



ON THE TIME AND CONDITIONS OF FORMATION OF THE SHOKSHA QUARTZITE-SANDSTONES OF THE SOUTH ONEGA DEPRESSION BASED ON THE NEW DATA FROM ISOTOPE GEOCHRONOLOGY

N.B. Kuznetsov ^{1,2,3}, S.Yu. Kolodyazhnyi ¹, T.V. Romanyuk ³, A.V. Strashko ^{1,4}, A.S. Baluev ¹,
E.N. Terekhov ¹, S.V. Mezhelovskaya ^{1,5}, A.S. Dubensky ^{1,4}, V.S. Sheshukov ¹

¹ Geological Institute, Russian Academy of Sciences, 7-1 Pyzhevsky Ln, Moscow 119017, Russia

² Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, 128 Lermontov St, Irkutsk 664033, Russia

³ Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, 10-1 Bolshaya Gruzinskaya St, Moscow 123242, Russia

⁴ Lomonosov Moscow State University, 1 Leninskie Gory, Moscow 119991, Russia

⁵ Sergo Ordzhonikidze Geo University, 23 Miklukho-Maklay St, Moscow 117997, Russia

ABSTRACT. The first results of U-Pb isotope dating of detrital zircons (dZr) from red-colored quartzite-sandstones of the Shoksha Formation (Shoksha horizon) are presented. The Shoksha Formation completes the Vepsian sub-horizon (Vepsian) of the Lower Proterozoic of Karelia and is distributed within the South Onega trough. A sample (KL-555) of red-colored quartzite-sandstones was taken from the lower part of the section of the Shoksha Formation in the same name deposit within the southwestern Onega Lake region. The 79 dZr grains isolated from this sample were analyzed by the staff of the Chemistry-Isotopic Analytic Laboratory of the GIN RAS using the equipment of the Shared Research Facilities of the GIN RAS. The weighted average of the three youngest U-Pb isotope dates for dZr grains is 1906 ± 13 Ma. Taking into account the known isotopic dates of gabbro-dolerites from the Ropruchei sill, that cuts through the Shoksha Formation, it makes possible to constrain the time of the Shoksha Formation accumulation by ~ 1.90 – 1.75 Ga. A significant part of the carried out analyzes has yielded a high degree of discordance of the dates. The features of the distribution of the figurative points of these analyzes in the diagram with concordia suggest that the rocks of the studied section of the Shoksha Formation were subjected to the alteration that disturbed the U-Pb isotope system of these zircon grains in the Phanerozoic.

The set of obtained dates for dZr grains has been compared with the known ages of the crystalline complexes of the basement of the East European Platform. The age sets of dZr grains from sample KL-555 and rocks of the Ladoga Group, developed along the margin of the Svecofennian accretionary orogen, are very similar (p similarity coefficient in Kolmogorov – Smirnov test is 0.27) and characterize mainly tectonic–magmatic events that had immediately preceded the manifestation of the Svecofennian orogeny (1.9–1.87 Ga). Therefore, the rocks of the Ladoga Group could highly probably be a secondary source for the Shoksha quartzites. Based on a comparative analysis of ages and thorium-uranium ratios (Th/U) in dZr grains from sample KL-555, it was concluded that some of the studied dZr grains with high Th/U > 1.5 originate from Ludicovian mafic rocks, but those with low Th/U < 0.1 originate from ultra-high-pressure formations, such as eclogites known in the Salma, Kuru-Vaara and Gridino.

A paleo-geographic scheme for the Late Vepsian is proposed, showing that the highly mature Shoksha sandstones were generated under continental conditions in a local basin due to the accumulation of clastic material carried by an extensive and branched sedimentary flow in the direction from north and northwest to south and south-east.

KEYWORDS: Onega Paleoproterozoic structure; Vepsian; Shoksha Formation; detrital zircons; U-Pb dating; paleo-geography

FUNDING: The work has been done as part of the state assignment of GIN RAS and IPE RAS.



RESEARCH ARTICLE

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

Received: May 16, 2022

Revised: June 27, 2022

Accepted: July 13, 2022

FOR CITATION: Kuznetsov N.B., Kolodyazhnyi S.Yu., Romanyuk T.V., Strashko A.V., Baluev A.S., Terekhov E.N., Mezhelovskaya S.V., Dubensky A.S., Sheshukov V.S., 2023. On the Time and Conditions of Formation of the Shoksha Quartzite-Sandstones of the South Onega Depression Based on the New Data from Isotope Geochronology. *Geodynamics & Tectonophysics* 14 (1), 0685. doi:10.5800/GT-2023-14-1-0685

О ВРЕМЕНИ И УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ШОКШИНСКИХ КВАРЦИТОПЕСЧАНИКОВ ЮЖНО-ОНЕЖСКОЙ ВПАДИНЫ В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ ИЗОТОПНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ

Н.Б. Кузнецов^{1,2}, С.Ю. Колодяжный¹, Т.В. Романюк³, А.В. Страшко^{1,4}, А.С. Балувев¹,
Е.Н. Терехов¹, С.В. Межеловская^{1,5}, А.С. Дубенский^{1,4}, В.С. Шешуков¹

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

⁵ Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, 117997, Москва, ул. Миклухо-Маклая, 23, Россия

АННОТАЦИЯ. Представлены первые результаты U-Pb изотопного датирования зерен детритового циркона (dZr) из красноцветных кварцитопесчаников шокшинской свиты (шокшинского горизонта). Шокшинская свита завершает разрез вепсийского надгоризонта (вепсия) нижнего протерозоя Карелии и распространена в Южно-Онежском прогибе (мульде). Проба (KL-555) красноцветных кварцитопесчаников отобрана из нижней части разреза шокшинской свиты на одноименном месторождении, расположенном в Юго-Западном Прионежье. Выделенные из этой пробы 79 зерен dZr проанализированы сотрудниками лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН с использованием оборудования ЦКП ГИН РАН. Средневзвешенное значение трех наиболее молодых датировок зерен dZr – 1906 ± 13 млн лет. С учетом известных изотопных датировок габбро-долеритов Ропручейского силла, прорывающего шокшинскую свиту, это дает возможность ограничить время формирования шокшинской свиты ~1.90–1.75 млрд лет. Значительная часть выполненных U-Pb анализов имеет высокую степень дискордантности вычисленных по ним датировок. Особенности распределения фигуративных точек анализов на диаграмме с конкордией позволяют предположить, что в фанерозое породы изученного разреза шокшинской свиты были подвержены воздействию, нарушившему U-Pb изотопную систему цирконовых зерен.

Набор полученных датировок зерен dZr сопоставлен с известными значениями возраста кристаллических комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы. Наборы возрастов зерен dZr из пробы KL-555 и пород ладожской серии, развитой вдоль окраины Свекофеннского аккреционного орогена, очень сходны (ρ-коэффициент сходства теста Колмогорова – Смирнова – 0.27) и характеризуют главным образом тектономагматические события, непосредственно предшествовавшие проявлению главного этапа свекофеннского тектогенеза (1.90–1.87 млрд лет), поэтому образования ладожской серии с высокой степенью вероятности могли быть вторичным источником для шокшинских кварцитов. На основании сравнительного анализа возрастов и торий-урановых отношений (Th/U) в зернах dZr из пробы KL-555 сделан вывод о том, что часть изученных зерен dZr с высокими Th/U (>1.5) происходят из базитов людиковия, а с низкими (<0.1) – из ультравысокобарических образований (таких, как эклогиты), развитых в районах Салма, Куру-Ваара и Гридино.

Разработана палеогеографическая схема для поздневепсийского времени, показывающая, что высокозрелые шокшинские песчаники формировались в континентальных условиях в локальном бассейне за счет накопления обломочного материала, переносимого обширным и разветвленным седиментационным потоком в направлении с севера и северо-запада на юг и юг-юго-восток.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: Онежская палеопротерозойская структура; вепсий; шокшинская свита; зерна детритового циркона; U-Pb датирование; палеогеография

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Работа выполнена в рамках тем государственных заданий ГИН РАН и ИФЗ РАН.

1. ВВЕДЕНИЕ

Основы современных представлений о стратиграфии нижнего протерозоя восточной части Балтийского щита (БЩ) в целом и его Карельской провинции (карельская часть БЩ) в частности заложены трудами К.О. Краца [Krats, 1963]. Первоначально это расчленение базировалось на литостратиграфическом принципе и анализе геологических взаимосвязей отдельных литостратиграфических подразделений между собой

и с раннепротерозойскими магматитами. В настоящее время это расчленение во многих случаях подтверждено изотопно-хемостратиграфическими корреляциями с типовыми разрезами разных уровней нижнего протерозоя [Kuznetsov A.B. et al., 2010, 2011, 2012, 2021; Gorokhov et al., 1998]. Кроме того, стратиграфические корреляции подкреплены изотопными датировками пространственно ассоциирующих с супракомплексными раннепротерозойскими магматитами [Bibikova et al.,

1990; Lubnina et al., 2012]. Современное состояние стратиграфии нижнего протерозоя восточной части БЩ наиболее удачно отражено в работе [Negruța, 2011] и приведено в Прил. 1, табл. 1.1.

Несмотря на значительные успехи в изучении докембрия Карельской провинции и сопредельных с ней структур, надежные хемостратиграфические корреляции и изотопные датировки все еще не очень многочисленны. По этой причине некоторые вопросы, касающиеся детализации схемы расчленения и корреляции нижнего протерозоя этого региона, еще окончательно не решены. Совершенствование этих схем продолжается вплоть до настоящего времени [Kulikov et al., 2017a, 2017b; Kuznetsov A.B. et al., 2021].

Верхнее положение в сводной стратиграфической схеме нижнего докембрия Карело-Кольского региона [Negruța, 2011] занимает толща красноцветных кварцитовидных песчаников – шокшинская свита. Поле ее развития расположено на юге Карелии, в Юго-Западном Прионежье. Свита слагает верхнюю часть разреза слоистого комплекса, в нижней части которого залегают сероцветные терригенные породы петрозаводской (каменноборской) свиты, которая несогласно перекрывает типичные нижнепротерозойские образования (карелиды). В отличие от карелид, породы петрозаводской и шокшинской свит в значительно меньшей степени претерпели эпигенетические тектонометаморфические преобразования. В свою очередь, шокшинская свита с несогласием перекрыта верхним вендом чехла Русской плиты.

Такой характер взаимоотношений с подстилающими и перекрывающими образованиями долгое время позволял относить слоистый комплекс, состоящий из петрозаводской и шокшинской свит, к иотнию (распространенный в Карелии аналог среднего рифея) [Galdobina, 1958; Galdobina, Mikhailiuk, 1966, 1971; Garbar, 1971; Perevozchikova, 1957; и мн. др.]. В дальнейшем эти свиты были переведены в ранг одноименных горизонтов, объединенных в вепсийский надгоризонт [Negruța, 1984]. Возрастные рубежи формирования вепсийского надгоризонта (вепсия) долгое время были предметом дискуссий и вплоть до настоящего времени определены не вполне надежно. Так, верхний возрастной рубеж вепсия определен тем, что шокшинская свита прорвана силлами габбро-долеритов, по которым получены U-Pb изотопные оценки возраста 1.77–1.75 млрд лет (по циркону – 1770 ± 12 млн лет, по бадделиту – 1751 ± 3 млн лет) [Bibikova et al., 1990; Lubnina et al., 2012].

Шокшинская свита сложена красноцветными кварцитовидными песчаниками с уникальными декоративными характеристиками. В коренном залегании эти породы известны только в Прионежье. В виде валунов их можно встретить в четвертичных моренах средней полосы России. В Санкт-Петербурге шокшинские кварциты использованы для облицовки Исаакиевского и Казанского соборов, в Москве – при облицовке храма Христа Спасителя, стел городов-героев, городов

воинской славы и могилы Неизвестного солдата в Александровском саду. Из шокшинских кварцитопесчаников выполнена значительная часть элементов мавзолея В.И. Ленина, а также гробница Наполеона, расположенная во Дворце инвалидов в Париже.

В последние десятилетия в практику геологических исследований стал активно проникать метод U-Pb изотопного датирования зерен детритового циркона (dZr) из обломочных пород. Это позволило получить надежную информацию о возрасте кристаллических (магматических, метаморфических, гидротермальных и др.) комплексов, которые служили первичными источниками зерен dZr для изученных толщ.

Прямые геохронологические данные о возрасте кристаллических комплексов, распространенных в пределах отдельных регионов, а также наборы возрастов зерен dZr из обломочных пород разновозрастных осадочных толщ, распространенных в районах, прилегающих к полям развития этих кристаллических комплексов, дополняют друг друга. Зерна dZr в обломочных породах древних толщ могут сохранять информацию о комплексах, которые исчезли в процессе геологической эволюции (были полностью эродированы, полностью метаморфически/метасоматически переработаны, полностью исчезли в зонах субдукции и т.п.). Прежнее существование этих комплексов в настоящее время не может быть доказано другими методами.

Сопоставление наборов датировок зерен dZr из обломочных пород разновозрастных толщ одного района позволяет проследить эволюцию питающих провинций во времени. Это дает возможность тестировать существующие палеогеографические и палеотектонические модели. Возраст группы самых молодых зерен dZr с хорошей аналитической погрешностью и приемлемой дискордантностью иногда можно использовать для ограничения нижнего предела возраста (не древнее) осадочной толщи, из которой отобрана изученная проба.

К настоящему времени обломочные породы некоторых протерозойских толщ Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и структур ее северо-восточного обрамления уже охарактеризованы данными о распределении возрастов зерен dZr. Это позволило в ряде случаев существенно уточнить стратиграфическое положение и возраст изученных толщ, провести стратиграфические корреляции, а также протестировать модели палеотектонической и палеогеографической эволюции этих регионов. В настоящей статье представлены первые результаты U-Pb датирования зерен dZr из красноцветных кварцитопесчаников шокшинской свиты Южно-Онежского прогиба (мульды). Набор полученных возрастов зерен dZr сопоставлен с известными возрастными различными архейско-раннепротерозойских кристаллических комплексов БЩ и фенноскандинавской части фундамента ВЕП, а также с наборами U-Pb возрастов зерен dZr из обломочных пород рифейских толщ ВЕП и ее складчатого обрамления (рис. 1).

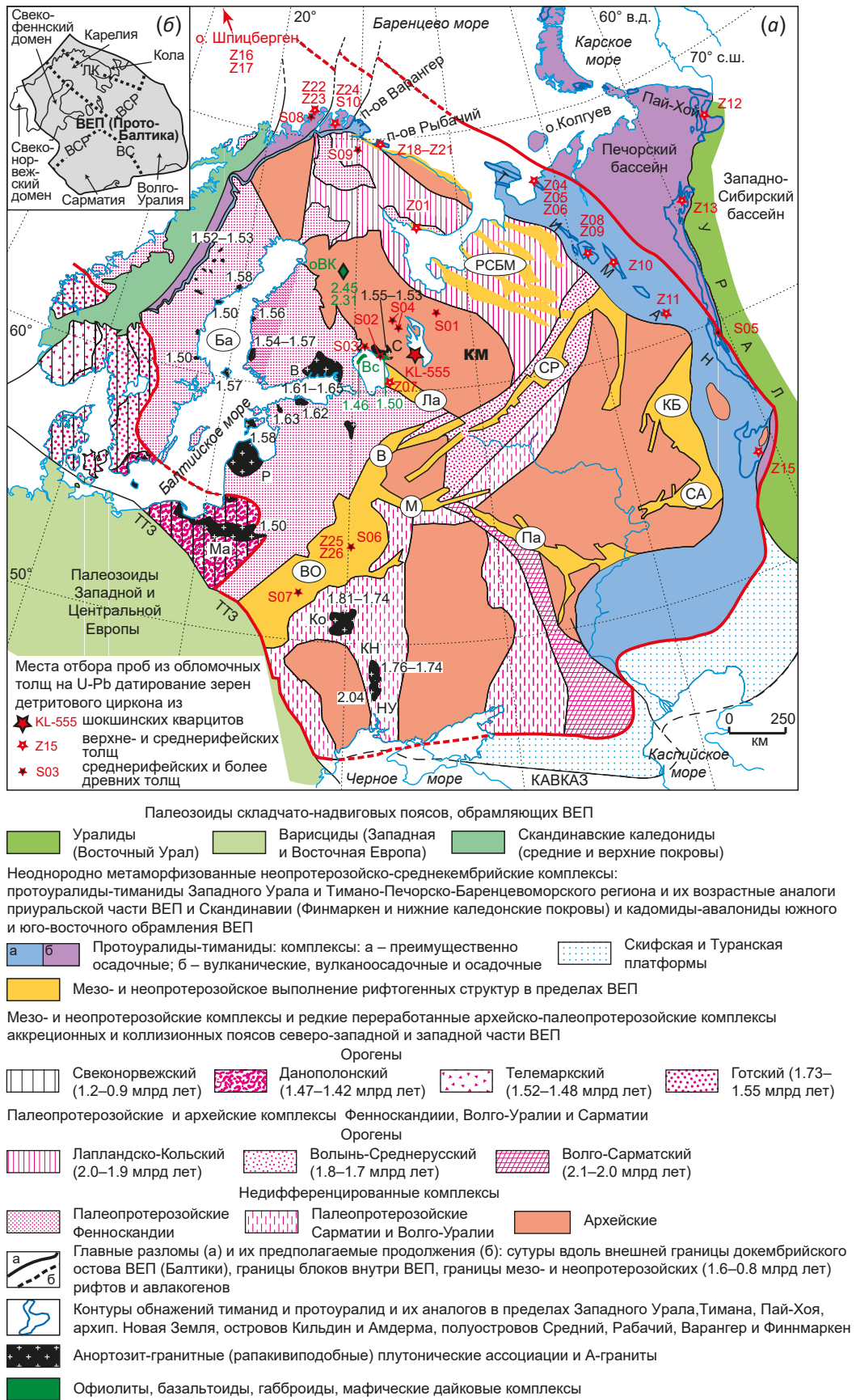


Рис. 1. Тектоническая схема фундамента ВЕП и структур ее обрамления с указанием положения мест отбора проб из обломочных толщ, для которых выполнено U-Pb датирование зерен dZr . Граница древнего цоколя ВЕП – красная линия; возраст магматитов, млрд лет (черный цвет цифр). ТТЗ – зона Тейссера-Торнквиста. КМ – Карельский массив. Авлакогены и грабены (надписи в кружках): СР – Среднерусский, ВО – Волынь-Орский,

Па – Пачелмский, КБ – Камско-Бельский, СА – Серноводско-Абдулинский, М – Московский, В – Валдайский, Ла – Пашско-Ладожский, Ба – Балтийско-Ботнический (под водой), РСБМ – рифтовая система Белого моря. Плутоны: Ко – Коростеньский, КН – Корсунь-Новомиргородский (по данным [Shumlyansky et al., 2017]), НУ – Новоукраинский (по данным [Stepanyuk et al., 2017]), Ма – Мазуринский, Р – Рижский, В – Выборский, С – Салми [Larin, 2009, 2011; Sharov, 2020]. Вс – Валаамский силл (по данным [Ramo et al., 2001]), ВК – базиты, слагающие дайки около оз. Верхнее Куйто (по данным [Stepanova et al., 2014b]). На врезке представлена схема доменов Восточно-Европейского кратона (ВЕК) и сuture-структур, сuture-вавших их орогенов (ЛК – Лапланд-Кольский, ВС – Волго-Сарматский, ВСП – Вольнь-Среднерусский).

Fig. 1. Tectonic scheme of the basement of the East European Platform (EEP) and its framing structures indicating the sites of sampling from the clastic sediment rocks for which U-Pb dating of detrital zircons has been performed.

The boundary of the ancient basement of the EEP – red line; age of magmatites (Ga) – numbers in black. TT3 is the Teisseyre-Tornquist Zone (Trans-European suture zone). КМ – Karelian massif. Aulacogenes and grabens (inscriptions in circles): CP – Middle-Russian, ВО – Volyn-Orsha, Па – Pachelma, КБ – Kama-Belaya, СА – Sernovodsk-Abdulino, М – Moscow, В – Valdai, Ла – Pasha-Ladoga, Ба – Baltic-Bothnian (under water), РСБМ – rift system of the White Sea. Plutons: Ко – Korosten, КН – Korsun-Novomirgorod (after [Shumlyansky et al., 2017]), НУ – Novo-Ukrainian (after [Stepanyuk et al., 2017]), Ма – Mazura, Р – Riga, В – Vyborg, С – Salmi [Larin, 2009, 2011; Sharov, 2020]. Вс – Valaam sill (after [Ramo et al., 2001]), ВК – basites composing dykes near Lake Verhnee Kuito (after [Stepanova et al., 2014b]). Inset: scheme of the domains of the East European Craton (EEC) and the orogens that sutured them (ЛК – Lapland-Kola, ВС – Volgo-Sarmatian, ВСП – Volyn-Middle Russian).

2. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ КАРЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ БАЛТИЙСКОГО ШИТА

Карельский массив (КМ), часто именуемый в работах последних лет [Mints et al., 2004; Lubnina, Slabunov, 2017] Карельским кратоном, расположен в юго-восточной части БШ. К юго-западу от КМ развиты реликты раннепротерозойского Свекофеннского аккреционного орогена (рис. 2), а к северо-востоку – архейско-протерозойские образования Лапландско-Беломорского (Лапландско-Кольского) подвижного пояса [Morozov, 2010; Kulikov et al., 2017b; Daly et al., 2006; Lahtinen, Nuhma, 2019].

Карельский массив имеет ярко выраженное двухчленное строение верхних уровней земной коры. В строении нижнего структурного яруса участвуют архейские комплексы гранитогнейсовых куполов и образования зеленокаменных поясов, которые формируют протяженные относительно узкие зоны, вытянутые преимущественно в субмеридиональном направлении [Kozhevnikov, 2000; Kulikov et al., 2017b; Miller, 1988]. На архейском гранит-зеленокаменном основании КМ с несогласием залегают образования верхнего структурного яруса, которые в целом можно характеризовать как протоплатформенный чехол, сложенный вулканогенно-осадочными образованиями нижнего протерозоя. Они и парагенетически связанные с ними интрузии контрастно дифференцированных магматических серий сформированы во внутриплитных обстановках рассеянного (диффузного) рифтинга, проявлявшегося в связи с развитием плюмов, максимальная активность которых приурочена к временным интервалам 2.53–2.42 и 2.10–1.95 млрд лет [Sokolov, 1987; Kulikov et al., 2017a, 2017b; Stepanova et al., 2014b, 2017, 2020; Mints, Eriksson, 2016].

Раннепротерозойские осадочные и вулканогенные образования протоплатформенного чехла, перекрывающие архейское гранит-зеленокаменное основание фундамента южной части КМ, слагают Онежский синклиорий. В разрезе протоплатформенного чехла

выделен ряд регионально-геологических подразделений – свит, серий или горизонтов (рис. 3), объединенных в шесть надгоризонтов (снизу вверх): сумийский, сариолийский, ятулийский, людиковийский, калевийский и вепсийский [Krats, 1963; Negrutsa, 2011; Kulikov et al., 2017a, 2017b; Lower Precambrian Stratigraphic Scale..., 2002; и мн. др.].

Сумийский надгоризонт (2500–2400 млн лет) в основании представлен маломощными корами физического выветривания и высокозрелыми силикокластическими образованиями. На них залегают толща вулканитов преимущественно андезибазальтового состава мощностью до 1.5 км. Вулканиты слагают реликты рифтовой системы, сформированной в самом начале раннего протерозоя. В районе Онежского синклиория они сохранились в локальных грабенообразных структурах, а вдоль северо-восточной окраины Карельского массива образуют широкий пояс. Интрузивные комплексы – комагматы соответствующих вулканитов, проявлены как на КМ, так и в Беломорской провинции. Часто это расслоенные мафит-ультрамафитовые массивы. Наиболее крупный из них – Бураковский массив (~630 км²) – расположен к северо-востоку от Онежского синклиория и вмещает скопления вкрапленных хромитовых руд [Glushanin et al., 2011]. Сумийский надгоризонт вместе с перекрывающим его сариолийским надгоризонтом (см. ниже) слагает доплитную часть протоплатформенного чехла КМ и выполняет грабенообразные структуры (рис. 3).

Сариолийский надгоризонт (2400–2300 млн лет) обычно представлен полимиктовыми конгломератами и конгломератобрекчиями. Вдоль северо-восточной и северной окраины КМ кроме конгломератов, конгломератобрекчий и песчаников в верхней части разреза сариолия развиты андезибазальты [Korosov, 1991]. Сариолийские образования пространственно связаны с рифтогенными структурами и вулканитами сумия и совместно с ними слагают доплитную часть протоплатформенного чехла КМ, выполняя грабенообразные структуры (рис. 3).

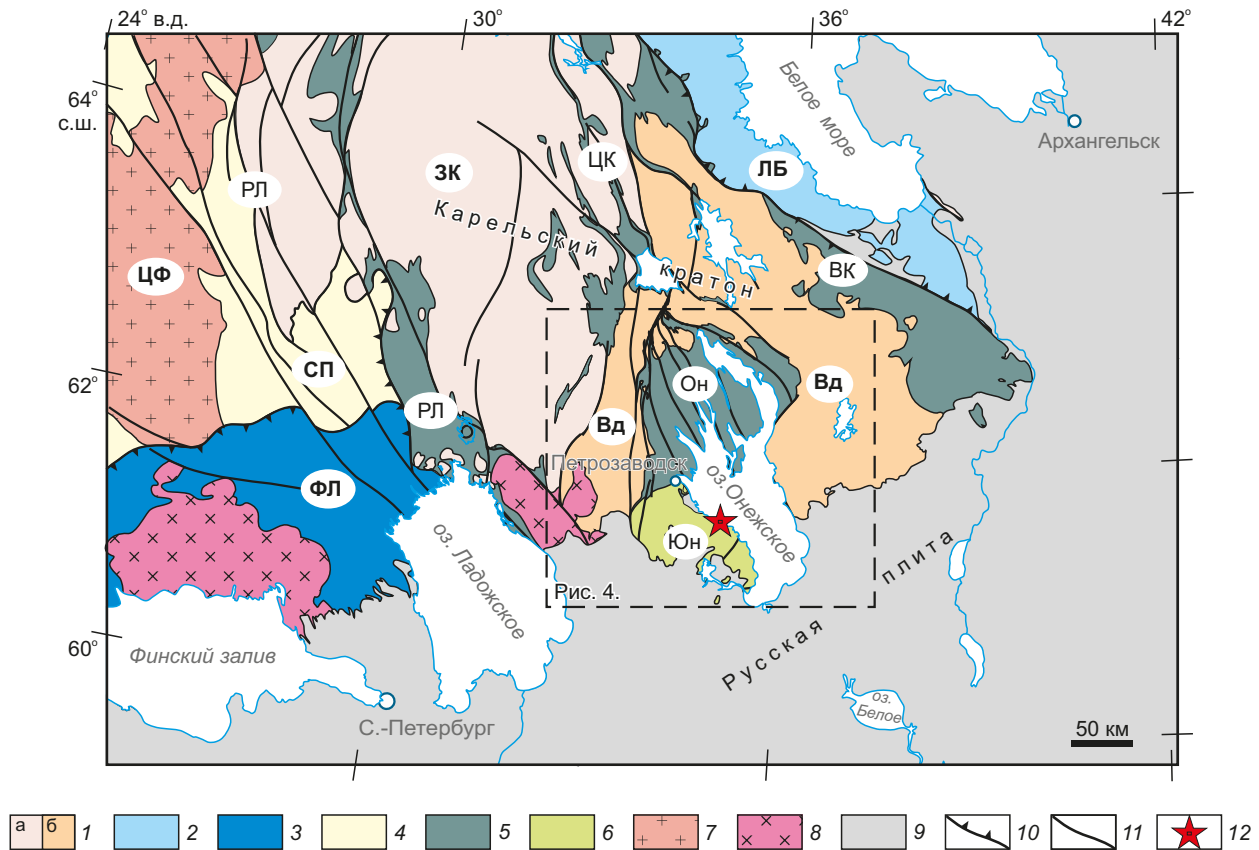


Рис. 2. Схема геологического строения юго-восточной части Балтийского щита (по [Morozov, 2010; Kolodyazhny, 2006; Kulikov et al., 2017b]).

1 – архейские гранит-зеленокаменные комплексы: а – Западно-Карельского (ЗК), б – Водлозерского (Вд) массива; 2 – архей – нижнепротерозойские гранулитогнейсовые комплексы Лапландско-Беломорского пояса (ЛБ); 3–7 – нижнепротерозойские комплексы: 3 – метаморфические и магматические Южно-Финско-Ладожского пояса (ФЛ), 4 – вулканогенно-осадочные и магматические островодужные Свеккофеннского пояса (СП), 5 – вулканогенно-осадочные рифтогенные и окраинно-континентальные Карельского массива, 6 – терригенные отложения Южно-Онежской мульды, 7 – гранитоиды Центрально-Финского массива (ЦФ); 8 – раннерифейские граниты рапакиви; 9 – венд-фанерозойский чехол Восточно-Европейской платформы; 10–11 – разрывы: 10 – взбросы и надвиги, 11 – преимущественно сдвиги; 13 – место отбора пробы KL-555. Зоны сдвига: РЛ – Раахе-Ладожская, ЦК – Центрально-Карельская, ВК – Восточно-Карельская; Он – Онежский синклиорий, Юн – Южно-Онежский синклиорий.

Fig. 2. Scheme of the geological structure of the south-eastern part of the Baltic Shield (used [Morozov, 2010; Kolodyazhny, 2006; Kulikov et al., 2017b]).

1 – Archean granite-greenstone complexes: а – of the West Karelian (ЗК), б – of the Vodlozersk (Вд) massifs; 2 – Archean – Lower Proterozoic granulite-gneiss complexes of the Lapland-White Sea Belt (ЛБ); 3–7 – Lower Proterozoic complexes: 3 – metamorphic and igneous of the South Finnish-Ladoga belt (ФЛ), 4 – volcanogenic-sedimentary and igneous island – arc of the Svecofennian belt (СП), 5 – volcanogenic-sedimentary rift and marginal continental complexes of the Karelian massif, 6 – terrigenous deposits of the South Onega depression, 7 – granitoids of the Central Finnish massif (ЦФ); 8 – Early Riphean rapakivi granites; 9 – Vend – Phanerozoic cover of the East European Platform; 10–11 – faults: 10 – thrusts, 11 – mainly strike-slip; 13 – sampling site KL-555. Shear zones: РЛ – Raakhe-Ladoga, ЦК – Central Karelian, ВК – East Karelian; Он – Onega synclinorium, Юн – South Onega synclinorium.

Ятулийский надгоризонт (2300–2100 млн лет) представлен вулканогенно-осадочными образованиями переменной мощности (от первых метров до 2 км), в основании разреза которых залегают силикатные коры химического выветривания, имеющие площадное распространение. Ятулий слагает основание разреза плитной части протоплатформенного чехла КМ и с резким угловым несогласием перекрывает сумийско-сариолийские рифтогенные толщи, а за пределами полей их распространения налегает непосредственно на породы архейского кристаллического фундамента

КМ (рис. 3). До половины объема ятулийских образований – лавы. Разрезы ятулия имеют трехчленное строение – нижний, средний и верхний ятулий. В низах каждой из этих частей разреза залегают терригенные и/или терригенно-карбонатные породы, а в верхах – вулканогенные образования [Sokolov, 1987]. В разрезах нижнего ятулия преобладают терригенные осадочные породы, в среднем ятулии – терригенно-карбонатные, в верхнем ятулии наиболее распространены карбонатные осадки, в том числе биогермные [Makarikhin, Kononova, 1983]. В Онежской параметрической скважине

в основании ятулийских отложений, залегающих на породах архейского фундамента, в интервале глубин 2944.0–2750.8 м вскрыты эвапориты: преимущественно галит, а также ангидрит и магнезит [Glushanin et al., 2011]. Накопление пород ятулия происходило в мелководном эпиплатформенном бассейне, который занимал практически всю площадь КМ [Heiskanen, 1990, 1996]. Ятулийские вулканы – продукты трещинных извержений, проявленных во внутриплитных (внутриплатформенных) обстановках. Ими сформировано обширное базальтовое плато, аналогичное фанерозойским траппам. Вулканизм проявлен трижды, в конце

каждого трансгрессивно-регрессивного цикла, что перекликается с представлениями о проявлении главных фаз вулканизма в молодых трапповых провинциях на фоне восходящих тектонических движений и регрессии моря [Svetov et al., 2015].

Людиковый надгоризонт (2100–1920 млн лет) сложен первично-глинистыми, карбонатными, существенно углеродистыми породами и вулканитами. В Онежском синклинии в людиковый надгоризонт объединены заонежская и суйсарская свиты (горизонты). Заонежская свита (мощность 1.3 км) сложена шунгитами, шунгитсодержащими туфоалевролитами,

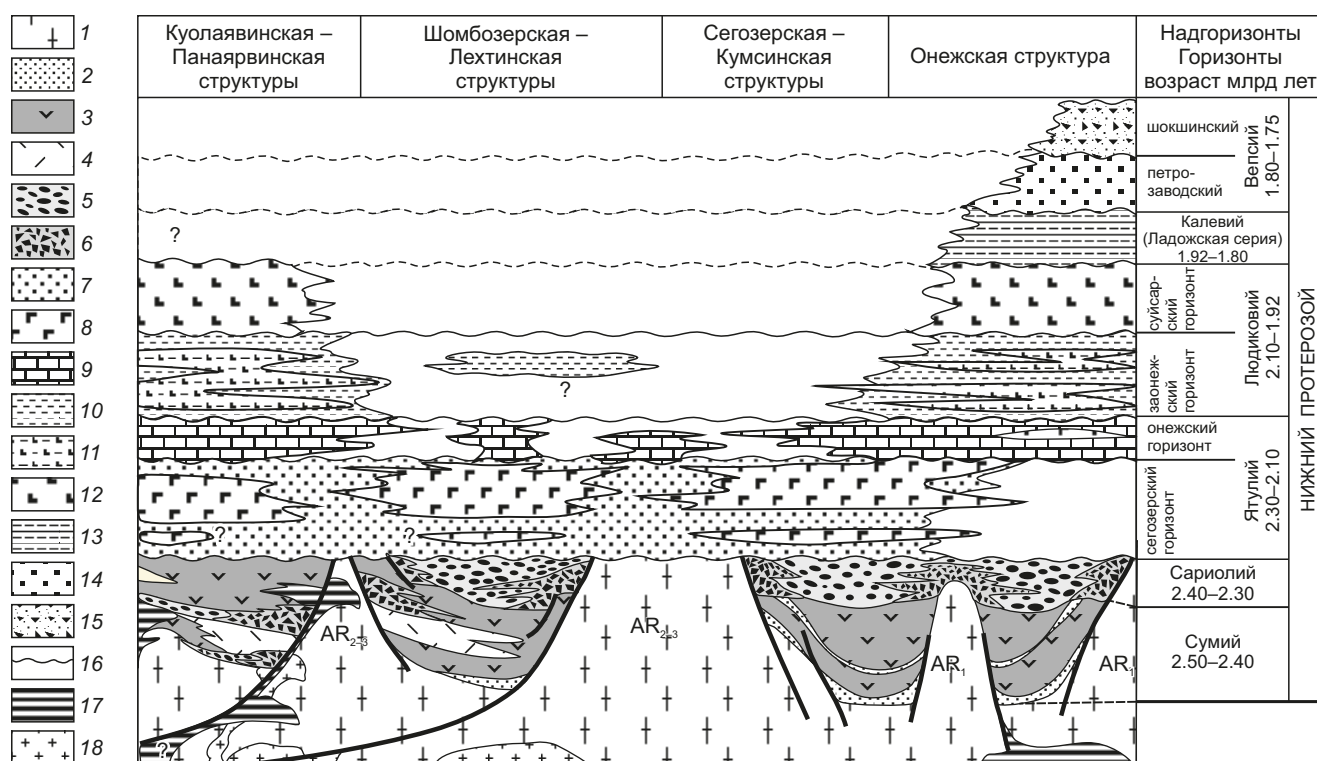


Рис. 3. Обобщенный литостратиграфический разрез протоплатформенного чехла Карельского кратора (составлено с использованием данных [Kolodyazhny, 2006; Korosov, 1991; Kulikov, 1999; Kulikov et al., 2017a, 2017b; Makarikhin et al., 1995; Sokolov et al., 1970; Sokolov, 1984; Systra, 1991; Kharitonov, 1966; и др.].

1 – архейский фундамент Карельского массива (кратона); 2–15 – протоплатформенный чехол Карельского массива: 2–6 – доплитная (рифтогенная) часть протоплатформенного чехла – сумий и сариолий: 2 – коры выветривания и терригенные осадки, 3 – андезибазальты, 4 – кварцевые и плагиоклазовые порфиры, 5 – полимиктовые конгломераты, 6 – глыбовые брекчии и микститоподобные образования; 7–15 – плитная часть протоплатформенного чехла: 7–9 – ятулий: 7 – терригенные породы, 8 – трапповые базальты, 9 – карбонатно-терригенные породы; 10–12 – людиковый: 10 – шунгитовые сланцы, 11 – базальтовые лавы, лавобрекчии, туфы, 12 – пикробазальты; 13 – калевий: терригенные флишеидные и молассоидные осадки; 14–15 – вепсий: 14 – терригенные молассоидные образования, 15 – красноцветные терригенные (шокшинские) песчаники; 16 – поверхности несогласий; 17 – расслоенные интрузии мафит-ультрамафитов (2.44 млрд лет); 18 – микроклиновые граниты (2.44–2.45 млрд лет).

Fig. 3. Generalized lithostratigraphic section of the proto-platform cover of the Karelian massif (after [Kolodyazhny, 2006; Korosov, 1991; Kulikov, 1999; Kulikov et al., 2017a, 2017b; Makarikhin et al., 1995; Sokolov et al., 1970; Sokolov, 1984; Systra, 1991; Kharitonov, 1966; and others].

1 – Archean basement of the Karelian massif (craton); 2–15 – proto-platform cover of the Karelian massif: 2–6 – proto-plate (rifting) part of the proto-platform cover – Sumian and Sariolian: 2 – weathering crusts and terrigenous sediments, 3 – andesite basalts, 4 – quartz and plagioclase porphyries, 5 – polymictic conglomerates, 6 – block breccias and mixtite-like formations; 7–15 – a plate part of the proto-platform cover: 7–9 – Jatulian: 7 – terrigenous rocks, 8 – flood basalts, 9 – carbonate-terrigenous rocks; 10–12 – Lyudikovian: 10 – shungite shales, 11 – basal lavas, lavobreccia, tuffs, 12 – picrobasalts; 13 – Kalevian: terrigenous flyschoid and molassoid sediments; 14–15 – Vepsian: 14 – terrigenous molassoid formations, 15 – red-colored terrigenous (Shoksha) sandstones; 16 – unconformities; 17 – stratified mafic-ultramafic intrusions (2.44 Ga); 18 – microcline granites (2.44–2.45 Ga).

аргиллитами, силицитами, известняками и доломитами, вмещающими большое количество пластовых тел магматических пород основного состава. Суйсарская свита (мощность 650 м) сложена туфами и лавами пироксеновых, плагиоклазовых и пикритовых базальтов.

Калевийский надгоризонт (1920–1800 млн лет) в Онежском синклиории сложен монотонным ритмичным чередованием алевролитов, глинистых сланцев, аркозовых и кварцевых песчаников с ограниченным распространением гравелитов, силицитов, кислых туффитов. Мощность этого флишоидного разреза, наиболее широко развитого вдоль юго-западной окраины КМ (ладожская серия), достигает 10000 м.

Вепсийский надгоризонт (1800–1750 млн лет) объединяет петрозаводскую (нижнюю) и шокшинскую (верхнюю) свиты (горизонты) [Sokolov, 1987]. Петрозаводская свита сложена преимущественно слоистыми сероцветными аркозовыми песчаниками, а также алевролитами и аргиллитами, редко – конгломератами, суммарной мощностью более 300 м [Galdobina, Mikhailyuk, 1971]. В разрезе присутствуют прослои осадочных брекчий с обломками шунгитовых сланцев и вулканитов. Шокшинская свита (горизонт) с несогласием и линзами конгломератов в основании разреза налегает на петрозаводскую свиту и представлена красноцветными песчаниками и кварцитопесчаниками с линзами конгломератов. Мощность свиты не менее 1000 м. Для песчаников и кварцитопесчаников шокшинской свиты характерны зрелый преимущественно кварцевый состав обломочного материала, малиновая, красная и розовая окраска за счет дисперсных окислов железа (гематит) в цементе, косослоистое внутреннее строение отдельных пачек, наличие на поверхностях слоистости разнообразных знаков ряби, следов капель дождя, трещин усыхания и в целом довольно высокая фациальная изменчивость. Отмеченные особенности свидетельствуют о континентальных условиях осадконакопления при аридном климате [Galdobina, 1958; Galdobina, Mikhailyuk, 1966, 1971; Vigdorichik et al., 1968; Garbar, 1971; Sokolov, 1987]. В нижней части разреза шокшинской свиты выявлен маломощный (около 10 м) покров мелкозернистых гематитизированных базальтов [Svetov, 1979].

Результаты бассейнового и фациального анализа образований вепсия показали, что во время накопления этого комплекса происходило постепенное сокращение и обмеление палеобассейна до размеров Южно-Онежской мульды [Akhmedov et al., 2004; Galdobina, 1958; Galdobina, Mikhailyuk, 1971].

3. ТЕКТОНИКА ОНЕЖСКОГО СИНКЛИОРИИ И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ

Онежский синклиорий расположен в юго-восточной части КМ в пределах Водлозерского блока (домена) (рис. 4), который представляет собой наиболее древнее раннеархейское гранитогнейсовое ядро КМ [Kozhevnikov, 2000; Kozhevnikov et al., 2006, 2010; Kozhevnikov, Skublov, 2010; Kulikov et al., 1990, 2017a, 2017b; Levchenkov

et al., 1989; Lobach-Zhuchenko et al., 1989, 2000, 2009; Puchtel et al., 1991; Sergeev et al., 2007; Chekulaev et al., 2009a, 2009b]. Границы Водлозерского домена условны и определены по расположению краевых мезоархейских (лопийских) зеленокаменных поясов.

Онежский синклиорий состоит из двух структурно обособленных отрицательных структур – Северо-Онежской и Южно-Онежской впадин. Северо-Онежская впадина выполнена образованиями низов и средней части нижнего протерозоя (сумий, сариолий, ятулий, людииковый и кавелий), а Южно-Онежская впадина сложена верхами нижнего протерозоя (вепсий) (рис. 4). Северо- и Южно-Онежская впадины имеют дельтообразное и овальное очертания соответственно. Они расположены в области веерообразной виргации Центрально-Карельской зоны сдвига северо-западного простирания, ветви которой обрамляют впадины и осложняют их внутреннее строение [Kolodyazhny, 2006; Glushanin et al., 2011].

В Северо-Онежской впадине сумийские андезитобазальты и сариолийские конгломераты локализованы в рифтовых грабенообразных структурах, фрагменты которых экспонированы на ее западном и северо-восточном бортах. В восточном обрамлении Северо-Онежской впадины среди архейских гнейсов залегает крупный Бураковский расслоенный массив основного состава (Бр на рис. 4) и связанные с ним рои даек, которые рассматриваются в качестве глубинного элемента строения сумийской рифтовой системы [Glushanin et al., 2011].

Главная особенность структуры Северо-Онежской впадины выражена в чередовании широких корытообразных синклиналей и узких линейно-гребневидных антиклиналей, локализованных в зонах разрывных нарушений [Glushanin et al., 2011]. В ядрах антиклиналей мощности карбонатно-терригенных слоев ятулия и людииковия значительно возрастают по сравнению с ядрами сопряженных синклиналей и смыкающимися эти складки крыльями. Это свидетельствует о тектоническом послонном перетекании маловязких пород с нагнетанием их в замковые части антиклиналей. В некоторых случаях это приводит к тому, что ядра антиклиналей приобретают диапироподобное строение. Оси складок испытывают виргацию и ундулируют, но в целом ориентированы в северо-западном направлении.

В строении ядер диапироподобных антиклиналей участвуют пластичные породы низов нижнего протерозоя, в т.ч. и соленосные толщи, аналогичные той, которая вскрыта параметрической скважиной в основании разреза Онежского синклиория. Кроме того, иногда в диапиризм вовлечены архейские гранитогнейсы фундамента КМ. Степень структурно-вещественной переработки пород в антиклинальных зонах чрезвычайно велика за счет разрывно-складчатых дислокаций. Такой своеобразный стиль синсвекофеннских (1.90–1.87 млрд лет) деформаций характерен только для Северо-Онежской впадины. Проявленные здесь рассланцевание, катаклиз и брекчирование местами

сопровождаются интенсивной метасоматической альбит-карбонат-слюдистой минерализацией. К-Ar датировки этой минерализации сгруппированы в диапазонах 1900–1700, 1100–900, 150–100 млн лет [Polekhovskiy et al., 1995].

В непосредственном обрамлении Северо-Онежской впадины породы архейского фундамента образуют разноранговые куполообразные и линзообразные структуры, описывающие полузамкнутый пояс. Крупный выступ архейского основания – Уницкий купол – осложняет северную центриклиналь впадины (Ун на рис. 4). Установлены признаки активного роста краевых куполообразных структур в конце архея, в палеопротерозое и на новейшем этапе развития [Kolodyazhny et al., 2000; Glushanin et al., 2011].

На юго-западе Северо-Онежской впадины складчатые структуры, осложняющие ее внутреннее строение,

с резким угловым несогласием перекрыты толщами вепсия Южно-Онежской впадины (Юн на рис. 4). Эта впадина имеет более простое строение [Garbar, 1971; Sokolov, 1987; Glushanin et al., 2011], овальное очертание и, занимая площадь 9 тыс. км², протягивается от г. Петрозаводска к юго-востоку более чем на 120 км, достигая 50–70 км в ширину. Падение пород на восточном крыле Южно-Онежской впадины пологое – 10–12°, редко – 20–25°, на западном крыле – более крутое и достигает 70° в приразломных зонах. В центральной части впадины породы лежат почти горизонтально.

Внутреннее строение Южно-Онежской впадины осложнено разрывами северо-западного и северо-восточного простирания. По геофизическим данным в центральной части впадины выделена зона северо-восточной ориентировки, рассматриваемая как продолжение Бураковско-Кожозерской глубинной зоны,

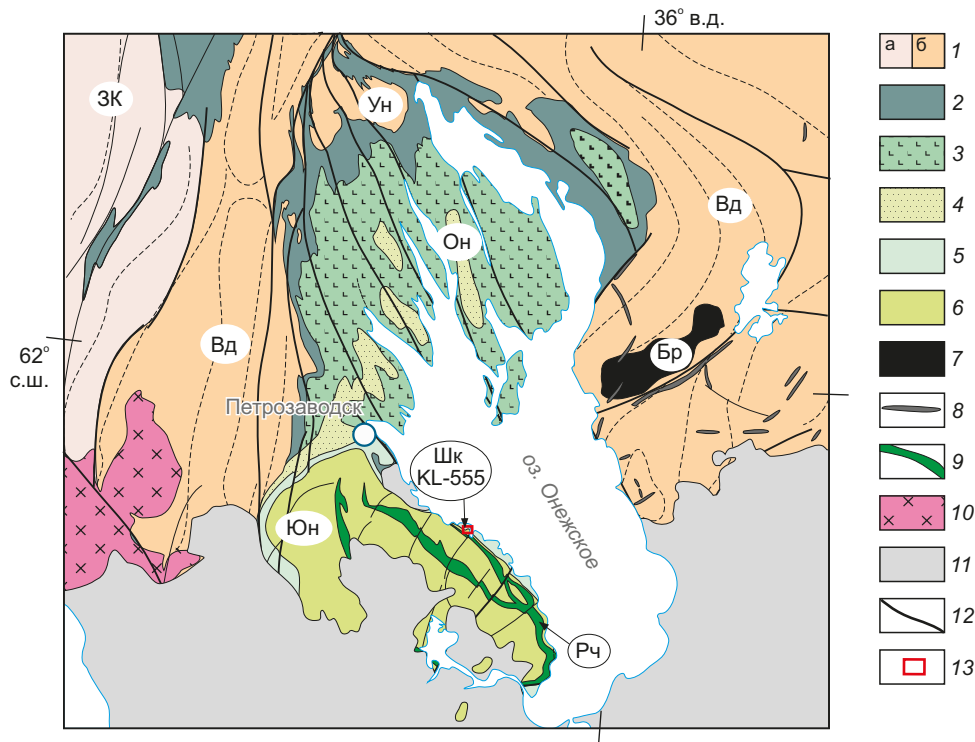


Рис. 4. Схема геологического строения Онежской структуры (с изменениями по [Voitovich, 1971; Kolodyazhny, 2006; Glushanin et al., 2011; Systra, 1991]).

1 – архейские гранит-зеленокаменные комплексы: а – Западно-Карельского (ЗК), б – Водлозерского (Вд) массива; 2–9 – нижнепротерозойские комплексы: 2 – сумий, сариолий и ятулий, 3 – людиковий, 4 – калевий, 5 – петрозаводская свита вепсия, 6 – шокшинская свита вепсия, 7 – расслоенные массивы мафит-ультрамафитов, 8 – дайки базитов, 9 – силлы габбро-долеритов; 10 – раннерифейские граниты рапакиви; 11 – венд-фанерозойский чехол; 12 – разломы; 13 – месторождение шокшинских кварцитопесчаников (место отбора пробы KL-555). Вд – Водлозерский блок, ЗК – Западно-Карельский блок, Он – Онежская мульда, Юн – Южно-Онежская мульда, Ун – Уницкий купол, Бр – Бураковская интрузия, Шк – Шокшинское месторождение кварцитопесчаников.

Fig. 4. The structural-geological scheme of the Onega synclinorium (with changes according to [Voitovich, 1971; Kolodyazhny, 2006; Glushanin et al., 2011; Systra, 1991]).

1 – Archean granite-greenstone complexes: a – West Karelian (ЗК), б – Vodlozersk (Вд) massifs; 2–9 – Lower Proterozoic complexes: 2 – Sumian, Sariolian and Jatulian, 3 – Ludikovian, 4 – Kalevian, 5 – Vepsian Petrozavodsk Formation, 6 – Vepsian Shoksha Formation, 7 – mafic-ultramafic stratified massifs, 8 – dykes of basites, 9 – sills of gabbro-dolerites; 10 – Early Riphean rapakivi granites; 11 – Vend-Phanerozoic cover; 12 – faults; 13 – Shoksha quartzite-sandstones deposit (sampling site KL-555). Вд – Vodlozersk block, ЗК – West Karelian block, Он – Onega synclinorium, Юн – South-Onega synclinorium, Ун – Unitk dome, Бр – Burakovka intrusion, Шк – Shoksha deposit of quartzite-sandstones.

контролирующей размещение крупных интрузий основного состава [Glushanin et al., 2011; Ryazantsev, 2012, 2014]. Формирование Южно-Онежской впадины связано с финальными эпизодами карельской тектонической эры, когда происходил переход от складчатых деформаций свекофеннского этапа (1.90–1.87 млрд лет) к относительно спокойному протоплатформенному тектоническому режиму [Systra, 1991].

Верхи разреза вепсия Южно-Онежской впадины (шокшинская свита) интродуцированы силлами габбро-долеритов ропручейского комплекса. Наиболее крупный – Ропручейский – силл обнажен вдоль юго-западного берега Онежского озера на протяжении 100 км (рис. 4). Он образован тремя телами, которые связаны между собой перемычками. Главное тело мощностью 80–200 м сложено преимущественно среднезернистыми габбро-долеритами и габбро, а два других тела (перекрывающее и подстилающее), имеющие мощность до 25 м, представлены долеритами, в т.ч. мелкозернистыми, иногда с миндалекаменным строением в приконтактных частях. Некоторые исследователи принимают их за лавовые потоки [Glushanin et al., 2011]. U-Pb изотопный возраст габброидов, слагающих силл, оценен по циркону – 1770 ± 12 млн лет, по бадделеиту – 1751 ± 3 млн лет [Bibikova et al., 1990; Lubnina et al., 2012].

4. СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА ШОКШИНСКОЙ СВИТЫ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЛАГАЮЩИХ ЕЕ ПОРОД

Первые научные сведения о красноцветных песчаниках Олонецкого края Прионежья появились в конце XVIII – начале XIX в. Это были описания отдельных обнажений, выполненные С. Алопеусом, Н.Я. Озерецковским, К.М. Арсентьевым, А. Фуллоном и И. Энгельманом. Р. Мурчисон отнес их к девону на основании их сходства с красноцветными песчаниками формации древнего красного песчаника (Old Red Sandstones) Англии. Но позже Г.П. Гельмерсен выделяет песчаники Прионежья в самостоятельную группу, считая их допалеозойскими. Различным аспектам геологии Западного Прионежья в целом и внутреннего строения развитых здесь красноцветных кварцитовидных песчаников в частности посвятили свои исследования А.А. Иностранцев, К. Фохт, В. Рамсей, В. Вааль, С.А. Яковлев, П.А. Борисов, И. Седерхольм и другие известные ученые того времени. В. Рамсей по аналогии с осадочными образованиями района Бьёрнберга Финляндии впервые отнес толщу красноцветных песчаников Западного Прионежья к иотнию. В.М. Тимофеев [Timofeev, 1935] объединил песчаники Шокши и Каменного Бора в единую иотнийскую формацию верхнего протерозоя, разделив ее на каменноборскую (нижнюю) и шокшинскую (верхнюю) толщи. Реконструкции условий осадконакопления и преобразования пород иотния посвящены публикации К.О. Кратца [Krats, 1955], Л.П. Галдобиной [Galdobina, 1958], Д.И. Гарбара [Vigdorichik et al., 1968; Garbar, 1971], И.М. Симановича [Simanovich, 1966, 1978], М.Г. Леонова [Leonov et al., 1995].

Разрез шокшинской свиты имеет трехчленное строение [Sokolov, 1987]. В основании нижнешокшинской подсвиты залегают линзы олигомиктовых конгломератов, галька которых представлена главным образом кварцем, халцедоном и, реже, песчаниками и алевролитами петрозаводской свиты. Нижняя часть разреза подсвиты устроена груборитмично. Отдельные ритмы имеют мощность от 1.5 до 4.0 м и сложены крупно- и среднезернистыми кварцитопесчаниками красной, розовой и малиновой окраски, часто с косою и троговой слоистостью аллювиального и дельтового типа. Верхние части ритмов сложены тонкими прослоями мелкозернистых кварцитопесчаников, алевролитов и аргиллитов. На поверхностях слоистости этих пород широко развита волноприбойная и потоковая рябь, следы капель дождя и струек стекания, подводно-оползневые текстуры, трещины усыхания. Верхняя часть подсвиты сложена мелкозернистыми кварцитопесчаниками, алевролитами и сланцами темно-вишневой окраски. Мощность нижней подсвиты может достигать 300 м.

Среднешокшинская подсвита в основании сложена чередованием линз конгломератов и олигомиктовых песчаников. Выше залегают средне- и мелкозернистые кварцитопесчаники розового и бледно-сиреневого цвета, алевролиты и аргиллиты. Разрез подсвиты устроен в целом ритмично – в нижней его части ритмы имеют мощность 1.5–2.0 м, выше по разрезу их мощность убывает и увеличивается доля мелкозернистых разностей. Мощность средней подсвиты 300–700 м.

Верхнешокшинская подсвита сложена в основном средне- и крупнозернистыми полевошпат-кварцевыми песчаниками, ее мощность оценивается в 200 м.

Полная мощность шокшинской свиты несколько превышает 1000 м.

Породы шокшинской свиты в районе одноименного месторождения залегают с размывом на песчаниках петрозаводской свиты. С крупным стратиграфическим и угловым несогласием и с корой выветривания в основании шокшинские отложения перекрыты осадочными породами венда.

5. СТРОЕНИЕ ШОКШИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И УЧАСТКА ОТБОРА ПРОБЫ KL-555

Шокшинское месторождение облицовочно-строительного камня расположено на юго-западном берегу Онежского озера, в 45 км к юго-востоку от г. Петрозаводска (рис. 4). В строении района месторождения участвуют песчаники и кварцитопесчаники петрозаводской и шокшинской свит (рис. 5). Здесь же расположен стратотип нижней части разреза шокшинской свиты [Galdobina, 1958; Sokolov, 1987].

В пределах месторождения слои в целом полого ($5-15^\circ$) падают к югу. Их осложняют разрывы и пологие складки север-северо-восточного простирания (рис. 5), а также мелкие (0.2–5.0 м) внутрислоевые асимметричные складки различной ориентировки (рис. 6, а, б).

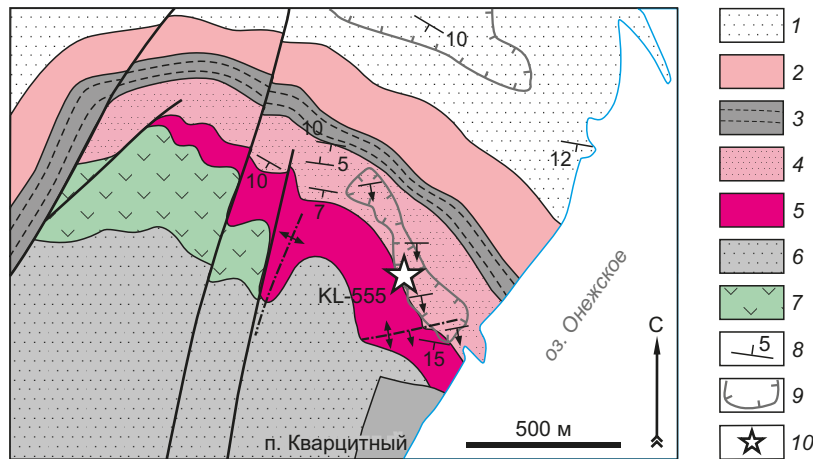


Рис. 5. Схема геологического строения Шокшинского месторождения кварцитопесчаников.

1 – аркозовые песчаники петрозаводской свиты; 2–6 – отложения шокшинской свиты: 2 – сиреневые кварцитопесчаники, 3 – переслаивание алевролитов, сланцев и песчаников, 4 – красные кварцитопесчаники, 5 – малиновые кварцитопесчаники, 6 – серо-розовые песчаники; 7 – базальты; 8 – элементы залегания слоистости; 9 – контуры карьеров; 10 – место отбора пробы KL-555.

Fig. 5. The scheme of the geological structure of the Shoksha quartzite-sandstone deposit.

1 – arkose sandstones of the Petrozavodsk Formation; 2–6 – sediments of the Shoksha Formation: 2 – lilac quartzite-sandstones, 3 – intercalation of siltstones, shales and sandstones, 4 – red quartzite-sandstones, 5 – crimson quartzite-sandstones, 6 – gray-pink sandstones; 7 – basalts; 8 – dip and strike of rock layers; 9 – contours of the quarries; 10 – KL-555 sampling site.

Шокшинская свита в пределах одноименного месторождения с размывом перекрывает серые и коричневато-серые аркозовые песчаники петрозаводской свиты и представлена последовательностью слоев мономиктовых кварцевых кварцитопесчаников и песчаников (снизу вверх):

- 1) бледно-сиреневые кварцитопесчаники с прослоем мелкогалечного конгломерата в основании и знаками ряби на плоскостях напластования (более 5 м);
- 2) пачка переслаивания красноцветных и зеленоватых алевролитов, глинисто-сланцевых и мелкозернистых песчаников (5 м);
- 3) красные мелкозернистые кварцитопесчаники с косою слоистостью, знаками ряби течения и волнения (14 м);
- 4) малиновые мелкозернистые кварцитопесчаники с косою слоистостью в крупных сериях, представляющие собой наибольшую промышленную ценность (17 м);
- 5) серовато-розовые косослоистые кварцевые песчаники с гравелитом в основании (40 м).

Из красных кварцитопесчаников верхней части разреза слоя 3 отобрана (детальнее см. ниже) проба KL-555 для выделения зерен dZr (см. рис. 5; рис. 6, в). Слой 3, из которого отобрана проба KL-555, осложнен конседиментационными, диагенетическими структурами и текстурами. Для него характерны крупные и средние косослоистые серии речного и дельтового типа с наклоном слоистости преимущественно к юг-юго-востоку (160–170°) (рис. 6, а, б). Реже в отдельных слоях проявлена троговая (мульдообразная) косою слоистость. Верхняя часть слоя 3 в изученном искусственном обнажении осложнена внутрислойной конседиментационной

асимметричной складкой с амплитудой около 3 м (рис. 6, а). Складка имеет южную вергентность, согласованную с наклоном косою слоистости и, соответственно, наклоном палеосклона бассейна осадконакопления. Эти особенности позволяют полагать, что развитие складки было связано с подводным оползанием слоев и контролировалось субслойным срывом в основании структуры (рис. 6, а). Более мелкие оползневые складки, осложняющие косою слоистость в слое 3, широко развиты по всему разрезу (рис. 6, г).

Наложённые структурно-вещественные преобразования кварцитопесчаников слоя 3 представлены хрупкими и хрупкопластическими деформациями. Они выражены в развитии трещин и зеркал скольжения, в метагенетической перекристаллизации и регенерации обломочных зерен кварца, в развитии вторичной слоистости кварцитопесчаников. В результате метагенеза и начальных уровней метаморфизма шокшинские песчаники испытали неравномерную перекристаллизацию и уплотнение, железистые охры были преобразованы в пластинки гематита, обусловившие разнообразную окраску пород. Метагенетические преобразования шокшинских песчаников подробно рассмотрены в специализированных работах [Leonov et al., 1995; Siimanovich, 1966, 1978].

Одной из причин вторичных преобразований шокшинских кварцитопесчаников, вероятно, является флюидно-термальное воздействие, обусловленное воздействием потоков базальтов и силлов габбро-долеритов, залегающих на разных уровнях разреза шокшинской свиты. Например, в западной части Шокшинского месторождения слои 3 и 4 разделены покровом базальтов, вероятно, оказавшим термальное воздействие на

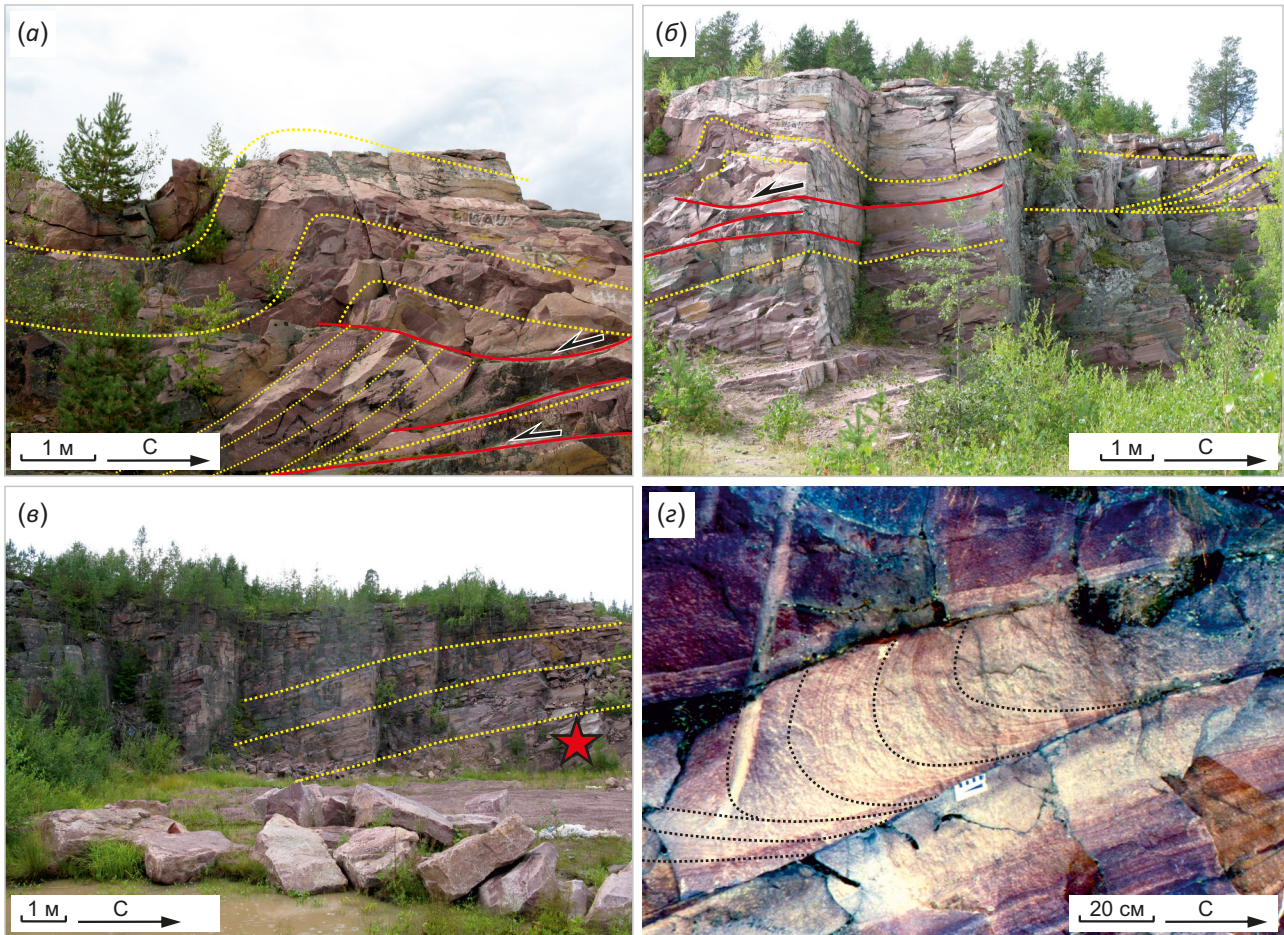


Рис. 6. Южный карьер Шокшинского месторождения кварцитопесчаников. (а) – косяя слоистость и асимметричная складка подводного оползания в кварцитопесчаниках; (б) – субслойные срывы в кварцитопесчаниках и связанные с этими срывами складки волочения; (в) – место отбора пробы KL-555 (звездочка) из кварцитопесчаников в юго-западной стенке карьера; (г) – мелкие складки подводного оползания, осложняющие косяю слоистость в кварцитопесчаниках.

Fig. 6. The southern quarry of the Shoksha deposit of quartzite sandstones. (a) – oblique layering and asymmetric fold of underwater landslide in quartzite-sandstones; (б) – sublayer detachments in quartzite-sandstones and associated drag folds; (в) – site of KL-555 sampling (asterisk) of quartzite-sandstones in the south-western wall of the quarry; (г) – small folds of underwater landslide, complicating oblique stratification in quartzite-sandstones.

нижележащие кварцитопесчаники (слои 1–3), которые несколько позднее были с размывом перекрыты песчаниками слоя 4 с относительно меньшими эпигенетическими изменениями.

6. РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА, ИЗВЛЕЧЕННЫХ ИЗ КВАРЦИТОПЕСЧАНИКОВ ШОКШИНСКОЙ СВИТЫ (ПРОБА KL-555)

Для выделения зерен dZr и их последующего U-Pb изотопного датирования из кварцитопесчаников нижней части разреза шокшинской свиты (верхняя часть слоя 3 описанного выше разреза Шокшинского месторождения) отобрана проба KL-555. Проба отобрана в юго-западной стенке южного карьера Шокшинского месторождения в 300 м севернее окраины п. Кварцитный, в точке с координатами 61°30'12.01" с.ш.; 35°02'57.40" в.д. (см. рис. 5; рис. 6, в).

6.1. Микроскопическое изучение кварцитопесчаников пробы KL-555

Микроскопическое изучение кварцитопесчаников пробы KL-555 показало, что они имеют существенно кварцевый состав (рис. 7). В образце порода имеет приглушенный розовый цвет, в шлифах цвет бледно-бежевый. Состав обломков: кварц – 95 %, обломки пород, среди которых преобладают микрокварциты. Акцессорные минералы – циркон, апатит, магнетит и гематит. Зерна кварца подвержены существенной регенерации и частичной перекристаллизации. Встречаются как округлые, так и угловатые зерна, в основном неправильной формы, иногда удлиненные.

Структура породы неравномерно-зернистая псаммитобластовая от тонко- до среднезернистой (рис. 7, а, б). Текстура полосчатая за счет чередования полос с более крупными (0.2–0.6 мм) и более мелкими (0.05–0.10 мм) зернами. Цемент двух типов: регенерационный

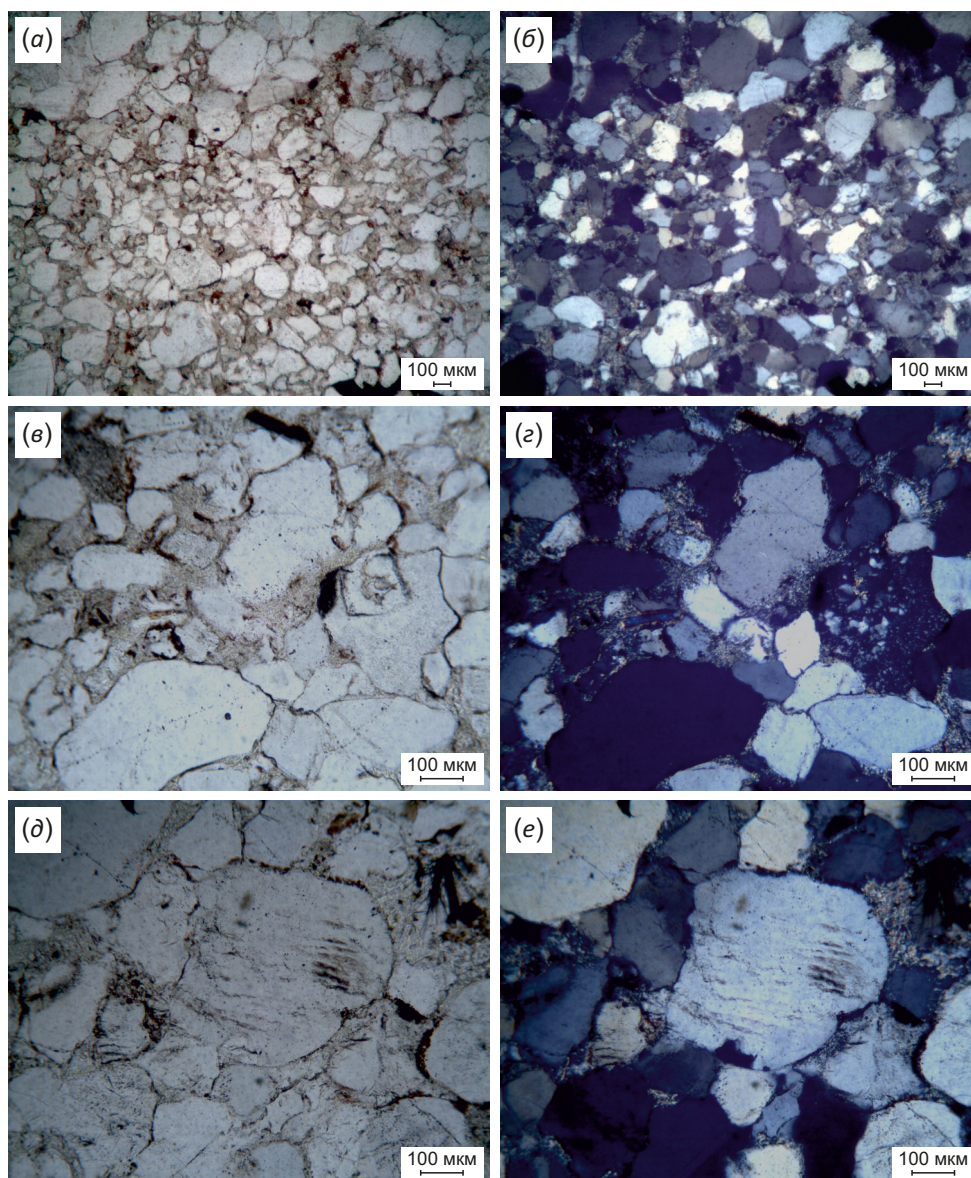


Рис. 7. Микрофотографии шлифов кварцитопесчаников пробы KL-555. Слева – николи параллельные, справа – скрещенные. Пояснения в тексте.

Fig. 7. Micrographs of quartz sandstone sections of the KL-555 sample. On the left there are parallel nichols, on the right – crossed nichols. See text for explanation.

кварцевый (3–5 %) и поровый кварц-хлорит-слюдистого состава (7–15 %) (рис. 7, в, г). В некоторых порах присутствуют розетки, образованные слюдой. Встречаются также тонкие крустификационные каемки слюды.

Интересно наличие регенерационных каемок кварца с четкими кристаллографическими очертаниями, а также обилие структур бластического замещения (миграция границ зерен). Характерны инкорпорационные, реже сутуровидные контакты зерен кварца, структуры бластического замещения, регенерационные каемки. Для кварца характерно волнистое, блоковое и мозаичное погасание, полоски Бема, иногда зерна трещиноватые вплоть до оскольчатого строения (рис. 7, д, е).

6.2. Методика изучения зерен детритового циркона из пробы KL-555

Пробоподготовка, выделение зерен циркона, изготовление аналитического препарата, предварительная подготовка зерен циркона к изотопному анализу, обработка первичных аналитических результатов, селекция датировок, подходы к анализу результатов датирования зерен циркона и прочие процедуры проведены в соответствии с методикой, описанной в работе [Romanyuk et al., 2018]. Проба KL-555 (начальный вес ~1.5 кг) измельчена до размерного класса «-0.25 мм» с использованием одноразового капронового сита, натянутого на металлические пальцы, вручную в чугунной ступе, без применения механических дробилок. Измельченный материал последовательно отмучен в

проточной водопроводной воде, просушен на воздухе, разделен в тяжелой ($\sim 2.95 \text{ см}^3$) жидкости ГПС-В и подвергнут магнитной сепарации. Из немагнитной части тяжелой фракции вручную (под бинокляром) случайным образом выбраны зерна dZr . Эти зерна имплантированы в эпоксидную шашку и приполированы вручную примерно до половины типичного размера зерен. В приполированных зернах dZr выбраны участки, свободные от трещин, включений и нарушений и имеющие диаметр не менее 40 микрон для U-Pb изотопного анализа с лазерным микропробоотбором.

Изучение U-Pb изотопной системы зерен dZr из пробы KL-555 выполнено в ЦКП 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 и рабочие параметры аппаратуры описаны в работе [Nikishin et al., 2020]. Первичная обработка результатов U-Pb изотопных анализов выбранных участков зерен dZr проведена с помощью компьютерной программы GLITTER [Griffin et al., 2008]; поправки на нерадиоγενный свинец рассчитаны на основе процедуры, описанной в работе [Andersen, 2002] и реализованной в рамках программы ComPbCorr [Andersen, 2008]. Построение гистограмм и кривых плотности вероятности (КПВ) выполнены в программе ISOPLOT [Ludwig, 2012], размещенной в свободном доступе.

Калибровка аналитических измерений была проведена по внешнему цирконовому стандарту GJ-1 [Jackson

et al., 2004; Elhlou et al., 2006]. Качество анализа оценивалось путем совместного измерения неизвестных образцов и контрольных стандартов циркона 91500 [Wiedenbeck et al., 1995, 2004] и Plesovice [Sláma et al., 2008] с аттестованными по изотопному отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ средневзвешенными (2σ) 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 (2σ) оценки возраста 1067.8 ± 7.0 ($n=8$) и 332.6 ± 5.2 ($n=7$) млн лет соответственно, что в пределах погрешности согласуется с приведенными выше аттестованными значениями, полученными методом CA-ID-TIMS [Horstwood et al., 2016].

6.3. Результаты U-Pb изотопного анализа зерен циркона

Из пробы KL-555 проанализировано всего 79 зерен dZr (Прил. 1, табл. 1.2). Программа GLITTER дает возможность видеть развертку по времени (мы называем ее аналитический сигнал) количества поступающих на регистраторы ионов ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th и ^{238}U по мере проникновения луча лазера внутрь исследуемого зерна циркона, т.е. испарения вещества из все более и более глубоких его частей. Разные части аналитического сигнала соответствуют разным частям зерна циркона. Большинство полученных аналитических сигналов – это короткие сильноизменчивые записи. Для некоторых из них оценки возраста удалось получить только по половине или даже трети записи. В случае,

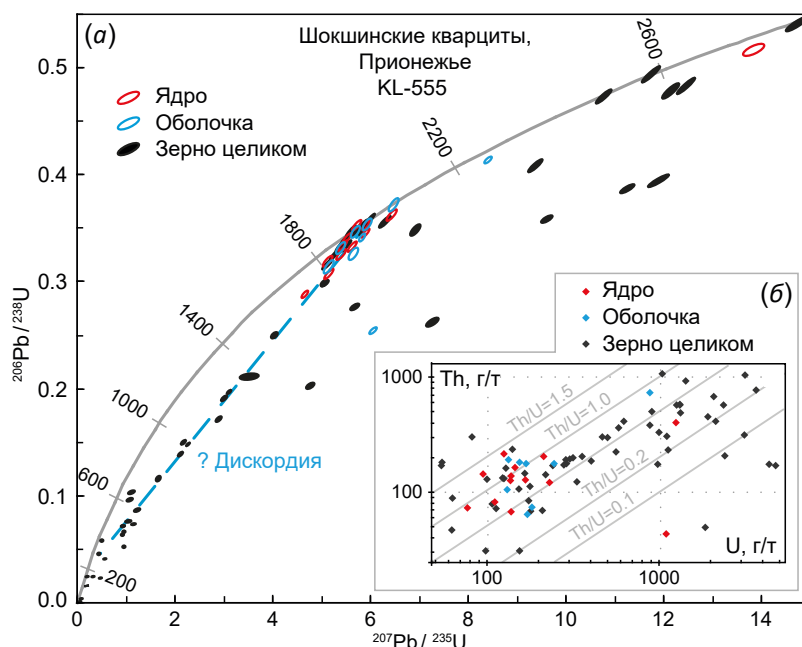


Рис. 8. Результаты изучения зерен детритового циркона из пробы KL-555.

(a) – диаграмма с конкордией для U-Pb датировок. Голубой пунктир – возможная линия дискордии; (б) – диаграмма «Содержания Th vs U» (логарифмический масштаб).

Fig. 8. Results of the study of detrital zircons from sample KL-555.

(a) – diagram with concordia for U-Pb dating. The blue dashed line is an inferred possible discordia line; (b) – "Th versus U" diagram (logarithmic scale).

если при получении оценки возраста была использована часть аналитического сигнала из его начала или середины, эта часть записи интерпретирована как анализ ядра («ядро»). А в том случае, когда была использована финишная краевая часть записи аналитического сигнала, эта часть записи интерпретирована как анализ краевой части зерна («оболочка»). В то же время несколько записей хорошей длительности и качества (степень дискордантности – первые единицы процента как D1, так и D2) показали оценки возраста в интервале 1.91–1.95 млн лет. Результаты анализов представлены на диаграмме с конкордией (рис. 8, а).

Значительная часть полученных анализов характеризуется высокой степенью дискордантности вычисленных по ним датировок – несоответствием значений

датировок, вычисленных по разным изотопным парам. Для характеристики степени дискордантности нами использованы величины D1 и D2, которые рассчитаны по формулам (1) и (2):

$$D1 = 100 \% \cdot [\text{возраст } (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) / \text{возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1], \tag{1}$$

$$D2 = 100 \% \cdot [\text{возраст } (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / \text{возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]. \tag{2}$$

Для 34 анализов – 1.2 % < D1 и D2 < 10 % и поправка возраста на общий свинец < 60 млн лет – они были использованы для построения гистограммы и КПВ. Возраст всех этих датированных зерен dZr более 1 млрд лет, поэтому для его оценки использованы только отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (рис. 9).

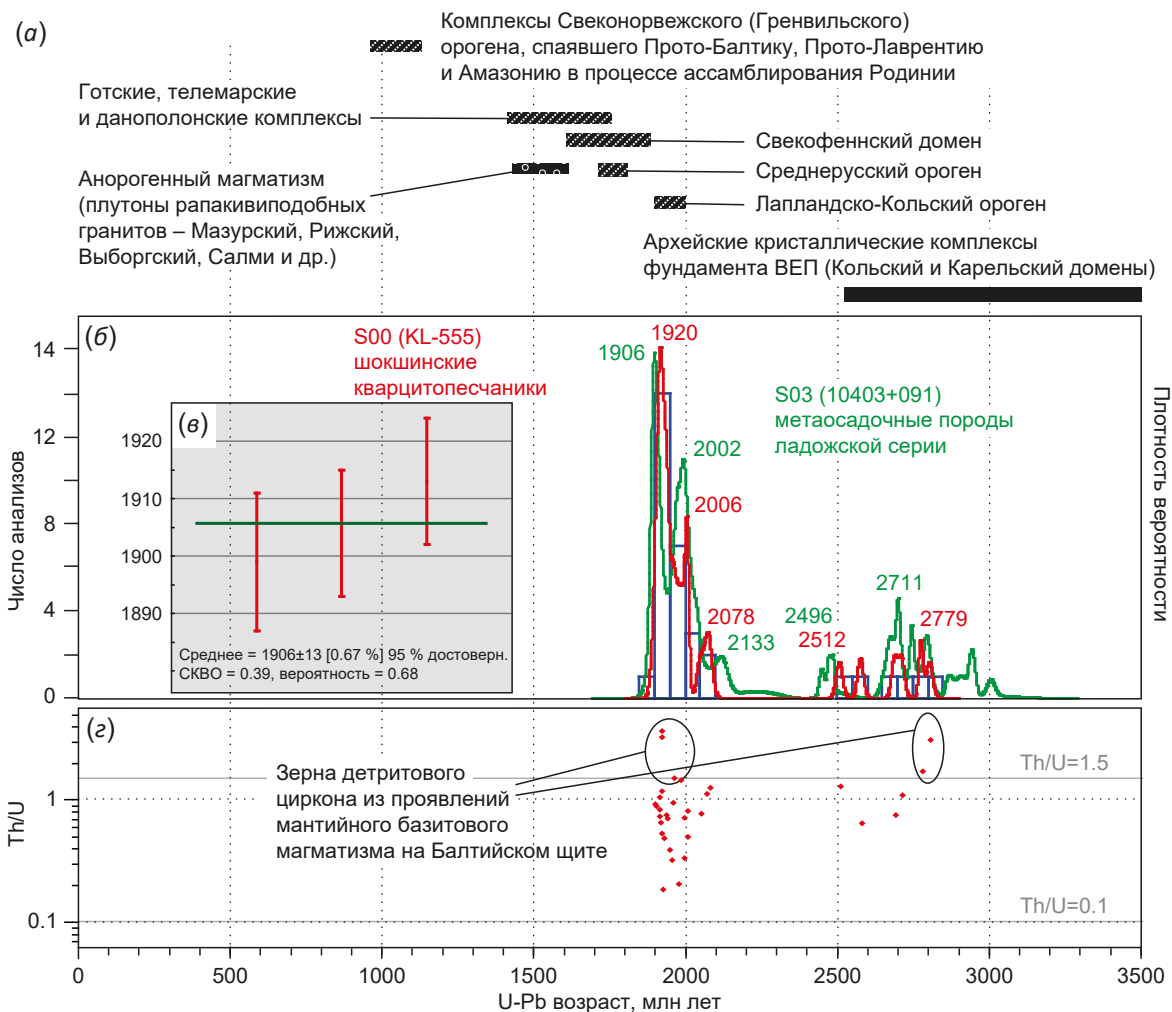


Рис. 9. Сводка возрастов некоторых кристаллических комплексов северной части ВЕП, которые могли бы быть потенциальными первичными источниками детритового циркона (а). Гистограмма и КПВ (красная линия), иллюстрирующие распределение U-Pb изотопных возрастов зерен dZr из пробы KL-555 (б). Зеленая линия – КПВ для метapelитов ладожской серии [Sharov, 2020]. Взвешенное среднее значение по трем минимальным возрастам (в). Диаграмма «Th/U vs U-Pb возраст» для изученных зерен dZr, для которых получены кондиционные оценки возраста (з).

Fig. 9. A summary of the ages of some crystalline complexes of the northern part of the EEP, which could be the potential primary sources of detrital zircons (a). Histogram and PDC (density probability plot, red line) illustrating the distribution of U-Pb isotopic ages of dZr grains from the KG-555 sample (б). The green line is PDC for the metapelites of the Ladoga series [Sharov, 2020]. Weighted average value obtained from three minimum ages (в). Diagram "Th/U vs U-Pb age" for the studied dZr grains, for which conditional age estimates were obtained (з).

Самый молодой возраст 1899 ± 12 млн лет ($D1=2.9\%$, $D2=6.3\%$), 1904 ± 11 млн лет ($D1=0.0\%$, $D2=0.05\%$), 1913 ± 11 млн лет ($D1=-0.6\%$, $D2=-1.2\%$). Самый древний – 2777 ± 7 млн лет ($D1=2.0\%$, $D2=3.4\%$) и 2805 ± 11 млн лет ($D1=0.4\%$, $D2=0.7\%$). Яркие частотные пики на КПВ датировок, поддержанные более чем пятью измерениями, соответствуют значениям 1920 и 2006 млн лет, второстепенный пик, поддержанный тремя измерениями, – 2078 млн лет.

Полученные значения U-Pb возраста подразделяются на две группы: попадающие в среднюю и позднюю часть раннего протерозоя, а также позднерархейские. Раннепротерозойские датировки формируют плотную доминирующую группу с интервалом возрастов 1.90–1.96 млрд лет (18 датировок). Остальные представляют собой две второстепенные группы: 1.98–2.10 млрд лет (6 датировок) и 2.05–2.08 млрд лет (3 датировки). Значения возраста шести единичных позднерархейских зерен циркона рассеяны в интервале 2.5–2.8 млрд лет. Таким образом, анализ полученных результатов U-Pb изотопного датирования зерен dZr из шокшинских кварцитопесчаников (проба KL-555) позволяет предположить, что песчаники шокшинской свиты были сформированы за счет накопления продуктов разрушения кристаллических комплексов с возрастом, соответствующим преимущественно средней и поздней части раннего протерозоя и позднему архею.

Существенное количество анализов (более половины) с сильноdiscordантными значениями возраста свидетельствует о том, что зерна dZr из шокшинских кварцитопесчаников были массово подвержены термально-метаморфическому и/или гидротермально-метасоматическому воздействию, возможно неоднократно. Это воздействие в разной степени нарушило U-Pb изотопную систему в датированных зернах, причем очень существенно. Те анализы, в которых оценки возраста были получены по «ядру» или «оболочке», формируют на диаграмме с конкордией (см. рис. 8, а) вытянутую область, которая позволяет наметить линию discordии (может быть, серию таких линий). На эту discordию хорошо «попадает» довольно много точек, соответствующих discordантным анализам по всему зерну. Нижнее пересечение discordии с конкордией может быть определено лишь с очень низкой точностью. С уверенностью можно говорить только о фанерозойском интервале возраста наложенных преобразований.

6.4. Интерпретация величин Th/U в датированных зернах детритового циркона из пробы KL-555

Отношение весовых количеств тория и урана (Th/U) в цирконе большинства пород магматического генезиса (т.е. в магматогенном цирконе) варьируется от 0.1 до 1.0 (см. обзоры [Kirkland et al., 2015; Rubatto, 2017]). Низкие значения Th/U принято считать статистически свойственными метаморфогенным кристаллам циркона. При этом предлагаемое «пороговое»

значение Th/U, позволяющее разделить магматогенный 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 часто можно встретить и в цирконе магматического, и в цирконе 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 здесь также, что циркон с высокими значениями Th/U иногда характерен для пород, 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 dZr из пробы KL-555 для 79 анализов получены значения содержания Th от 30.6 до 1073.1 г/т, U – от 54.5 до 4765 г/т, значения Th/U варьируются от 0.03 до 3.72 (см. рис. 8, б).

Для пяти зерен зафиксированы очень низкие торий-урановые отношения ($Th/U < 0.1$). Эти зерна dZr , скорее всего, могли иметь своими первичными источниками (ультра) высокобарические комплексы (эклогиты) или, например, такие «экзотические» комплексы, как ультранизкотемпературные гранитоиды. Однако оценки возраста для этих зерен оказались discordантными, поэтому дать какую-либо надежную содержательную интерпретацию зернам dZr с этими отношениями не представляется возможным.

Значительная часть анализов (14 анализов) показала величины Th/U более 1.0, а из них пять анализов – даже более 1.5. Три анализа показали уникально высокие Th/U значения: № 54 – 1922 млн лет, $Th/U=3.72$; № 68 – 1920 млн лет, $Th/U=3.30$; № 74 – 2805 млн лет, $Th/U=3.12$. Это означает, что среди первичных источников зерен dZr , для которых получены такие значения Th/U, могли быть комплексы, в которых широким распространением пользовались мафические породы (например, базальты и габброиды) и/или породы, претерпевшие высокотемпературный метаморфизм (например, гранулиты). Вероятнее всего, это магматические цирконы из пород суйсарского комплекса.

Большинство же анализов показали значения Th/U в пределах 0.1–1.0. Такие величины торий-урановых отношений принято считать статистически присущими магматогенному циркону из пород кремнекислого и среднего состава. Источниками зерен dZr с такими значениями Th/U, наиболее вероятно, были обычные гранитоиды нормальной или пониженной кремнекислотности или их вулканические эквиваленты.

7. О ВОЗРАСТЕ КВАРЦИТОПЕСЧАНИКОВ ШОКШИНСКОЙ СВИТЫ И ВРЕМЕНИ ИХ ВЕЩЕСТВЕННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

Шокшинская свита (шокшинский горизонт) образует верхнюю часть разреза вепсийского надгоризонта верхов нижнего протерозоя БЩ. Рубежи формирования вепсия ограничены снизу возрастом магматических и вулканогенно-осадочных пород людиковия (2100–1920 млн лет), на которых вепсий залегает с несогласием, а сверху – изотопным возрастом (1770–1750 млн лет) габбро-долеритов ропручейского комплекса [Bibikova et al., 1990; Lubnina et al., 2012], образующего силлы, прорывающие шокшинскую свиту. Датировки осадков калевиа (1920–1800 млн лет), занимающего стратиграфическое положение между людиковием и вепсием, в Онежской структуре не установлены.

Среднее взвешенное значение трех наиболее молодых полученных оценок возраста составляет 1906 ± 13 млн лет (рис. 9, в) и может быть принято как нижняя возрастная граница пород шокшинской свиты. Это, в целом, согласуется с современными представлениями об отнесении шокшинской свиты к самым верхам нижнего протерозоя [Negrutsa, 2011; Kulikov et al., 2017a, 2017b; и мн. др.].

В прослоях осадочных брекчий и конгломератов из основания шокшинской свиты (верхняя часть вепсийского надгоризонта) можно встретить разновозрастные обломки кварцитопесчаников ятулия, шунгит-содержащих пород и вулканитов людиковия, а также гранитоидов, гранитогнейсов и других пород, типичных для внутреннего строения архейских комплексов фундамента КМ. Аналогичные обломки есть и в горизонтах конгломератов и седиментобрекчий в разрезе петрозаводской свиты (нижней части вепсийского надгоризонта). Если принять это в расчет, то следует предположить, что шокшинская свита и подстилающая ее петрозаводская свита были сформированы после синсфекофеннских деформаций или на фоне завершающих эпизодов складчатости этого возраста. С учетом того, что кульминация деформаций сфекофеннской складчатости была проявлена в интервале 1.90–1.87 млрд лет [Morozov, 2010; Systra, 1991; Korsman et al., 1999], время формирования шокшинской свиты не может далеко отстоять от рубежа 1.87 млрд лет.

Результаты проведенного нами изотопного датирования зерен dZr из красноцветных кварцитопесчаников шокшинской свиты свидетельствуют о том, что для значительного количества анализов характерны сильно дискордантные значения возраста. Это может быть указанием на то, что изученные зерна dZr из шокшинских пород испытали (возможно, неоднократно) термальное и/или гидротермально-метасоматическое воздействие, которое нарушило изотопные системы этих зерен. Особенности распределения дискордантных аналитических точек на диаграмме с конкордией (см. рис. 8, а) позволяют предположить, что породы фрагмента разреза шокшинской свиты, из которого отобрана проба KL-555, были подвержены

этому воздействию в фанерозое. Опробованные кварцитопесчаники несут признаки лишь начальных низкотемпературных стадий метаморфического изменения. Это исключает возможность формирования метаморфических зерен циркона *in situ*.

Предположение о том, что зерна dZr с дискордантными датировками (оценки возраста которых по некоторым изотопным отношениям соответствуют рифею и/или фанерозою) попали в эти шокшинские кварцитопесчаники уже измененными, т.е. были рециклированы из более древних пород, не соответствует геологической ситуации и возрастным рубежам формирования шокшинских кварцитопесчаников. Вместе с тем нельзя исключить возможность наложенных преобразований зерен dZr и появления, таким образом, в этих породах зерен циркона (или их отдельных частей – краевых зон) с нарушенной U-Th-Pb изотопной системой, обусловленной потерей радиогенного свинца или появлением новообразованных зон гидротермально-метасоматического генезиса с неуравновешенной U-Th-Pb изотопной системой.

Ранее было показано, что в породах заонежской и суйсарской свит нижнего протерозоя Прионежья [Gluhanin et al., 2011] присутствуют зерна циркона с дискордантными датировками, оценки возраста которых по некоторым изотопным отношениям соответствуют рифею и/или фанерозою, аналогично тому, как это установлено нами для зерен dZr , извлеченных из кварцитопесчаников шокшинской свиты (проба KL-555). Это указывает на широкомасштабные гидротермальные преобразования пород, слагающих толщи, выполняющие Онежский синклиниорий. Аналогичные наложенные преобразования зерен dZr , связанные, по-видимому, с прорывом глубинных флюидов к поверхности, отмечены в породах рифея, выполняющих рифтовую систему Белого моря [Kuznetsov et al., 2021].

Таким образом, время формирования кварцитопесчаников шокшинской свиты ограничено интервалом между 1906 ± 13 млн лет (средневзвешенное значение возрастов трех самых молодых зерен dZr из этих кварцитопесчаников) и 1770–1750 млн лет (изотопный возраст базитов, слагающих Ропручейский силл, прорывающий кварцитопесчаники шокшинской свиты). Это в целом соответствует устоявшимся представлениям о возрасте шокшинской свиты как верхнего стратиграфического элемента вепсийского надгоризонта сводной стратиграфической шкалы нижнего докембрия восточной части БЩ [Negrutsa, 2011; Kulikov et al., 2017a, 2017b; и мн. др.]. Довольно длительный (почти 150 млн лет) временной интервал, в пределы которого попадает время формирования шокшинской свиты, в будущем, по-видимому, может быть сокращен. Нижний возрастной рубеж может быть уточнен и омоложен, например, за счет обнаружения в шокшинских кварцитопесчаниках зерен dZr более молодых, чем 1899 млн лет (оценка возраста самого молодого зерна dZr с приемлемой конкордантностью в пробе KL-555). В обнаруженных же в пробе KL-555 более молодых (по

отдельным изотопным отношениям) зернах dZr изотопная система существенно нарушена. Это не позволяет использовать такие датировки для ограничения нижнего возрастного предела шокшинской свиты, но указывает на то, что кварцитопесчаники шокшинской свиты в фанерозое испытали довольно существенные преобразования.

8. ВОЗМОЖНЫЕ ПЕРВИЧНЫЕ ИСТОЧНИКИ ЗЕРЕН ОБЛОМОЧНОГО ЦИРКОНА ИЗ КВАРЦИТОПЕСЧАНИКОВ ШОКШИНСКОЙ СВИТЫ

Анализ полученных результатов датирования зерен dZr из шокшинских кварцитопесчаников (проба KL-555) показывает, что эти породы были сформированы за счет накопления обломочного материала, принесенного седиментационными потоками, транспортировавшими продукты разрушения, первичными источниками которых были кристаллические комплексы преимущественно раннепротерозойского и, в меньшей степени, позднеархейского возраста (рис. 9, 6). Доминирующие группы зерен dZr с интервалами возрастов 2.10–1.98 млрд лет (6 датировок), 2.05–2.08 млрд лет (3 датировки) и 1.96–1.90 млрд лет (18 датировок) имеют наиболее вероятным источником кристаллические комплексы – магматические породы, участвующие в строении Людиковия – заонежской и суйсарской свит (2100–1920 млн лет) северной части Онежского синклиория (см. рис. 4). При этом яркий частотный пик (~1.92 млрд лет) датировок зерен dZr из шокшинских кварцитопесчаников свидетельствует о наличии локального (близко расположенного к области седиментации) источника детрита, вклад которого доминировал над всеми остальными источниками (рис. 9, 6). Это значение изотопного возраста соответствует верхнему возрастному рубежу Людиковийского надгоризонта и близко к возрасту долеритов, секущих породы заонежского горизонта – 1919 ± 18 млн лет (SIMS, $n=12$, MSWD=0.18, Th/U от 0.20 до 0.56) [Priyatkina et al., 2014]. Значительный вклад в накопление зерен dZr могли внести долериты с возрастом 1956 ± 5 млн лет (SIMS; $n=9$; MSWD=0.18, Th/U от 1.81 до 3.72) [Stepanova et al., 2014a] и вулканы заонежского комплекса с датировками 1982 ± 4.5 и 1961 ± 5.1 млн лет (ID-TIMS) [Martin et al., 2015]. Следы продуктов размыва Кончезерского силла, датированного в интервале 1975–1980 млн лет, Th/U от 1.75 до 4.63 [Puchtel et al., 1992, 1998], могут присутствовать среди шести датировок зерен dZr (2.10–1.98 млрд лет) из пробы KL-555.

Выводы о том, что магматиты Людиковия могли быть источником большинства зерен dZr из пробы KL-555, находят подтверждение в высоких величинах торий-урановых отношений, установленных для значительной части анализов (14 анализов), со значениями, превышающими 1.0 и даже 1.5. Такие значения характеризуют циркон мафических пород – базальтоидов и габброидов и/или высокотемпературных гранулитов. Последний вариант (гранулиты) менее вероятен, так как к северу и северо-западу от точки

опробования такие породы в структуре КМ не известны. Однако дальний гранулитовый источник сноса зерен dZr исключить нельзя. Это могут быть комплексы Лапландско-Беломорского пояса (дистанция переноса более 500 км), Свекофеннского или Южно-Финско-Ладожского пояса (дистанция переноса более 300 км) (см. рис. 2).

Значения возраста шести единичных позднеархейских зерен dZr из пробы KL-555 рассеяны в интервале 2.8–2.5 млрд лет. Эти датировки соответствуют возрастным значениям, полученным для гранитоидов тоналитовой ассоциации, вскрытых Онежской параметрической скважиной в основании одноименного синклиория [Glushanin et al., 2011]. Магматический этап формирования гранитов оценен в $\sim 2820 \pm 13$ млн лет. Более молодой (2711 ± 17 и 2739 ± 19 млн лет) возраст в этих гранитах может фиксировать этапы их вторичного (метаморфического) преобразования. Ряд еще более молодых датировок: 2547 ± 26 , 2525 ± 52 , 2453 ± 13 и 2406 ± 16 млн лет отражает как минимум два этапа преобразования пород на рубежах 2520–2560 и 2400–2450 млн лет. Однако породы архейского фундамента, вскрытые Онежской параметрической скважиной, на поверхности не экспонированы и их проявление в качестве источников сноса вызывает вопросы. Можно допустить три варианта интерпретации.

1. Позднеархейские зерна dZr из пробы KL-555 произошли из гранитоидов, первоначально залегающих в основании Онежского синклиория, которые в ходе деформационной эволюции этой структуры оказались выжатыми к поверхности и были вовлечены в строение ядер узких диапироподобных антиклинальных структур. В частности, гранитоидные протрузии пород такого типа сохранились на севере Онежской структуры. Апогранитные бластомилониты, участвующие в строении этих протрузий, были датированы Rb-Sr методом по породе в широком интервале возрастов (1830 ± 10 млн лет, 1670 ± 60 млн лет, 1270 ± 50 млн лет), что свидетельствует о длительном периоде вторичных преобразований архейских пород [Kolodyazhny et al., 2000].

2. Позднеархейские зерна dZr пробы KL-555 произошли из гранитоидов, широко развитых вдоль западной окраины Водлозерского домена КМ, связанных с этапом реоморфизма и формирования гранитогнейсовых куполов [Miller, 1988]. В частности, известно, что в пределах Водлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса существуют гранодиоритовые массивы санукитоидного ряда с возрастом 2743 ± 8 млн лет [Bibikova et al., 2005a], 2745 ± 5 млн лет [Ovchinnikova et al., 1994].

3. Позднеархейские зерна dZr пробы KL-555 произошли из удаленных от области седиментации источников сноса, расположенных в центральных и западных провинциях КМ, в строении которых широко развиты средне- и позднеархейские гранит-зеленокаменные ассоциации [Lobach-Zhuchenko et al., 2000; Hölttä et al., 2014]. Оценки времени проявления прогрессивного

регионального метаморфизма развитых там позднеархейских пород составляют 2720 и 2700 млн лет [Kulikov et al., 2017a, 2017b; Shcherbak et al., 1986]. Приблизительно такой же возраст установлен и для санукитовидов, слагающих обширные поля в западной и центральной субпровинции Карелии [Samsonov et al., 2001; Bibikova et al., 2005b]. Развитие метаморфизма в позднем архее (в лопии) было связано с формированием термальных гранитогнейсовых куполов, в обрамлении которых обособились зональные метаморфические комплексы зеленокаменных поясов [Miller, 1988].

Нельзя оставить без внимания тот факт, что среди зерен dZr из пробы KL-555 полностью отсутствуют продукты эрозии широко развитых в Водлозерском блоке КМ тоналитов с раннеархейским возрастом – 3210 ±12 млн лет [Levchenkov et al., 1989], 3500 млн лет [Sergeev, Berezhnaya, 1985; Sergeev et al., 1990, 2007], 3822 ±48 млн лет [Smolkin, Sharkov, 2009], 3871±39 – 3837 ±42 млн лет [Kozhevnikov, Skublov, 2010; Kozhevnikov et al., 2006, 2010]. Эти породы распространены в северо-восточном борту Онежского синклиория.

Древнейшие зерна dZr с возрастом древнее 3.6 млрд лет зафиксированы в красноцветных метагравелитах лучломпольской свиты Северо-Печенгской зоны (S09, рис. 10) [Smolkin et al., 2020], сопоставляемой с верхним ятулием КМ. Кроме того, такие и еще более древние зерна dZr были обнаружены в породах из ятулийских толщ самого КМ. Так весьма древние зерна dZr с возрастом вплоть до 3837.2±42.1 и 3871.5±38.6 млн лет были ранее обнаружены, соответственно, в ятулийских кварцитопесчаниках Воломской синклинали и в песчаном матриксе ятулийских конгломератов северо-западной центриклинальной зоны Онежского синклиория (S04, рис. 10) [Kozhevnikov et al., 2010]. Это указывает на то, что в восточной части БЩ и в сопредельных структурах вполне можно было бы ожидать обнаружение таких древних кристаллических пород, поставивших детрит в Шокшинский осадочный бассейн, или хотя бы зерен dZr с раннеархейским и хадейским возрастом при рециклировании этих зерен из пород ятулия. Однако нами такие древние зерна dZr в шокшинских кварцитопесчаниках не обнаружены. Что же могло быть буфером – преградой, изолировавшей Шокшинский осадочный бассейн от продуктов размыва пород, содержащих древнейший циркон? Возможно, вся обширная площадь, включавшая Водлозерский домен КМ, в вепсийское время являлась областью осадконакопления. Но это не соответствует доминирующим сейчас взглядам на развитие Южно-Онежского палеобассейна в контурах, близких к его современным границам [Glushanin et al., 2011]. Если предположить широкое развитие пока малоизвестных позднеархейских гранитогнейсовых куполов в пределах Водлозерского домена КМ, то можно прийти к заключению, что именно эти купола формировали возвышенности, испытывавшие размыв. Так или иначе, бортовые источники сноса при развитии Южно-Онежского бассейна имели минимальное значение в поставке зерен dZr.

Для пяти зерен dZr из пробы KL-555 зафиксированы очень низкие торий-урановые отношения (Th/U<0.1). Эти зерна dZr, скорее всего, могли иметь своими первичными источниками ультравысокобарические комплексы, например эклогиты. Такие комплексы известны в пределах Лапландско-Беломорского пояса в районах Салма, Куру-Ваара и Гридино [Slabunov et al., 2019]. Все эти комплексы имеют сложное внутреннее строение, обусловленное архейскими и палеопротерозойскими магматическими и структурно-метаморфическими преобразованиями [Berezin et al., 2012; Dokukina et al., 2014; Mints, Dokukina, 2020; Skublov et al., 2011; Travin, 2015; Slabunov et al., 2019].

Исследования циркона из этих комплексов показали, что кристаллы чаще всего имеют неоднородное строение, обусловленное наличием в них доменов, ядер и оболочек. Для этих кристаллов эклогитового 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. Хотя «эклогитовые значения Th/U» не являются строгим доказательством эклогитового происхождения зерен циркона, можно предположить, что именно эклогиты Беломорско-Лапландского пояса явились источником пяти зерен dZr пробы KL-555.

И в заключение нельзя не отметить почти идеальное совпадение КПВ для возрастных наборов зерен dZr из шокшинских кварцитопесчаников (проба KL-555) и из метапелитов ладожской серии (S03) [Sharov, 2020] (см. рис. 9, 6). Это делает очень вероятным то, что шокшинские кварциты образовались преимущественно за счет перемыва пород ладожской серии, развитой вдоль границы КМ и Свекофеннского аккреционного орогена (дистанция переноса 200–300 км).

9. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Полученные данные по датированию зерен dZr из шокшинских кварцитопесчаников (проба KL-555) свидетельствуют о том, что нижний возрастной рубеж их формирования близок к 1.91 млрд лет назад (средний возраст трех самых молодых зерен dZr). Верхний возрастной рубеж шокшинской свиты соответствует возрасту габбро-долеритов (1.77–1.75 млрд лет), слагающих Ропручейский силл, прорывающий шокшинские кварцитопесчаники [Bibikova et al., 1990; Lubnina et al., 2012]. На ограниченный этими рубежами временной интервал приходятся заключительные фазы ассамблирования суперконтинента Колумбия (Нуна). В частности, кульминация формирования Лапландско-Кольского (Лапландско-Беломорского) орогена – 1.93–1.91 млрд лет [Nironen, 1997; Daly et al., 2006; Lahtinen, Huhma, 2019] и Среднерусского орогена – 1.85–1.70 млрд лет [Samsonov et al., 2016].

В случае, если шокшинская свита формировалась около верхнего рубежа возрастного интервала, т.е. около рубежа 1.75, слагающие шокшинскую свиту кварцитопесчаники, с большой вероятностью, несли бы в себе продукты эрозии Среднерусского орогена, который в то время был геоморфологической доминантой

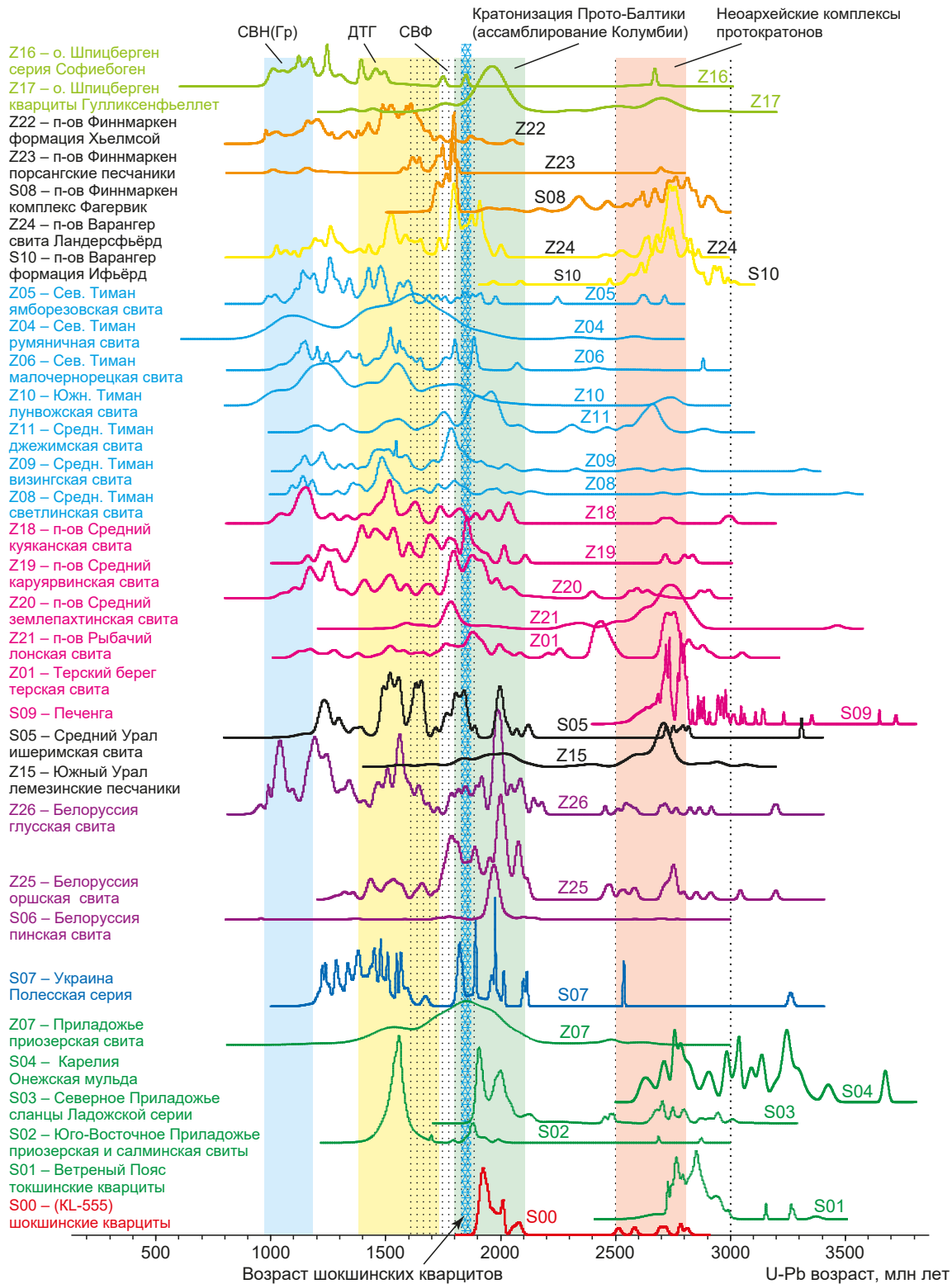


Рис. 10. Сводная схема КПВ U-Pb возрастов dZr (провенанс-сигналов) из позднедокембрийских толщ ВЕП и ее обрамления. Орогении: СВФ – Свекоефеннская, ДТГ – Дано-Полонская, Телемаркская и Готская, СВН(Гр) – Свекое-Норвежская (Гренвилльская). Источники данных см. Прил. 1, табл. 1.3 и 1.4. КПВ для шокшинских кварцитопесчаников показана красным цветом, для Приладожья – зеленым, Тимана – малиновым, Урала – черным. Цветные полосы показывают интервалы возрастов некоторых тектонических событий, проявленных в ВЕП и ее обрамлении.

Fig. 10. Summary diagram of the PDC for U-Pb ages of dZr (provenance signals) from the Late Precambrian strata of the EEP and its framing. Orogens: СВФ – Svekofennian, ДТГ – Dano-Polonian, Telemarkian and Gothian, СВН(Гр) – Sveko-Norwegian (Grenvillian). For data sources, see App. 1, Tables 1.3 and 1.4. The DPP for the Shoksha quartzite-sandstones is shown in red, for the Ladoga region – green, Timan – crimson, Ural – black. The color bands show the age intervals of some tectonic events manifested within the EEP and its framing.

ВЕР. Но зерен dZr с возрастными, соответствующими времени формирования Среднерусского орогена, в шокшинских кварцитопесчаниках не зафиксировано.

С другой стороны, если бы шокшинская свита была сформирована в начале обозначенного временного интервала, т.е. около рубежа 1.91 млрд лет или чуть-чуть позже, то слагающий ее обломочный материал мог происходить из комплексов Лапландско-Кольского (Лапландско-Беломорского) или Свекофеннского орогена. Для шокшинской свиты в основном характерен высокозрелый кварцевый состав песчаников. Это указывает на возможность участия дальних источников сноса обломочного материала или (что, по нашему мнению, предпочтительнее) проявление многократного перемыва более древних осадков, их рециклинга – переотложения продуктов непосредственного размыва комплексов Лапландско-Кольского орогена во втором и последующем(их) седиментационном цикле(ах). Следует специально отметить, что этот вывод очень хорошо согласуется с доминированием в полученном по пробе KL-555 возрастном наборе датировок dZr, попадающих в диапазон значений от 1.9 до 2.0 млрд лет (рис. 10), который также соответствует времени формирования островодужных комплексов Свекофеннского аккреционного пояса (2.2–1.9 млрд лет).

Толщи вепсийского надгоризонта накапливались в Южно-Онежском осадочном бассейне, реликты которого слагают одноименную впадину – мульду. К северу от нее расположены поля распространения нижнепротерозойских толщ, участвующих в строении структурных элементов Северо-Онежского синклиория (см. рис. 2, 3, 4). Эти более древние, по сравнению с вепсией, образования к началу его накопления уже испытали главные этапы синфекофенских деформаций. В ядрах образованных при этом диапироподобных гребневидных антиклиналей, осложняющих строение Северо-Онежского синклиория, на палеоэрозионный срез были выведены сильно тектонизированные образования средних и нижних частей разреза раннепротерозойского проточехла КМ, а также породы его архейского основания. Эти узкие разрывно-складчатые антиклинальные структуры в вепсийское время, вероятно, представляли собой гребневидные возвышенности, между которыми были расположены корытообразные долины рек, текущих с северо-запада на юго-восток и переносивших архейский и раннепротерозойский детрит в вепсийский Южно-Онежский бассейн. Об этом свидетельствует присутствие в прослоях осадочных брекчий и конгломератов петрозаводской и шокшинской свит разноразмерных обломков кварцитов ятулия, шунгитсодержащих пород и вулканитов людиковия, а также архейских гранитоидов из ядер гребневидных антиклиналей. На транспортировку обломочного материала с север-северо-запада на юго-восток указывает, в частности, пространственная ориентировка внутренней слойчатости косослоистых серий, широко проявленных в красноцветных кварцитопесчаниках шокшинской свиты на участке отбора

пробы KL-555. Преобладающий наклон этой слойчатости к юг-юго-востоку. Развитые здесь же палеооползневые структуры также характеризуют уклон древних склонов в южных румбах (см. рис. 6). В более широком плане наблюдений за ориентировкой косои слоистости и знаков ряби также реконструированы южные и юг-юго-восточные направления потоков обломочного материала Южно-Онежской депрессии [Galdobina, 1958]. Эти «векторные» литологические характеристики позволяют полагать, что главные источники сноса обломочного материала, слагающего кварцитопесчаники шокшинской свиты, были расположены к северу и северо-западу от Шокшинского бассейна осадконакопления.

Вероятно также, что значительная часть обломочного материала, которым сложена шокшинская свита, представляет собой продукты перемыва пород ладожской серии – метатурбидитов калевийской пассивной окраины КМ, развитых в пределах Раахе-Ладожской шовной зоны вдоль границы карелид и свекофеннид (см. рис. 2). Это находит подтверждение в том, что наборы возрастов зерен dZr из пород ладожской серии и из кварцитопесчаников шокшинской свиты (проба KL-555) очень сходны визуально (рис. 10). Сходство поддерживается высоким значением коэффициента $r=0.27$ теста Колмогорова – Смирнова (Прил. 1, табл. 1.5).

Суммируя имеющиеся данные, в качестве гипотезы можно реконструировать разветвленный седиментационный поток (гидросеть) вепсийского времени, в пределах которого детритовый материал переносился с севера и северо-запада на юг и юго-восток (рис. 11). Истоки одной из второстепенных ветвей потока, вероятно, находились в средней части Лапландско-Кольского (Лапландско-Беломорского) орогенного пояса (Кандалакшский залив Белого моря), где в области сноса располагались гранулитовые и эклогитовые комплексы (дистанция транспортировки dZr – 500–650 км). Вероятно, главная магистраль потока проходила вдоль Центрально-Карельской зоны сдвига, где в районе современного оз. Верхнее Куйто на палеоводосборах были экспонированы дайки долеритов с возрастом 2310 млн лет (дистанция транспортировки dZr – 450 км) (рис. 11). Следуя дальше к юг-юго-востоку вдоль ослабленной зоны нарушений Центральной Карелии, магистральный седиментационный поток мог захватить позднеархейский и раннепротерозойский детрит. Однако главное обогащение зернами dZr произошло в устье потока в области Северо-Онежского синклиория, испытавшего накануне вепсийского времени синфекофенские (1.90–1.87 млрд лет) деформации. Здесь из области развития базитовых пород людиковия были захвачены доминирующие группы dZr с интервалами возрастов 2.10–1.98, 2.05–2.08 и 1.96–1.90 млрд лет (дистанция транспортировки dZr – 40–100 км). С учетом наблюдаемых седиментационных признаков (косая слоистость, структуры оползания), снос обломочного материала происходил в южном и юг-юго-восточном направлении. Таким образом, наземная дельта

палеореки располагалась в области Северо-Онежского синклиория (рис. 11). Это пространство, имеющее треугольное очертание, напоминает область дельты современной реки Волги с многочисленными рукавами, впадающими в Каспийское море. Подводная дельта и соответствующий ей осадочный клин постепенно проградировали в южном направлении в область Южно-Онежской мульды.

Если предположить ограниченное значение процессов вторичного перемыва осадков и рециклинга dZr, то можно полагать, что протяженность магистрального водотока, дренировавшего область, в пределах

которой расположена Центрально-Карельская зона нарушений, превышала 650 км. В случае же более широко проявленных процессов рециклинга dZr описанный выше протяженный седиментационный поток, по-видимому, следует рассматривать в качестве отдельных разновозрастных фрагментов – более локальных водосборных бассейнов.

Учитывая то, что наборы возрастов зерен dZr из пород ладожской серии и из кварцитопесчаников шокшинской свиты (проба KL-555) очень сходны, можно предполагать, что Центрально-Карельский магистральный седиментационный поток подпитывался

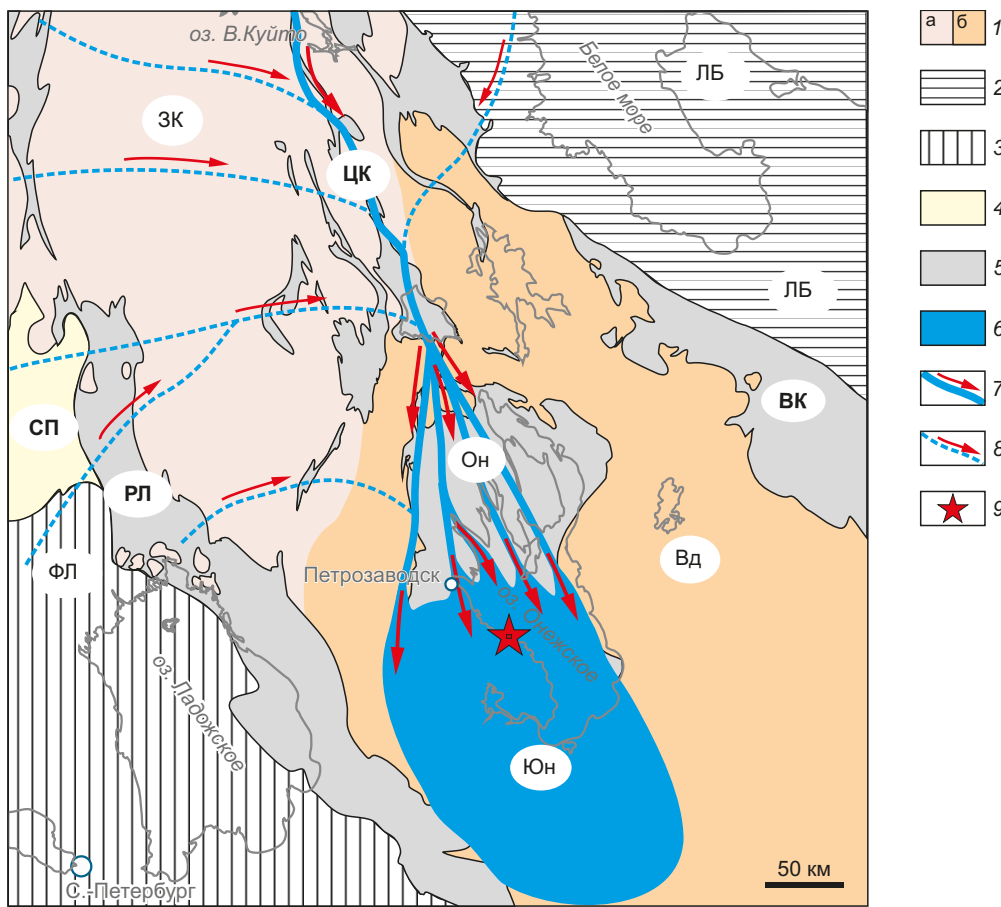


Рис. 11. Палеогеографическая схема юго-восточной части Балтийского щита для поздневепсийского времени. 1 – архейские гранит-зеленокаменные комплексы: а – Западно-Карельского (ЗК), б – Водлозерского (ВД) массива; 2 – архейно-нижнепротерозойские гранулитогнейсовые комплексы Лапландско-Беломорского пояса (ЛБ); 3–5 – нижнепротерозойские комплексы: 3 – метаморфические и магматические Южно-Финско-Ладожского пояса (ФЛ), 4 – вулканогенно-осадочные и магматические островодужные Свеккофеннского аккреционного орогена (СП), 5 – вулканогенно-осадочные и окраинно-континентальные Карельского массива; 6 – Южно-Онежский бассейн накопления терригенных осадков; 7–8 – седиментационные потоки и направления сноса материала: 7 – главные, 8 – второстепенные; 9 – место отбора пробы KL-555. Тектонические зоны: РЛ – Раахе-Ладожская, ЦК – Центрально-Карельская, ВК – Восточно-Карельская; Он – Северо-Онежский синклиорий, Юн – Южно-Онежский бассейн осадконакопления.

Fig. 11. Paleogeographic scheme of the southeastern part of the Baltic Shield for the Late Vepsian time. 1 – Archean granite-greenstone complexes: а – of the West Karelian (ЗК), б – of the Vodlozersk (ВД) massifs; 2 – Archean – Lower Proterozoic granulite-gneiss complexes of the Lapland-White Sea belt (ЛБ); 3–5 – Lower Proterozoic complexes: 3 – metamorphic and igneous of the South Finnish-Ladoga belt (ФЛ), 4 – volcanogenic-sedimentary and magmatic island-arcs of the Svekofennian accretionary orogen (СП), 5 – volcanogenic-sedimentary riftogenic and marginal-continental of the Karelian massif; 6 – South Onega basin of accumulation of terrigenous sediments; 7–8 – sedimentation flows and directions of material transportation: 7 – main, 8 – secondary; 9 – place of sampling KL-555. Tectonic zones: РЛ – Raakh-Ladoga, ЦК – Central Karelian, ВК – East Karelian; Он – North Onega synclorium, Юн – South Onega sedimentation basin.

многочисленными правыми притоками, пересекавшими и дренировавшими полосу развития толщ ладожской серии в пределах Раахе-Ладожской зоны (рис. 11). Версия о том, что эти водотоки не сообщались с Южно-Онежским бассейном напрямую, а были перехвачены Центрально-Карельским магистральным седиментационным водотоком, основана на том, что структурно-текстурные характеристики шокшинских кварцито-песчаников указывают на доминирующее направление переноса материала в южных румбах. В противном случае можно было бы наблюдать восточные и юго-восточные тренды перемещения материала. Истоки рассматриваемых притоков, вероятно, могли быть расположены в областях развития Свекофеннского аккреционного орогена и Южно-Финско-Ладожского метаморфического пояса, в пределах которых могли быть захвачены зерна цирконов гранулитовых комплексов (рис. 11).

10. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые полученные результаты изучения U-Th-Pb изотопных систем зерен dZr из кварцито-песчаников шокшинской свиты Южно-Онежской мульды, совместно с данными предшествующих исследований по изотопной геохронологии кристаллических комплексов Юго-Восточной Фенноскандии, позволяют сделать следующие выводы.

1. Средневзвешенное значение трех наиболее молодых U-Pb изотопных датировок зерен dZr из красноцветных кварцито-песчаников шокшинской свиты составляет 1906 ± 13 млн лет. Это позволяет наметить нижнюю возрастную границу накопления песчаного материала, слагающего шокшинскую свиту, около рубежа 1.91 млрд лет. С учетом установленного ранее возраста габбро-долеритов Ропручейского силла, прорывающего породы шокшинской свиты, время формирования последней ограничено интервалом 1.91–1.75 млрд лет, т.е. довольно длительный период неопределенности составляет 150 млн лет.

2. Шокшинские кварцито-песчаники – высокозрелые существенно кварцевые породы, сформированные в континентальных условиях за счет переноса материала в направлении преимущественно с севера и северо-запада на юг и юго-юго-восток.

3. Кварцито-песчаники шокшинской толщи сформированы за счет накопления материала седиментационных потоков, транспортировавших продукты разрушения кристаллических комплексов преимущественно раннепротерозойского и, в меньшей степени, позднеархейского возраста. Доминирующие группы dZr с интервалами возрастов 2.10–1.98 млрд лет (6 датировок), 2.05–2.08 млрд лет (3 датировки) и 1.96–1.90 млрд лет (18 датировок) имеют наиболее вероятный источник сноса из области развития магматических пород людиковия (2100–1920 млн лет) Северо-Онежского синклинория и, возможно, образований ладожской серии, развитой вдоль окраины Свекофеннского аккреционного орогена.

4. Наборы возрастов зерен dZr из кварцито-песчаников шокшинской свиты и пород ладожской серии очень сходны (p-коэффициент теста Колмогорова – Смирнова – 0.27) и характеризуют главным образом тектономагматические события, непосредственно предшествовавшие проявлению главного этапа свекофеннского тектогенеза (1.90–1.87 млрд лет).

5. Шесть единичных зерен циркона имеют позднеархейский возраст в интервале 2.8–2.5 млрд лет. Эти значения изотопного возраста хорошо согласуются с таковыми, полученными для гранитоидов, вскрытых Онежской параметрической скважиной в основании одноименной структуры. Вместе с тем среди dZr полностью отсутствуют зерна раннеархейского возраста, источником которых могли бы быть тоналиты Водлозерского блока. Что явилось буфером – преградой, изолировавшей продукты эрозии этих образований от возможного переноса в вепсийский Южно-Онежский осадочный бассейн, является загадкой.

6. Для пяти зерен dZr зафиксированы очень низкие торий-урановые отношения (Th/U < 0.1). Эти зерна dZr, скорее всего, могли иметь своими первичными источниками ультравысокобарические комплексы, например эклогиты Лапландско-Беломорского пояса, развитые в районах Салма, Куру-Ваара и Гридино.

11. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

All authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final manuscript.

12. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

13. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Akhmedov A.M., Panova E.G., Krupenik V.A., Sveshnikova K.Yu., 2004. Early Proterozoic and Devonian Paleobasins in the Arid Junction Zone between the Baltic Shield and Russian Platform. Saint Petersburg University Press, Saint Petersburg, 140 p. (in Russian) [Ахмедов А.М., Панова Е.Г., Крупеник В.А., Свешникова К.Ю. Аридные палеобассейны раннего протерозоя и девона зоны сочленения Балтийского щита и Русской платформы. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2004. 140 с.]

Andersen T., 2002. Correction of Common Lead in U-Pb Analyses That Do Not Report ^{204}Pb . *Chemical Geology* 192 (1–2), 59–79. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00195-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00195-X).

Andersen T., 2008. ComPbCorr – Software for Common Lead Correction of U-Th-Pb Analyses That Do Not Report ^{204}Pb . 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. 312–314.

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, 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].

Berezin A.V., Travin V.V., Marin Y.B., Skublov S.G., Bogomolov E.S., 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., Kirnozova E.I., Lazarev Yu.N., Makarov V.A., Nikolaev A.A., 1990. U-Pb Isotopic Age for Vepsian Karelia. *Doklady of the USSR Academy of Sciences* 310 (1), 212–216 (in Russian) [Бибикова Е.В., Кирнозова Е.И., Лазарев Ю.Н., Макаров В.А., Николаев А.А. U-Pb изотопный возраст вепсия Карелии // Доклады АН СССР. 1990. Т. 310. № 1. С. 212–216].

Bibikova E., Petrova A., Claesson S., 2005a. The Temporal Evolution of the Sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: An Ion Microprobe U-Th-Pb Isotopic Study of Zircons. *Lithos* 79 (1–2), 129–145. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.05.005>.

Bibikova E.V., Samsonov A.V., Petrova A.Yu., Kirnozova T.I., 2005b. The Archean Geochronology of Western Karelia. *Stratigraphy and Geological Correlation* 13 (5), 459–475.

Chekulaev V.P., Arestova N.A., Berezhnaya N.G., Presnyakov S.L., 2009a. New Data on the Age of the Oldest Tonalite-Trondhjemite Association in the Baltic Shield. *Stratigraphy and Geological Correlation* 17, 230–234. <https://doi.org/10.1134/S0869593809020105>.

Chekulaev V.P., Arestova N.A., Lobach-Zhuchenko S.B., Sergeev S.A., 2009b. Age of Dikes in Ancient Tonalites of the Vodlozero Terrane as the Key to Archean Evolution of Basic Magmatism of the Fennoscandian Shield. *Doklady*

Earth Sciences 428, 1117. <https://doi.org/10.1134/S1028334X09070174>.

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>.

Dokukina K.A., Kaulina T.V., Konilov A.N., Natapov L.M., Belousova E.A., Van K.V., Simakin S.G., Lepekina E.N., 2014. Mesoarchean Mafic Dykes of the Belomorian Eclogite Province (Gridino Village Area, Russia). *Doklady Earth Sciences* 457, 824–830. <https://doi.org/10.1134/S1028334X14070034>.

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>.

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>.

Galdobina L.P., 1958. Jotnian Formations in Prionega of the Karelian ASSR. *Izvestiya of the Kola Branch of the USSR Academy of Sciences* 1, 10–18 (in Russian) [Галдобина Л.П. Иотнийские образования района Прионежья Карельской АССР // Известия Карельского и Кольского филиалов АН СССР. 1958. № 5. С. 10–18].

Galdobina L.P., Mikhailyuk E.M., 1966. Lithology of Jotnian Formations in the Onega Syncline. In: *Problems of the Precambrian Sedimentary Geology. Iss. 1. Nedra, Moscow*, p. 54–60 (in Russian) [Галдобина Л.П., Михайлюк Е.М. Литология иотнийских образований Онежской синеклизы // Проблемы осадочной геологии докембрия / Ред. А.В. Сидоренко. Вып. 1. М.: Недра, 1966. С. 54–60].

Galdobina L.P., Mikhailyuk E.M., 1971. Lithology and Paleogeography of the Middle Proterozoic Sediments in Karelia. In: *Problems of the Precambrian Lithology. Leningrad*, p. 21–31 (in Russian) [Галдобина Л.П., Михайлюк Е.М. Литология и палеогеография осадочных образований среднего протерозоя Карелии // Проблемы литологии докембрия. Л., 1971. С. 21–31].

Garbar D.I., 1971. Stratigraphy. Upper Proterozoic. Jotnian Series. Upper Proterozoic (Post Jotnian) Magmatic Formations. In: *Geology of the USSR. Leningrad, Pskov and Novgorod Regions. Vol. 1. Nedra, Moscow*, p. 64–81 (in Russian) [Гарбар Д.И. Стратиграфия. Верхний протерозой. Йотнийская серия. Верхнепротерозойские (постйотнийские) магматические образования // Геология СССР. Ленинградская, Псковская и Новгородская области. М.: Недра, 1971. Т. 1. С. 64–81].

Glushanin L.V., Sharov N.V., Shchiptsov V.V. (Eds), 2011. Onega Paleoproterozoic Structure (Geology, Tectonics, Deep Structure and Minerageny). KSC RAS, Petrozavodsk, 431 p. (in Russian) [Онежская палеопротерозойская структура

(геология, тектоника, глубинное строение и минерализация) / Ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2011. 431 с.].

Gorokhov I.M., Kuznetsov A.B., Melezhik V.A., Konstantinova G.V., Mel'nikov N.N., 1998. Sr Isotopic Composition in Upper Jatulian Dolomites of the Tulomozero Formation, South-Eastern Karelia. *Doklady Earth Sciences* 360 (3), 533–536.

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

Guynn J., Gehrels G.E., 2010. Comparison of Detrital Zircon Age Distributions in the K-S Test. University of Arizona, Arizona LaserChron Center, Tucson, 16 p.

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>.

Heiskanen K.I., 1990. Paleogeography of the Baltic Shield in Karelian Time. KSC USSR Publishing House, Petrozavodsk, 126 p. (in Russian) [Хейсканен К.И. Палеогеография Балтийского щита в карельское время. Петрозаводск: Изд-во КНЦ АН СССР, 1990. 126 с.].

Heiskanen K.I., 1996. Early Proterozoic Sedimentary Basins of the Baltic Shield (Cross-Sectional Correlation, Reconstruction, Evolution). Brief PhD Thesis (Doctor of Geology and Mineralogy). Saint Petersburg, 64 p. (in Russian) [Хейсканен К.И. Раннепротерозойские седиментационные бассейны Балтийского щита (корреляция разрезов, реконструкции, эволюция): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб., 1996. 64 с.].

Horstwood M.S.A., Kosler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton Ch., Pearson N.J., Sircombe K., Sylvester P., Vermeesch P., Bowring J.F., Condon D.J., Schoene B., 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>.

Hölttä P., Heilimo E., Huhma H., Kontinen A., Mertanen S., Mikkola P., Paavola J., Peltonen P., Semprich J., Slabunov A., Sorjonen-Ward P., 2014. The Archaean Karelia and Belomorian Provinces, Fennoscandian Shield. In: Y. Dilek, H. Furnes (Eds), *Evolution of Archean Crust and Early Life. Modern Approaches in Solid Earth Sciences*. Vol. 7. Springer, Dordrecht, p. 55–102. https://doi.org/10.1007/978-94-007-7615-9_3.

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>.

Kharitonov L.Ya., 1966. Structure and Stratigraphy of Karelides of the Eastern Baltic Shield. Nauka, Moscow, 360 p. (in Russian) [Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М.: Наука, 1966. 360 с.].

Kirkland C.L., Daly J.S., Whitehouse M.J., 2008. Basement-Cover Relationships of the Kalak Nappe Complex, Arctic Norwegian Caledonides and Constraints on Neoproterozoic Terrane Assembly in the North Atlantic Region. *Precambrian Research* 160 (3–4), 245–276. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.07.006>.

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>.

Kolodyazhny S.Yu., 2006. Structural and Kinematic Evolution of the South-Eastern Part of the Baltic Shield in the Paleoproterozoic. GEOS, Moscow, 332 p. (in Russian) [Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М.: ГЕОС, 2006. 332 с.].

Kolodyazhny S.Yu., Zikov D.S., Leonov M.G., Orlov S.Yu., 2000. The Evolution of Dome- and Shear-Type Structural Features of Northwestern Onega Area Kareliya Rock Massif. *Russian Journal of Earth Sciences* 2 (2), 135–151. <http://dx.doi.org/10.2205/2000ES000039>.

Korosov V.I., 1991. Prejatulian Proterozoic Geology of the Eastern Baltic Shield (Sumian, Sariolian). KSC USSR Publishing House, Petrozavodsk, 118 p. (in Russian) [Коросов В.И. Геология доятулийского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сариолий). Петрозаводск: Изд-во КНЦ АН СССР, 1991. 118 с.].

Korsakov A.K., Mezhelovskaya S.V., Mezhelovsky A.D., 2015. Quartzites of the Tokshinskaya Formation (Proterozoic) of the Vetreny Belt: Composition, Conditions of Formation and Deformation. *Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological Series* 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 Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2015. Т. 90. № 1. С. 7–17].

Korsman K., Korja T., Pajunen M., Virransalo P., GGT/SVEKA Working Group, 1999. The GGT/SVEKA Transect: Structure and Evolution of the Continental Crust in the Paleoproterozoic Svecofennian Orogen in Finland. *International Geology Review* 41 (4), 287–333. <https://doi.org/10.1080/00206819909465144>.

Kozhevnikov V.N., 2000. Archean Greenstone Belts of the Karelian Craton as Accretionary Orogens. KSC RAS, Petrozavodsk, 223 p. (in Russian) [Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона

как аккреционные орогены. Петрозаводск: КНЦ РАН. 2000. 223 с.].

Kozhevnikov V.N., 2011. Hadean-Archean Detrital Zircons – Tools for Understanding of the Ancient Geological History of Fennoscandian Shield. In: *Geology of Karelia from the Archean to the Present. Proceedings of the All-Russian Conference Convened to Celebrate the 50th Anniversary of the Founding of the Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS (May, 24–26 2011)*. KarRC RAS, Petrozavodsk, p. 37–48 (in Russian) [Кожевников В.Н. Хадей-архейские детритовые цирконы – ключ к познанию древнейшей геологической истории Фенноскандинавского щита // Геология Карелии от архея до наших дней: Материалы докладов Всероссийской конференции, посвященной 50-летию Института геологии КарНЦ РАН (24–26 мая 2011 года). Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2011. С. 37–48].

Kozhevnikov V.N., Berezhnaya N.G., Presnyakov S.L., Lepkhina E.N., Antonov A.V., Sergeev S.A., 2006. Geochronology (SHRIMP II) of Zircons from Archean Stratotectonic Associations of Karelian Greenstone Belts: Significance for Stratigraphic and Geodynamic Reconstructions. *Stratigraphy and Geological Correlation* 14, 240–259. <https://doi.org/10.1134/S0869593806030026>.

Kozhevnikov V.N., Medvedev P.V., Skublov S.G., Marin Y.B., Systra Y., Valencia V., 2010. Hadean-Archean Detrital Zircons from Jatulian Quartzites and Conglomerates of the Karelian Craton. *Doklady Earth Sciences* 431, 318–323. <https://doi.org/10.1134/S1028334X10030128>.

Kozhevnikov V.N., Skublov S.G., 2010. Detritic Zircons from the Archean Quartzites of the Matlakhta Greenstone Belt of the Karelian Craton: Hydrothermal Alterations, Mineral Inclusions, and Isotope Age. *Doklady Earth Sciences* 430, 223–227. <https://doi.org/10.1134/S1028334X10020170>.

Krats K.O., 1955. On Some Problems of Proterozoic Geology and Baltic Field Structure. *Proceedings of the Laboratory of Precambrian Geology of the USSR Academy of Sciences* 5, 175–188 (in Russian) [Кратц К.О. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита // Труды лаборатории геологии докембрия АН СССР. 1955. Вып. 5. С. 175–188].

Krats K.O., 1963. *Geology of Kareliides of Karelia*. Publishing House of the USSR Academy of Sciences, Moscow, Leningrad, 209 p. (in Russian) [Кратц К.О. Геология карелид Карелии. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 209 с.].

Kulikov V.S. (Ed.), 1999. *The Proterozoic Suisar' Picrite-Basalt Complex in Karelia (Key Section and Petrology)*. KarRS RAS, Petrozavodsk, 96 p. (in Russian) [Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология) / Ред. В.С. Куликов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 96 с.].

Kulikov V.S., Kulikova V.V., 2014. On Development of the Lower Precambrian Stratigraphic Scale of Russia. In: *Geology and Mineral Resources of Karelia. Vol. 17*. KarRC RAS, Petrozavodsk, p. 25–28 (in Russian) [Куликов В.С., Куликова В.В. К созданию Российской национальной стратиграфической шкалы нижнего докембрия // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2014. Вып. 17. С. 25–28].

Kulikov V.S., Kulikova V.V., Polin A.K., 2017a. New Chronostratigraphic Scheme of South-Eastern Fennoscandia and Its Use in the Preparation of Small-Scale Geological Maps of the Precambrian Regions. *Proceedings of Higher Educational Establishments. Geology and Exploration* 5, 5–12 (in Russian) [Куликов В.С., Куликова В.В., Полин А.К. Новая хроностратиграфическая схема Юго-Восточной Фенноскандии и ее использование при составлении мелкомасштабных геологических карт докембрийских регионов // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2017. № 5. С. 5–12].

Kulikov V.S., Simon A.K., Kulikova V.V., Samsonov A.V., Kairyak A.I., Ganin V.A., Zudin A.I., 1990. The Archean Evolution of Magmatism of the Vodlozero Block of the Karelian granite-greenstone area. In: *Precambrian Geology and Geochronology of the East European Platform*. Nauka, Leningrad, p. 92–100 (in Russian) [Куликов В.С., Симон А.К., Куликова В.В., Самсонов А.В., Кайряк А.И., Ганин В.А., Зудин А.И. Эволюция магматизма Водлозерского блока Карельской гранит-зеленокаменной области в архее // Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1990. С. 92–100].

Kulikov V.S., Svetov S.A., Slabunov A.I., Kulikova V.V., Polin A.K., Golubev A.I., Gorkovets V.Ya., Ivashchenko V.I., Gogolev M.A., 2017b. Geological Map of Southeastern Fennoscandia in Scale 1:750000: A New Approach to Map Compilation. *Iss. 2. Proceedings of KSC RAS*, p. 3–41 (in Russian) [Куликов В.С., Светов С.А., Слабунов А.И., Куликова В.В., Полин А.К., Голубев А.И., Горьковец В.Я., Иващенко В.И., Гоголев М.А. Геологическая карта Юго-Восточной Фенноскандии масштаба 1:750000: новые подходы к составлению // Труды КНЦ РАН. 2017. № 2. С. 3–41]. <https://doi.org/10.17076/geo444>.

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 A.B., Gorokhov I.M., Azimov P.Y., Dubinina E.O., 2021. Sr- and C- Chemostratigraphy Potential of the Paleoproterozoic Sedimentary Carbonates under Medium-Temperature Metamorphism: The Ruskeala Marble, Karelia. *Petrology* 29, 175–194. <https://doi.org/10.1134/S0869591121010033>.

Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Melezhik V.A., Mel'nikov N.N., Konstantinova G.V., Turchenko T.L., 2012. Strontium Isotope Composition of the Lower Proterozoic Carbonate Concretions: The Zaonega Formation, Southeast Karelia. *Lithology and Mineral Resources* 47, 319–333. <https://doi.org/10.1134/S0024490212030066>.

Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Melnikov N.N., Konstantinova G.V., Kut'yavin E.P., Turchenko T.L., Melezhik V.A., 2010. Sr Isotopic Composition of Paleoproterozoic ¹³C-Rich Carbonate Rocks: The Tulomozero Formation, SE Fennoscandian Shield. *Precambrian Research* 182 (4), 300–312. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.05.006>.

Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Ovchinnikova G.V., Melezhi V.A., Vasil'eva I.M., Gorokhovskii B.M., Konstantinova G.V., Mel'nikov N.N., 2011. Rb-Sr and U-Pb Systematics of Metasedimentary Carbonate Rocks: The Paleoproterozoic Kuetsjarvi Formation of the Pechenga Greenstone Belt, Kola Peninsula. *Lithology and Mineral Recourses* 46, 151–164. <https://doi.org/10.1134/S0024490211020040>.

Kuznetsov N.B., Baluev A.S., Terekhov E.N., Kolodyazhnyi S.Yu., Przhialgovskii E.S., Romanyuk T.V., Dubensky 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 (in Russian) [Кузнецов Н.Б., Балувев А.С., Терехов Е.Н., Колодяжный С.Ю., Пржиялговский Е.С., Романюк Т.В., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М., Баянова Т.Б., Серов П.А. О времени формирования Кандалакшского и Керецкого грабенов палеорифтовой системы Белого моря в свете новых данных изотопной геохронологии // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 3. С. 570–607]. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-3-0540>.

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 (Djejm-Parma Hill). *Doklady Earth Sciences* 435, 1676–1683. <https://doi.org/10.1134/S1028334X10120263>.

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

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>.

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.].

Leonov M.G., Kolodyazhnyi S.Yu., Somin M.L., 1995. Tectonic Flow Structures in the Deposits of the Proto-platform Cover of the Karelian Massif. *Bulletin of Moscow Society of*

Naturalists. Geological Section 70 (3), 20–32 (in Russian) [Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л. Структуры тектонического течения в отложениях протоплатформенного чехла Карельского массива // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 1995. Т. 70. № 3. С. 20–32].

Levchenkov O.A., Lobach-Zhuchenko S.B., Sergeev S.A., 1989. Geochronology of the Karelian Granite-Greenstone Area. In: L.K. Levskii, O.A. Levchenkov (Eds), *Precambrian Isotope Chronology*. Nauka, Leningrad, p. 63–72 (in Russian) [Левченков О.А., Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А. Геохронология Карельской гранит-зеленокаменной области // Изотопная геохронология докембрия / Ред. Л.К. Левский, О.А. Левченков. Л.: Наука, 1989. С. 63–72].

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>.

Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P., Arestova N.A., Levskii L.K., Kovalenko A.V., 2000. Archean Terranes in Karelia: Geological and Isotopic-Geochemical Evidence. *Geotectonics* 34 (6), 452–466.

Lobach-Zhuchenko S.B., Glebovitskii V.A., Arestova N.A., 2009. Mantle Sources of Rocks in the Vodlozero Domain of the Fennoscandian Shield. *Doklady Earth Sciences* 429, 1284. <https://doi.org/10.1134/S1028334X09080108>.

Lobach-Zhuchenko S.B., Sergeev S.A., Levchenkov O.A., Ovchinnikova G.V., Kotova L.N., Krylov I.N., Yakovleva S.Z., 1989. The Archean Vodlozero Gneiss Complex and Its Structural-Metamorphic Evolution. In: *Precambrian Isotope Geochronology*. Nauka, Leningrad, p. 14–44 (in Russian) [Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А., Левченков О.А., Овчинникова Г.В., Котова Л.Н., Крылов И.Н., Яковлева С.З. Водлозерский гнейсовый комплекс раннего архея и его структурно-метаморфическая эволюция // Изотопная геохронология докембрия. Л., 1989. С. 14–44].

Lower Precambrian Stratigraphic Scale of Russia, 2002. Explanatory Note. *KarRS RAS, Apatity*, 13 p. (in Russian) [Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России: Объяснительная записка. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 13 с.].

Lubnina N.V., Pisarevsky S.A., Söderlund U., Nilsson M., Sokolov S.J., Khramov A.N., Iosifidi A.G., Ernst R., Romanovskaya M.A., Pisakin B.N., 2012. New Palaeomagnetic and Geochronological Data from the Roprukey Sill (Karelia, Russia): Implications for Late Palaeoproterozoic Palaeogeography. In: S. Mertanen, L.J. Pesonen, P. Sangchan (Eds), *Supercontinent Symposium 2012 (September 25–28, 2012)*. Programme and Abstracts. Geological Survey of Finland, Espoo, Finland, p. 81–82.

Lubnina N.V., Slabunov A.I., 2017. The Karelian Craton in the Structure of the Kenorland Supercontinent in the Neoproterozoic: New Paleomagnetic and Isotope Geochronology Data on Granulites of the Onega Complex. *Moscow University Geology Bulletin* 72, 377–390. <https://doi.org/10.3103/S0145875217060072>.

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

Makarikhin V.V., Kononova G.M., 1983. The Lower Proterozoic Phytoliths of Karelia. Nauka, Leningrad, 180 p. (in Russian) [Макарихин В.В., Кононова Г.М. Фитолиты нижнего протерозоя Карелии. Л.: Наука, 1983. 180 с.].

Makarikhin V.V., Medvedev P.V., Satsuk Yu.I., 1995. Subdivision and Correlation of the Jatulian of the Stratotypical Area (Lower Proterozoic Karelia). In: Outlines of Precambrian Geology of Karelia. IG KarRS RAS, Petrozavodsk, p. 72–83 (in Russian) [Макарихин В.В., Медведев П.В., Сацук Ю.И. Расчленение и корреляция ятулия стратотипической местности (нижний протерозой Карелии) // Очерки геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 1995. С. 72–83].

Martin A.P., Prave A.R., Condon D.J., Lepland A., Fallick A.E., Romashkin A.E., Medvedev P.V., Rychanchik D.V., 2015. Multiple Palaeoproterozoic Carbon Burial Episodes and Excursions. Earth and Planetary Science Letters 424, 226–236. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.05.023>.

Mezhelovskaya S.V., Korsakov A.K., Mezhelevskii 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 Ripheids, 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>.

Miller Yu.V., 1988. Structure of Archean Greenstone Belts. Nauka, Leningrad, 144 p. (in Russian) [Миллер Ю.В. Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1988. 144 с.].

Mints M.V., Berzin R.G., Suleimanov A.K., Zamozhnyaya N.G., Stupak V.M., Konilov A.N., Zlobin V.L., Kaulina T.V., 2004. The Deep Structure of Early Precambrian Crust of the Karelian Craton, Southeastern Fennoscandian Shield: Results of Investigation along CMP PROFILE 4B. Geotectonics 2, 10–29 (in Russian) [Минц М.В., Берзин Р.Г., Сулейманов А.К., Замозжня Н.Г., Ступак В.М., Конилов А.Н., Злобин В.Л., Каулина Т.В. Глубинное строение раннедокембрийской коры Карельского кратона, юго-восток Фенноскандинавского щита: результаты исследований вдоль профиля МОГТ 4В // Геотектоника. 2004. № 2. С. 10–29].

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. 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>.

Mints M.V., Eriksson P.G., 2016. Secular Changes in Relationships between Plate-Tectonic and Mantle-Plume Engendered Processes during Precambrian Time. Geodynamics & Tectonophysics 7 (2), 173–232 (in Russian) [Минц М.В., Эрикссон П.Г. Длиннопериодные изменения в соотношении процессов тектоно-плитного и мантийно-плюмового происхождения в докембрии // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 2. С. 173–232]. <https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-2-0203>.

Morozov A.F. (Ed.), 2010. Deep Structure, Evolution and Mineral Resources of the Early Precambrian Basement of the East European Platform: Interpretation of Materials for Profiles 1-EB, 4B and TATSES. Vol. 2. Iss. 4. GEOKART, GEOS, Moscow, 400 p. (in Russian) [Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-EB, профилям 4В и ТАТСЕЙС / Ред. А.Ф. Морозов. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2010. Т. 2. Вып. 4. 400 с.].

Negrutsa V.Z., 1984. Early Proterozoic Stages of Development of the Eastern Baltic Shield. Nedra, Leningrad, 270 p. (in Russian) [Негруца В.З. Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1984. 270 с.].

Negrutsa V.Z., 2011. Stratigraphy Aspects of the Lower Precambrian in Russia (Historical-Methodological Analysis). Lithosphere 1, 3–19 (in Russian) [Негруца В.З. Проблемы стратиграфии нижнего докембрия России (историко-методологический анализ) // Литосфера. 2011. № 1. С. 3–19].

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).

Ovchinnikova G.V., Matrenichev G.V., Levchenkov O.A., Sergeev S.A., Yakovlev S.Z., Gorokhovskiy B.M., 1994. U-Pb and Pb-Pb Isotope Dating of the Acid Volcanites from the Khautavaar Greenstone Structure, Central Karelia. Petrology 2 (3), 266–281 (in Russian) [Овчинникова Г.В., Матреничев В.А., Левченков О.А., Сергеев С.А., Яковлев С.З., Гороховский Б.М. U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // Петрология. 1994. Т. 2. № 3. С. 266–281].

Paszkowski M., Budzyń B., Mazur S., Sláma J., Shumlyansky L., Środoń J., Dhuime B., Kędzior A., Liivamägi S., Piszczowska A., 2019. Detrital Zircon U-Pb and Hf Constraints on Provenance and Timing of Deposition of the Mesoproterozoic to Cambrian Sedimentary Cover of the East European Craton, Belarus. *Precambrian Research* 331, 105352. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105352>.

Perevozchikova V.A., 1957. Proterozoic Geology of Karelia. In: Collection of Materials on Geology and Mineral Resources of the Northwestern Part of the USSR. Iss. 1. Gosgeotekhnizdat, Leningrad, p. 35–52 (in Russian) [Перевозчикова В.А. Геология протерозоя Карелии // Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-запада СССР. Л.: Госгеолтехиздат, 1957. Вып. 1. С. 35–52].

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.].

Polekhovsky Yu.S., Tarasova M.P., Nesterov A.R., 1995. Noble-Metal Mineralization of Complex-Ore Deposits within the Precambrian Black Schists of Zaonega Formation, Karelia. In: S.I. Rybakov, A.I. Golubev (Eds), Abstracts of the Regional Symposium "Noble Metals and Diamonds of the northern European Russia" and Scientific-Practical Conference "The Problems of Development of Mineral Resource Base of Platinum Metals in Russia". KarRC RAS, Petrozavodsk, p. 85–87 (in Russian) [Полеховский Ю.С., Тарасова М.П., Нестеров А.Р. благороднометалльная минерализация месторождений комплексных руд в докембрийских черных сланцах Заонежья Карелии // Тезисы докладов регионального симпозиума «Благородные металлы и алмазы севера европейской части России» и научно-практической конференции «Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов России» / Ред. С.И. Рыбаков, А.И. Голубев. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1995. С. 85–87].

Priyatkina N.S., Khudoley A.K., Ustinov V.N., Kullerud K., 2014. 1.92 Ga Kimberlitic Rocks from Kimozero, NW Russia: Their Geochemistry, Tectonic Setting and Unusual Field Occurrence. *Precambrian Research* 249, 162–179. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.05.009>.

Puchtel I.S., Arndt N.T., Hofmann A.W., Haase K.M., Kröner A., Kulikov V.S., Kulikova V.V., Garbe-Schönberg C.-D., Nemchin A.A., 1998. Petrology of Mafic Lavas within the Onega Plateau, Central Karelia: Evidence for 2.0 Ga Plume-Related Continental Crustal Growth in the Baltic Shield. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 130, 134–153. <https://doi.org/10.1007/s004100050355>.

Puchtel I.S., Zhuravlev D.Z., Ashikhmina N.A., 1992. Sm-Nd Age of the Suisar Formation of the Baltic Shield. *Doklady of the USSR Academy of Sciences* 326 (4), 706–711 (in Russian) [Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Ашихмина Н.А. Sm-Nd возраст суйсарской свиты Балтийского щита // Доклады АН СССР. 1992. Т. 326. № 4. С. 706–711].

Puchtel I.S., Zhuravlev D.Z., Kulikova V.V., Samsonov A.V., Simon A.K., 1991. Komatiites of the Vodlozero Block (Baltic

Shield). *Doklady of the USSR Academy of Sciences* 317 (1), 197–202 (in Russian) [Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Куликова В.В. Коматииты Водлозерского блока (Балтийский щит) // Доклады АН СССР. 1991. Т. 317. № 1. С. 197–202].

Ramo O.T., Mänttari 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 айсской 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., Gorozhanin V.M., Gorozhanina 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 P.A., 2012. An Integrated Geophysical Profile across the Ropruchei Gabbrodolerite Sill on the Rzhanoe – Anashkino Segment. *Transactions of KarRC RAS* 3, 165–171 (in Russian) [Рязанцев П.А. Комплексный геофизический профиль через Ропручейский sill габбро-долеритов на участке Ржаное – Анашкино // Труды Карельского научного центра РАН. 2012. № 3. С. 165–171].

Ryazantsev P.A., 2014. Geological Nature of Gravity and Magnetic Anomalies within the South Onega Trough. In: *Geology and Mineral Resources of Karelia. Iss. 17*. KarRC RAS, Petrozavodsk, p. 110–117 (in Russian) [Рязанцев П.А. Геологическая природа аномалий магнитного и гравитационного поля в пределах Южно-Онежской мульды // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2014. Вып. 17. С. 110–117].

Samsonov A.V., Berzin R.G., Zamozhnyaya N.G., Shchipsansky A.A., Bibikova E.V., Kirnozova T.I., Konilov A.N., 2001. Processes of Formation of the Early Cambrian Rocks in Northwestern Karelia, Baltic Shield: Results of Geological, Petrological and Deep Seismic Sounding (Profile 4B) Studies. In: *Crustal Deep Structure and Evolution of the Southeastern Fennoscandian Shield: Kem – Kalevala Profile*. KarRC RAS, Petrozavodsk, p. 109–143 (in Russian) [Самсонов А.В.,

Берзин Р.Г., Заможная Н.Г., Щипанский А.А., Бибикина Е.В., Кирилова Т.Н., Конилов А.Н. Процессы формирования раннедокембрийской коры северо-запада Карелии, Балтийский щит: результаты геологических, петрологических и глубинных сейсмических (профиль 4В) исследований // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь – Калевала. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2001. С. 109–143].

Samsonov A.V., Spiridonov V.A., Larionova Y.O., Lariovov A.N., 2016. The Central Russian Fold Belt: Paleoproterozoic Boundary of Fennoscandia and Volgo-Sarmatia, the East European Craton. In: The 32nd Nordic Geological Winter Meeting (January 13–15, 2016, Helsinki, Finland). Abstracts. Bulletin of the Geological Society of Finland (Spec. Vol.), p. 162.

Sergeev S.A., Berezhnaya N.G., 1985. Isotopic and Mineralogical Studies of Zircons from Granite-Gneiss Complex Midstream of the Vodla River (Southeastern Karelia). In: L.K. Levskii, O.A. Levchenkov (Eds), Data on Modern Isotope Chemistry and Cosmochemistry. Nauka, Leningrad, p. 118–124 (in Russian) [Сергеев С.А., Бережная Н.Г. Изотопно-минералогические исследования цирконов из гранитогнейсового комплекса пород района среднего течения р. Водла (Юго-Восточная Карелия) // Современные данные изотопной геохимии и космохимии / Ред. Л.К. Левский, О.А. Левченков. Л.: Наука, 1985. С. 118–124].

Sergeev S.A., Bibikova E.V., Levchenkov O.A., Lobach-Zhuchenko S.B., Yakovleva S.Z., Ovchinnikova G.V., Neimark L.A., Komarov A.N., Gorokhovskiy V.M., 1990. Isotope Geochronology of the Vodlozero Gneiss Complex. *Geochemistry* 1, 73–83 (in Russian) [Сергеев С.А., Бибикина Е.В., Левченков О.А., Лобач-Жученко С.В., Яковлева С.З., Овчинникова Г.В., Неймарк Л.А., Комаров А.Н., Гороховский В.М. Изотопная геохронология Водлозерского гнейсового комплекса // Геохимия. 1990. № 1. С. 73–83].

Sergeev S.A., Bibikova E.V., Matukov D.I., Lobach-Zhuchenko S.B., 2007. Age of the Magmatic and Metamorphic Processes in the Vodlozero Complex, Baltic Shield: An Ion Microprobe (SHRIMP II) U-Th-Pb Isotopic Study of Zircons. *Geochemistry International* 45, 198–205. <https://doi.org/10.1134/S0016702907020097>.

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

Shcherbak N.P., Gorkovets V.Ya., Dodatko A.D., Krestin E.M., Pap A.M., Skorzhinskaya T., Snezhko A.M., Strueva O.M., Fomenko V.Yu., Shchegolev I.N., 1986. Correlation Scheme for Stratigraphic Subdivisions of the Precambrian Ferruginous-Siliceous Formations in the European Part of the USSR. *Geologicheskii Zhurnal* 46 (2), 5–17 (in Russian) [Щербак Н.П., Горьковец В.Я., Додатко А.Д., Крестин Е.М., Пап А.М., Скоржинская Т., Снежко А.М., Струева О.М., Фоменко В.Ю., Щеголев И.Н. Схема корреляции стратиграфических

подразделений железисто-кремнистых формаций докембрия европейской части СССР // Геологический журнал. 1986. Т. 46. № 2. С. 5–17].

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>.

Shumlyansky L., Hawkesworth C., Dhuime B., Billström K., Claesson S., Storey C., 2015. ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb Ages and Hf Isotope Composition of Zircons from Sedimentary Rocks of the Ukrainian Shield: Crustal Growth of the South-Western Part of East European Craton from Archaean to Neoproterozoic. *Precambrian Research* 260, 39–54. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.01.007>.

Simanovich I.M., 1966. Epigenesis and Early Stages in Metamorphism of the Shoksha Quartzitic Sandstones. Proceedings of the Geological Institute of the USSR Academy of Science. Iss. 153. Nauka, Moscow, 143 p. (in Russian) [Симанович И.М. Эпигенез и начальный метаморфизм шокшинских кварцитопесчаников // Труды ГИН АН СССР. М.: Наука, 1966. Вып. 153. 143 с.].

Simanovich I.M., 1978. Quartz Sand Rock. Proceedings of the Geological Institute of the USSR Academy of Science. Iss. 314. Nauka, Moscow, 155 p. (in Russian) [Симанович И.М. Кварц песчаных пород // Труды ГИН АН СССР. М.: Наука, 1978. Вып. 314. 155 с.].

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>.

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>.

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>.

Smolkin V.F., Mezhelovskaya S.V., Mezhelovskiy A.D., 2020. The Sources of the Clastic Material of the Terrigenous Sequences of the Neoproterozoic and Paleoproterozoic Paleobasins in the Eastern Part of the Fennoscandian Shield Based on Isotope Analysis Data for Detrital Zircons (SIMS, LA-ICP-MS). *Stratigraphy and Geological Correlation* 28, 571–602. <https://doi.org/10.1134/S086959382006009X>.

Smolkin V.F., Sharkov E.V., 2009. Ancient Zircons (3.8 Ga) in the Early Proterozoic Volcanites of the East Karelia as

Evidence of the Existence of the Early Archean Crust. In: *Geology, History. Theory and Practice. Abstracts of the International Conference Dedicated to the 250th Anniversary of the Vernadsky State Geological Museum RAS* (September 14–16, 2009). SGM RAS, Moscow, p. 232–234 (in Russian) [Смолюкин В.Ф., Шарков Е.В. Древний циркон (3.8 млрд лет) в раннепротерозойских вулканитах Восточной Карелии как свидетельство существования раннеархейской коры // Геология: история, теория, практика: Тезисы докладов международной конференции, посвященной 250-летию Государственного геологического музея им. В.И. Вернадского РАН (14–16 сентября 2009 г.). М.: ГГМ РАН, 2009. С. 232–234].

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].

Sokolov V.A. (Ed.), 1984. *Precambrian Stratigraphy of the Karelian ASSR (Archean, Lower Proterozoic)*. Karelian Branch of the AS USSR, Petrozavodsk, 115 p. (in Russian) [Стратиграфия докембрия Карельской АССР (архей, нижний протерозой) / Ред. В.А. Соколов. Петрозаводск: КарФ АН СССР, 1984. 115 с.].

Sokolov V.A. (Ed.), 1987. *Geology of Karelia*. Nauka, Leningrad, 231 p. (in Russian) [Геология Карелии / Ред. В.А. Соколов. Л.: Наука, 1987. 231 с.].

Sokolov V.A., Galdobina L.P., Ryleev A.V., Satsuk Yu.I., Svetov A.P., Heiskanen K.I., 1970. *Geology, Lithology and Paleogeography of the Yatulian Rocks of the Central Karelia*. Karelia Publishing House, Petrozavodsk, 366 p. (in Russian) [Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В., Сацук Ю.И., Светов А.П., Хейсканен К.И. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1970. 366 с.].

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., Samsonov A.V., Larionov A.N., 2014a. The Final Stage of the Middle Proterozoic Magmatism in the Onega Structure: Data for Dolerites of Zaonega. *Transactions of KarRC RAS* 1, 3–16 (in Russian) [Степанова А.В., Самсонов А.В., Ларионов А.Н. Заключительный эпизод

магматизма среднего палеопротерозоя в Онежской структуре: данные по долеритам Заонежья // Труды КарНЦ РАН. 2014. №1. С. 3–16].

Stepanova A.V., Samsonov A.V., Salnikova E.B., Puchtel I.S., Larionova Yu.O., Larionov A.N., Stepanov V.S., Shapovalov Y.B., Egorova S.V., 2014b. Palaeoproterozoic Continental MORB-Type Tholeiites in the Karelian Craton: Petrology, Geochronology, and Tectonic Setting. *Journal of Petrology* 55 (9), 1719–1751. <https://doi.org/10.1093/petrology/egu039>.

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. <https://doi.org/10.15407/gof.2017.38.003>.

Svetov A.P., 1979. *Platform Basaltic Volcanism of the Karelian Karelides*. Nauka, Leningrad, 208 p. (in Russian) [Светов А.П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л.: Наука, 1979. 208 с.].

Svetov S.A., Golubev A.I., Stepanova A.V., Kulikov V.S., Gogolev M.A., 2015. Archean and Paleoproterozoic Complexes of the Central Karelia: Geological Excursion on the Route Petrozavodsk City – Konchzero Lake – Marcial Waters Health Resort – Girvas Rural Settlement – Koikary Village – Kivach Falls – Petrozavodsk City. In: *Current Problems of Precambrian Geology, Geophysics and Geoecology. Materials of the XXVI Youth Scientific School-Conference Dedicated to the Memory of K.O. Krats, Corresponding Member of the AS USSR, and F.P. Mitrofanov, Academician of the RAS* (October 12–16, 2015). KRC RAS, Petrozavodsk, p. 157–191 (in Russian) [Светов С.А., Голубев А.И., Степанова А.В., Куликов В.С., Гоголев М.А. Архейские и палеопротерозойские комплексы Центральной Карелии: Геологическая экскурсия по маршруту г. Петрозаводск – оз. Кончезеро – п. Марциальные воды – п. Гирвас – д. Койкары – вод. Кивач – г. Петрозаводск // Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии: Материалы XXVI молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова (12–16 октября 2015 г.). Петрозаводск: КНЦ РАН, 2015. С. 157–191].

Systra Yu.Y., 1991. *Tectonics of the Karelian Region*. Nauka, Saint Petersburg, 176 p. (in Russian) [Сыстра Ю.Й. Тектоника Карельского региона. СПб.: Наука, 1991. 176 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>.

Timofeev V.M., 1935. *Petrography of Karelia*. Petrography of the USSR. Series 1. Regional Petrography. Publishing House of the USSR Academy of Science, Moscow, Leningrad, 256 p. (in Russian) [Тимофеев В.М. Петрография Карелии. Петрография СССР. Серия 1. Региональная петрография. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1935. 256 с.].

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 четласской серии Среднего Тимана на основании U-Pb датирования детритных цирконов // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2017. Т. 92. № 5. С. 15–32].

Vigdorichik V.M., Garbar D.I., Oganeseva A.M., Kabakov A.G., 1968. Onega-Ladoga Isthmus (Geological Structure). In: *Geological Guide to the Moscow Canal and V.I. Lenin Volga-Baltic Waterway*. Nauka, Leningrad, p. 162–174 (in Russian) [Вигдорчик В.М., Гарбар Д.И., Оганесева А.М., Кабаков А.Г. Онежско-Ладожский перешеек (геологическое строение) // Геологический путеводитель по каналу им. Москвы и Волго-Балтийскому водному пути им. В.И. Ленина. Л.: Наука, 1968. С. 162–174].

Voitovich V.S., 1971. On the Nature of the Koikar Shear Zone of the Baltic Shield. *Geotectonics* 1, 33–42 (in Russian)

[Войтович В.С. О природе Койкарской зоны дислокаций Балтийского щита // Геотектоника. 1971. № 1. С. 33–42].

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>.

Zhang W., Roberts D., Pease V., 2016. Provenance of Sandstones from Caledonian Nappes in Finnmark, Norway: Implications for Neoproterozoic–Cambrian Palaeogeography. *Tectonophysics* 691, 198–205. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.09.001>.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1/ APPENDIX 1

Таблица 1.1. Нижнедокембрийская часть Национальной стратиграфической шкалы России (по [Kulikov, Kulikova, 2014])
Table 1.1. Lower Precambrian part of the Stratigraphic scale of Russia (after [Kulikov, Kulikova, 2014])

I			II			III
Международная шкала геологического времени			Национальная стратиграфическая шкала России (проект, 2014)			Региональные стратиграфические схемы
ЭОН	ЭРА	ПЕРИОД и его нижняя граница, млн лет	ЭОНО-ТЕМА	ЭРАТЕМА	СИСТЕМА (?) и ее нижняя граница, млн лет	ЮВ Фенноскандия, НАДГОРИЗОНТ и его нижняя граница, млн лет
Протерозой	Мезопротерозой	Калимий, 1600	Протерозойская	Мезопротерозойская	1650	Хогландский, 1650
	Палеопротерозой	Статерий, 1800		Палеопротерозойская (Карельская)	Вепсийская, 1860	Вепсийский, 1800
		Орозирий, 2050			Калевийская, 1920	Калевийский, 1920
		Рясий, 2300			Людиковийская, 2075	Людиковийский, 2100
		Сидерий, 2500			Ятулийская, 2290	Ятулийский, 2300
Архей	Неоархей	2800	Архейская	Неоархейская (?)	Емийская, 2720	2650
	Мезоархей			Водийская, 2800	2800	
	Палеоархей	3200		Мезоархейская (Лопийская)	Весийская, 2935	3000
				Эрзянская, 3150	3200	
Эоархей	4000	Палеоархейская (Комсийская)	Сколтийская, 3360	3600		
			Чудийская, 3580		3800	
			Зырянская, 3795			
Хадей			Хадейская			

Таблица 1.2. Результаты U-Pb изотопного (LA-ICP-MS) датирования зерен детритового циркона из шокшинской свиты (проба KL-555), Прионежье

Table 1.2. Results of U-Pb isotopic (LA-ICP-MS) dating of detrital zircon grains from the Shoksha Formation (sample KL-555), Cis-Onega

№ п/п	Номер анализа в пробе KL-555	Th, г/г	U, г/г	Th/U	Измеренные отношения (с коррекцией на общий свинец)					Возраст, млн лет						D1	D2
					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	146	166	0.88	5.51504	0.0599	0.34331	0.0036	0.96	1904	11	1903	9	1903	17	0.0	0.1
2	a10	178	291	0.61	4.05093	0.0341	0.25055	0.0016	0.77	1915	6	1644	7	1441	8	14.1	32.9
3	a11-CENTER	126	137	0.92	5.11642	0.0595	0.31937	0.0033	0.89	1899	12	1839	10	1787	16	2.9	6.3
4	a12-CENTER	143	95	1.50	5.40708	0.0651	0.32579	0.0034	0.87	1962	12	1886	10	1818	17	3.7	7.9
5	a13-CENTER	163	146	1.12	6.28375	0.0687	0.35623	0.0036	0.93	2070	11	2016	10	1964	17	2.6	5.4
6	a14	205	357	0.57	5.67555	0.048	0.27631	0.0017	0.74	2334	7	1928	7	1573	9	22.6	48.4
7	a15	573	1325	0.43	0.93896	0.0138	0.07122	0.0005	0.44	1540	13	672	7	443	3	51.7	247.6
8	a16	302	469	0.64	2.88707	0.0252	0.17144	0.0011	0.73	1988	7	1379	7	1020	6	35.2	94.9
9	a17-RIM	128	167	0.76	6.48312	0.0703	0.37184	0.0038	0.94	2049	11	2044	10	2038	18	0.3	0.5
10	a18	123	335	0.37	3.01205	0.0277	0.1912	0.0012	0.68	1868	8	1411	7	1128	7	25.1	65.6
11	a19	297	504	0.59	4.78732	0.0417	0.20261	0.0013	0.74	2571	7	1783	7	1189	7	50.0	116.2
12	a2	112	177	0.63	3.52633	0.1178	0.21115	0.0018	0.26	1973	29	1533	26	1235	10	24.1	59.8
13	a20	208	2403	0.09	0.44247	0.0137	0.04604	0.0003	0.22	919	34	372	10	290	2	28.3	216.9
14	a21	72	113	0.64	11.71435	0.1251	0.49375	0.005	0.95	2578	10	2582	10	2587	22	-0.2	-0.3
15	a22-CORE	74	182	0.41	5.14262	0.0574	0.30766	0.0032	0.92	1975	11	1843	9	1729	16	6.6	14.2
16	a23	69	179	0.38	5.49178	0.0601	0.33362	0.0034	0.93	1947	11	1899	9	1856	16	2.3	4.9
17	a24	49	1851	0.03	0.9391	0.0123	0.05163	0.0003	0.49	2124	12	672	6	325	2	106.8	553.5
18	a25	233	1129	0.21	1.13334	0.0124	0.07394	0.0005	0.57	1819	10	769	6	460	3	67.2	295.4
19	a26-CORE	170	241	0.71	5.64159	0.0623	0.33349	0.0034	0.93	1996	11	1922	10	1855	16	3.6	7.6
20	a27-RIM	405	1250	0.32	6.05005	0.0404	0.25405	0.0016	0.91	2584	6	1983	6	1459	8	35.9	77.1
21	a28	414	2140	0.19	0.20457	0.012	0.02501	0.0002	0.14	579	69	189	10	159	1	18.9	264.2
22	a29	78	107	0.73	11.8755	0.1297	0.39461	0.004	0.93	2968	10	2595	10	2144	19	21.0	38.4
23	a3	174	979	0.18	5.72933	0.0616	0.35258	0.0037	0.97	1924	11	1936	9	1947	17	-0.6	-1.2
24	a30	69	211	0.33	5.62996	0.0631	0.33296	0.0034	0.91	1995	11	1921	10	1853	16	3.7	7.7
25	a31-CORE	105	131	0.80	5.88859	0.0493	0.34585	0.0022	0.75	2007	6	1960	7	1915	10	2.3	4.8
26	a32	31	98	0.31	5.78101	0.0617	0.34948	0.0036	0.95	1956	11	1944	9	1932	17	0.6	1.2
27	a33-CORE	181	154	1.17	5.30679	0.0567	0.327	0.0033	0.95	1922	11	1870	9	1824	16	2.5	5.4

Таблица 1.2 (продолжение)

Table 1.2 (continued)

№ п/п	Номер анализа в пробе KL-555	Th, г/т	U, г/т	Th/U	Измеренные отношения (с коррекцией на общий свинец)					Возраст, млн лет						D1	D2
					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		
28	a34-CORE	176	169	1.05	5.36735	0.0574	0.33237	0.0034	0.95	1913	11	1880	9	1850	16	1.6	3.4
29	a35	413	622	0.66	2.1807	0.0264	0.1493	0.001	0.53	1731	10	1175	8	897	5	31.0	93.0
30	a36-CORE	192	133	1.44	5.86768	0.0635	0.34939	0.0036	0.94	1983	11	1956	9	1932	17	1.2	2.6
31	a37	582	1321	0.44	0.91919	0.0152	0.06432	0.0004	0.40	1690	15	662	8	402	3	64.7	320.4
32	a38	450	1922	0.23	0.56394	0.0104	0.04135	0.0003	0.37	1604	18	454	7	261	2	73.9	514.6
33	a39-CENTER	215	125	1.72	13.83002	0.1485	0.51673	0.0037	0.67	2777	7	2738	10	2685	16	2.0	3.4
34	a4	172	280	0.61	4.65014	0.0394	0.28822	0.0018	0.75	1911	6	1758	7	1633	9	7.7	17.0
35	a40	133	123	1.08	12.41778	0.1331	0.4826	0.0049	0.95	2713	10	2637	10	2539	21	3.9	6.9
36	a41	331	996	0.33	1.2298	0.0187	0.08696	0.0006	0.42	1671	14	814	9	538	3	51.3	210.6
37	a42	199	315	0.63	5.06514	0.0417	0.29851	0.0018	0.75	2001	6	1830	7	1684	9	8.7	18.8
38	a43-RIM	73	77	0.94	5.85887	0.0646	0.35373	0.0036	0.91	1958	12	1955	10	1952	17	0.2	0.3
39	a44	381	886	0.43	1.66639	0.0171	0.11586	0.0007	0.61	1702	9	996	7	707	4	40.9	140.7
40	a45-RIM	121	231	0.52	5.35466	0.0586	0.32985	0.0033	0.91	1922	11	1878	9	1838	16	2.2	4.6
41	a46	305	1112	0.27	1.03221	0.0153	0.07574	0.0005	0.42	1602	14	720	8	471	3	52.9	240.1
42	a47-RIM	139	139	1.00	5.64578	0.068	0.32635	0.0034	0.85	2036	12	1923	10	1821	16	5.6	11.8
43	a48-RIM	204	214	0.95	5.1593	0.0582	0.31427	0.0032	0.89	1942	12	1846	10	1762	15	4.8	10.2
44	a49	778	3654	0.21	0.17364	0.0087	0.01557	0.0001	0.15	1218	53	163	8	99.6	0.8	63.7	1122.9
45	a50	162	129	1.26	6.42803	0.0714	0.36205	0.0036	0.90	2081	11	2036	10	1992	17	2.2	4.5
46	a51	363	580	0.63	2.10786	0.0226	0.13852	0.0009	0.58	1805	9	1151	7	836	5	37.7	115.9
47	a52	177	246	0.72	5.54291	0.0578	0.34323	0.0034	0.94	1913	11	1907	9	1902	16	0.3	0.6
48	a53-RIM	82	111	0.74	5.66151	0.0486	0.34624	0.0021	0.71	1935	7	1926	7	1917	10	0.5	0.9
49	a54	304	82	3.72	5.59212	0.0598	0.3446	0.0034	0.93	1922	11	1915	9	1909	16	0.3	0.7
50	a55	505	906	0.56	1.07098	0.0202	0.09608	0.0006	0.34	1218	18	739	10	591	4	25.0	106.1
51	a56	576	2379	0.24	0.17625	0.0126	0.02407	0.0002	0.11	333	89	165	11	153	1	7.8	117.6
52	a57	191	287	0.67	7.27096	0.0564	0.26211	0.0016	0.80	2836	6	2145	7	1501	8	42.9	88.9
53	a58	131	125	1.04	11.24043	0.0951	0.38637	0.0026	0.78	2913	6	2543	8	2106	12	20.8	38.3
54	a59	314	3123	0.10	0.22153	0.0103	0.01559	0.0001	0.18	1680	45	203	9	99.7	0.8	103.6	1585.1

Таблица 1.2 (продолжение)

Table 1.2 (continued)

№ п/п	Номер анализа в пробе KL-555	Th, г/т	U, г/т	Th/U	Измеренные отношения (с коррекцией на общий свинец)					Возраст, млн лет						D1	D2
					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		
55	a5-RIM	68	139	0.49	5.80468	0.0449	0.34122	0.0021	0.81	2006	6	1947	7	1893	10	2.9	6.0
56	a6	488	1334	0.37	0.94309	0.0152	0.06632	0.0005	0.42	1681	15	675	8	414	3	63.0	306.0
57	a60	169	4766	0.04	0.02883	0.0074	0.00393	0.000006	0.06	338	321	29	7	25.3	0.4	14.6	1236.0
58	a62	225	561	0.40	2.26933	0.0182	0.14754	0.0008	0.68	1825	8	1203	6	887	5	35.6	105.7
59	a63	31	155	0.20	5.98262	0.0571	0.35787	0.0031	0.92	1975	11	1973	8	1972	15	0.1	0.2
60	a64	1043	3175	0.33	0.47397	0.0081	0.02323	0.0001	0.35	2323	15	394	6	148	0.9	166.2	1469.6
61	a65	1073	1042	1.03	1.11455	0.0258	0.10257	0.0006	0.26	1167	23	760	12	629	4	20.8	85.5
62	a66	575	1270	0.45	1.05901	0.0136	0.07587	0.0004	0.45	1647	12	733	7	471	3	55.6	249.7
63	a67	236	141	1.67	6.91158	0.0795	0.34814	0.0021	0.53	2276	8	2100	10	1926	10	9.0	18.2
64	a68	181	55	3.30	5.11366	0.0543	0.31537	0.0028	0.84	1920	12	1838	9	1767	14	4.0	8.7
65	a69-CORE	735	886	0.83	5.65732	0.0545	0.35026	0.003	0.90	1913	11	1925	8	1936	14	-0.6	-1.2
66	a7	84	175	0.48	5.66573	0.062	0.34794	0.0036	0.95	1928	11	1926	9	1925	17	0.1	0.2
67	a70-CORE 7	64	172	0.37	4.66508	0.0304	0.28804	0.0015	0.80	1918	7	1761	5	1632	8	7.9	17.5
68	a71	141	218	0.65	5.50773	0.0521	0.34027	0.003	0.93	1917	11	1902	8	1888	14	0.7	1.5
69	a72	923	1431	0.64	0.49395	0.0167	0.05862	0.0004	0.18	643	39	408	11	367	2	11.2	75.2
70	a73	188	404	0.46	3.11499	0.0251	0.19703	0.0011	0.67	1875	8	1436	6	1159	6	23.9	61.8
71	a74	170	55	3.12	14.71022	0.147	0.54034	0.0049	0.91	2805	11	2797	9	2785	20	0.4	0.7
72	a75	47	62	0.75	12.13632	0.1201	0.47811	0.0043	0.91	2690	10	2615	9	2519	19	3.8	6.8
73	a76	89	63	1.42	9.36275	0.0959	0.40877	0.0037	0.89	2519	11	2374	9	2209	17	7.5	14.0
74	a77	176	4370	0.04	0.04098	0.0044	0.00155	0.00003	0.18	2756	87	41	4	10	0.2	310.0	27460.0
75	a78-RIM	43	1099	0.04	8.40885	0.0464	0.41373	0.0021	0.92	2316	6	2276	5	2232	10	2.0	3.8
76	a79	107	153	0.70	5.46242	0.0392	0.33291	0.0018	0.75	1941	6	1895	6	1852	9	2.3	4.8
77	a8	194	303	0.64	9.60113	0.0745	0.35857	0.0023	0.84	2778	6	2397	7	1975	11	21.4	40.7
78	a80	129	100	1.29	10.7693	0.1083	0.4733	0.0042	0.89	2508	11	2503	9	2498	19	0.2	0.4
79	a9	682	2079	0.33	0.32227	0.0109	0.02459	0.0002	0.23	1529	33	284	8	157	1	80.9	873.9

Таблица 1.3. Сводка данных об осадочных толщах верхнего и среднего рифея северо-восточной части ВЕП и ее обрамления, в которых были изучены (U-Pb возраст) зерна детритового циркона

Table 1.3. Summary data on the sedimentary strata of the Upper and Middle Riphean of the NE part of the EEP and its framing, for which detrital zircon U-Pb dating was performed

Маркировка на рис. 1	Оригинальный № пробы	Регион, район	Толща	Порода	Возраст, млн лет	Ссылки
Z01	K18-501	Терский берег Белого моря	Терская свита	Красноцветные песчаники	Моложе 1145 Конец среднего рифея	[Kuznetsov N.B. et al., 2021]
Z04	202	Северный Тиман	Румяничная свита барминской серии	Кварцитопесчаники	Поздний рифей Ранний неопротерозой	[Andreichev et al., 2018]
Z05	234	Северный Тиман	Ямборезовская свита барминской серии	Кварцитопесчаники	Поздний рифей Ранний неопротерозой	[Andreichev et al., 2017]
Z06	380	Северный Тиман	Малочернорецкая свита барминской серии	Кварцитопесчаники	Поздний рифей Ранний неопротерозой	[Andreichev et al., 2014]
Z07	Sh-44	Приладожье	Приозерская свита в скв. Шоткуса-1	Красноцветные песчаники	Средний рифей Мезопротерозой	[Ershova et al., 2019]
Z08	G1-15	Средний Тиман	Светлинская свита четласской серии	Кварц-полевошпатовые метапесчаники	Конец среднего рифея Конец мезопротерозоя	[Udoratina et al., 2017]
Z09	K1-15	Средний Тиман	Визингская свита четласской серии	Кварц-полевошпатовые метапесчаники	Конец среднего рифея Конец мезопротерозоя	[Udoratina et al., 2017]
Z10	MT-16-6	Средний Тиман	Лунвожская свита вымской серии	Кварцитопесчаники	Конец среднего рифея Конец мезопротерозоя	[Soboleva et al., 2019]
Z11	K05-301	Южный Тиман	Джежимская свита	Красноцветные песчаники	Поздний рифей Ранний неопротерозой	[Kuznetsov N.B. et al., 2010a, 2010b]
Z15	K12-057	Южный Урал	Лемезинская п/свита зильмердакской свиты каратавия	Кварцитопесчаники	Поздний рифей Ранний неопротерозой	[Romanyuk et al., 2013]
Z16	C-163-1	Земля Веделя Ярльсберга на ЮЗ Шпицбергена	Серия Софиебоген	Мусковитовые кварциты	Поздний рифей Ранний неопротерозой	[Sirotkin et al., 2017]
Z17	K07-091	Земля Веделя Ярльсберга на ЮЗ Шпицбергена	Гулликсенфьеллет	Кварциты	Конец среднего рифея Конец мезопротерозоя	[Kuznetsov N.B. et al., 2018]
Z18	KK2	п-ов Средний	Куяканская свита волоковой серии	Кварц-полевошпатовые песчаники	Поздний рифей Криогений (800–630)	[Mikhailenko, 2016; Mikhailenko et al., 2016]
Z19	KJ4	п-ов Средний	Каруярвинская свита кильдинской серии	Кварц-полевошпатовые песчаники	Поздний рифей Криогений (800–630)	[Mikhailenko, 2016; Mikhailenko et al., 2016]
Z20	ZP1	п-ов Средний	Землепахтинская свита кильдинской серии	Кварц-полевошпатовые песчаники	Поздний рифей Криогений (800–630)	[Mikhailenko, 2016; Mikhailenko et al., 2016]

Таблица 1.3 (продолжение)

Table 1.3 (continued)

Маркировка на рис. 1	Оригинальный № пробы	Регион, район	Толща	Порода	Возраст, млн лет	Ссылки
Z21	LN3	п-ов Рыбачий	Лонская свита эйновской серии	Кварц-полевошпатовые песчаники	Поздний рифей Тоний (800–1130)	[Mikhailenko, 2016]
Z22	СК285 СК291 СК293	п-ов Финнмаркен	Формация Хьелмсой (Hjelmsøy)	Песчаники	Поздний рифей 980–1030	[Kirkland et al., 2008]
Z23	СК040	п-ов Финнмаркен	Порсангские песчаники (порсангская орогения)	Песчаники	Поздний рифей 840–910	[Kirkland et al., 2008]
Z24	LAN1	п-ов Варангер	Свита Ландерсфьёрд (Landersfjord Fm) из серии Лаксефьёрд (Laksefjord Gr)	Песчаники		[Zhang et al., 2016]
Z25	Vilch-5B	Белоруссия	Белорусская серия, оршская (Orsha) свита	Кварцевые аррениты	Старше глусской свиты	[Paszkowski et al., 2019]
Z26	Vilch-6A, Vilch-7A,	Белоруссия	Глусская свита вильчицкой серии	Песчаный матрикс тиллитов	>977±6 >1056±4 Перекрывают оршскую свиту	[Paszkowski et al., 2019]

Таблица 1.4. 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 1.4. Summary data on the early Middle Riphean and older sedimentary strata in the NE part of the EEP and its framing, for which detrital zircon U-Pb dating was performed

Маркировка на рис. 1	Оригинальный номер пробы	Регион, район	Толща	Порода	Возраст, млн лет	Ссылки
S00	KL-555	Западный берег Онежского озера	Шокшинская свита	Кварциты		Настоящая работа
S01	ТК-12-01	Ветренный Пояс	Токшинская свита	Кварциты	>2437	[Korsakov et al., 2015; Mezhelovskaya et al., 2016]
S02	X-12, X-26, X-36, X-78, X-92	Юго-Восточное Приладожье	Приозерская и салминская свиты	Кварц-полево-шпатовые песчаники	Нижний рифей От 1530–1547 до 1458	[Kuptsova et al., 2011]
S03	10403/1 091/1	Северное Приладожье	Ладожская серия	Биотитовый сланец	1880–1922	[Sharov, 2020]
S04	3976, 5883	Карелия	Воломская синклиналь Онежского синклинория	Ятулийский кварцит и песчаный матрикс ятулийских конгломератов	2300–2100	[Kozhevnikov, 2011]
S05	5081	Средний Урал	Ишеримская свита	Кварцитопесчаники	средний рифей 1150–1079	[Petrov, 2017]
S06	Vilch-2, Vilch-4	Белоруссия	Пинская (Pinsk) свита белорусской серии	Песчаники	>1228 ограничение для полесской серии	[Paszkowski et al., 2019]
S07	56/90-95 Скв. #56 (гл. 68.8) у деревни Тиходвиж (Tykhodvizh)	Украина	Полесская (Polissya) серия среднего и верхнего рифея, ромейская (Romeyki) свита, полесская (Polytsy) и жобринская (Zhobryn) свиты верхнего рифея.	Кварц-полевошпатовый (аркозовый) песчаник	1200–1000 1228±15	[Shumlyansky et al., 2015]
S08	СК276 СК279	п-ов Финмаркен	Комплекс Фагервик (Fagervik)		1948–1796	[Kirkland et al., 2008]
S09	УГ-72 П-21 П-26 П-73	Север Кольского п-ова	Урагубско-Титовский пояс, печенгская структура			[Smolkin et al., 2020]
S10	IFJ1	п-ов Варангер	Конгломераты базальной единицы Гозаварри (Gozavargi) формации Ифьерд (Ifjord Fm.)			[Zhang et al., 2016]

Таблица 1.5. Результаты теста Колмогорова – Смирнова

Table 1.5. Results of the Kolmogorov – Smirnov test

Литостратиграфические комплексы (серии, свиты)	S00(KL-555) Шокшинские кварцитопечаники (настоящая работа)	S03(10403/1, 091/1) Карелия, ладожская серия	S06(Vilch-2, Vilch-4) Центральные районы ВЕП, пинская свита белорусской серии	Z04(202) Северный Тиман, румяничная свита барминской серии	Z11(K05-301) Южный Тиман джежимская свита	Z15(K12-057) Южный Урал лемезинская п/свита зильмердакской свиты	Z17(K07-091) о. Шпицберген, свита Гулликсен-фьеллет	Z24(LAN1) п-ов Варангер, формация Ландерсфьёрд
S00(KL-555) Шокшинские кварцитопечаники (настоящая работа)		0.265	0.097	0.000	0.039	0.000	0.413	0.000
S03 (10403/1, 091/1), ладожская серия [Sharov, 2020]	0.265		0.000	0.000	0.003	0.000	0.192	0.000
S06 (Vilch-2, Vilch-4) пинская свита белорусской серии, [Paszkowski et al., 2019]	0.097	0.000		0.000	0.001	0.000	0.002	0.000
Z04 (202) Северный Тиман, румяничная свита барминской серии [Andreichev et al., 2018]	0.000	0.000	0.000		0.001	0.000	0.000	0.034
Z11 (K05-301) Южный Тиман джежимская свита [Kuznetsov N.B. et al., 2010a, 2010b]	0.039	0.003	0.001	0.001		0.001	0.415	0.000
Z15 (K12-057) Южный Урал лемезинская п/свита зильмердакской свиты [Romanyuk et al., 2013]	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001		0.000	0.000
Z17 (K07-091) о. Шпицберген, свита Гулликсенфьеллет [Kuznetsov N.B. et al., 2018]	0.413	0.192	0.002	0.000	0.415	0.000		0.000
Z24 (LAN1) п-ов Варангер, свита Ландерсфьёрд [Zhang et al., 2016]	0.000	0.000	0.000	0.034	0.000	0.000	0.000	

Примечание. Расчеты выполнены с помощью программы [Guynn, Gehrels, 2010], размещенной в свободном доступе. Применение теста Колмогорова – Смирнова используется для того, чтобы определить, подчиняются ли два эмпирических распределения одному закону, или, подчиняется ли полученное распределение предполагаемой модели. Обычно стандартный уровень значимости теста принимается равным 95 %. Если величина полученного взаимного коэффициента p превышает пороговое значение 0.05, то тестируемые эмпирические распределения с вероятностью 95 % подчиняются одному и тому же закону распределения. Жирным шрифтом выделены значения p больше принятого порогового 0.05. Положение мест отбора проб см. рис. 1, названия свит/толщ – в Прил. 1, табл. 1.3 и 1.4.

Note. The calculations have been executed using a program [Guynn, Gehrels, 2010] available in the public domain. The Kolmogorov – Smirnov test is used to determine whether two empirical distributions obey the same law or the resulting distribution obeys the proposed model. The standard significance level of the test is usually taken to be 95 %. If the value of the obtained mutual coefficient p exceeds the threshold value of 0.05, then the tested empirical distributions obey the same distribution law with a probability of 95 %. The p values greater than the accepted threshold value of 0.05 are highlighted in bold. See Fig. 1 for sampling sites, the names of formations/strata are given in App. 1, Tables 1.3 and 1.4.