112.01.04>.

Bingen B., Demaiffe D., van Breemen O., 1998. The 616 Ma Old Egersund Basaltic Dike Swarm, SW Norway, and Late Neoproterozoic Opening of the Iapetus Ocean. *Journal of Geology* 106 (5), 565–574. <https://doi.org/10.1086/516042>.

Bingen B., Nordgulen Ø., Viola G., 2008. A Four-Phase Model for the Sveonorwegian Orogeny, SW Scandinavia. *Norwegian Journal of Geology* 88, 43–72.

Bogdanov Y.B., Savvatenkov V.V., Ivanikov V.V., Frank-Kamenetsky D.A., 2003. Isotopic Age of Volcanic Rocks of the Riphean Salma Suite. In: *Isotope Geochronology and Solution of Problems in Geodynamics and Ore Genesis*. Proceedings of the II Russian Conference on Isotope Geochronology (November 25–27, 2003). Center for Information Culture, Saint Petersburg, p. 71–72 (in Russian) [Богданов Ю.Б., Савватенков В.В., Иваников В.В., Франк-Каменецкий Д.А. Изотопный возраст вулканитов салминской свиты рифея // Изотопная геохронология и решение проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии (25–27 ноября 2003 г.). СПб.: Центр информационной культуры, 2003. С. 71–72].

Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Yu.A., 2008. The East European Craton (Baltica) before and during the Assembly of Rodinia. *Precambrian Research* 160 (1–2), 23–45. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.024>.

Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbachev R., Orlyuk M.I., 1996. Riphean Rifting and Major Palaeoproterozoic Crustal Boundaries in the Basement of the East European Craton:

Geology and Geophysics. Tectonophysics 268 (1–4), 1–21. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00232-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00232-6).

Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J., 2008. The Lu-Hf and Sm-Nd Isotopic Composition of CHUR: Constraints from Unequilibrated Chondrites and Implications for the Bulk Composition of Terrestrial Planets. *Earth and Planetary Science Letters* 273 (1–2), 48–57. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.010>.

Bronguleev V.V. (Ed.), 1981. *Sedimentary Cover Maps of the East European Platform (Upper Proterozoic)*. Scale 1:5000000. MSU Publishing House, Moscow, 10 sh. (in Russian) [Карты мощности осадочного чехла Восточно-Европейской платформы (верхний протерозой). Масштаб 1:5000000 / Ред. В.В. Бронгулеев. М.: Изд-во МГУ, 1981. 10 л.].

Cawood P.A., McCausland P.J.A., Dunning G.R., 2011. Opening Iapetus: Constraints from the Laurentian Margin in Newfoundland. *Geological Society of America Bulletin* 113 (4), 443–453. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<0443:OICFTL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<0443:OICFTL>2.0.CO;2).

Chamov N.P., 2016. Structure and Development of the Central Russian-White Sea Province in Neoproterozoic. Proceedings of GIN RAS. Iss. 609. GEOS, Moscow, 238 p. (in Russian) [Чамов Н.П. Строение и развитие Среднерусско-Беломорской провинции в неопротерозое // Труды ГИН РАН. М.: GEOS, 2016. Вып. 609. 238 с.].

Condie K.C., 1993. Chemical Composition and Evolution of the Upper Continental Crust: Constrasting Results from Surface Samples and Shales. *Chemical Geology* 104 (1–4), 1–37. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90140-E](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90140-E).

Condie K.C., 2011. *Earth as an Evolving Planetary System*. Elsevier, Amsterdam, 574 p. <https://doi.org/10.1016/C2010-0-65818-4>.

Condie K.C., Lee D., Farmer G.L., 2001. Tectonic Setting and Provenance of the Neoproterozoic Uinta Mountain and Big Cootonwood Groups, Northern Utah: Constrains from Geochemistry, Nd Isotopes, and Detrital Modes. *Sedimentary Geology* 141–142, 443–464. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00086-0](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00086-0).

Condie K.C., O'Neill C., Aster R.C., 2009. Evidence and Implications for a Widespread Magmatic Shutdown for 250 My on Earth. *Earth and Planetary Science Letters* 282 (1–4), 294–298. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.03.033>.

Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L., 1995. The Influence of Sediment Recycling and Basement Composition on Evolution of Mudrock Chemistry in the South-Western United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59 (14), 2919–2940. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00185-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00185-9).

Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J., 2006. The Lapland-Kola Orogen: Palaeoproterozoic Collision and Accretion of the Northern Fennoscandian Lithosphere. *Geological Society London Memoirs* 32, 579–598. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.35>.

Degtyarev K.E., Tretyakov A.A., Kuznetsov N.B., Tolmacheva T.Y., Belousova E.A., Romanyuk T.V., 2018. Structure, Age, and Settings of Formation of Ordovician Complexes of the Northwestern Frame of the Kokchetau Massif, Northern Kazakhstan. *Stratigraphy and Geological Correlation*

26, 514–533. <https://doi.org/10.1134/S086959381803005X>.

Dokukina K.A., Bayanova T.B., Kaulina T.V., Travin A.V., Mints M.V., Konilov A.N., Serov P.A., 2012. The Belomorian Eclogite Province: Sequence of Events and Age of the Igneous and Metamorphic Rocks of the Gridino Association. *Russian Geology and Geophysics* 53 (10), 1023–1054. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2012.08.006>.

Dokukina K., Mints M., 2019. Subduction of the Mesoproterozoic Spreading Ridge and Related Metamorphism, Magmatism and Deformation by the Example of the Gridino Eclogitized Mafic Dyke Swarm, the Belomorian Eclogite Province, Eastern Fennoscandian Shield. *Journal of Geodynamics* 123, 1–37. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.11.003>.

Elhoul S., Belousova E., Griffin W.L., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., 2006. Trace Element and Isotopic Composition of GJ-Red Zircon Standard by Laser Ablation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70 (18), A158. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2006.06.1383>.

Ernst R.E., Hamilton M.A., Soderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S. et al., 2016. Long-Lived Connection between Southern Siberia and Northern Laurentia in the Proterozoic. *Nature Geoscience* 9, 464–469. <https://doi.org/10.1038/ngeo2700>.

Ershova V.B., Ivleva A.S., Podkovyrov V.N., Khudoley A.K., Fedorov P.V., Stockli D., Anfinson O., Maslov A.V., Khubanov V., 2019. Detrital Zircon Record of the Mesoproterozoic to Lower Cambrian Sequences of NW Russia: Implications for the Paleogeography of the Baltic Interior. *GFF* 141 (4), 279–288. <https://doi.org/10.1080/11035897.2019.1625073>.

Evans D.A.D., 2009. The Palaeomagnetically Viable, Long-Lived and All-Inclusive Rodinia Supercontinent Reconstruction. In: J.B. Murphy, J.D. Keppie, A.J. Hynes (Eds), *Ancient Orogens and Modern Analogues*. Geological Society of London Special Publications 327, p. 371–404. <https://doi.org/10.1144/SP327.16>.

Evans D.A.D., Mitchell R.N., 2011. Assembly and Break-up of the Core of Paleoproterozoic–Mesoproterozoic Supercontinent Nuna. *Geology* 39 (5), 443–446. <https://doi.org/10.1130/G31654.1>.

Glebovitskii V.A. (Ed.), 2005. *The Early Precambrian of the Baltic Shield*. Nauka, Saint Petersburg, 711 p. (in Russian) [Ранний докембрий Балтийского щита / Ред. В.А. Глебовицкий. СПб.: Наука, 2005. 711 с.].

Glorie S., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Andersen T., Plavsa D., Izmer A., Vanhaecke F., De Grav J., 2015. Formation of the Kokchetau Subduction–Collision Zone (Northern Kazakhstan): Insights from Zircon. *Gondwana Research* 27 (1), 424–438. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.10.012>.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B., 1988. Nd and Sr Isotopic Systematics of River Water Suspended Material: Implications for Crustal Evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 87 (3), 249–265. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90013-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90013-1).

Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., 2008. GLITTER: Data Reduction Software for Laser Ablation ICP-MS. 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.

Harrison T.M., Watson E.B., Aikman A.B., 2007. Temperature Spectra of Zircon Crystallization in Plutonic Rocks. *Geology* 35 (7), 635–638. <https://doi.org/10.1130/G23505A.1>.

Herron M.M., 1988. Geochemical Classification of Terrigenous Sands and Shales from Core or Log Data. *Journal of Sedimentary Research* 58 (5), 820–829. <https://doi.org/10.1306/212F8E77-2B24-11D7-8648000102C1865D>.

Horstwood M.S.A., Kosler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton Ch., Pearson N.J., Sircombe K. et al., 2016. Community-Derived Standards for LA-ICP-MS U-(Th)-Pb Geochronology – Uncertainty Propagation, Age Interpretation and Data Reporting. *Geostandards and Geoanalytical Research* 40 (3), 311–332. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2016.00379.x>.

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., 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>.

Kaczmarek M.A., Müntener O., Rubatto D., 2008. Trace Element Chemistry and U–Pb Dating of Zircons from Oceanic Gabbros and Their Relationship with Whole Rock Composition (Lanzo, Italian Alps). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 155, 295–312. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0243-3>.

Kazanin G.S., Zhuravlev V.A., Pavlov S.P., 2006. Structure of the Sedimentary Cover and Petroleum Capacities of the White Sea. *Drilling and Oil* 2, 26–28 (in Russian) [Казанин Г.С., Журавлев В.А., Павлов С.П. Структура осадочного чехла и перспективы нефтегазоносности Белого моря // Бурение и нефть. 2006. № 2. С. 26–28].

Kharitonov L.Ya. (Ed.), 1958. *Geology of the USSR. Murmansk Region. Geological Description. Vol. XXVII. Part 1*. Moscow, Gosgeoltekhizdat, 716 p. (in Russian) [Геология СССР. Мурманская область: Геологическое описание / Ред. Л.Я. Харитонов. М.: Госгеолтехиздат, 1958. Т. XXVII. Ч. 1. 716 с.].

Kheraskova T.N., Sapozhnikov R.B., Volozh Yu.A., Antipov M.P., 2006. Geodynamics and Evolution of the Northern East European Platform in the Late Precambrian as Inferred from Regional Seismic Profiling. *Geotectonics* 6, 434–449. <https://doi.org/10.1134/S0016852106060021>.

Kirkland C.L., Bingen B., Whitehouse M.J., Beyer E., Griffin W.L., 2011. Neoproterozoic Palaeogeography in the North Atlantic Region: Inferences from the Akkajaure and Seve Nappes of the Scandinavian Caledonides. *Precambrian Research* 186 (1–4), 127–146. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.01.010>.

Kirkland C.L., Daly J.S., Chew D.M., Page L.M., 2008. The Finnmarkian Orogeny Revisited: An Isotopic Investigation in Eastern Finnmark, Arctic Norway. *Tectonophysics* 460, 158–177. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.08.001>.

- Kirkland C.L., Smithies R.H., Taylor R.J.M., Evans N., McDonald B., 2015. Zircon Th/U Ratios in Magmatic Environments. *Lithos* 212–215, 397–414. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.11.021>.
- Konopleva N.G., 1979. Main Problems of Stratigraphy of the Upper Precambrian Baltic Shield and Adjacent Territories. In: *Stratigraphy of the Upper Proterozoic of the USSR (Riphean and Vendian)*. Nauka, Leningrad, p. 125–129 (in Russian) [Коноплева Н.Г. Основные вопросы стратиграфии верхнего докембрия Балтийского щита и прилегающих территорий // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Л.: Наука, 1979. С. 125–129.].
- Konstantinovskiy A.A., 1977. Riphean Onega-Kandalaksha Graben of the East European Platform. *Geotectonics* 3, 38–45 (in Russian) [Константиновский А.А. Рифейский Онежско-Кандалакшский грабен Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1977. № 3. С. 38–45].
- Korja A., Lahtinen R., Nironen M., 2006. The Svecofennian Orogen: A Collage of Microcontinents and Island Arcs. *Geological Society London Memoirs* 32, 561–578. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.34>.
- Korsakov A.K., Mezhelovskaya S.V., Mezhelovsky A.D., 2015. Quartzites of the Toksha Formation (Proterozoic) in the Vetreny Belt: Composition, Conditions of Formation and Deformation. *Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological Section* 90 (1), 7–17 (in Russian) [Корсаков А.К., Межеловская С.В., Межеловский А.Д. Кварциты токшинской свиты (протерозой) Ветреного пояса: состав, условия образования и деформации // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. Отдел геологический. 2015. Т. 90. № 1. С. 7–17].
- Kostyuchenko S.L., Gee D., Egorin A.V., Sapozhnikov R.B., 2006. Structure and Geodynamics of the Crust in the Northeast European Part of Russia. In: *Structure and Dynamics of Lithosphere of Eastern Europe. EUROPROBE Research Results. GEOKART, GEOS, Moscow*, p. 540–553 (in Russian) [Костюченко С.Л., Джи Д., Егоркин А.В., Сапожников Р.Б. Структура и геодинамика земной коры северо-востока европейской части России // Строение и динамика литосферы Восточной Европы: Результаты исследований по программе EUROPROBE. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. С. 540–553].
- Kostyuchenko S.L., Romanyuk T.V., 1997. On the Nature of the Mezen Gravitational Maximum. *Physics of the Earth* 11, 2–18 (in Russian) [Костюченко С.Л., Романюк Т.В. О природе Мезенского гравитационного максимума // Физика Земли. 1997. № 11. С. 2–18].
- Kotova L.N., Glebovitskiy V.A., Kotov A.B., Podkovyrov V.N., Savatenkov V.M., 2006. Provenance and Source of Metaterigenous Rocks of the Ladoga Group: Results of Geochemical and Sm-Nd Isotope-Geochemical Study. *Doklady Earth Sciences* 410, 225–228. <https://doi.org/10.1134/S1028334X0607004X>.
- Kotova L.N., Podkovyrov V.N., 2014. Lower Proterozoic Orthorocks in the Svecofennides of the Savo Belt (Western Ladoga Region): Geochemical Properties. *Stratigraphy and Geological Correlation* 22, 447–464. <https://doi.org/10.1134/S0869593814050062>.
- Krogh T.E., 1973. A Low Contamination Method for Hydrothermal Decomposition of Zircons and Extraction of U and Pb for Isotopic Age Determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 37 (3), 485–495. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(73\)90213-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(73)90213-5).
- Kuptsova A.V., Khudoley A.K., Davis W., Rainbird R.H., Kovach V.P., Zagornaya N.Y., 2011. Age and Provenances of Sandstones from the Riphean Priozersk and Salmi Formations in the Eastern Pasha-Ladoga Basin (Southern Margin of the Baltic Shield). *Stratigraphy and Geological Correlation* 19, 125–140. <https://doi.org/10.1134/S0869593811020067>.
- Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Alekseev A.S., Romanyuk T.V., 2014a. New Data on Detrital Zircons from the Sandstones of Lower Cambrian Brusov Formation (White-Sea Region, East-European Craton): Unraveling the Timing of the Onset of the Arctida-Baltica Collision. *International Geology Review* 56 (16), 1945–1963. <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.977968>.
- Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Romanyuk T.V., Rud'ko S.V., 2019. Pre-Mesozoic Crimea as a Continuation of the Dobrogea Platform: Insights from Detrital Zircons in Upper Jurassic Conglomerates, Mountainous Crimea. *International Journal of Earth Sciences* 108, 2407–2428. <https://doi.org/10.1007/s00531-019-01770-2>.
- Kuznetsov N.B., Meert J.G., Romanyuk T.V., 2014b. Ages of the Detrital Zircons (U/Pb, La-ICP-MS) from Latest Neoproterozoic – Middle Cambrian(?) Asha Group and Early Devonian Takaty Formation, the South-Western Urals: A Testing of an Australia-Baltica Connection within the Rodinia. *Precambrian Research* 244, 288–305. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.09.011>.
- Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A., O'Reilly S.Y., Griffin W.L., 2010a. Geochronological, Geochemical and Isotopic Study of Detrital Zircon Suites from Late Neoproterozoic Clastic Strata along the NE Margin of the East European Craton: Implications for Plate Tectonic Models. *Gondwana Research* 17 (2–3), 583–601. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.08.005>.
- Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A., O'Reilly S.Y., Kulikova K.V., Soboleva A.A., Udoratina O.V., 2010b. The First Results of the Dating (U/Pb) and Isotopic-Geochemistry Study of the Detrital Zircons from the Neoproterozoic Sandstones of the Southern Timan (Djemim-Parma Hill). *Doklady Earth Sciences* 435, 1676–1683. <https://doi.org/10.1134/S1028334X10120263>.
- Kuznetsov N.B., Orlov S.Yu., Miller E.L., Shazillo A.V., Dronov A.V., Soboleva A.A., Udoratina O.V., Gehrels G., 2011. The First Results of the U/Pb Dating (LA ICP MS) of the Detrital Zircons from Early Paleozoic and Devonian Sandstones of the of Baltica-Ladoga Region (South Ladoga Area). *Doklady Earth Sciences* 438, 759–765. <https://doi.org/10.1134/S1028334X11060316>.
- Kuznetsov N.B., Priyatkina N.S., Rud'ko S.V., Shatsillo A.V., Collins W.J., Romanyuk T.V., 2018a. Primary Data on U/Pb-Isotope Ages and Lu/Hf-Isotope Geochemical Systematization of Detrital Zircons from the Lopatinskii Formation (Vendian–Cambrian Transition Levels) and the Tectonic Nature

of Teya–Chapa Depression (Northeastern Yenisei Ridge). *Doklady Earth Sciences* 479, 286–289. <https://doi.org/10.1134/S1028334X18030042>.

Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., Belousova E.A., 2018b. The First Results of U–Pb Isotope Dating of Detrital Zircons from the Upper Mesoproterozoic Gulliksenfjellet Quartzite (Southern Part of Wedel Jarlsberg Land, Southwest Spitsbergen). *Doklady Earth Sciences* 479 (1), 305–309. <https://doi.org/10.1134/S1028334X18030194>.

Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., Shatsillo A.V., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Meert J., 2012a. The Age of Detrital Zircons from Asha Group, Southern Ural – Verification of Idea about the Spatial Conjugation of Baltica and Australia within the Rodinia Supercontinent (a Positive Test of the Australia Upside Down Conception). *Lithosphere* 4, 59–77 (in Russian) [Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Меерт Дж. Возраст детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала – подтверждение пространственной сопряженности Уральского края Балтики и Квинслендского края Австралии в Родинии ("Australia Upside Down Conception") // *Литосфера*. 2012. № 4. С. 59–77].

Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., Shatsillo A.V., Orlov S.Yu., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Ipat'eva I.S., 2012b. The First Results of Mass U–Pb Isotope Dating (LA–ICP–MS) for Detrital Zircons from the Asha Group, South Urals: Paleogeography and Paleotectonics. *Doklady Earth Sciences* 447, 1240–1246. <https://doi.org/10.1134/S1028334X12110025>.

Kuznetsov N.B., Udoratina O.V., Andreichev V.L., 2000. Paleozoic Isotopic Rejuvenation of Pre-Uralides Complexes and the Problem of Evolution of the Eastern Margin of the East European Continent in the Paleozoic. *Proceedings of Voronezh State University. Series: Geology* 9 (5), 15–19 (in Russian) [Кузнецов Н.Б., Удоратина О.В., Андреичев В.Л. Палеозойское изотопное омоложение комплексов доуралид и проблема эволюции Восточной окраины Восточно-Европейского континента в палеозое // *Вестник ВГУ. Серия: Геология*. 2000. № 9. С. 15–19].

Lahtinen R., Huhma H., 2019. A Revised Geodynamic Model for the Lapland-Kola Orogen. *Precambrian Research* 330, 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.04.022>.

Lahtinen R., Huhma H., Kontinen A., Kohonen J., Sorjonen-Ward P., 2010. New Constraints for the Source Characteristics, Deposition and Age of the 2.1–1.9 Ga Metasedimentary Cover at the Western Margin of the Karelian Province. *Precambrian Research* 176 (1–4), 77–93. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.10.001>.

Larin A.M., 2009. Rapakivi Granites in the Geological History of the Earth. Part 1, Magmatic Associations with Rapakivi Granites: Age, Geochemistry, and Tectonic Setting. *Stratigraphy and Geological Correlation* 17, 235. <https://doi.org/10.1134/S0869593809030010>.

Larin A.M., 2011. Rapakivi Granites and Associated Rocks. *Nauka, Saint Petersburg*, 402 p. (in Russian) [Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.].

Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Danukalov K.N., Golovanova I.V., Kuznetsov N.B., Fedorova N.M., 2015.

Paleomagnetism of Upper Ediacaran Clastics from the South Urals: Implications to Paleogeography of Baltica and the Opening of the Iapetus Ocean. *Gondwana Research* 28 (1), 191–208. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.04.012>.

Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P. et al., 2008. Assembly, Configuration, and Break-up History of Rodinia: A Synthesis. *Precambrian Research* 160, 179–210. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.021>.

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–ICP–MS Detrital Zircon Ages. *Lithos* 123 (1–4), 188–203. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.01.010>.

Ludwig K.R., 2012. ISOPLOT 3.75. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. User's Manual. Berkeley Geochronology Center Special Publication 5, 75 p.

Maslov A.V., Grazhdankin D.V., Podkovyrov V.N., Isherskaya M.V., Krupenin M.T., Petrov G.A., Ronkin Y.L., Gareev E.Z., Lepikhina O.P., 2009. Provenance Composition and Features of Geological Evolution of the Late Vendian Foreland Basin of the Timan Orogen. *Geochemistry International* 47, 1212. <https://doi.org/10.1134/S0016702909120052>.

Maslov A.V., Shevchenko V.P., Podkovyrov V.N., Ronkin Y.L., Lepikhina O.P., Novigatsky A.N., Filippov A.S., Shevchenko N.V., 2014. Specific Features of the Distribution of Trace and Rare Earth Elements in Recent Bottom Sediments in the Lower Course of the Severnaya Dvina River and White Sea. *Lithology and Mineral Resources* 49, 433–460. <https://doi.org/10.1134/S0024490214060078>.

Mezhelovskaya S.V., Korsakov A.K., Mezhelovskii A.D., Bibikova E.V., 2016. Age Range of Formation of Sedimentary-Volcanogenic Complex of the Vetreny Belt (The Southeast of the Baltic Shield). *Stratigraphy and Geological Correlation* 24, 105–117. <https://doi.org/10.1134/S0869593816020040>.

Mikhailenko Yu.V., 2016. Structural Features and Composition of the Karuyarva Formation, Kildin Group of Rhipheids, Sredny Peninsula (Northern Framing of the Kola Peninsula). PhD Thesis (Candidate of Geology and Mineralogy). Ukhta, 205 p. (in Russian) [Михайленко Ю.В. Особенности строения и состав каруярвинской свиты кильдинской серии рифейд полуострова Средний (северное обрамление Кольского полуострова): Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Ухта, 2016. 205 с.].

Mikhailenko Yu.V., Soboleva A.A., Hourigan J.K., 2016. U–Pb Age of Detrital Zircons from Upper Precambrian Deposits of the Sredni and Rybachi Peninsulas (Northern Margin of the Kola Peninsula). *Stratigraphy and Geological Correlation* 24, 439–463. <https://doi.org/10.1134/S086959381605004X>.

Mints M.V., Dokukina K.A., 2020. The Belomorian Eclogite Province (Eastern Fennoscandian Shield, Russia): Meso-Neoproterozoic or Late Paleoproterozoic? *Geodynamics & Tectonophysics* 11 (1), 151–200 (in Russian) [Минц М.В., Докукина К.А., 2020. Субдукционные эклогиты Беломорской эклогитовой провинции (восток Фенноскандинавского

щита, Россия): мезоархей, неоархей или поздний палеопротерозой? // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 1. С. 151–200]. <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-1-0469>.

Nikishin A.M., Romanyuk T.V., Moskovskii D.V., Kuznetsov N.B., Kolesnikova A.A., Dubenskii A.S., Sheshukov V.S., Lyapunov S.M., 2020. Upper Triassic Sequences of the Crimean Mountains: First Results of U-Pb Dating of Detrital Zircons. *Moscow University Geology Bulletin* 75, 220–236. <https://doi.org/10.3103/S0145875220030096>.

Nironen M., 1997. The Svecofennian Orogen: a Tectonic Model. *Precambrian Research* 86 (1–2), 21–44. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(97\)00039-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(97)00039-9).

Nosova A.A., Larionova Yu.O., Veretennikov N.V., Yutkina E.V., 2008. Correlation of Neoproterozoic Volcanism in the South-Eastern White Sea and Western Urals: New Data on the Isotopic Age of Solozero Basalts (Onega Graben). *Doklady Earth Sciences* 419, 303–307. <https://doi.org/10.1134/S1028334X08020268>.

Okina O.I., Lyapunov S.M., Dubensky A.S., Sheshukov V.S., Gorbunov A.V., Ermolaev B.V., 2017. Quality Assurance of Trace Element Determinations in Rocks by ICP-MS. *Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological Section* 92 (5), 93–98 (in Russian) [Окина О.И., Ляпунов С.М., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Горбунов А.В., Ермолаев Б.В. Обеспечение достоверности результатов микроэлементного анализа горных пород методом масс-спектрометрии с индуктивносвязанной плазмой (ICP-MS) // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2017. Т. 92. № 5. С. 93–98].

Petrov G.A., 2017. *Geology of Pre-Paleozoic Complexes of the Middle Part of the Ural Mobile Belt*. PhD Thesis (Doctor of Geology and Mineralogy). Saint Petersburg, 319 p. (in Russian) [Петров Г.А. Геология допалеозойских комплексов средней части Уральского подвижного пояса: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб., 2017. 330 с.].

Pokrovsky B.G., Zaviyalov P.O., Bujakaite M.I., Izhitskiy A.S., Petrov O.L., Kurbaniyazov A.K., Shimanovich V.M., 2017. Geochemistry of O, H, C, S, and Sr Isotopes in the Water and Sediments of the Aral Basin. *Geochemistry International* 55, 1033–1045. <https://doi.org/10.1134/S0016702917110076>.

Priyatkina N.S., Khudoley A.K., Collins W.J., Kuznetsov N.B., Hui-Qing Huang, 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>.

Priyatkina N.S., Kuznetsov N.B., Rud'ko S.V., Shatsillo A.V., Khudoley A.K., Romanyuk T.V., Maslov A.V., 2019. The Proterozoic Pogor'uy Formation of Yenisei Ridge: Age and Provenance Sources According to U/Pb Dating of Detrital Zircons. *Doklady Earth Sciences* 484, 28–31. <https://doi.org/10.1134/S1028334X19010136>.

Pystin A.M., Pystina Yu.I., Ulyasheva N.S., Grakova O.V., 2019. U-Pb Dating of Detrital Zircons from Basal Post Paleoproterozoic Metasediments in the Subpolar and Polar Urals: Evidence for a Cryogenian, Not Mesoproterozoic Age.

International Geology Review 62 (17), 2189–2202. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1689533>.

Raczek I., Jochum K.P., Hofmann A.W., 2003. Neodymium and Strontium Isotope Data for USGS Reference Materials BCR-1, BCR-2, BHVO-1, BHVO-2, AGV-1, AGV-2, GSP-1, GSP-2 and Eight MPI-DING Reference Glasses. *Geostandards and Geoanalytical Research* 27 (2), 173–79. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2003.tb00644.x>.

Ragozina A.L., Stepkin E.V., 1979. Stratigraphy and Correlations of the Riphean and Vendian Deposits of Kola Peninsula. In: *Stratigraphy of the Upper Proterozoic of the USSR (Riphean and Vendian)*. Nauka, Leningrad, p. 129–132 (in Russian) [Рагозина А.Л., Степкин Е.В. Стратиграфия и корреляции рифейских и вендских отложений Кольского полуострова // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Л.: Наука, 1979. С. 129–132].

Ramo O.T., Manttari I., Vaasjoki M., Upton B.G.J., Sviridenko L., 2001. Age and Significance of Mesoproterozoic CFB Magmatism, Lake Ladoga Region, NW Russia. In: *Boston 2001: A Geo-Odyssey (November 1–10, 2001)*. GSA Annual Meeting and Exposition Abstracts. Geological Society of America, Boulder, Colorado, p. A139.

Romanyuk T.V., Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N., 2018. Paleotectonic and Paleogeographic Conditions for the Accumulation of the Lower Riphean Ai Formation in the Bashkir Uplift (Southern Urals): The TerraneChrono® Detrital Zircon Study. *Geodynamics & Tectonophysics* 9 (1), 1–37 (in Russian) [Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом «TerraneChrono®» // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 1. С. 1–37. <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-1-0335>.

Romanyuk T.V., Maslov A.V., Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Ronkin Yu.L., Krupenin M.T., Gorogonin V.M., Gorogonina E.N., Seregina E.S., 2013. First Data on LA-ICP-MS U/Pb Zircon Geochronology of Upper Riphean Sandstones of the Bashkir Anticlinorium (South Urals). *Doklady Earth Sciences* 452, 997–1000. <https://doi.org/10.1134/S1028334X13100164>.

Rubatto D., 2017. Zircon: The Metamorphic Mineral. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 83 (1), 261–295. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.9>.

Ryazantsev A.V., Kuznetsov N.B., Degtyarev K.E., Romanyuk T.V., Tolmacheva T.Yu., Belousova E.A., 2019. A Reconstruction of a Vendian–Cambrian Active Continental Margin within the Southern Urals: Results of Detrital Zircons Studying from Ordovician Terrigenous Rocks. *Geotectonics* 53, 485–499. <https://doi.org/10.1134/S0016852119040058>.

Sharov N.V. (Ed.), 2020. *Ladoga Proterozoic Structure (Geology, Deep Structure and Minerageny)*. KarRC RAS, Petrozavodsk, 435 p. (in Russian) [Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерогения) / Ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. 435 с.].

- Sharov N.V., Bakunovich L.I., Belashev B.Z., Zhuravlev V.A., Nilov M.Yu., 2020. Geological-Geophysical Models of the Crust for the White Sea Region. *Geodynamics & Tectonophysics* 11 (3), 566–582 (in Russian) [Шаров Н.В., Бакунович Л.И., Белашев Б.З., Журавлев В.А., Нилов М.Ю. Геолого-геофизические модели земной коры Беломорья. *Геодинамика и тектонофизика*. 2020. Т. 11. № 3. С. 566–582]. <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-3-0491>.
- Shumlyansky L., Hawkesworth C., Billström K., Bogdanova S., Mytrokhyn O., Romer R., Dhuime B., Claesson S. et al., 2017. The Origin of the Palaeoproterozoic AMCG Complexes in the Ukrainian Shield: New U-Pb Ages and Hf Isotopes in Zircon. *Precambrian Research* 292, 216–239. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.02.009>.
- Sirotkin A.N., Marin Y.B., Kuznetsov N.B., Korobova G.A., Romanyuk T.V., 2017. The Age of Spitsbergen Basement Consolidation: U-Pb Dating of Detrital Zircons from the Upper Precambrian and Lower Carboniferous Clastic Rocks of the Northwestern Part of Nordenskiöld Land. *Doklady Earth Sciences* 477, 1282–1286. <https://doi.org/10.1134/S1028334X17110253>.
- Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Ivanov A.V., Letnikova E.F., Mironov A.G., Barash I.G., Bulanov V.A., Silykh A.I., 2001. Interpretation of Geochemical Data. *Internet Engineering*, Moscow, 288 p. (in Russian) [Скляров Е.В., Гладкоhub Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Миронов А.Г., Бараш И.Г., Буланов В.А., Сизых А.И. Интерпретация геохимических данных. М.: Интернет Инжиниринг, 2001. 288 с.].
- Skublov S.G., Astaf'ev B.Yu., Marin Yu.B., Berezin A.V., Mel'nik A.E., Presnyakov S.L., 2011. New Data on the Age of Eclogites from the Belomorian Mobile Belt at Gridino Settlement Area. *Doklady Earth Sciences* 439, 1163. <https://doi.org/10.1134/S1028334X11080290>.
- Skublov S.G., Berezin A.V., Berezhnaya N.G., 2012. General Relations in the Trace-Element Composition of Zircons from Eclogites with Implications for the Age of Eclogites in the Belomorian Mobile Belt. *Petrology* 20, 427–449. <https://doi.org/10.1134/S0869591112050062>.
- Slabunov A.I., Balagansky V.V., Shchipansky A.A. (Eds), 2019. Early Precambrian Eclogites of the Belomorian Province, Fennoscandian Shield. *Field Guidebook*. KarRC RAS, Petrozavodsk, 81 p.
- 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>.
- Soboleva A.A., Andreichev V.L., Burtsev I.N., Nikulova N.Yu., Khubanov V.B., Sobolev I.D., 2019. Detrital Zircons from the Upper Precambrian Rocks of the Vym Group of the Middle Timan (U-Pb Age and Sources of Drift). *Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological Section* 94 (1), 3–16 (in Russian) [Соболева А.А., Андреичев В.Л., Бурцев И.Н., Никулова Н.Ю., Хубанов В.Б., Соболев И.Д. Детритовые цирконы из верхнедокембрийских пород вымской серии Среднего Тимана (U-Pb возраст и источники сноса) // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2019. Т. 94. Вып. 1. С. 3–16].
- Soboleva A.A., Kuznetsov N.B., Miller E.L., Udoratina O.V., Gehrels G., Romanyuk T.V., 2012. First Results of U-Pb Dating of Detrital Zircons from Basal Horizons of Uralides (Polar Urals). *Doklady Earth Sciences* 445, 962–968. <https://doi.org/10.1134/S1028334X12080156>.
- Stacey J.S., Kramers J.D., 1975. Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a Two-Stage Model. *Earth and Planetary Science Letters* 26 (2), 207–221. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821x(75)90088-6).
- Stankovsky A.F., Verichev E.M., Konstantinov Yu.G., Skripnichenko V.A., Yuzhakov V.M., 1977. The First Finding of Effusive Rocks among the Vendian Redkino Deposits in the Northern Russian Platform. *Doklady of the USSR Academy of Sciences* 234 (3), 661–664 (in Russian) [Станковский А.Ф., Веричев Е.М., Константинов Ю.Г., Скрипниченко В.А., Южаков В.М. Первая находка эффузивов среди редкинских отложений венда на севере Русской платформы // Доклады АН СССР. 1977. Т. 234. № 3. С. 661–664].
- State Geological Map of the Russian Federation, 2004. New Series. Scale 1:1 000 000. Sheet Q-35-37 (Kirovsk). Explanatory Note. VSEGEI Publishing House, Saint Petersburg, 268 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Новая Серия. Масштаб 1:1000000. Лист Q-35-37 (Кировск): Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 268 с.].
- Stepanova A.V., Larionov A.N., Larionova Yu.O., 2018. Sills Aged 2.2 Ga in the Central Karelian Craton: U-Pb Zircon Geochronology and Geochemistry of Gabbro-Dolerites in the Bol'shozzero Area. *Transactions of KarRC RAS* 11, 3–16 (in Russian) [Степанова А.В., Ларионов А.Н., Ларионова Ю.О. Силлы 2.2 млрд лет в центральной части Карельского кратона: U-Pb геохронология циркона и геохимия габбро-долеритов района Большозера // Труды КарНЦ РАН. 2018. № 11. С. 3–16]. <https://doi.org/10.17076/geo781>.
- Stepanova A.V., Salnikova E.B., Samsonov A.V., Egorova S.V., Stepanov V.S., 2020. Mafic Intrusions of ca. 2400 Ma Large Igneous Province in the Belomorian Mobile Belt: First Baddeleyite U-Pb ID-TIMS Data. *Doklady Earth Sciences* 493, 617–620. <https://doi.org/10.1134/S1028334X20080218>.
- Stepanova A.V., Salnikova E.B., Samsonov A.V., Larionova Yu.O., Egorova S.V., Savatenkov V.M., 2017. The 2405 Ma Doleritic Dykes in the Karelian Craton: A Fragment of a Paleoproterozoic Large Igneous Province. *Doklady Earth Sciences* 472, 72–77. <https://doi.org/10.1134/S1028334X17010196>.
- Stepanova A.V., Salnikova E.B., Samsonov A.V., Larionova Yu.O., Stepanov V.S., 2014. 2.3 Ga Intraplate Magmatism on the Karelian Craton: Implications for the Problem of "Endogenic Shutdown" in the Paleoproterozoic. *Doklady Earth Sciences* 457, 965–970. <https://doi.org/10.1134/S1028334X14080091>.
- Stepanyuk L.M., Kurylo S.I., Dovbush T.I., Grinchenko O.V., Syomka V.O., Bondarenko S.M., Shumlyansky L.V., 2017. Geochronology of Granitoids of the Eastern Part of the Ingul Region (the Ukrainian Shield). *Geochemistry and Ore Formation* 38, 3–13.

Sviridenko L.P., 2019. Ladoga Volcano-Tectonic Structure (Geology, Volcanic Plutonism, and Tectonics). KarRC RAS, Petrozavodsk, 98 p. (in Russian) [Свириденко Л.П. Ладожская вулcano-тектоническая структура (геология, вулканоплутонизм, тектоника). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2019. 98 с.].

Tanaka T., Togashi S., Kamioka H., Amakawa H., Kagami H., Hamamoto T., Yuhara M., Orihashi Y. et al., 2000. JNdi-1: A Neodymium Isotopic Reference in Consistency with Lajolla Neodymium. *Chemical Geology* 168 (3–4), 279–281. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00198-4](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00198-4).

Taylor S.R., McLennan S.M., 1988. Continental Crust: Its Composition and Evolution. Mir, Moscow, 384 p. (in Russian) [Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.].

Teipel U., Eichhorn R., Loth G., Rohrmuller J., Holl R., Kennedy A., 2004. U-Pb SHRIMP and Nd Isotopic Data from the Western Bohemian Massif (Bayerischer Wald, Germany): Implications for Upper Vendian and Lower Ordovician Magmatism. *International Journal of Earth Sciences* 93, 782–801. <https://doi.org/10.1007/s00531-004-0419-2>.

Terekhov E.N., Baluev A.S., Kolodyazhnyi S.Y., Belokrysov M.A., 2017. Trace Elements in Upper Devonian Rocks of the Andoma Hill Zone of Fold-and-Fault Dislocations (Southeastern Onega Region) as Indicators of Source Areas. *Lithology and Mineral Resources* 52, 319–333. <https://doi.org/10.1134/S0024490217040071>.

Travin V.V., 2015. The Structural Position and Age of Eclogite Rocks in the Area of Gridino Village in the Belomorian Mobile Belt. *Geotectonics* 49, 425–438. <https://doi.org/10.1134/S0016852115050064>.

Udoratina O.V., Burtsev I.N., Nikulova N.Yu., Khubanov V.B., 2017. Age of Upper Precambrian Metasandstones of Chetlas Group of Middle Timan on U-Pb Dating of Detrital Zircons. *Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological Section* 92 (5), 15–32 (in Russian) [Удоратина О.В., Бурцев И.Н., Никулова Н.Ю., Хубанов В.Б. Возраст метапесчаников верхнедокембрийской четлаской серии Среднего Тимана на основании U-Pb датирования детритных цирконов // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2017. Т. 92. № 5. С. 15–32].

Valeev R.N., 1978. Aulacogenes of the East European Platform. Nedra, Moscow, 152 p. (in Russian) [Валеев Р.Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1978. 152 с.].

Weis A.F., Vorob'eva N.G., Fedorov D.L., Kuzmenko Yu.T., Golubkova E.Yu., 2004. Microfossils and Riphean Stratigraphy in the North European Platform (Mezen Syncline). *Stratigraphy and Geological Correlation* 12 (6), 553–571.

Wanless V.D., Perfit M.R., Ridley W.I., Wallace P.J., Grimes C.B., Klein E.M., 2011. Volatile Abundances and Oxygen Isotopes in Basaltic to Dacitic Lavas on Mid-Ocean Ridges: The Role of Assimilation at Spreading Centers. *Chemical Geology* 287 (1–2), 54–65. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2011.05.017>.

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 and Geoanalytical Research* 19 (1), 1–23. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>.

Wiedenbeck M., Hanchar J.M., Peck W.H., Sylvester P., Valley J., Whitehouse M., Kronz A., Morishita Y. et al., 2004. Further Characterisation of the 91500 Zircon Crystal. *Geostandards and Geoanalytical Research* 28 (1), 9–39. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2004.tb01041.x>.

Yapaskurt O.V., 2015. More on Katagenesis of Sedimentary Rocks. *Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological Section* 90 (4), 53–59 (in Russian) [Япаскерт О.В. К вопросу о катагенезе осадочных горных пород // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2015. Т. 90. № 4. С. 53–59].

Zhang Sh., Li Z.-X., Evans D.A.D., Wu H., Li H., Dong J., 2012. Pre-Rodinia Supercontinent Nuna Shaping Up: A Global Synthesis with New Paleomagnetic Results from North China. *Earth and Planetary Science Letters* 353–354, 145–155. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.07.034>.

Zhao G., Cawood P.A., Wilde S.A., Sun M., 2002. Review of Global 2.1–1.8 Ga Orogens: Implications for a Pre-Rodinia Supercontinent. *Earth-Science Reviews* 59 (1–4), 125–162. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00073-9](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00073-9).

Zhao G.C., Li S.Z., Sun M., Wilde S.A., 2011. Assembly, Accretion, and Break-up of the Palaeo-Mesoproterozoic Columbia Supercontinent: Record in the North China Craton Revisited. *International Geology Review* 53 (11–12), 1331–1356. <https://doi.org/10.1080/00206814.2010.527631>.

Zhuravlev V.A., Shipilov E.V., 2007. New Data on the Tectonics and Structure of the Sedimentary Cover of the White Sea Rift System. *Doklady Earth Sciences* 417, 1337–1341. <https://doi.org/10.1134/S1028334X07090103>.

Таблица А.1. Сводка данных об осадочных толщах верхнего рифея и конца среднего рифея северо-восточной части ВЕП и ее обрамления, в которых были изучены (U-Pb возраст) зерна детритового циркона

Table A.1. Data summary on the sedimentary strata of the northeastern EEP and adjacent areas at the Upper Riphean and the end of the Middle Riphean

№ п/п	Маркировка на рис. 1	Оригинальный номер пробы	Регион, район	Толща	Порода	Возраст, млн лет	Ссылки
1	Z01	K18-501	Терский берег Белого моря	Терская свита	Красноцветный песчаник	Моложе 1145 Конец среднего рифея	Наст. работа
2	Z04	202	Северный Тиман	Румяничная свита барминской серии	Кварцитопесчаники	Поздний рифей Ранний неопротерозой	[Andreichev et al., 2018]
3	Z05	234	Северный Тиман	Ямборезовская свита барминской серии	Кварцитопесчаники	Поздний рифей Ранний неопротерозой	[Andreichev et al., 2018]
4	Z06	380	Северный Тиман	Малочернорецкая свита барминской серии	Кварцитопесчаники	Поздний рифей Ранний неопротерозой	[Andreichev et al., 2014]
5	Z07	Sh-44	Приладожье	Приозерская свита в скв. Шоткуса-1	Красноцветный песчаник	Средний рифей Мезопротерозой	[Ershova et al., 2019]
6	Z08	G1-15	Средний Тиман	Светлинская свита четласской серии	Кварц-полевошпатовые метапесчаники	Конец среднего рифея Конец мезопротерозоя	[Udoratina et al., 2017]
7	Z09	K1-15	Средний Тиман	Визингская свита четласской серии	Кварц-полевошпатовые метапесчаники	Конец среднего рифея Конец мезопротерозоя	[Udoratina et al., 2017]
8	Z10	MT-16-6	Средний Тиман	Лунвожская свита вымской серии	Кварцитопесчаники	Конец среднего рифея Конец мезопротерозоя	[Soboleva et al., 2019]
9	Z11	K05-301	Южный Тиман	Джежимская свита	Красноцветные песчаники	Поздний рифей Ранний неопротерозой	[Kuznetsov et al., 2010a, 2010b]
10	Z12	28	Полярный Урал	Нижняя часть минисейшорской свиты няровейской серии	Кварцитопесчаники	Конец среднего рифея Конец мезопротерозоя	[Pystin et al., 2019]
11	Z13	21	Полярный Урал	Нижняя часть пуйвинской свиты	Кварцитопесчаники	Конец среднего рифея Конец мезопротерозоя	[Pystin et al., 2019]
12	Z15	K12-057	Южный Урал	Лемезинская подсвита зильмердакской свиты каратавия	Кварцитопесчаники	Поздний рифей Ранний неопротерозой	[Romanyuk et al., 2013]
13	Z16	C-163-1	Шпицберген	Серия Софиобоген	Мусковитовый кварцит	Поздний рифей Ранний неопротерозой	[Sirotkin et al., 2017]
14	Z17	K07-091	Земля Веделя Ярльсберга на ЮЗ Шпицбергене	Гулликсенфельлет	Кварциты	Конец среднего рифея Конец мезопротерозоя	[Kuznetsov et al., 2018b]
15	Z18	KK2	п-ов Средний	Куяканская свита волоковой серии	Кварц-полевошпатовые песчаники	Поздний рифей Криогений (800–630)	[Mikhailenko, 2016]
16	Z19	KJ4	п-ов Средний	Каруярвинская свита кильдинской серии	Кварц-полевошпатовые песчаники	Поздний рифей Криогений (800–630)	[Mikhailenko, 2016]
17	Z20	ZP1	п-ов Средний	Землепахтинская свита кильдинской серии	Кварц-полевошпатовые песчаники	Поздний рифей Криогений (800–630)	[Mikhailenko, 2016]
18	Z21	LN3	п-ов Рыбачий	Лонская свита эйновской серии	Кварц-полевошпатовые песчаники	Поздний рифей Тоний (800–1130)	[Mikhailenko, 2016]
19	Z22	SK285 SK291 SK293	Финнмаркен	Hjelmsøy		Поздний рифей (980–1030)	[Kirkland et al., 2008]
20	Z23	SK040	Финнмаркен	Porsangerhalvoya		Поздний рифей (840–910)	[Kirkland et al., 2008]

Таблица А.2. Сводка данных об осадочных толщах начала среднего рифея и древнее в северо-восточной части ВЕП и ее обрамления, в которых были изучены (U-Pb возраст) зерна детритового циркона

Table A.2. Data summary on the sedimentary strata of the northeastern EEP and adjacent areas at the beginning of the Middle Riphean and ancient periods

№ п/п	Маркировка на рис. 1	Оригинальный номер пробы	Регион, район	Толща	Порода	Возраст, млн лет	Ссылки
1	S01	TK-12-01	Ветреный Пояс	Тошкинская свита	Кварциты	>2437	[Korsakov et al., 2015; Mezhelovskaya et al., 2016]
2	S02	X-12, X-26, X-36, X-78, X-92	Юго-Восточное Приладожье	Приозерская и салминская свиты	Кварц-полевошпатовые песчаники	Нижний рифей (от 1530–1547 до 1458)	[Kuptsova et al., 2011]
3	S03	1-403/1 091/1	Северное Приладожье	Ладожская серия	Бiotитовый сланец	1880–1922	[Sharov, 2020]
4	S04	CK279	Финмаркен	Комплекс Фагервик (Fagervik)		1948–1796	[Kirkland et al., 2008]
5	S05	5081	Средний Урал	Ишеримская свита	Кварцитопесчаники	средний рифей	[Petrov, 2017]

ПРИЛОЖЕНИЕ Б / APPENDIX B

**ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД
ТЕРСКОЙ СВИТЫ (ПРОБЫ Тс1–Тс10, Тк1, Тк2)**

Для геохимических анализов из терской свиты были отобраны пробы Тс1–Тс10, Тк1 и Тк2.

Петрогенные элементы определялись в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН на рентгеновском спектрометре S4 PIONEER фирмы «Bruker AXS» (ФРГ), а элементы-примеси – посредством масс-спектрометрии

с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС), методика определения описана в работе [Okina et al., 2017].

**ОТБОР ПРОБ К18-501, В16-09, В16-10, В16-11 ДЛЯ
U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА**

Проба К18-501 отобрана на правом берегу ручья Кашкаранского (66°21'45.82" с.ш.; 35°54'55.63" в.д.), примерно в 100 м выше моста через этот ручей автодороги

Таблица Б.1. Петрохимический состав пород терской свиты
Table Б.1. Chemical composition of the Tersk Formation

Компонент	Проба										
	Тс1	Тс2	Тс3	Тс4	Тс6	Тс7	Тс8	Тс9	Тс10	Тк1	Тк2
SiO ₂	76.2	75.3	72.7	78.3	75.5	63.7	76.5	78.0	67.5	81.9	85.8
TiO ₂	0.47	0.52	0.61	0.45	0.65	0.89	0.40	0.27	0.74	0.26	0.22
Al ₂ O ₃	10.2	10.5	11.8	10.1	10.7	15.9	10.3	9.1	13.4	8.3	7.3
Fe ₂ O ₃	2.23	2.64	2.82	1.41	2.63	5.64	2.68	1.07	4.16	1.30	0.29
FeO	0.59	0.62	0.77	0.26	0.50	0.57	0.39	0.34	0.68	0.50	0.32
MnO	0.062	0.097	0.054	0.054	0.12	0.083	0.031	0.14	0.077	0.031	0.0076
CaO	0.84	0.45	0.63	0.44	0.46	0.60	0.45	2.3	0.53	0.34	0.24
MgO	2.2	3.4	2.8	1.88	2.3	3.1	2.0	1.63	4.2	1.24	0.24
Na ₂ O	2.7	2.3	2.5	2.8	2.9	1.80	2.6	2.9	2.4	2.7	3.1
K ₂ O	3.0	2.5	3.6	2.9	3.1	4.5	2.9	2.2	3.6	2.2	1.88
P ₂ O ₅	0.11	0.11	0.17	0.14	0.17	0.12	0.12	0.12	0.15	0.095	0.092
ппп	1.08	1.48	1.4	1.03	1.2	3.26	1.46	2.01	2.17	0.97	0.46
Сумма	99.66	99.84	99.85	99.71	100.14	100.22	99.88	100.09	99.75	99.80	99.99
S	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Sc	5	9	10	5	9	15	8	7	11	4	2
V	39	49	57	33	47	89	56	29	71	31	17
Cr	67	12	89	57	100	150	82	77	120	56	36
Co	2.7	3.7	3.2	<2	2.2	10.2	2.7	<2	5.2	<2	<2
Ni	22	25	22	19	22	46	25	20	32	17	10
Cu	7.4	6.3	8.5	8.5	7.4	16	20	8.5	14	7.4	5.2
Zn	34	49	38	29	37	82	37	26	70	26	8
Ga	12	13	14	11	12	18	11	8.4	15	10	7
As	2	2	2	<2	<2	9	2	<2	4	<2	<2
Rb	96	81	110	90	94	190	97	68	130	68	58
Sr	98	98	97	90	85	96	97	110	94	84	65
Y	20	20	24	23	24	32	19	29	27	13	12
Zr	210	220	330	290	350	310	200	140	370	120	130
Nb	5.8	5.8	7.6	5.8	7.6	13	4.8	3.0	10	3.0	3.0
Mo	2	3	3	3	2	3	3	3	3	3	3
Ba	510	420	490	440	480	530	430	340	500	400	310
Pb	12	11	14	12	14	19	12	11	15	11	23
Th	4	6	6	5	7	12	6	5	10	2	2
U	2	<2	2	2	2	3	<2	2	3	<2	2

Примечание. Содержания: окислы основных элементов – в %; редкие элементы – в г/т; ппп – потери при прокаливании.
Note. Contents: main elements oxides – %; rare elements – ppm; ppp – loss on ignition.

«Умба – Варзуга» (см. рис. 4). Здесь русло ручья прижато к высокому скальному правому берегу, в котором обнажен фрагмент пологозалегающего разреза терской свиты. Обнажение представляет собой скальные выходы терских песчаников бурого цвета, залегающих с пологим падением (до 5°) на юг (см. рис. 5, а).

Проба В16-09 отобрана в правом борту р. Сальница (66°22'53.03" с.ш.; 35°42'10.79" в.д.) из рассланцованных алевропесчаников. Пробы В16-10 и В-16-11 отобраны в правом борту руч. Ермаковского (66°23'94.5" с.ш.; 35°31'00.6" в.д. и 66°23'55.18" с.ш.; 35°30'49.70" в.д., соответственно) из слоя тонко рассланцованных серитизированных алевропесчаников.

МЕТОДИКА РАБОТ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ ПРОБЫ К18-501 И ПЕРВИЧНЫЕ АНАЛИТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ИХ U-Pb ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ

Проба К18-501 (начальный вес ~1.5 кг) измельчена до размерного класса «-0.25 мм» вручную в чугунной ступе, без применения механических дробилок. Измельченный материал последовательно отмучен в проточной водопроводной воде, просушен на воздухе, разделен в тяжелой (~2.95 г/см³) жидкости ГПС-В и подвергнут магнитной сепарации. Из немагнитной части тяжелой фракции вручную (под биноклем) случайным образом выбраны зерна dZr. Эти зерна имплантированы в эпоксидную шашку и приполированы вручную до половины типичного размера зерен. В приполированных зернах dZr выбраны участки, свободные от трещин, включений и нарушений, для их последующего U-Pb изотопного анализа.

Изучение U-Pb изотопной системы зерен dZr из пробы К18-501 выполнено в ЛАХИ ГИН РАН на установке, состоящей из системы лазерной абляции NWR-213 (Electro Scientific Ind.), совмещенной с магнитосекторным масс-спектрометром высокого разрешения Element2 (Thermo Scientific Inc.). Методика аналитического исследования описана в [Nikishin et al., 2020]. Первичная обработка результатов U-Pb изотопных анализов выбранных зерен dZr проведена с помощью коммерческой программы «GLITTER» [Griffin et al., 2008], приобретенной ГИН РАН. Методика обработки первичных аналитических данных приведена в [Romanyuk et al., 2018]. Построение гистограмм и кривых плотности вероятности (КПВ) выполнено в программе ISOPLOT [Ludwig, 2012], размещенной в свободном доступе.

Калибровка аналитических измерений была проведена по внешнему цирконовому стандарту GJ-1 [Jackson et al., 2004; Elhoul et al., 2006] с аттестованным по изотопному отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U возрастом 601.9±0.4 млн лет [Horstwood et al., 2016]. Средневзвешенная (n=45) конкордантная оценка возраста калибровочных значений GJ-1 (1σ) 600.4±6.4 млн лет. Качество анализа оценивалось путем измерения неизвестных образцов и контрольных стандартов циркона 91500 [Wiedenbeck et al., 1995, 2004] и Plesovice [Sláma et al., 2008] с аттестованными по изотопному отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U

значениями возраста 1063.5±0.4 и 337.2±0.1 млн лет соответственно [Horstwood et al., 2016]. Для этих контрольных стандартов в ходе измерений получены средневзвешенные (n=12) конкордантные оценки возраста (1σ) 1073±22 и 333.8±3.8 млн лет соответственно, что в пределах ошибок согласуется с приведенными выше аттестованными значениями, полученными методом CA-ID-TIMS [Horstwood et al., 2016].

Из пробы К18-501 проанализировано 120 зерен dZr. Из них для трех зерен (№ 7, 68, 105) получен неинтерпретируемый аналитический сигнал, возможно из-за того, что в кратер абляции попали инородные включения. Результаты оставшихся 117 анализов (табл. Б.2) представлены на диаграмме с конкордией (рис. Б.1).

В четырех зернах dZr (№ 9, 23, 25 и 114) обнаружены содержания U<10 г/т (рис. Б.2). При таких очень низких содержаниях U приемлемая аналитическая точность измерений не может быть обеспечена.

Двадцать семь анализов показали дискордантность |D|>5 % и были исключены из дальнейшего рассмотрения. Остальные 90 датировок использованы для построения гистограммы и КПВ (см. рис. 8). Возраст всех датированных зерен dZr древнее 1 млрд лет, поэтому для оценки возраста использованы только отношения ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb. Самые молодые возрасты 1109±23 (D=-1.0 %), 1124±20 (D=-1.1 %), 1162±17 (D=-0.2 %) и 1170±20 (D=-3.5 %) млн лет. Самые древние 3039±14 (D=1.4 %), 2902±15 (D=0.4 %), 2882±11 (D=0.8 %) и 2870±12 (D=-0.2 %) млн лет. Яркие частотные пики датировок, поддержанные более чем пятью измерениями, соответствуют значениям: 1873, 2432 и 2733 млн лет. В наборе полученных возрастов зерен dZr выделены пять групп – G1–G5.

Значительное количество анализов (~четвертая часть) с сильно дискордантными значениями возрастов свидетельствует о том, что зерна dZr были массово подвержены термальному и/или метаморфическому воздействию, возможно неоднократному, которое в разной степени нарушило U-Pb изотопную систему в них, в том числе и очень существенно. Но опробованные песчаники не несут признаков метаморфического или метасоматического изменения, поэтому более вероятно, что зерна dZr попали в эти песчаники уже измененными, т.е. были рециклированы из более древних пород, вместе с которыми они были подвергнуты термальному (метаморфическому) и/или метасоматическому воздействию. В некоторых датированных зернах dZr либо непосредственно в оптическом изображении, либо по характеру аналитической записи выделены области, которые можно трактовать как инхеритное (унаследованное, древнее) ядро и более молодую оболочку. Для 22 анализов определен возраст оболочки (суффикс RIM около номера анализа в табл. Б.2) и для двух анализов – возраст ядра (суффикс CORE около номера анализа в табл. Б.2). Определить возраст и ядра, и оболочки хотя бы в одном зерне dZr не удалось.

Таблица Б.2. Результаты U-Pb изотопного (LA-ICP-MS) датирования зерен детритового циркона из терской свиты (проба K18-501), Терский берег Белого моря
Table Б.2. The U-Pb isotopic (LA-ICP-MS) dating of detrital zircon grains from the Tersk Formation (sample K18-501 from the Tersk coast of the White Sea)

№ п/п	Номер анализа в пробе K18-501	Th	U	Th/U	Измеренные отношения					Возраст, млн лет					D, %	
					²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	RHO	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		1σ
1	a1	105.5	252.5	0.42	14.54189	0.1779	0.53298	0.0057	0.874	2809	11	2786	12	2754	24	2.0
2	a10	108.2	114.7	0.94	14.0287	0.1750	0.5328	0.0058	0.865	2750	11	2752	12	2753	24	-0.1
3	a100-RIM	17.5	259.9	0.07	5.59093	0.0834	0.34434	0.0039	0.767	1923	15	1915	13	1908	19	0.8
4	a101	140.8	55.6	2.53	15.84942	0.2244	0.55939	0.0065	0.817	2870	13	2868	14	2864	27	0.2
5	a102	45.8	73.1	0.63	2.35855	0.0371	0.20637	0.0024	0.743	1267	17	1230	11	1209	13	4.8
6	a103	196.7	432.0	0.46	10.1617	0.0820	0.24798	0.0042	0.990	3456	16	2450	7	1428	22	142.0
7	a104	132.2	149.8	0.88	5.24672	0.0763	0.33467	0.0039	0.791	1860	15	1860	12	1861	19	-0.1
8	a106	55.7	52.4	1.06	14.13291	0.2113	0.53349	0.0062	0.781	2761	14	2759	14	2756	26	0.2
9	a107	146.1	113.2	1.29	11.81623	0.1008	0.40542	0.0076	0.990	2916	19	2590	8	2194	35	32.9
10	a108	122.0	152.5	0.80	3.76509	0.0577	0.28006	0.0032	0.755	1577	16	1585	12	1592	16	-0.9
11	a109	401.3	145.0	2.77	5.2908	0.0820	0.33466	0.0039	0.748	1875	16	1867	13	1861	19	0.8
12	a11	14.9	19.1	0.78	3.19066	0.0712	0.25214	0.0032	0.574	1463	25	1455	17	1450	17	0.9
13	a110	18.2	48.1	0.38	7.91415	0.1303	0.40352	0.0048	0.724	2255	16	2221	15	2185	22	3.2
14	a111	35.4	39.2	0.90	2.08469	0.0368	0.19165	0.0023	0.681	1170	20	1144	12	1130	12	3.5
15	a112	49.7	72.9	0.68	13.81836	0.1904	0.5268	0.0061	0.838	2744	12	2737	13	2728	26	0.6
16	a113	24.6	114.2	0.22	13.2406	0.1804	0.52054	0.0059	0.838	2694	13	2697	13	2701	25	-0.3
17	a114-RIM	19.7	9.8	2.01	10.5266	0.2182	0.46775	0.0067	0.690	2489	20	2482	19	2474	29	0.6
18	a115	346.2	231.8	1.49	4.63127	0.0655	0.31525	0.0036	0.810	1741	15	1755	12	1766	18	-1.4
19	a116	155.0	188.4	0.82	14.36862	0.2028	0.54108	0.0062	0.812	2765	13	2774	13	2788	26	-0.8
20	a117	31.0	29.6	1.05	10.2909	0.1621	0.46287	0.0056	0.763	2469	15	2461	15	2452	25	0.7
21	a118-RIM	2.6	53.0	0.05	5.47128	0.0967	0.34131	0.0042	0.700	1900	19	1896	15	1893	20	0.4
22	a119	38.1	28.1	1.36	9.32143	0.1512	0.43940	0.0053	0.742	2389	16	2370	15	2348	24	1.7
23	a12	167.2	209.4	0.80	5.22557	0.0728	0.33327	0.0036	0.773	1860	15	1857	12	1854	17	0.3
24	a120	111.2	84.3	1.32	3.68413	0.0597	0.27708	0.0033	0.726	1556	17	1568	13	1577	16	-1.3
25	a13	58.7	54.6	1.07	15.43962	0.2183	0.54532	0.006	0.779	2869	13	2843	13	2806	25	2.2
26	a14	67.5	103.1	0.65	2.05112	0.0352	0.19295	0.0022	0.655	1124	20	1133	12	1137	12	-1.1
27	a15	49.8	55.9	0.89	13.28479	0.1943	0.50932	0.0056	0.755	2735	14	2700	14	2654	24	3.1
28	a16	43.3	63.3	0.68	2.14811	0.0403	0.19309	0.0022	0.616	1214	22	1164	13	1138	12	6.7
29	a17	87.2	91.5	0.95	5.74639	0.0501	0.27707	0.0051	0.990	2351	19	1938	8	1577	26	49.1
30	a18	197.9	267.9	0.74	6.71	0.1010	0.37956	0.0041	0.718	2074	15	2074	13	2074	19	0.0
31	a19	428.3	227.8	1.88	9.60466	0.1462	0.44479	0.0048	0.710	2420	15	2398	14	2372	21	2.0
32	a2	154.4	165.8	0.93	4.818	0.0617	0.31961	0.0034	0.840	1788	13	1788	11	1788	17	0.0

Таблица Б.2. (продолжение)

Table B.2. (continued)

№ п/п	Номер анализа в пробе K18-501	Th	U	Th/U	Измеренные отношения					Возраст, млн лет					D, %	
					$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	RHO	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		1σ
33	a20-RIM	114.4	96.7	1.18	14.94293	0.2381	0.55000	0.0061	0.695	2802	15	2812	15	2825	25	-0.8
34	a21-RIM	154.7	261.1	0.59	9.58088	0.1413	0.44652	0.0048	0.729	2409	15	2395	14	2380	21	1.2
35	a22	233.3	172.3	1.35	5.3421	0.0810	0.33610	0.0036	0.712	1884	16	1876	13	1868	18	0.9
36	a23	5.0	5.3	0.95	7.91083	0.2306	0.35796	0.0062	0.594	2459	29	2221	26	1972	29	24.7
37	a24	146.1	110.9	1.32	15.40477	0.2366	0.55422	0.0060	0.710	2839	15	2841	15	2843	25	-0.1
38	a25	2.3	9.4	0.25	9.03783	0.2044	0.34502	0.0050	0.637	2742	22	2342	21	1911	24	43.5
39	a26	279.2	365.2	0.76	2.58267	0.0237	0.15136	0.0030	0.990	2011	22	1296	7	909	17	121.2
40	a27	194.9	197.2	0.99	13.29494	0.2130	0.52200	0.0057	0.680	2696	16	2701	15	2708	24	-0.4
41	a28-RIM	93.7	36.5	2.57	6.01665	0.1200	0.35926	0.0044	0.611	1978	21	1978	17	1979	21	-0.1
42	a29	307.2	230.9	1.33	4.64022	0.0795	0.30970	0.0034	0.645	1777	19	1757	14	1739	17	2.2
43	a3	61.0	100.8	0.60	2.14471	0.0320	0.19791	0.0022	0.741	1162	17	1163	10	1164	12	-0.2
44	a30	310.1	62.2	4.99	10.03438	0.1777	0.45472	0.0052	0.641	2456	18	2438	16	2416	23	1.7
45	a31	155.1	204.2	0.76	4.97287	0.0707	0.32501	0.0035	0.753	1816	15	1815	12	1814	17	0.1
46	a32	263.1	212.4	1.24	4.59434	0.0659	0.31163	0.0033	0.745	1748	16	1748	12	1749	16	-0.1
47	a33	284.5	288.7	0.99	5.96608	0.0853	0.35445	0.0038	0.748	1987	15	1971	12	1956	18	1.6
48	a34	398.8	293.8	1.36	4.91559	0.0407	0.16343	0.0027	0.990	2967	17	1805	7	976	15	204.0
49	a35-CORE	54.6	90.9	0.60	2.0018	0.0397	0.18975	0.0022	0.588	1109	23	1116	13	1120	12	-1.0
50	a36	49.4	58.7	0.84	7.53784	0.1192	0.39750	0.0044	0.703	2197	16	2177	14	2158	20	1.8
51	a37-RIM	173.4	204.4	0.85	13.87609	0.2097	0.53182	0.0058	0.720	2736	15	2741	14	2749	24	-0.5
52	a38	77.3	61.3	1.26	13.84324	0.2176	0.53751	0.0060	0.705	2714	15	2739	15	2773	25	-2.1
53	a39	97.0	86.1	1.13	8.56819	0.0806	0.31238	0.0062	0.990	2817	20	2293	9	1752	30	60.8
54	a4	298.0	507.7	0.59	3.46731	0.0428	0.21265	0.0023	0.865	1930	13	1520	10	1243	12	55.3
55	a40	76.1	81.4	0.93	2.31604	0.0432	0.20803	0.0024	0.610	1215	22	1217	13	1218	13	-0.2
56	a41	106.5	151.3	0.70	4.38735	0.0640	0.30417	0.0033	0.737	1708	16	1710	12	1712	16	-0.2
57	a42	41.8	43.0	0.97	10.09009	0.1526	0.46396	0.0052	0.737	2432	15	2443	14	2457	23	-1.0
58	a43	173.7	237.9	0.73	12.89503	0.1037	0.44115	0.0073	0.990	2921	17	2672	8	2356	33	24.0
59	a44	109.9	49.4	2.22	13.49814	0.2065	0.52593	0.0059	0.731	2708	15	2715	14	2724	25	-0.6
60	a45	40.4	34.7	1.16	2.42121	0.0515	0.21164	0.0026	0.567	1269	24	1249	15	1238	14	2.5
61	a46	65.5	72.9	0.90	13.80529	0.2109	0.52989	0.0058	0.715	2733	15	2736	14	2741	24	-0.3
62	a47	62.6	99.6	0.63	13.43513	0.2091	0.5240	0.0057	0.701	2707	15	2711	15	2716	24	-0.3
63	a48	78.1	89.4	0.87	13.60079	0.2167	0.52647	0.0058	0.689	2719	15	2722	15	2727	24	-0.3
64	a49	435.5	159.6	2.73	14.09153	0.2283	0.53506	0.0059	0.676	2751	16	2756	15	2763	25	-0.4

Таблица Б.2. (продолжение)

Table Б.2. (continued)

№ п/п	Номер анализа в пробе К18-501	Th	U	Th/U	Измеренные отношения					Возраст, млн лет					D, %	
					²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	RHO	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		1σ
65	a5	103.3	95.9	1.08	2.8388	0.0402	0.23556	0.0026	0.777	1369	16	1366	11	1364	14	0.4
66	a50-RIM	96.3	140.0	0.69	6.72244	0.1159	0.36704	0.0041	0.646	2136	18	2076	15	2015	19	6.0
67	a51	203.4	152.4	1.33	3.3969	0.0517	0.2623	0.0028	0.701	1507	17	1504	12	1502	14	0.3
68	a52-RIM	39.1	41.5	0.94	14.99753	0.1428	0.48476	0.0089	0.990	3012	19	2815	9	2548	39	18.2
69	a53-RIM	89.3	62.5	1.43	13.25813	0.2068	0.52037	0.0058	0.711	2697	16	2698	15	2701	24	-0.1
70	a54-RIM	1.1	14.5	0.08	5.37903	0.1437	0.33649	0.0050	0.553	1895	29	1882	23	1870	24	1.3
71	a55	139.4	103.2	1.35	6.86244	0.0615	0.23325	0.0043	0.990	2931	19	2094	8	1352	23	116.8
72	a56	26.1	127.6	0.20	12.74315	0.1159	0.36339	0.0075	0.990	3212	20	2661	9	1998	35	60.8
73	a57-RIM	51.9	56.2	0.92	15.45052	0.2631	0.55994	0.0064	0.673	2828	17	2843	16	2866	27	-1.3
74	a58	50.0	62.0	0.81	5.70077	0.0572	0.29503	0.0062	0.990	2229	23	1931	9	1667	31	33.7
75	a59	27.9	20.5	1.36	9.60426	0.1036	0.38235	0.0084	0.990	2673	23	2398	10	2087	39	28.1
76	a6	72.7	120.6	0.60	7.22176	0.0990	0.37502	0.0042	0.811	2223	14	2139	12	2053	20	8.3
77	a60	109.5	21.9	5.01	8.02162	0.0966	0.32378	0.0071	0.990	2650	24	2233	11	1808	35	46.6
78	a61	14.7	17.3	0.85	18.61243	0.2771	0.59172	0.0068	0.766	3039	14	3022	14	2996	27	1.4
79	a62	54.0	51.5	1.05	8.79665	0.0741	0.35301	0.0054	0.990	2660	16	2317	8	1949	26	36.5
80	a63	158.3	171.9	0.92	4.66369	0.0646	0.31416	0.0033	0.749	1761	15	1761	12	1761	16	0.0
81	a64	46.9	30.6	1.53	10.21711	0.0902	0.19756	0.0034	0.990	3812	17	2455	8	1162	18	228.1
82	a65	78.8	69.6	1.13	9.78676	0.1416	0.44899	0.0048	0.734	2435	14	2415	13	2391	21	1.8
83	a66	130.1	114.3	1.14	4.53281	0.0395	0.22971	0.0040	0.990	2265	18	1737	7	1333	21	69.9
84	a67-RIM	156.8	139.1	1.13	4.99475	0.0770	0.32617	0.0035	0.694	1817	17	1818	13	1820	17	-0.2
85	a69	50.9	44.3	1.15	9.77815	0.1621	0.45326	0.0051	0.677	2418	16	2414	15	2410	23	0.3
86	a70	36.8	29.3	1.26	10.19833	0.1764	0.45359	0.0052	0.664	2488	17	2453	16	2411	23	3.2
87	a71-RIM	240.6	193.9	1.24	13.4619	0.1760	0.52380	0.0055	0.800	2711	13	2713	12	2715	23	-0.1
88	a72-RIM	0.5	87.2	0.01	5.35649	0.0786	0.33731	0.0036	0.733	1883	15	1878	13	1874	17	0.5
89	a73)	1.6	101.0	0.02	5.17707	0.0723	0.33234	0.0035	0.752	1848	15	1849	12	1850	17	-0.1
90	a74-RIM	87.4	161.0	0.54	8.11474	0.1127	0.41655	0.0044	0.757	2243	14	2244	13	2245	20	-0.1
91	a75	89.0	108.5	0.82	13.49439	0.1873	0.51416	0.0054	0.757	2745	14	2715	13	2674	23	2.7
92	a76	100.4	150.1	0.67	3.26056	0.0486	0.25249	0.0027	0.710	1501	17	1472	12	1451	14	3.4
93	a77	188.1	420.1	0.45	3.88774	0.0560	0.28246	0.0029	0.723	1621	16	1611	12	1604	15	1.1
94	a78-RIM	31.3	57.4	0.54	16.35186	0.2593	0.56591	0.0064	0.709	2902	15	2898	15	2891	26	0.4
95	a79	218.0	349.8	0.62	2.34408	0.0211	0.17389	0.0032	0.990	1582	22	1226	6	1034	17	53.0
96	a80-RIM	61.9	42.7	1.45	9.68828	0.1652	0.45152	0.0051	0.664	2409	17	2406	16	2402	23	0.3

Таблица Б.2. (продолжение)

Table B.2. (continued)

№ п/п	Номер анализа в пробе K18-501	Th	U	Th/U	Измеренные отношения					Возраст, млн лет					D, %	
					²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	RHO	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		1σ
97	a81-RIM	92.6	72.9	1.27	10.00544	0.1542	0.45913	0.0055	0.772	2435	15	2435	14	2436	24	0.0
98	a82	36.9	50.3	0.73	10.03574	0.1575	0.45963	0.0055	0.761	2438	15	2438	14	2438	24	0.0
99	a83-RIM	104.6	153.7	0.68	14.6618	0.2243	0.54099	0.0064	0.770	2798	14	2794	15	2788	27	0.4
100	a84-RIM	47.2	35.9	1.31	13.37162	0.2182	0.52088	0.0063	0.746	2709	15	2706	15	2703	27	0.2
101	a85	58.2	119.8	0.49	13.88173	0.2149	0.52415	0.0061	0.756	2760	14	2742	15	2717	26	1.6
102	a86	61.7	43.8	1.41	10.12929	0.1685	0.46101	0.0056	0.725	2449	16	2447	15	2444	25	0.2
103	a87	58.3	53.2	1.09	9.69392	0.1604	0.45214	0.0054	0.722	2407	16	2406	15	2405	24	0.1
104	a88	168.5	158.6	1.06	10.42067	0.0967	0.36404	0.0088	2.601	2887	24	2473	9	2001	42	44.3
105	a89	53.8	44.4	1.21	13.66028	0.2324	0.52649	0.0063	0.708	2726	17	2726	16	2727	27	0.0
106	a8-CORE	91.2	49.8	1.83	9.57869	0.1413	0.44929	0.0052	0.786	2398	15	2395	14	2392	23	0.3
107	a9	0.7	1.8	0.38	10.46457	0.3586	0.34379	0.0076	0.641	2986	33	2477	32	1905	36	56.7
108	a90	75.2	75.8	0.99	5.174	0.0895	0.33151	0.0039	0.685	1851	18	1848	15	1846	19	0.3
109	a91-RIM	93.4	79.3	1.18	5.57653	0.0798	0.34585	0.0040	0.806	1910	14	1912	12	1915	19	-0.3
110	a92	113.9	134.5	0.85	3.53511	0.0514	0.27060	0.0031	0.790	1523	15	1535	12	1544	16	-1.4
111	a93	404.8	263.3	1.54	4.08407	0.0316	0.18415	0.0028	1.954	2465	17	1651	6	1090	15	126.1
112	a94-RIM	115.8	114.1	1.01	10.02327	0.1389	0.45352	0.0052	0.824	2459	13	2437	13	2411	23	2.0
113	a95-RIM	100.1	91.3	1.10	6.07254	0.0889	0.36114	0.0042	0.788	1985	14	1986	13	1988	20	-0.2
114	a96	83.9	135.2	0.62	9.25543	0.1289	0.43543	0.0049	0.815	2393	13	2364	13	2330	22	2.7
115	a97	299.7	227.2	1.32	5.3309	0.0752	0.30552	0.0035	0.803	2051	14	1874	12	1719	17	19.3
116	a98	113.1	87.7	1.29	4.05248	0.0608	0.28898	0.0033	0.766	1656	15	1645	12	1636	17	1.2
117	a99	122.3	79.2	1.54	6.28997	0.0947	0.36618	0.0042	0.766	2023	15	2017	13	2011	20	0.6

Примечание. Полужирным шрифтом выделены значения, принятые за возраст циркона (использованы отношения ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb). Подчеркнуты – минимальный и максимальный возраст зерен детритового циркона в пробе. D – дискордантность датировок (D=100 % * (возраст (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb) / возраст (²⁰⁶Pb/²³⁸U) – 1). Датировки (зачернуты) со степенью дискордантности |D|>10 % или большой аналитической ошибкой не учитывались в гистограммах и КПВ. Суффиксы около номера анализа в пробе означают, что возраст определен по части записи сигнала, соответствующей: CORE – начальной (ядро), RIM – конечной (оболочка).

Note. Bold – zircon age (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ratios); underlined – minimum and maximum ages of detrital zircons in this sample; D – dating discordance, D=100 % * (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb age / ²⁰⁶Pb/²³⁸U age – 1). The age data (blacked out) with discordance values |D|>10 % and large analytical errors were not taken into account in the histograms and probability density functions. Markers at the analysis numbers are given to show that the ages were determined from the parts of the signal records corresponding to: CORE – initial, RIM – final.

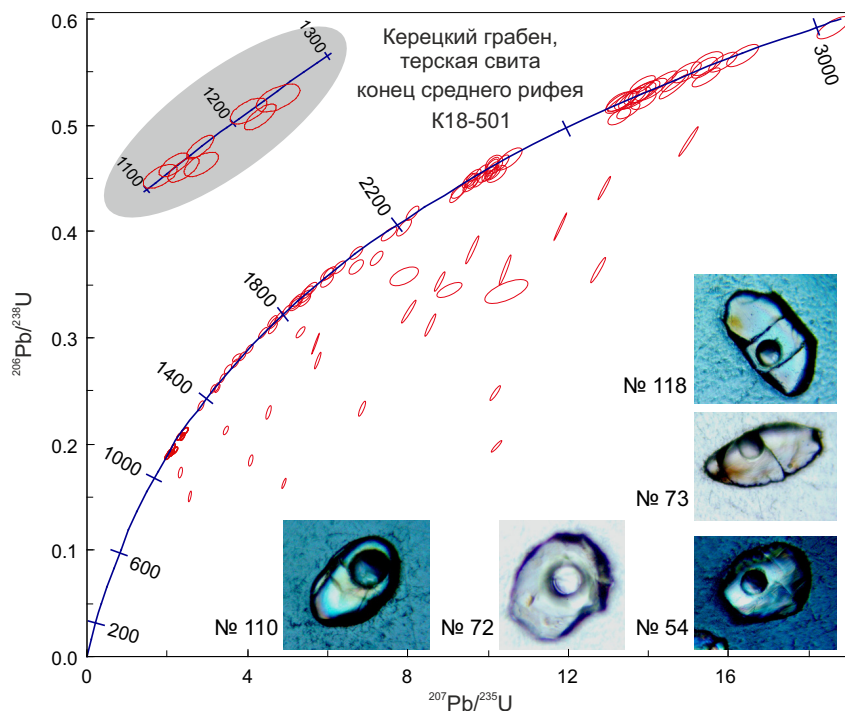


Рис. Б.1. Диаграмма с конкордией для U-Pb датировок зерен детритового циркона из терской свиты, проба К18-501. На сером фоне – увеличенный фрагмент для возрастного интервала от 1100 до 1300 млн лет. Врезки – оптические микрофотографии зерен с кратерами лазерной абляции (диаметр – 30 мк) для зерен детритового циркона с Th/U<0.1.

Fig. Б.1. Concordia diagram for U-Pb dating of detrital zircon grains from the Tersk formation (sample K18-501). Zoomed-in fragment on the gray background – age interval from 1100 to 1300 Ma. Inserts – optical micrographs of detrital zircon grains (Th/U<0.1) with laser ablation craters (30 microns in diameter).

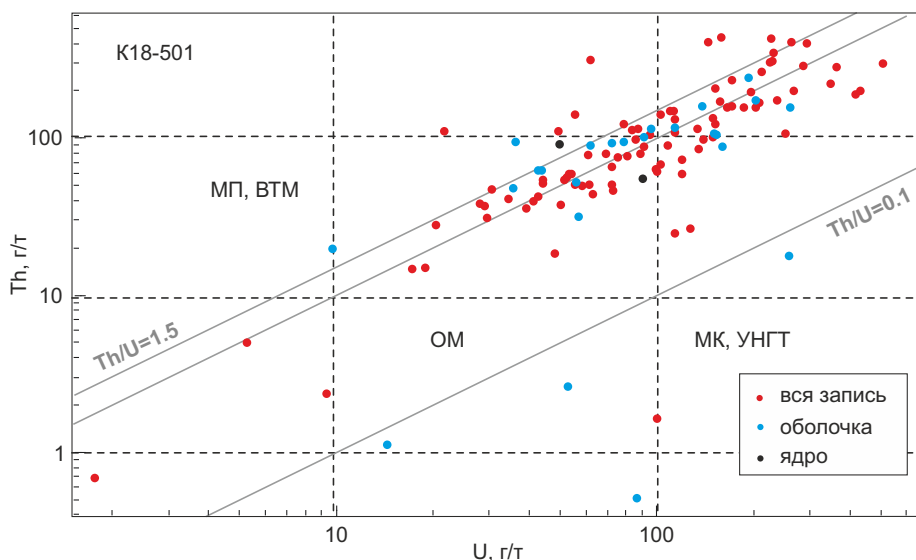


Рис. Б.2. Диаграмма «Th vs U» (логарифмический масштаб) для изученных зерен детритового циркона из пробы К18-501. Светло-серыми полосами маркированы переходы между классификационными полями: ОМ – обычные интрузивные или вулканические гранитоидные комплексы нормальной или пониженной кремнекислотности, МП – мафические породы, ВТМ – породы, подверженные высокотемпературному метаморфизму, МК – метаморфические породы, в том числе эклогиты, УНГТ – ультранизкотемпературные гранитоидные комплексы. Пояснения см. в тексте.

Fig. Б.2. The Th vs U diagram (logarithmic scale) for detrital zircon grains from sample K18-501. Light gray stripes – transition between the classification fields: ОМ – ordinary intrusive / volcanic granitoid complexes with normal / low silicic acidity, МП – mafic rocks, ВТМ – high-temperature metamorphosed rocks, МК – metamorphic rocks, including eclogites, УНГТ – ultra-low-temperature granitoid complexes. See text for explanations.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ВЕЛИЧИН Th/U В ДАТИРОВАННЫХ ЗЕРНАХ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ ПРОБЫ K18-501

Отношение весовых количеств тория и урана (Th/U) в цирконе большинства пород магматического генезиса (т.е. в магматогеомном цирконе) варьируется от 0.1 до 1.0 (см. недавние обзоры [Kirkland et al., 2015; Rubatto, 2017]). Низкие значения Th/U считаются статистически свойственными метаморфогенным кристаллам циркона. При этом предлагаемое «пороговое» значение Th/U, позволяющее разделить магматогеомный и метаморфогенный циркон, в разных работах варьируется от 0.5 до 0.1: в [Kirkland et al., 2015] – 0.5, в [Hoskin, Schaltegger, 2003] – 0.2, в [Teipel et al., 2004] – 0.1. Наиболее вероятно, что величины Th/U в пределах от 0.1 до 0.5 встречаются в цирконе и магматического, и метаморфического происхождения.

Высокие величины торий-уранового отношения (Th/U > 1.5) наряду с другими характеристиками статистически свойственны циркону меланократовых (мафических) магматических пород [Kaczmarek et al., 2008; Linnemann et al., 2011]. Следует отметить также, что циркон с высокими значениями Th/U иногда фиксируется в породах, которые сформированы в обстановках метаморфизма высоких температур, низких и средних давлений [Wanless et al., 2011]. Для циркона, кристаллизовавшегося в гранитах при низких температурах, характерны более высокие содержания U и пониженные содержания Th. Это выражено обычно пониженными величинами Th/U в цирконе низкотемпературного происхождения [Harrison et al., 2007].

В зернах zircon из пробы K18-501 для 61 анализа получены значения Th/U, попадающие в пределы от 0.2 до 1.0 (рис. Б.2). Такие значения принято считать статистически присущими магматогеомному циркону из магматических пород кремнекислого и среднего состава. Источниками зерен zircon с такими значениями Th/U, наиболее вероятно, были обычные гранитоиды нормальной или пониженной кремнекислотности или их вулканические эквиваленты. Однако значительная часть анализов (51 анализ) показала величины Th/U более 1.0 и из них 13 анализов – даже более 1.5. Это означает, что среди первичных источников зерен zircon, для

которых получены такие значения Th/U, могли быть комплексы, в которых широким распространением пользовались мафические породы (например, породы офиолитовых ассоциаций, базитовых интрузий и т.п.) и/или породы, подвергшиеся высокотемпературному метаморфизму (например, гранулиты). Для пяти зерен (№ 54, 72, 73, 100 и 118), напротив, зафиксированы очень низкие торий-урановые отношения (Th/U < 0.1). Эти зерна zircon, скорее всего, могли иметь своими первичными источниками (ультра)высокобарические комплексы (эклогиты) или, например, такие «экзотические» комплексы, как ультранизкотемпературные гранитоиды.

ПЕРВИЧНЫЕ АНАЛИТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ U-Pb ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ЗЕРЕН ЦИРКОНА ИЗ АЛЕВРОЛИТА ТЕРСКОЙ СВИТЫ (ПРОБЫ В-1609 И В-1611)

Выделение монофракций циркона из проб В-1609 и В-1611 и U-Pb изотопные исследования циркона проведены в лаборатории геохронологии и изотопной геохимии ГИН КНЦ РАН (г. Апатиты). Прецизионное U-Pb изотопное датирование циркона выполнено методом изотопного разбавления (ID-TIMS) в двух модификациях: датирование трех единичных зерен из пробы В16-11 (табл. Б.3) с использованием трассера ^{205}Pb и датирование трех навесок из пробы В16-09 (табл. Б.4) с использованием трассера ^{208}Pb (рис. Б.3; см. рис. 8). Химическое разложение циркона проводилось по методике Т.Е. Кроу [Krogh, 1973].

ИЗОТОПНЫЕ SM-ND ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОВ ТЕРСКОЙ СВИТЫ (ПРОБЫ В16-09, В16-10 И В16-11)

Для трех проб (В-1609, В-1610 и В-1611) из разреза терской свиты было выполнено их изотопно-геохимическое изучение Sm-Nd методом (табл. Б.5). Величины изотопных отношений ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) для этих трех проб не образуют изохрону. Значения вычисленных $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ в пересчете на средний рифей (1200 млн лет) попадают в диапазон от -5.1 до -8.8, а оценки модельного возраста T_{DM} составили 2.39, 2.31 и 2.85 млрд лет (см. рис. 8).

Таблица Б.3. Изотопные U-Pb данные для навески цирконов из алевролита терской свиты (sample В-1609)

Table Б.3. The U-Pb isotopic data for the weighed portions of zircons from siltstones of the Tersk Formation (sample В-1609)

Проба №	Навеска, мг	Содержание, г/т (ppm)		Изотопный состав свинца*			Изотопные отношения и возраст млн лет**			Rho
		Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
1	0.2	28.1	35.9	194	4.2474	1.9603	11.3890	0.487677	2572	0.94
2	0.3	193.9	294.8	435	5.0528	2.95950	11.1112	0.480340	2550	0.98
3	0.2	26.7	42.7	461	5.1821	3.08080	10.2084	0.463838	2517	0.95

Примечание. * Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.08 нг для Pb и 0.04 нг для U и масс-дискриминацию 0.12 ± 0.04 %.

** Коррекция возраста на примесь обыкновенного свинца определена по модели Стейси и Крамерса [Stacey, Kramers, 1975].

Note. * All ratios are corrected for blank contamination (0.08 and 0.04 ng for Pb and U, respectively) and mass discrimination (0.12 ± 0.04 %). ** Age correction for common lead admixture follows the model described in [Stacey, Kramers, 1975].

Таблица Б.4. Изотопные U-Pb данные для единичных зерен циркона из алевролита терской свиты (проба В-1611)
Table Б.4. The U-Pb isotopic data for single zircon grains from siltstones of the Tersk Formation (sample B-1611)

№ п/п	Навеска (мг)	Концентрация, г/т (ppm)		Изотопные отношения*			Изотопные отношения и возраст, млн лет**			% Дис.	
		Pb	U	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} \pm 2\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}} \pm 2\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \pm 2\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} \pm 2\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}} \pm 2\sigma$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \pm 2\sigma$
1	0.012	9.62	13.57	208.27	0.484±0.029	11.223±0.701	0.1682±0.0015	2545±157	2542±159	2539±22	-0.2
2	0.020	13.51	19.39	155.55	0.430±0.012	8.849±0.243	0.1493±0.0009	2305±62	2323±64	2338±14	1.4
3	0.010	25.79	47.78	203.90	0.376±0.008	6.743±0.144	0.1300±0.0004	2058±5	2078±4	2098±7	1.9

Примечание. * Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.08 нг для Pb и 0.04 нг для U и масс-дискриминацию 0.12±0.04 %. ** Коррекция возраста на примесь обыкновенного свинца определена по модели Стейси и Крамерса [Stacey, Kramers, 1975].
 Note. * All ratios are corrected for blank contamination (0.08 and 0.04 ng for Pb and U, respectively) and mass discrimination (0.12±0.04 %). ** Age correction for common lead admixture follows the model described in [Stacey, Kramers, 1975].

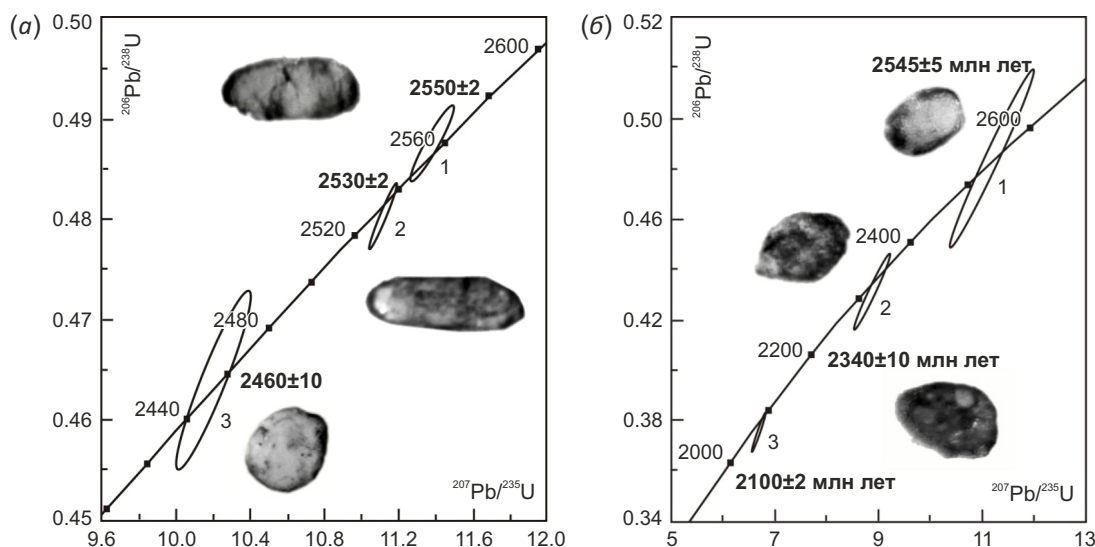


Рис. Б.3. Диаграмма с конкордией для U-Pb изотопных датировок зерен детритового циркона из алевролитов терской свиты, проба В-1609 (а), проба В-1611 (б).

Fig. B.3. Concordia diagram for U-Pb isotope dating of detrital zircon grains from siltstones of the Tersk formation, samples B-1609 (a) and B-1611 (b).

Таблица Б.5. Изотопные Sm-Nd данные для алевролита терской свиты

Table Б.5. The Sm-Nd isotopic data for siltstones of the Tersk Formation

Образец	Порода	Концентрация, г/т (ppm)		Изотопные отношения		T_{DM} , млн лет	ϵ_{Nd} (1200 млн лет)
		Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$		
В-1609	Алевролит	5.64	28.1	0.1211	0.511697±17	2386	-6.7
В-1610	Алевролит	5.86	28.1	0.1262	0.511819±14	2312	-5.1
В-1611	Алевролит	5.49	24.2	0.1374	0.511718±13	2849	-8.8

Примечание. Среднее значение отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте JNdi-1 за период измерений составило 0.512065±19 (n=7). Ошибка в $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношениях составляет 0.3 % (2σ) – среднее значение из 7 измерений в стандарте BCR-2 [Raczek et al., 2003]. Погрешность измерения изотопного состава Nd в индивидуальном анализе – до 0.004 %. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd – 0.3 нг и по Sm – 0.06 нг. Точность определения концентраций Sm и Nd ±0.5 %. Изотопные отношения были нормализованы по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$, а затем приведены к принятому отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте JNdi-1=0.512115 [Tanaka et al., 2000]. При расчете величин $\epsilon_{Nd}(T)$ и модельного возраста TDM использованы современные значения CHUR по [Bouvier et al., 2008] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512630$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1960$) и DM по [Goldstein, Jacobsen, 1988] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.2136$).

Note. In the measurement period, an average value of ratio $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (JNdi-1 standard) is 0.512065±19 (n=7). The error in ratios $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ is 0.3 % (2σ), as calculated from 7 measurements (BCR-2 standard, [Raczek et al., 2003]). The error in measuring the Nd isotopic composition in the individual analysis is up to 0.004 %. Laboratory blank contamination: Nd – 0.3 ng, Sm – 0.06 ng. The accuracy of determining Sm and Nd concentrations is ±0.5 %. The isotopic ratios are normalized to ratio $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$, and then brought to accepted ratio $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (JNdi-1 standard)=0.512115 [Tanaka et al., 2000]. When calculating the $\epsilon_{Nd}(T)$ and TDM model ages, we use the modern CHUR and DM values: respectively, ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512630$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1960$) [Bouvier et al., 2008] and ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.2136$) [Goldstein, Jacobsen, 1988].

Таблица Б.6. Результаты теста Колмогорова-Смирнова

Table Б.6. Results of the Kolmogorov-Smirnov test

	Z01	Z04	Z05	Z06	Z07	Z08	Z09	Z10	Z11	Z12	Z13	Z15	Z16	Z17	Z18	Z19	Z20	Z21	Z22	Z23
Z01		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012	0.000	0.000	0.008	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Z04	0.000		0.023	0.803	0.000	0.461	0.000	0.455	0.000	0.132	0.000	0.000	0.002	0.000	0.421	0.113	0.000	0.000	0.094	0.000
Z05	0.000	0.023		0.110	0.000	0.002	0.000	0.626	0.000	0.193	0.000	0.000	0.119	0.000	0.044	0.000	0.000	0.000	0.060	0.000
Z06	0.000	0.803	0.110		0.000	0.125	0.002	0.987	0.000	0.190	0.000	0.000	0.007	0.000	0.654	0.012	0.000	0.000	0.060	0.000
Z07	0.000	0.000	0.000	0.000		0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.012	0.000	0.000	0.000
Z08	0.000	0.461	0.002	0.125	0.000		0.062	0.040	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.426	0.419	0.014	0.000	0.005	0.000
Z09	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.062		0.004	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.081	0.680	0.316	0.000	0.000	0.057
Z10	0.000	0.455	0.626	0.987	0.000	0.040	0.004		0.000	0.556	0.000	0.000	0.086	0.000	0.677	0.004	0.001	0.000	0.395	0.000
Z11	0.012	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000		0.000	0.000	0.001	0.000	0.413	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Z12	0.000	0.132	0.193	0.190	0.000	0.007	0.001	0.556	0.000		0.000	0.000	0.051	0.000	0.357	0.000	0.000	0.000	0.000	0.039
Z13	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		0.000	0.026	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Z15	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.558	0.000
Z16	0.000	0.002	0.119	0.007	0.000	0.000	0.000	0.086	0.000	0.051	0.026	0.000		0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002
Z17	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.413	0.000	0.000	0.000	0.000		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Z18	0.000	0.421	0.044	0.654	0.000	0.426	0.081	0.677	0.000	0.357	0.000	0.000	0.002	0.000		0.037	0.016	0.000	0.008	0.000
Z19	0.000	0.113	0.000	0.012	0.001	0.419	0.680	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.037		0.148	0.000	0.000	0.015
Z20	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012	0.014	0.316	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.016	0.148		0.000	0.000	0.002
Z21	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.558	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		0.000	0.000
Z22	0.000	0.094	0.060	0.060	0.000	0.005	0.000	0.395	0.000	0.039	0.000	0.000	0.002	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000		0.000
Z23	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.057	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.015	0.002	0.000	0.000	

Примечание. Маркировка проб (Z01–Z21) соответствует табл. Б.5. Значения $p > 0.05$ (пороговое значение) выделены полужирным шрифтом и желтым фоном.

Note. The sample numbers (Z01–Z21) corresponds to those in Table Б.5. Threshold values ($p > 0.05$) are given in bold and marked in yellow.