



U-Pb AGE OF ZIRCONS FROM PALEOPROTEROZOIC SECONDARY QUARTZITES OF THE BOLSHOI TYUTERS ISLAND AND FROM SANDY MATRIX OF EARLY RIPHEAN CONGLOMERATES OF THE GOGLAND ISLAND (GULF OF FINLAND): FEATURES OF THE PRE-RIPHEAN HIATUS IN SEDIMENTATION IN THE NORTHEAST OF THE EAST EUROPEAN PLATFORM

E.N. Terekhov^{1,2}, N.B. Kuznetsov¹, T.V. Romanyuk², M.A. Matveev², A.B. Makeev³, A.S. Novikova¹, M.Yu. Gushchina¹, A.S. Dubenskiy¹, V.S. Sheshukov¹, A.A. Iurmanov⁴

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

² Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, 10-1 Bolshaya Gruzinskaya St, Moscow 123242, Russia

³ Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, 35 Staromonetny Ln, Moscow 119017, Russia

⁴ Timiryazev Institute of Plant Physiology, Russian Academy of Sciences, 35 Botanicheskaya St, Moscow 127276, Russia

ABSTRACT. The paper presents the results of U-Pb isotope dating of zircons extracted from rocks of the southern part of the Baltic Shield (Early Riphean conglomerates and Paleoproterozoic secondary quartzites) and makes a comparison of these results with the ages of crystalline complexes of the East European Platform (EEP). The paper presents the study results on composition of quartzites from the Bol. Tyuters and Gogland islands. There has been discussion about tectonic and paleogeographical features in the period prior to the beginning of Riphean sedimentation in the northeastern part of the EEP. It is concluded that the conglomerates are composed of erosional products of mainly Paleoproterozoic and less frequently Archean crystalline complexes. At the same time, the rocks at the base of the generalized section of Riphean deposits (Gogland group), did not contain any zircons with ages referring to 200 million years prior to the inferred time (1640–1660 Ma) of the beginning of the conglomerate sequence formation. The rocks that compose the Gogland group and their underlying Paleoproterozoic basement rocks have significant differences. We associate these differences with the existence of pre-Riphean sheet-like deposits, comprising rocks of essentially quartz composition, in the southern Baltic Shield, in the upper levels of the penneplenized Paleoproterozoic basement structure. The deposits relics are only found on the Bol. Tyuters Island; in all other places, these deposits were completely eroded or underwent significant structural and material transformations. The absence of detrital zircon grains with ages ranging from 1.87 to 1.65 Ga in the clastic rocks of the Riphean basal horizons implies no noticeable Pre-Riphean and Early Riphean orogenic movements in the northeastern part of the EEP. Tectono-magmatic reactivation in this region occurred only in the middle of the Early Riphean.

KEYWORDS: Baltic Shield; Early Riphean; Hogland group; detrital zircons; U-Pb dating

FUNDING: The studies were conducted as part of the state assignments of GIN RAS and IPE RAS. The fieldwork was done within the framework of the program of "Gogland" complex expedition under the guidance and grant support of the Russian Geographical Society and Presidential Grants Fund, and under the sponsorship of ROSSETI FGC UES.



EDN: NMTQBF

REVIEW

Correspondence: Eugeny N. Terekhov, terekhoff.zhenya@yandex.ru

Received: June 11, 2024

Revised: June 26, 2024

Accepted: July 15, 2024

FOR CITATION: Terekhov E.N., Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., Matveev M.A., Makeev A.B., Novikova A.S., Gushchina M.Yu., Dubenskiy A.S., Sheshukov V.S., Yurmanov A.A., 2024. U-Pb Age of Zircons from Paleoproterozoic Secondary Quartzites of the Bolshoi Tyuters Island and from Sandy Matrix of Early Riphean Conglomerates of the Gogland Island (Gulf of Finland): Features of the Pre-Riphean Hiatus in Sedimentation in the Northeast of the East European Platform. *Geodynamics & Tectonophysics* 15 (4), 0766. doi:10.5800/GT-2024-15-4-0766

U-Pb ВОЗРАСТ ЦИРКОНА ИЗ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ О. БОЛЬШОЙ ТЮТЕРС И ПЕСЧАНОГО МАТРИКСА КОНГЛОМЕРАТОВ РАННЕРИФЕЙСКОЙ ХОГЛАНДСКОЙ СЕРИИ О. ГОГЛАНД (ФИНСКИЙ ЗАЛИВ): ОСОБЕННОСТИ ПРЕДРИФЕЙСКОГО ПЕРЕРЫВА В ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Е.Н. Терехов^{1,2}, Н.Б. Кузнецов¹, Т.В. Романюк², М.А. Матвеев², А.Б. Макеев³, А.С. Новикова¹,
М.Ю. Гущина¹, А.С. Дубенский¹, В.С. Шешуков¹, А.А. Юрманов⁴

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

² Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123242, Москва, ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Россия

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, 119017, Москва, пер. Старомонетный, 35, Россия

⁴ Институт физиологии растений имени К.А. Тимирязева РАН, 127276, Москва, ул. Ботаническая, 35, Россия

АННОТАЦИЯ. Представлены результаты U-Pb изотопного датирования циркона, извлеченного из пород южной части Балтийского щита: из раннерифейских конгломератов и из вторичных кварцитов палеопротерозойского возраста, проведено их сравнение с известными возрастами кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Представлен состав кварцитов о-вов Большой Тюттерс и Гогланд. Проведено обсуждение особенности тектонического режима и палеогеографической обстановки в период, предшествующий началу рифейского осадконакопления в северо-восточной части ВЕП. Сделан вывод о том, что конгломераты сложены продуктами разрушения кристаллических комплексов преимущественно палеопротерозойского и, в меньшей степени, архейского возраста. При этом в породах, слагающих основание сводного разреза рифея (хогландская серия), не обнаружен циркон с возрастом, попадающим в интервал продолжительностью 200 млн лет, предшествующий предполагаемому времени начала формирования (1640–1660 млн лет) осадочного разреза, в строении которого участвуют эти конгломераты. Породы, слагающие хогландскую серию, и подстилающие их породы палеопротерозойского фундамента имеют заметные различия. Эти различия можно связать с тем, что на предрифейском этапе эволюции в южной части Балтийского щита в верхних уровнях структуры пенепленизированного палеопротерозойского фундамента плащеобразно залегало пластообразное тело, сложенное породами существенно кварцевого состава. Реликты этого тела сохранены только на о. Большой Тюттерс, а во всех остальных местах оно было полностью эродировано или претерпело существенные структурно-вещественные преобразования. Отсутствие в обломочных породах базальных горизонтов рифея зерен детритового циркона с возрастом 1.87–1.65 млрд лет указывает на отсутствие заметных орогенических движений в предрифейское и раннерифейское время в северо-восточной части ВЕП. Возобновление тектономагматической активности в этом регионе произошло только в середине раннего рифея.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: Балтийский щит; ранний рифей; хогландская серия; зерна детритового циркона; U-Pb датирование

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Исследования выполнены в соответствии с планами по темам госзаданий ГИН РАН и ИФЗ РАН. Полевые работы были проведены в рамках программы комплексной экспедиции «Гогланд» под эгидой и при грантовой поддержке Русского географического общества и Фонда президентских грантов, а также при спонсорской поддержке «Россети ФСК ЕЭС».

1. ВВЕДЕНИЕ

Перерыв, разделяющий этап завершения формирования комплексов и структур фундамента Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и этап начала накопления раннерифейских толщ, слагающих базальные уровни ее чехла, т.е. предрифейский перерыв, маркирует собой кардинальную смену режимов развития платформы. В связи с выявлением во многих районах мира месторождений типа «несогласия» в большинстве случаев приуроченных к подошве рифейских стратифицированных образований эти несогласия стали рассматривать как типовой структурный элемент, важный для понимания эволюции и реконструкции палеогеодинамических и палеогеографических условий

предрифейского перерыва. Однако возможность расшифровки этого эпизода развития древних платформ объективно ограничена тем обстоятельством, что реальные взаимоотношения комплексов фундамента и базальных уровней чехла доступны прямому геологическому изучению лишь в весьма редких случаях, поэтому геологические обстановки, предшествующие началу рифейского осадконакопления на древних платформах, и в т.ч. на ВЕП, до сих пор во многом остаются недоизученными.

В северо-восточной части ВЕП известно лишь несколько обнажений, где можно непосредственно наблюдать и изучать контакт раннедокембрийских образований фундамента и основания разреза рифея

(рис. 1). При этом геологический возраст рифейских стратифицированных образований мог быть оценен традиционными геологическими методами лишь с точностью до нескольких сотен миллионов лет. С началом широкого внедрения в практику геологического изучения метода U-Pb изотопного датирования зерен детритового циркона (dZr), извлеченного из обломочных пород, исследователям стали доступны новые возможности. Этот метод дает оценки возраста кристаллических комплексов, участвовавших в строении питающих провинций, продуктами эрозии которых сложены изученные породы. В некоторых случаях на основании оценок изотопного возраста самых молодых зерен цир-

кона, извлеченного из изученной осадочной породы, можно получить нижнее ограничение возраста толщи, в строении разреза которой участвует изученная обломочная порода. Сопоставление возрастов зерен dZr из пород изученной толщи с возрастными близко расположенными и/или удаленными кристаллическими комплексами дает возможность реконструкций пути миграции осадочного вещества, слагающего изученные породы. Применение метода U-Pb датирования циркона из пород раннедокембрийских [Kuznetsov et al., 2023; Kucherovskiy et al., 2023; Mezhelovskaya et al., 2016] и рифейских [Zaitseva et al., 2023; Kuznetsov et al., 2014a, 2014b, 2021; Kuptsova et al., 2011; Ivleva et al., 2016, 2018]

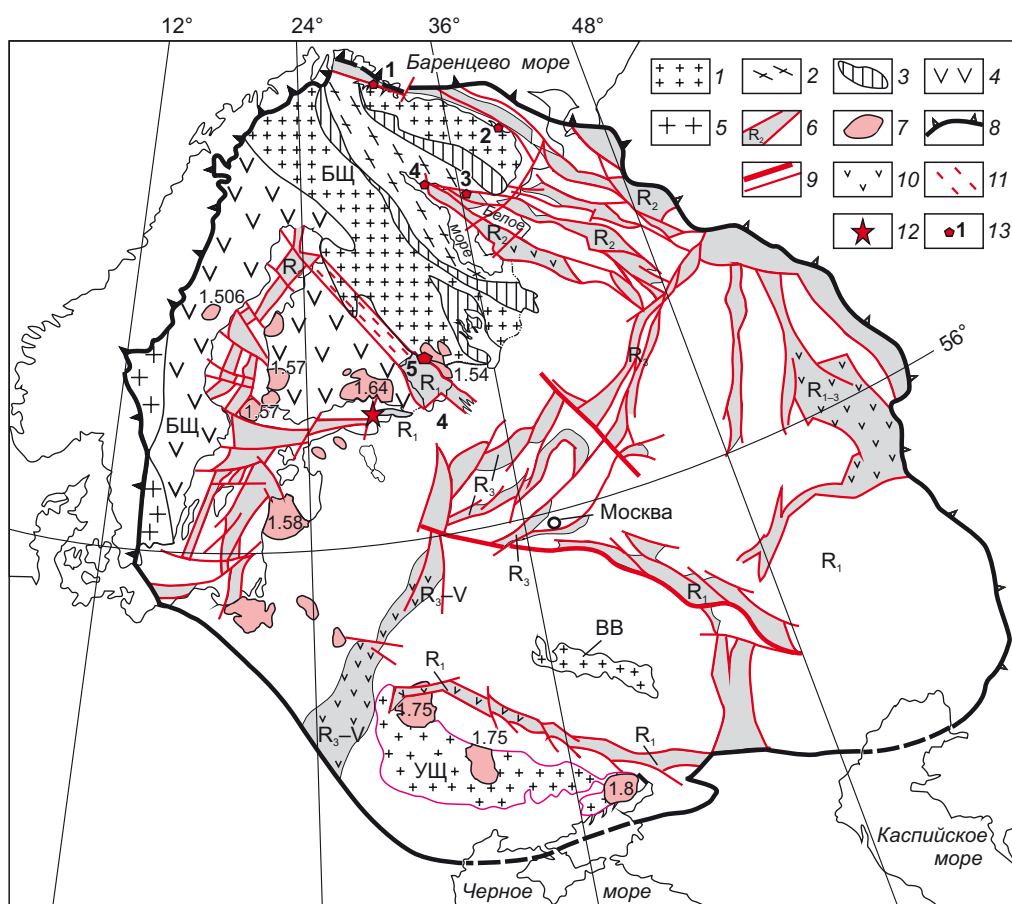


Рис. 1. Рифейские трюги Восточно-Европейской платформы (по [Baluev et al., 1997], с дополнениями).

1–3 – Кольско-Карельская провинция: 1 – архейские гранит-зеленокаменные протократоны, 2 – раннепротерозойский Лапландско-Беломорский пояс, 3 – трюговые структуры карелид; 4 – Свекофеннская провинция; 5 – раннепротерозойский Трансскандинавский вулканоплутонический пояс; 6 – рифейские трюги; 7 – плутоны, в строении которых участвуют граниты рапакиви и их возраст; 8 – граница ВЕП; 9 – разломы в фундаменте ВЕП; 10 – проявления вулканизма в рифейских трюгах; 11 – Савво-Ладожская тектоническая зона; 12 – пробы кварцитов на циркон (о-ва Гогланд и Бол. Тюттерс); 13 – положение участков, в пределах которых известны контакты (реальные взаимоотношения) рифейских образований с комплексами фундамента: 1 – р-он Тана фиорда, 2 – р-он мыса Святой Нос, 3 – р. Кица, 4 – мыс Турий, 5 – Пашский грабен. БШ – Балтийский щит, ВВ – Воронежский выступ, УЩ – Украинский щит.

Fig. 1. Riphean troughs of the East European Platform (EEP) (after [Baluev et al., 1997] with additions).

1–3 – Kola-Karelian province: 1 – Archean granite-greenstone protocratons, 2 – Early Proterozoic Lapland-White Sea belt, 3 – trough structures of Karelides; 4 – Svecofennian province; 5 – Early Proterozoic Trans-Scandinavian volcano-plutonic belt; 6 – Riphean troughs; 7 – rapakivi granite plutons and their age; 8 – EEP border; 9 – EEP basement faults; 10 – volcanic manifestations in Riphean troughs; 11 – Savvo-Ladoga tectonic zone; 12 – quartzite samples for zircon analysis (Gogland and Bolshoi Tyuters islands); 13 – position of areas in which the real relationships between the Riphean formations and basement complexes are known: 1 – Tana fjord area, 2 – Cape Svyatoy Nos area, 3 – Kitsa River, 4 – Cape Turii, 5 – Pasha graben. БШ – Baltic Shield, ВВ – Voronezh massif, УЩ – Ukrainian Shield.

толщ ВЕП уже в нескольких случаях позволило существенно уточнить их возраст и охарактеризовать источники сноса.

Так, возраст базальных горизонтов выполнения Пашского грабена удалось ограничить с точностью до ~25 млн лет. Толщи прорваны диабазами Валаамского силла с возрастом 1475 млн лет, а самые молодые зерна dZr из пород, участвующих в строении толщ этого разреза, имеют возраст ~1.5 млрд лет [Kuptsova et al., 2011]. Это дает основание относить породы, слагающие основание разреза Пашского грабена, к средней части нижнего рифея (рис. 2).

Широко развитые в восточном обрамлении Балтийского щита (БЩ) рифейские образования, выполняющие грабены рифтовой системы Белого моря (РСБМ), имеют возраст 1.2–0.6 млрд лет. По результатам U-Pb датирования dZr из красноцветных слабосцементированных песчаников, совместно с алевролитами слагающих на Терском берегу Белого моря разрез терской свиты, эта свита может быть отнесена к верхам среднего – низам верхнего рифея [Kuznetsov et al., 2021]. Вопрос о наличии еще более древних рифейских толщ, подстилающих в РСБМ терскую свиту, остается дискуссионным. Так, некоторые исследователи полагают, что

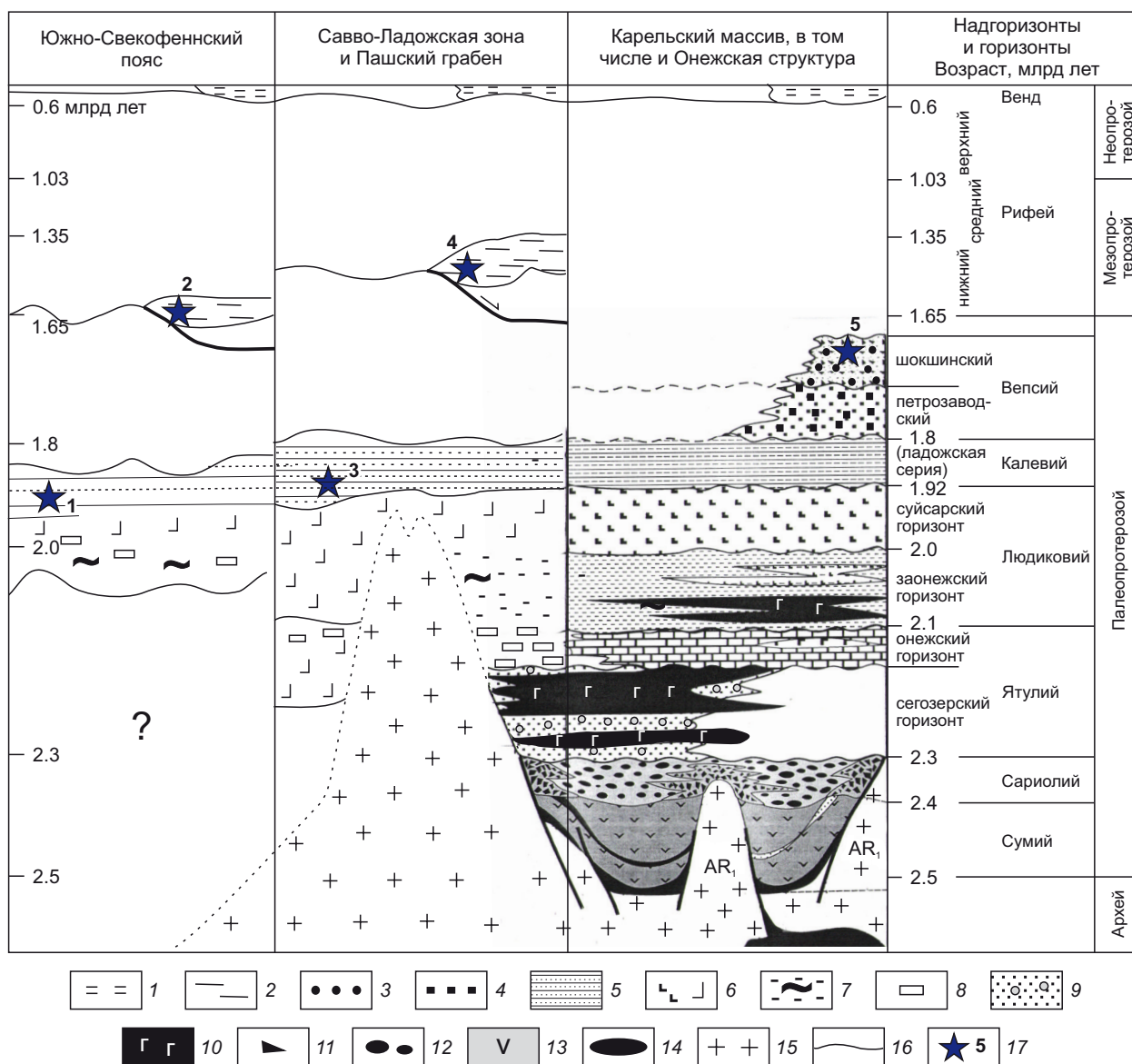


Рис. 2. Обобщенный литостратиграфический разрез южной части Балтийского щита (составлено с использованием данных [Kolodyazhny, 2006; Negrutsa, 2011; Kuznetsov et al., 2023]).

1 – венд, глины, пески; 2 – рифей, конгломераты, песчаники, сланцы; 3–4 – вепсий: 3 – терригенные молассоидные образования, 4 – красноцветные терригенные (шокшинские) песчаники; 5 – калевий: терригенные флишоидные и молассоидные осадки; 6–7 – лудиковий: 6 – базальты и их метаморфизованные аналоги, 7 – сланцы, лидиты, шунгиты; 8–10 – ятулий: 8 – карбонатные и 9 – терригенные породы, 10 – траппы; 11–12 – сариилий: 11 – глыбовые брекчии и микситоподобные образования, 12 – полимиктовые конгломераты; 13 – сумий, андезитобазальты; 14 – расслоенные интрузии мафит-ультрамафитов (2.5–2.4 млрд лет); 15 – архейский фундамент Карельского массива (кратона); 16 – поверхности несогласий; 17 – стратиграфическая

привязка проб на dZr: 1 – о. Бол. Тютерс (пробы ГТ21/5, ГТ22/2, настоящая работа), 2 – о. Гогланд (проба K19-501, настоящая работа и [Pokki et al., 2013], 3 – Северное Приладожье [Myskova et al., 2012], 4 – Пашский грабен [Kuptsova et al., 2011], 5 – Западное Прионежье [Kuznetsov et al., 2023].

Fig. 2. Generalized lithostratigraphic section of the southern part of the Baltic Shield (compiled using the data from [Kolodyazhny, 2006; Negrutsa, 2011; Kuznetsov et al., 2023]).

1 – Vendian: clays, sands; 2 – Riphean: conglomerates, sandstones, shales; 3–4 – Vepsian: 3 – terrigenous molassoid formations, 4 – red-colored terrigenous (Shoksha) sandstones; 5 – Kalevian: terrigenous flyschoid and molassoid sediments; 6–7 – Ludikovian: 6 – basalts and their metamorphosed analogues, 7 – shales, lites, shungites; 8–10 – Yatulian: 8 – carbonate and 9 – terrigenous rocks, 10 – traps; 11–12 – Sariolian: 11 – blocky breccias and mixtite-like formations, 12 – polymictic conglomerates; 13 – Sumian: andesite-basalts; 14 – layered mafic-ultramafic intrusions (2.5–2.4 Ga); 15 – Archean basement of the Karelian massif (craton); 16 – unconformity surfaces; 17 – stratigraphically constrained dZr sampling: 1 – Bolshoi Tyuters Island (samples ГТ21/5, ГТ22/2, present paper), 2 – Gogland Island (sample K19-501, present paper and [Pokki et al., 2013]), 3 – Northern Ladoga region [Myskova et al., 2012], 4 – Pasha graben [Kuptsova et al., 2011], 5 – Western Onega region [Kuznetsov et al., 2023].

кварцитопесчаники, развитые в южной части п-ва Турий (Терский берег Белого моря), благодаря своему серому цвету и высокой степени эпигенетических преобразований, отличающих эти песчаники от красноцветов терской свиты, могут быть отнесены к нижнему рифею [Bogdanov et al., 1999]. Кварцитопесчаники п-ова Турий прорваны дайками диабазов и интрузивным массивом щелочных пород девонского возраста [Arzamastsev et al., 2009], что не дает возможности надежно ограничить возраст этих верхнедевонских образований. При этом наши попытки выделения из них dZr не увенчались успехом. Возможно, это связано с флюидным термальным воздействием на циркон и его «растворением».

В работе [Pokki et al., 2013] представлены U-Pb возрасты зерен dZr из двух образцов кварцевых конгломератов, отобранных на о. Гогланд (Суурсаари), из толщи, слагающей древнейшую часть рифея в этом регионе [Bogdanov et al., 1999]. Первый образец – SS-KON – кварцевая галька (валун) из конгломерата, а второй образец – SS-HK – кварц-аренитовый прослой (матрикс? этого конгломерата). Для того чтобы ограничить возраст толщи из обеих проб, в дополнение к обычной случайной выборке в специальную выборку целенаправленно были отобраны минимально окатанные зерна, имеющие облик правильных кристаллов магматического облика, для которых можно было бы предполагать происхождение из близкого локального источника. На кривой плотности вероятности (КПВ) возрастов для специально отобранных зерен для обеих проб ярко проявлен пик 1.87–1.89 млрд лет. При этом пик для «матрикса» гораздо резче, чем для «валуна». Возрасты 1.85–1.79 млрд лет, типичные для пород, сформированных на свекофеннском этапе эволюции этого региона, редки в обоих образцах. Возрасты, близкие к возрасту гранитов рапакиви (~1.65 млрд лет), были получены в десяти зернах из «матрикса», но при этом зерен с такими возрастными не было зафиксировано в «валуне». Hf-изотопные характеристики этих десяти зерен совпадают с аналогичными характеристиками для гранитов Выборгского массива, опубликованных в работе [Heinonen et al., 2010]. Таким образом, фактически нет сомнений в том, что источником для этих десяти зерен были граниты рапакиви Выборгского

массива или их вулканические аналоги. Здесь уместно отметить, что уже после того, как была опубликована работа [Pokki et al., 2013], нами на о. Соммерс была выявлена и изучена новая площадь распространения кварцевых порфиров (порфиновые риолиты) с возрастом акцессорного циркона 1.66 млрд лет [Terekhov et al., 2022]. Однако до сих пор Hf-изотопные параметры этого акцессорного циркона не получены. В случае совпадения Hf-изотопных параметров акцессорного циркона из порфиров и гранитов рапакиви Выборгского массива нельзя исключать, что именно порфиновые риолиты обеспечили поступление зерен циркона с возрастом ~1.65 млрд лет в конгломераты о. Гогланд, а не собственно граниты рапакиви, которые в это время, возможно, еще не были выведены на эрозионный срез.

Острова Гогланд, Большой Тютерс (далее Бол. Тютерс) и Соммерс расположены в пределах Южно-Финляндской структурной зоны Свекофеннской области Балтийского щита, при этом пространственно они тяготеют к границам Выборгского массива гранитов-рапакиви (рис. 3). В строении этой зоны принимают участие сланцы и гнейсы гранулитовой и амфиболитовой фаций, для протолитов которых получены датировки в интервале 2.00–1.87 млрд лет и редкие более древние значения [Glebovitskii, 2005]. Высокотемпературный метаморфизм проявлен в пределах зоны дважды. На рубеже 1.89–1.87 млрд лет он сопровождал становление интрузий эндербитов и плагиогранитов («главная орогенная стадия»), а на рубеже 1.83–1.81 млрд лет («позднеорогенная стадия») – широко проявленный высококалийный гранитный магматизм [Kurhila et al., 2005].

В настоящей статье приводятся сведения о составе кварцитов островов Бол. Тютерс и Гогланд, а также результаты U-Pb изотопного датирования зерен циркона, извлеченных из матрикса конгломератов о. Гогланд и из вторичных кварцитов о. Бол. Тютерс (рис. 3). Кроме того, в статье приведены результаты анализа полученных наборов возрастов зерен циркона, а также сравнение полученных возрастных наборов с известными возрастными кристаллических комплексов ВЕП с целью расшифровки возможных источников сноса для изученных пород и реконструкции особенностей

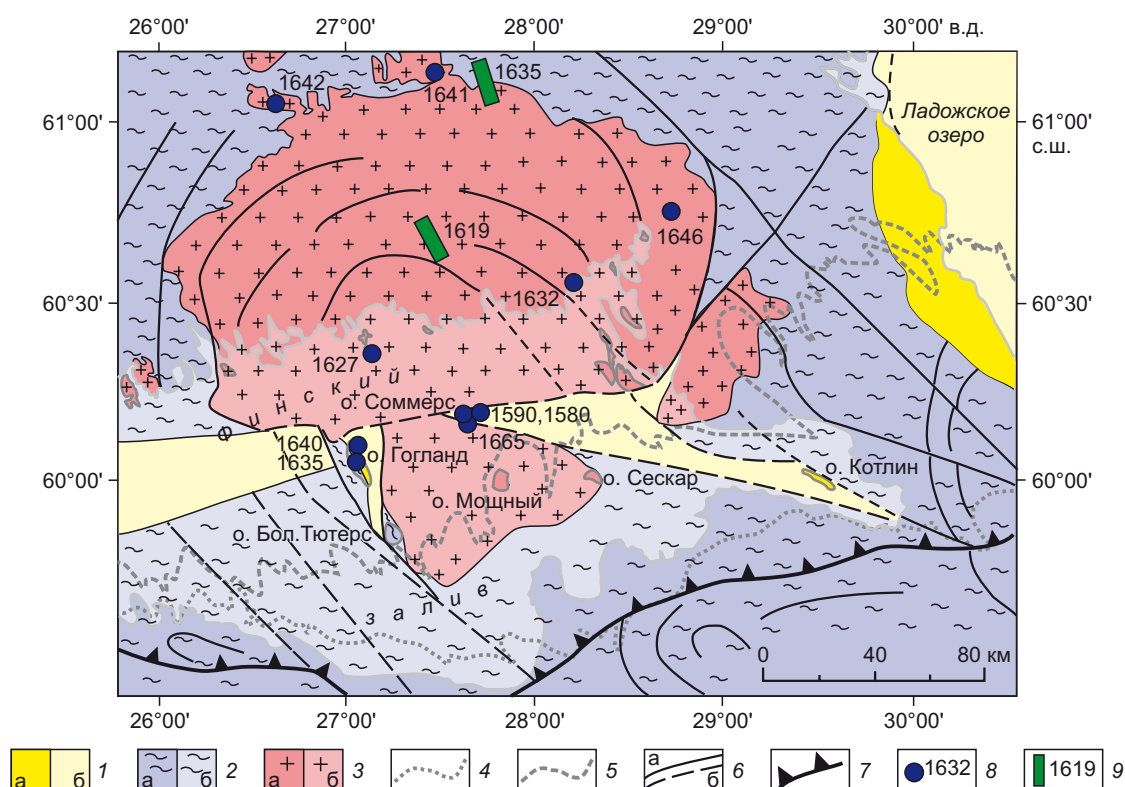


Рис. 3. Структурная схема Финского залива и прилегающих областей со снятым венд-четвертичным чехлом, иллюстрирующая соотношение раннерифейского троя, выполненного хогландской серией, и обсуждаемых в тексте геологических структур/объектов южной части Балтийского щита (составлено авторами с использованием [State Geological Map..., 2000]).

1 – рифейские толщи (1.66–1.4 млрд лет): а – на суше, б – в акватории; 2 – свекофенские образования (2.0–1.75 млрд лет): а – на суше, б – в акватории; 3 – граниты рапакиви Выборгского массива (1.645–1.620 млрд лет): а – на суше, б – в акватории; 4 – граница распространения палеозойских толщ; 5 – граница распространения вендских толщ; 6 – разломы: а – достоверные, б – предполагаемые; 7 – Балтийско-Ладожский глент; 8–9 – геохронологические значения возраста в млн лет: 8 – гранитов рапакиви Выборгского массива и их эффузивных комагматов, (9) – даек Выборгского массива – по данным: граниты Выборгского массива [Rämö et al., 2014], порфирические риолиты о. Соммерс [Terekhov et al., 2022], порфирические риолиты о. Гогланд [Levchenkov et al., 1998; Bogdanov et al., 1999].

Fig. 3. Structural scheme of the Gulf of Finland and adjacent areas with the removed Vendian-Quaternary cover, illustrating the relationship between the Hogland group sediment-filled Early Riphean trough and geological structures/objects of the southern part of the Baltic Shield discussed herein (compiled using [State Geological Map..., 2000]).

1 – Riphean strata (1.66–1.40 Ga): а – on-shore, б – off-shore; 2 – Svecofennian formations (2.0–1.75 Ga): а – on-shore, б – off-shore; 3 – rapakivi granites of the Vyborg massif (1.645–1.620 Ga): а – on-shore, б – off-shore; 4 – Paleozoic strata distribution boundary; 5 – Vendian strata distribution boundary; 6 – faults: а – reliable, б – inferred; 7 – Baltic-Ladoga glint (scarp); 8–9 – geochronological ages, Ma: 8 – rapakivi granites of the Vyborg massif and their effusive comagmats, (9) – dikes of the Vyborg massif – according to data: granites of the Vyborg massif [Rämö et al., 2014], porphyritic rhyolites in Sommers Island [Terekhov et al., 2022], porphyritic rhyolites in Gogland Island [Levchenkov et al., 1998; Bogdanov et al., 1999].

тектонических и палеогеографических обстановок в северо-восточной части ВЕП в предрифейское и раннерифейское время.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАННЕГО РИФЕЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА (ХОГЛАНДСКАЯ СЕРИЯ)

Кварцево-обломочные конгломераты о. Гогланд в Финском заливе (рис. 4) составляют основу сводного разреза чехла северо-восточной части ВЕП. Эти конгломераты перекрыты кислыми вулканитами с возрастом 1633 ± 2 млн лет [Rämö et al., 2007], 1638 ± 3.8 млн лет [Bogdanov et al., 1999]. Образование конгломератов произошло в период между завершением свекокарельской

складчатости (1.8–1.75 млрд лет) и началом этапа, маркируемого образованием анорогенных гранитов рапакиви (1.65–1.45 млрд лет), дроблением фундамента – заложением и развитием рифтогенных структур.

Состоящие преимущественно из разноразмерных обломков кварца конгломераты о. Гогланд начинают разрез хогландской серии раннего рифея. Эта серия получила известность благодаря тому, что вулканиты, составляющие основную часть ее стратиграфического объема, принято рассматривать как комагматы гранитов рапакиви Выборгского массива [Belyaev, 2013]. Изотопный возраст интрузивных пород Выборгского массива определен в диапазоне 1645–1627 млн лет [Heinonen et al., 2017].

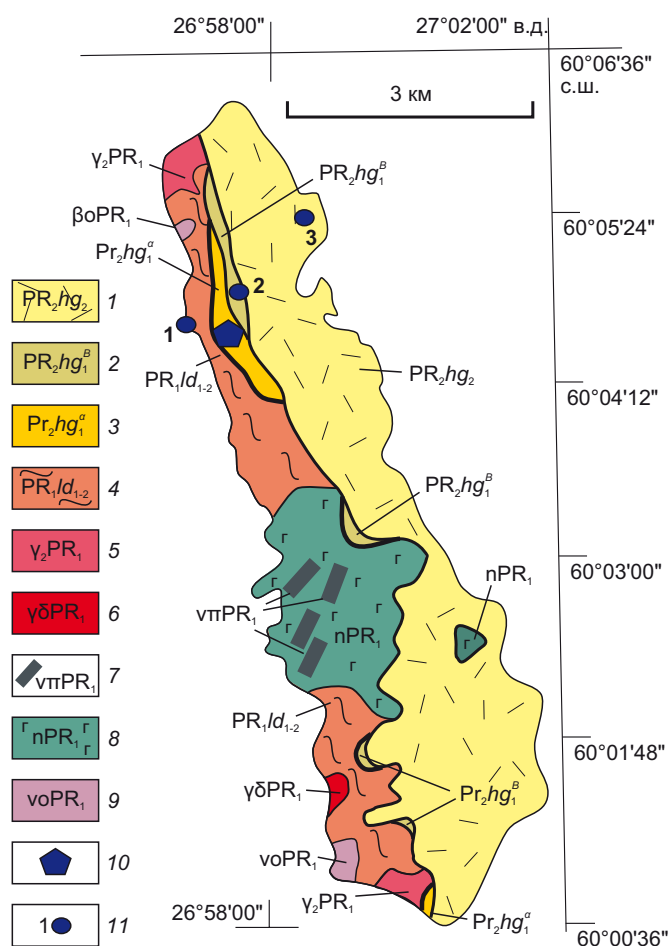


Рис. 4. Геологическая карта о. Гогланд (фрагмент [Geological Map..., 1981]).

1–3 – хогландская серия (нижний рифей): 1 – верхняя часть, порфировые риолиты, 2 – средняя часть, базальты, 3 – нижняя часть, конгломераты и песчаники; 4–9 – свекофенниды: 4 – ладожская серия – сланцы, гнейсы, амфиболиты (нижний протерозой), 5–9 – раннепротерозойские plutonические образования: 5 – граниты массивного облика, 6 – гнейсовидные гранодиориты, 7 – диабазы, 8 – габбро, 9 – ультрабазиты; 10 – место отбора пробы K19-501 на dZr; 11 – известные геохронологические датировки: 1 – 1827 ± 49 млн лет [Levchenkov et al., 1998], 2 – 1640 ± 11 млн лет [Bogdanov et al., 1999], 3 – 1633 ± 2 [Rämö et al., 2007].

Fig. 4. Geological map of the Gogland Island (a fragment [Geological Map..., 1981]).

1–3 – Hogland group (Lower Riphean): 1 – upper part, porphyritic rhyolites, 2 – middle part, basalts, 3 – lower part, conglomerates and sandstones; 4–9 – Svecofennides: 4 – Ladoga Group – schists, gneisses, amphibolites (Lower Proterozoic), 5–9 – Early Proterozoic plutonic formations: 5 – massive granites, 6 – gneissic granodiorites, 7 – diabases, 8 – gabbro, 9 – ultrabasites; 10 – K19-501 sampling site for dZr; 11 – known geochronological age dates: 1 – 1827 ± 49 Ma [Levchenkov et al., 1998], 2 – 1640 ± 11 Ma [Bogdanov et al., 1999], 3 – 1633 ± 2 Ma [Rämö et al., 2007].

В матриксе кварцеобломочных конгломератов о. Гогланд отсутствуют обломки полевых шпатов, а среди крупноразмерных кластов в этих конгломератах отсутствуют гальки и валуны пород, характерных для подстилающих конгломераты свекофеннских образований. Это, безусловно, требует своего объяснения.

Для о. Гогланд характерна отчетливо выраженная асимметрия, проявленная как в рельефе, так и в геологическом строении (рис. 4). Западный берег острова скалистый и испытывает современное воздымание. Восточный берег острова местами также воздымается, при этом в основном рельеф здесь сглаженный. Вдоль западного берега обнажены разнообразные породы: сланцы, гнейсы, амфиболиты и их в различной мере мигматизированные разности (рис. 5, а, б). Кроме того, здесь также распространены отдельные небольшие интрузии гранитов и габбро, а также тела ультрабазитов. В совокупности все эти образования участвуют в строении свекофеннид. Известна возрастная датировка этих свекофеннид о. Гогланд – 1827 ± 49 млн лет [Levchenkov et al., 1998]. Аналогичные свекофеннские образования широко развиты в Финляндии и в Северном Приладожье. На Карельском перешейке подобные интенсивно мигматизированные породы долгое время относили к архею, но в последние годы было показано, что их возраст 1.85 млрд лет [Baltybaev et al., 2010].

Вся восточная часть о. Гогланд сложена полого падающими на восток породами хогландской серии, которые налегают на свекофеннские образования. В основании разреза серии местами залегают кварцевые конгломераты. Их мощность достигает 30 м. Несмотря на то, что существует региональное несогласие между складчатыми свекофеннскими и пологолежащими породами хогландской серии, непосредственный их контакт затушеван тектонометасоматическими процессами и выглядит как согласный. Так, при приближении к этому контакту со стороны неизменных свекофеннских пород видно, что на их сложную, порой изоклиналиную складчатую структуру наложены субгоризонтальные зоны тектонической расслоенности, которая усиливается участками интенсивной метасоматической переработки. Породы свекофеннского комплекса при приближении к подошве хогландской серии приобретают желтовато-серый цвет и фельзитоподобный облик. Их можно охарактеризовать как породы, состоящие из серитизированной основной массы, в которую включены «обломки» (реликты) и отдельные минеральные зерна из гранитогнейсов. Разнообразные по составу и внешнему виду породы свекофеннского комплекса (рис. 5, а, б) приобретают однообразный облик, теряют характерную для них мигматитовую и птитматитовую полосчатость, а все мезоструктурные элементы приобретают ориентировку, параллельную

половому контакту с конгломератами. Подобные зоны на границе «чехол – фундамент» многократно описаны в литературе. К ним помимо зон метасоматической переработки, несущих компоненты (уран, золото, серебро, кобальт и другие) [Afanasyev et al., 2014] для месторождений «типа несогласия», часто приурочены и пластовые интрузии [Kulakovskiy, 2021, и ссылки в работе].

В северной части острова конгломераты в основании разреза хогландской серии прослежены по простиранию на 4 км. Выше конгломератов залегают вулканы базитового состава мощностью около 40 м.

Лавы имеют трахитоидный облик и содержат крупные лейсты и удлиненные таблитчатые порфирокристаллы плагиоклаза (рис. 5, д). По химическому составу эти базиты близки основным породам Салминского массива, охарактеризованным в работе [Belyaev, 2013], и вулканитам о. Соммерс [Terekhov et al., 2023]. Большую часть разреза хогландской серии составляют различные по цвету, структуре, составу и размеру вкрапленников, но близкие по химическому составу порфировые риолиты, которые имеют возраст 1638.4 ± 3.8 млн лет [Levchenkov et al., 1998]. По геохимическому составу и содержанию редкоземельных элементов (РЗЭ)

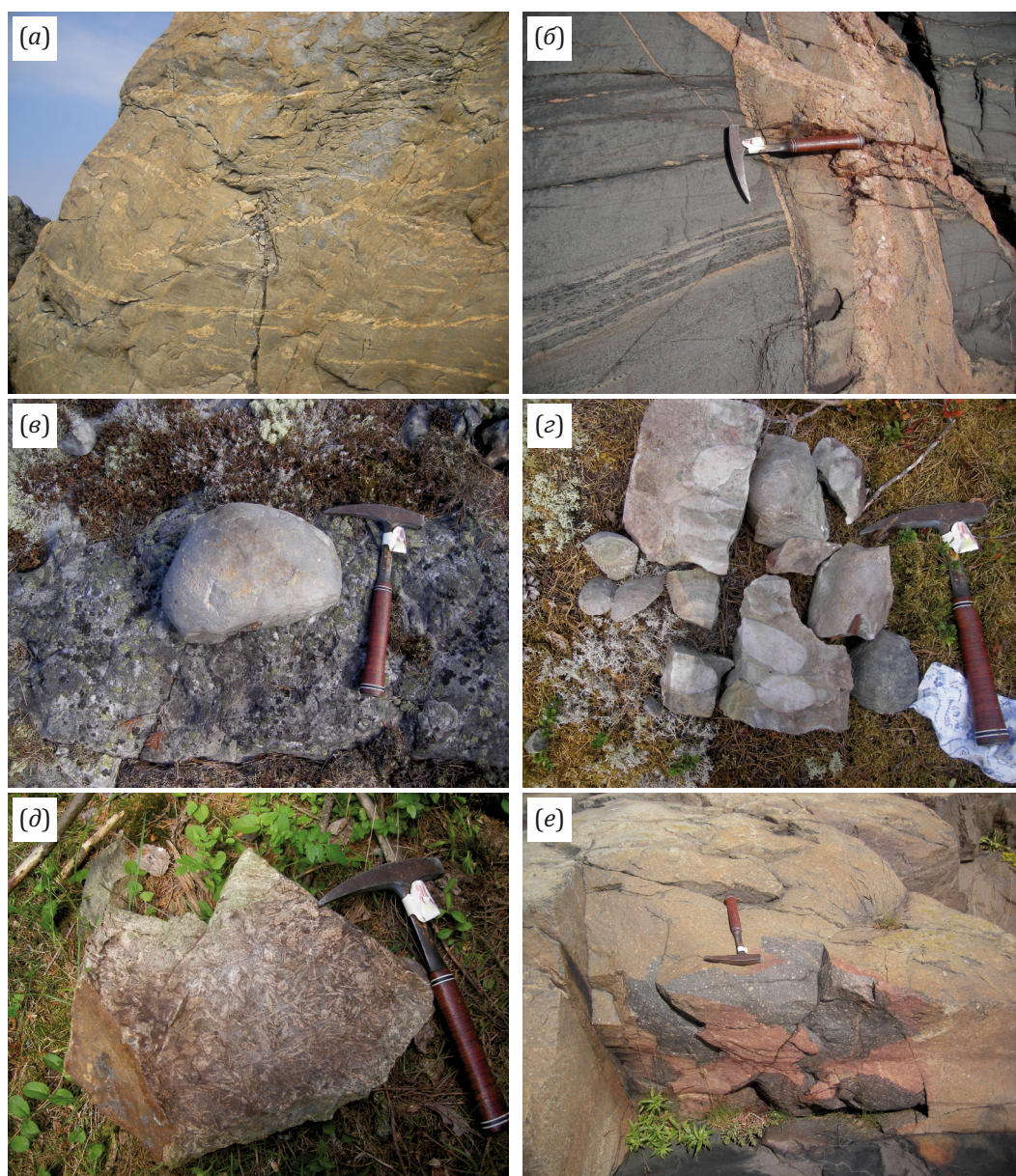


Рис. 5. Типичные кристаллические породы о. Гогланд.

(а–б) – мигматиты и амфиболиты свекофеннского комплекса; (в–е) – образования хогландской серии (нижний рифей): (в–г) – конгломераты, (д) – порфирит, (е) – кварцевый порфир (порфировый риолит).

Fig. 5. Typical crystalline rocks of the Gogland Island.

(а–б) – migmatites and amphibolites of the Svecofennian complex; (в–е) – formations of the Hogland group (Lower Riphean): (в–г) – conglomerates, (д) – porphyrite, (е) – quartz porphyry (porphyritic rhyolite).

они тождественны гранитам рапакиви, но по возрасту имеют незначительное различие [Terekhov et al., 2023]. Вулканогенная толща о. Гогланд, как предположил еще В. Рамсей в конце XIX в., образована из единого магматического очага с Выборгским массивом рапакиви [Ramsay, 1890]. Сам по себе факт вулканического ко-магмата с рапакиви – явление необычное, так как, несмотря на большое количество массивов гранитов рапакиви, их эффузивные аналоги редки. Вероятно, это происходило из-за того, что кора в момент их формирования была в таком состоянии, что сквозь нее не могли проходить расплавы.

Возвращаясь к конгломератам основания разреза нижнерифейской хогландской серии, отметим, что контраст состава свекофеннского фундамента (парагнейсы, кварц-полевошпатовые сланцы, граниты, основные и ультраосновные плутонические породы) и ультра-зрелого кварцевого состава кластов (галек и валунов) и матрикса конгломератов поразителен. Это несоответствие можно интерпретировать тем, что конгломераты, слагающие на о. Гогланд базальные уровни разреза нижнерифейской хогландской серии, по-видимому, сложены обломочным материалом, поступившим непосредственно из сложенного свекофенскими кварцитами близко расположенного локального источника. Этот источник на предрифейском этапе был полностью эродирован или по ряду каких-то иных причин не представлен во внутреннем строении свекофеннского комплекса, слагающего фундамент ВЕП в этом районе.

Внутреннее строение конгломератов не однородное – проявлено чередование разностей с заметно различными соотношениями кластов (галек и валунов) и матрикса. Большая часть галек представлена светло-серым сливным кварцитом. Здесь следует отметить, что кварцитов, сходных по внешнему облику с кварцитами, слагающими гальки и валуны в конгломератах основания разреза хогландской серии, нет в подстилающих свекофенских образованиях. В свекофенских образованиях преимущественно развит жильный, так называемый льдистый кварц с раковистым изломом. Большинство галек покрыто тонкой (3–7 мм) серицитовой (серицитизированной) оболочкой (рубашкой), а сами гальки иногда имеют агатоподобную внутреннюю концентрическую полосчатость (рис. 5, в, г). При этом крупные размеры галек и валунов в конгломератах основания разреза хогландской серии, а также однообразие состава этих галек и валунов, как и сходство их состава с составом литокластов песчаного матрикса этих конгломератов, указывают на близкую транспортировку слагающих конгломераты обломочного материала, определенно происходящего из локального источника.

Для выделения и последующего U-Pb-изотопного датирования dZr из кварцеобломочного песчаного матрикса конгломератов, слагающих протяженную линзу в основании разреза нижнерифейской хогландской серии, на о. Гогланд в точке с координатами

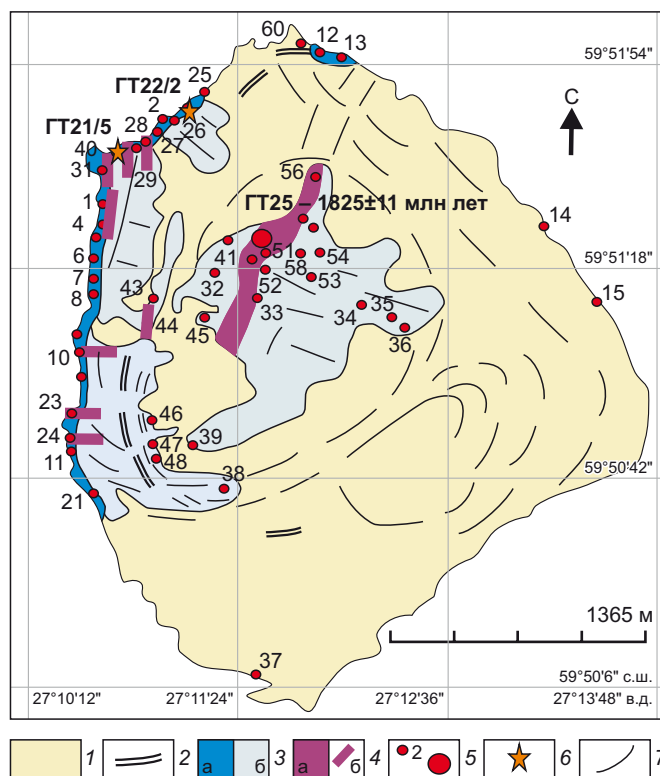


Рис. 6. Схематическая геологическая карта о. Бол. Тютерс.

1 – четвертичные отложения, пески, реже – морена; 2 – поднятый пляж; 3 – вторичные кварциты: а – в береговых скалах, б – обнажения в лесу; 4 – граниты: а – массив, б – дайки; 5 – точки наблюдения, крупная – геохронологическая проба в гранитах (ГТ25) [Skublov et al., 2024]; 6 – точки опробования для выделения циркона из вторичных кварцитов; 7 – структурные элементы при дешифрировании космического изображения GoogleEarth.

Fig. 6. Schematic geological map of the Bolshoi Tyuters Island.

1 – Quaternary sediments, sands, less often moraine; 2 – uplifted beach; 3 – secondary quartzites: а – in coastal rocks, б – outcrops in the forest; 4 – granites: а – massif, б – dikes; 5 – observation points, large – a geochronological sample in granites (ГТ25) [Skublov et al., 2024]; 6 – sampling sites for zircons from secondary quartzites; 7 – structural elements in interpreting the GoogleEarth space image.

60°04'39.04" с.ш., 26°57'14.61" в.д. была отобрана проба K19-501.

В 19 км к юго-западу (по аз. 145°) от о. Гогланд расположен о. Бол. Тютерс (рис. 6). На о. Бол. Тютерс обнажены вторичные кварциты [Terekhov et al., 2017], визуально весьма схожие с кварцитами, слагающими гальки и валуны конгломератового горизонта основания хогландской серии на о. Гогланд (рис. 7, а). Более того, кварцевые жилы, типичные для вторичных кварцитов, имеют характерные трещины, образующие почти готовые валуны (рис. 7, б).

Вторичные кварциты редки для Балтийского щита, другие крупные проявления подобных образований на островах Финского залива в литературе не описаны. В пределах Южно-Финского складчатого пояса известно около десяти проявлений кварцитов, весьма

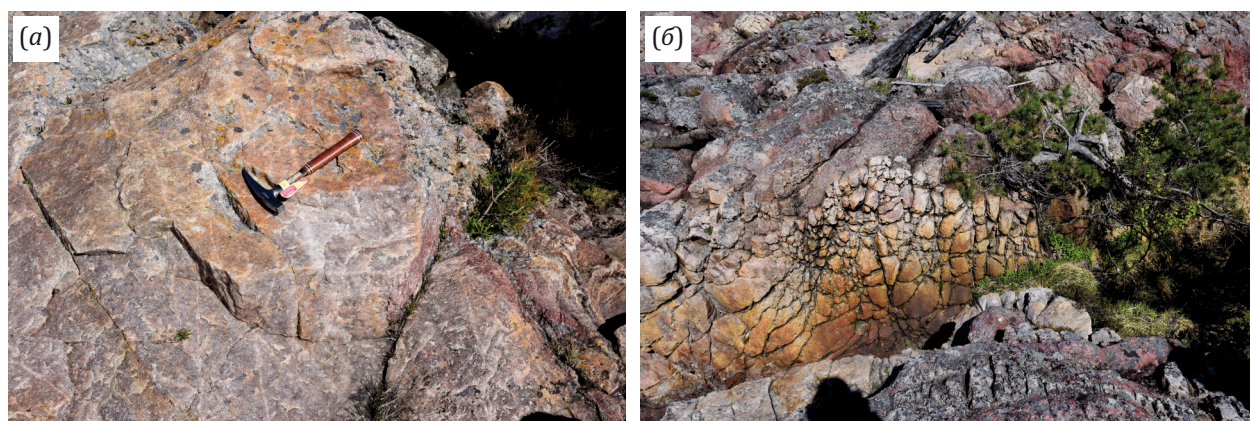


Рис. 7. Внешний вид обнажений вторичных кварцитов в береговой зоне о. Бол. Тютерс.

(а) – вторичный кварцит с элементами реликтовой полосчатости на выветрелой поверхности; (б) – кварцевая жила – возможный источник галек и валунов для рифейских конгломератов.

Fig. 7. Appearance of secondary quartzites exposed in the coastal zone of the Bolshoi Tyuters Island.

(а) – secondary quartzite with remnant striation marks on the weathered surface; (б) – quartz vein – a possible source of pebbles and boulders for Riphean conglomerates.

сходных по составу, но для них предполагается образование в условиях коры выветривания [Lahtinen, Nironen, 2010].

Формация вторичных кварцитов традиционно связывается с вулканической деятельностью преимущественно кислого состава [Nakovnik, 1968]. На основании того, что в регионе Финского залива развиты раннерифейские вулканы – аналоги гранитов рапакиви с возрастом около 1.64 млрд лет, ранее было высказано предположение, что вторичные кварциты образовались под влиянием вулканических эманаций, сопровождающих формирование кислых вулканических хогландской серии [Terekhov et al., 2017]. Позже для гранитов, прорывающих эти кварциты, была получена датировка 1825 ± 11 млн лет [Skublov et al., 2024]. В связи с этим было высказано предположение, в соответствии с которым вторичные кварциты, обнаженные на о. Бол. Тютерс, и их возрастные и вещественные аналоги представляют собой более древние образования и вполне могут быть источником материала для хогландских конгломератов.

На о. Бол. Тютерс, кроме вторичных кварцитов и небольших рвущих тел микроклиновых гранитов с изотопным возрастом 1825 ± 11 млн лет [Skublov et al., 2024], других коренных пород не обнаружено. Разнообразные по внешнему виду, но близкие по составу (особенно по содержанию петрогенных макроэлементов) вторичные кварциты слагают плащеобразную залежь, которая, вероятно, занимает всю площадь современного о. Бол. Тютерс. Однако из-за неравномерного неотектонического воздымания острова (западная часть заметно приподнята, а восточная – опущена) вторичные кварциты в восточной части острова, вероятно, перекрыты четвертичными отложениями. Кварциты не образуют пластов, но иногда на выветрелых поверхностях в них видна реликтовая мигматитоподобная полосчатая структура (рис. 7, а). Вторичные

кварциты здесь во многих местах рассечены маломощными (до 30 см) кварцевыми жилами, в которых проявлена характерная трещиноватость (рис. 7, б). Вероятно, исходные для вторичных кварцитов породы были так же неоднородны, как и свекофенские образования, развитые на западном побережье о. Гогланд, где в пределах одного обнажения можно в сложных взаимоотношениях наблюдать амфиболиты, гнейсы, сланцы, мигматиты и граниты двух-трех генераций. Две пробы – ГТ 21/5 ($59^{\circ}51'39.72''$ с.ш., $27^{\circ}10'46.01''$ в.д.) и ГТ 22/2 ($59^{\circ}51'43.98''$ с.ш., $27^{\circ}10'57.27''$ в.д.) – из визуально однотипных вторичных кварцитов отобраны в северной части острова Бол. Тютерс для выделения из вторичных кварцитов циркона и последующего U-Pb датирования. Первая взята на участке распространения гранитных жил, а вторая на некотором удалении от них (см. рис. 6).

Состав песчаного матрикса конгломератов нижнерифейской хогландской серии о. Гогланд и вторичных кварцитов о. Бол. Тютерс (петрографическое описание). Химический состав песчаного матрикса конгломератов основания хогландской серии о. Гогланд и вторичных кварцитов о. Бол. Тютерс представлен в Прил. 1, табл. 1.1. Помимо схожести содержаний макроэлементов, что вполне ожидаемо из-за преимущественно кварцевого состава этих пород, они весьма близки и по содержаниям микроэлементов. Некоторые различия в содержаниях таких элементов, как Sr и Zr, объяснимы благодаря их высокой концентрации в минералах тяжелой фракции. Это позволяет предполагать, что песчаники могли образоваться за счет размыва кварцитов.

Изученные образцы вторичных кварцитов о. Бол. Тютерс внешне одинаковы, но имеют некоторые различия в содержаниях химических элементов (Li, Rb) что может указывать на разный состав и природу их протолита. Например, образец ГТ21/5, вероятно,

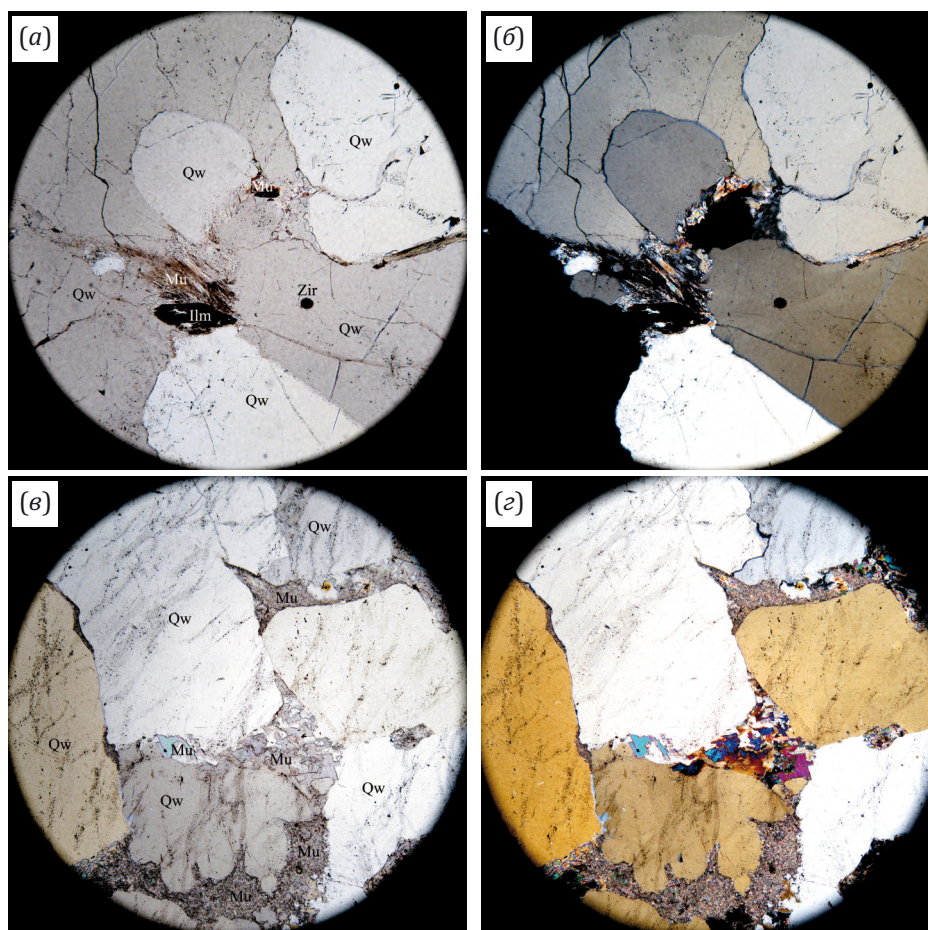


Рис. 8. Микрофотографии вторичных кварцитов о. Бол. Тютерс.

(а, б) – шлиф ГТ21/5; (в, з) – шлиф ГТ22/2 (параллельные и скрещенные николи). Размер поля снимка 4 мм. В шлифе ГТ21/5 в центре черный ромбовидный кристалл ильменита размером 736×305 мкм, размер зерна циркона – 105 мкм.

Fig. 8. Microphotographs of secondary quartzites from the Bolshoi Tyuters Island.

(а, б) – thin section ГТ21/5; (в, з) – thin section ГТ22/2 (parallel and crossed nicols). The image field size is 4 mm. In the center of thin section ГТ21/5, there is a black diamond-shaped crystal of ilmenite measuring 736×305 μm; a zircon grain size is 105 μm.

образовался по сланцу, а образец ГТ22/2 по граниту (Прил. 1, табл. 1.1).

Для вторичных кварцитов о. Бол. Тютерс характерна гранобластовая структура, обусловленная изометричной формой зерен, и массивная текстура (рис. 8). Вторичные кварциты состоят преимущественно из зерен кварца (около 85–95 %), в значительно меньшей степени – мусковита (1–10 %) и рудных минералов (1–4 %). Для зерен кварца характерна неправильная, с неровными границами форма. Размеры зерен 1–4 мм. Погасание чаще всего волнистое, редко мозаичное. Кварц иногда содержит круглые агрегаты серицит-каолинитового состава. Зерна кварца трещиноватые. Мусковит представлен в виде пластинок размером 0.10–1.0 мм. Он, вероятно, новообразованный и является результатом замещения биотита, следы которого отмечены в единичных зернах. Рудные минералы в виде мелких (0.30–0.13 мм) зерен включены в кварц и имеют округлую, угловатую, гексагональную и октагональную форму. Встречаются единичные крупные зерна магнетита неправильной формы, иногда с мелкими

включениями кварца. Для некоторых зерен характерен темно-вишневый оттенок. Присутствуют единичные мелкие зерна циркона, полевых шпатов, монацита.

3. ВОЗРАСТ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ БАЛТИЙСКОГО ШИТА – ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПЕРВИЧНЫХ ИСТОЧНИКОВ СНОСА ДЛЯ ХОГЛАНДСКОЙ СЕРИИ

Границей блоков континентальной коры, сложенных преимущественно архейскими и протерозойскими образованиями, на Балтийском щите является Савво-Ладожская тектоническая зона (см. рис. 1). К северо-востоку от этой зоны расположена типичная архейская гранит-зеленокаменная область – Карельский массив (Км), преимущественно сложенный породами гранит-тоналит-трондьемитовой формации с возрастом 3.3–2.8 млрд лет и вулканитами с возрастом 2.8 млрд лет [Slabunov, 2008]. Они прорваны позднеархейскими (2.80–2.65 млрд лет) высококалиевыми гранитами и постскладчатыми интрузивными комплексами, часть их относится к санукитоидам [Chekulaev et al., 2003].

Начало раннего протерозоя в регионе озаменовано «дроблением» (деструкцией) блоков континентальной коры, сложенных преимущественно архейскими образованиями, формированием расслоенных базитовых интрузий (2.50–2.45 млрд лет) и богатых цирконом анатектических гранитов, липаритов и чарнокитов (2.5–2.4 млрд лет) [Mitrofanov et al., 1994]. Затем до временного рубежа 1.8 млрд лет в троговых структурах в пределах Км шло формирование осадочно-вулканогенных комплексов ятулия, людиковия, калевия и вепсия (см. рис. 2).

В геологическом строении Лапландско-Беломорского подвижного пояса (ЛБпп) участвуют образования с возрастом от 3.3 до 1.75 млрд лет, большинство из них содержат акцессорный циркон [Glebovitskii, 2005].

В пределах Свекофеннской провинции (Сп) развиты образования с возрастом 2.0 (2.1) – 1.8 (1.75) млрд лет, и на ее границе с Км известны кристаллические образования с архейскими изотопными датировками. Эти образования участвуют в строении гранитоидных комплексов, слагающих ядра так называемых «окаймленных куполов Эскола». На большей части свекофеннид, в том числе расположенных и под чехлом Русской плиты, крупные блоки архейской коры неизвестны [Baltybaev, 2013]. Сначала зерна dZr с архейскими датировками были встречены лишь в породах ладожской серии, приуроченной к границе с Км [Myskova et al., 2012]. Но впоследствии архейский циркон стали находить в свекофенских метаосадках и магматических породах. Это позволяет говорить о фрагментах коры архейского возраста, вовлеченных в строение свекофеннид и в той или иной степени испытавших структурно-вещественную переработку в ходе палеопротерозойских событий [Mints, 2018]. В пределах Сп развиты граниты рапакиви, большая часть которых приурочена к южному обрамлению Балтийского щита, известному как «флексура Полканова» или Балтийско-Мезенская тектоническая зона [Kolodyazhny et al., 2020]. Их возраст варьируется в диапазоне от 1.65 до 1.45 млрд лет [Larin, 2011]. К юго-западу от Сп расположена Свеко-Норвежская область (СНО), в строении которой участвуют еще более молодые, в значительной степени ювенильные, образования. Корообразующие процессы в пределах этой области завершились к рубежу 1 млрд лет или чуть позже [Mints, 2018], поэтому породы фундамента СНО не могли быть источником циркона для хогландских конгломератов.

4. ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ КОНГЛОМЕРАТОВ о. ГОГЛАНД (ПРОБА K19-501) И КВАРЦИТОВ о. БОЛ. ТЮТЕРС (ПРОБЫ ГТ21/5 И ГТ22/2)

4.1. Методика выделения и изучения зерен детритового циркона

Все пробы измельчены вручную (в чугунной ступе) до размерного класса –0.25 мм. Измельченный материал последовательно отмучен в проточной водопроводной воде, просушен на воздухе, разделен в тяжелой

(~2.95 г/см³) жидкости ГПС-В и подвергнут магнитной сепарации. Из немагнитной части тяжелой фракции вручную (под биноклем) случайным образом выбраны зерна циркона. Эти зерна имплантированы в эпоксидные шашки диаметром 1 дюйм и приполированы вручную примерно до половины типичного размера зерен. В приполированных зернах циркона выбраны участки диаметром около 25 мк и глубиной до 15 мк, свободные от трещин, инородных включений, метамиктных зон и нарушений, для их последующего U-Pb изотопного анализа.

Изучение U-Pb изотопной системы зерен циркона выполнено в лаборатории химико-аналитических исследований ЦКП ГИН РАН на установке, состоящей из системы лазерной абляции NWR-213 (Electro Scientific Ind.), совмещенной с магнито-секторным масс-спектрометром высокого разрешения Element2 (Thermo Scientific Inc.). Рабочие параметры аппаратуры приведены в работе [Kolodyazhny et al., 2023]. Калибровка всех изотопных измерений проведена по внешнему цирконовому стандарту GJ-1 [Jackson et al., 2004; Elhlou et al., 2006]. Качество всех выполненных анализов было оценено путем последовательного измерения неизвестных образцов (зерен циркона) и контрольных стандартов циркона 91500 [Wiedenbeck et al., 2004] и Plesovice [Sláma et al., 2008]. Для циркона GJ-1, 91500 и Plesovice в ходе измерений получены средневзвешенные оценки возраста по пробе K19-501 ($\pm 2\sigma$) 600.2 ± 2.6 (n=61), 1063 ± 15 (n=16), 333.8 ± 6.4 (n=16) млн лет и по пробам ГТ21/5 и ГТ22/2 ($\pm 2\sigma$) – 600.6 ± 3.2 (n=51), 1069 ± 24 (n=12), 336.1 ± 3.4 (n=12) млн лет соответственно. Эти значения в пределах ошибки измерения соответствуют аттестованным по изотопному отношению $^{206}Pb/^{238}U$ средневзвешенным значениям возраста ($\pm 2\sigma$) 601.9 ± 0.4 , 1063.5 ± 0.4 и 337.2 ± 0.1 млн лет, полученным методом CA-ID-TIMS [Horstwood et al., 2016].

Первичная обработка результатов U-Pb изотопных анализов выполнена с помощью коммерческой программы «GLITTER» [Griffin et al., 2008], приобретенной ГИН РАН. Методика обработки первичных аналитических данных описана в работе [Kolodyazhny et al., 2023]. Для характеристики степени дискордантности полученных анализов использовались величины D1 и D2, которые показывают несоответствие значений датировок, вычисленных по разным изотопным парам, и которые рассчитывались по формулам (1) и (2):

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

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

Все возрастные определения с $|D1|$ и $|D2| > 10 \%$ исключены из дальнейшего рассмотрения. Оставшиеся датировки использованы для построения гистограмм и КПВ с помощью программы ISOPLOT [Ludwig, 2012], размещенной в свободном доступе. Поправка на общий свинец – по методике Т. Андерсена [Andersen, 2002], с помощью программы ComPbCorr [Andersen, 2008].

4.2. Результаты изучения зерен циркона с помощью оптического микроскопа

Все имплантированные в эпоксидные шашки зерна циркона были предварительно изучены в ГИН РАН с помощью оптического микроскопа (рис. 9, 10 и 11).

Каких-либо специфических особенностей зерен циркона, по которым пробы заметно бы отличались друг от друга, не выявлено. Окраска зерен циркона во всех трех пробах – от бесцветной через разной интенсивности оттенки красно-коричневого цвета до бурого. Во многих зернах присутствуют разных размеров и красноватых оттенков включения (см. рис. 10, изображения 1, 4, 14, 32, 35; рис. 11, изобр. 1, 32, 118), в некоторых кристаллах видны секторальные (см. рис. 9,

изобр. В-1-№39, рис. 10, изобр. 34; рис. 11, изобр. 29, 65), реже в виде кайм (см. рис. 9, изобр. А-1-№3; рис. 11, изобр. 73, 86), «прокраски» в разные оттенки красного цвета, иногда зерна полностью окрашены (рис. 11, изобр. 22, 30, 58).

По прозрачности зерна разные – от полностью прозрачных до абсолютно мутных. Кристаллы проявляют чрезвычайно разнообразную светимость в скрещенных николях, демонстрируя иногда полное отсутствие светимости (рис. 11, изобр. 37), иногда практически монотонную окраску (см. рис. 10, изобр. 6), но чаще всего сложные разной интенсивности интерференционные узоры (см. рис. 10, изобр. 27, 34, 35; рис. 11, изобр. 46, 70).

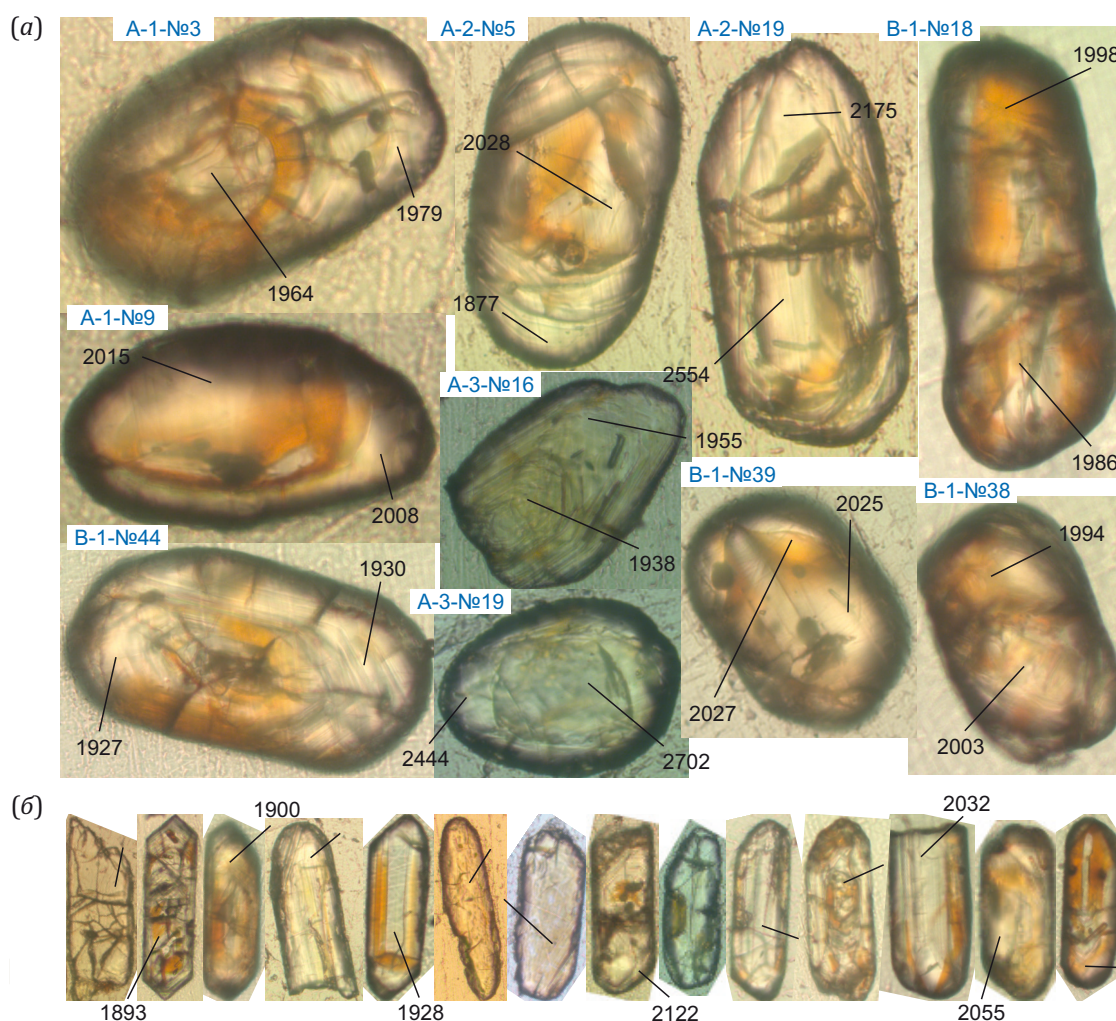


Рис. 9. Монтáž оптических изображений в проходящем свете некоторых изученных зерен детритового циркона из конгломератов о. Гогланд (проба K19-501).

Надпись синим шрифтом в левом верхнем углу изображения – номер зерна циркона в пробе (Прил. 1, табл. 1.2, 1.3). Концы стрелок указывают положение центра кратера лазерной абляции (диаметр 25 мк), цифры – возраст в млн лет, отсутствие возраста – анализ дискордантный. (а) – зерна, в которых изучалось предполагаемое унаследованное ядро и оболочка, (б) – неокатанные, слабо- и среднеокатанные кристаллы с отношением длины к ширине >3 (игольчатые зерна).

Fig. 9. A transmitted light imaging of some studied detrital zircon grains from conglomerates of the Gogland Island (sample K19-501). The blue inscription in the upper left corner of the image indicates the number of zircon grains in the sample (App. 1, Table 1.2, 1.3). The ends of the arrows indicate the position of the center of the laser ablation crater (diameter 25 μm), the numbers indicate the ages, Ma, and the absence of age means the analysis is discordant. (a) – grains whose presumably inherited cores and rims were studied, (б) – unrounded, poorly and moderately rounded crystals, with a length to width ratio >3 (needle-shaped grains).

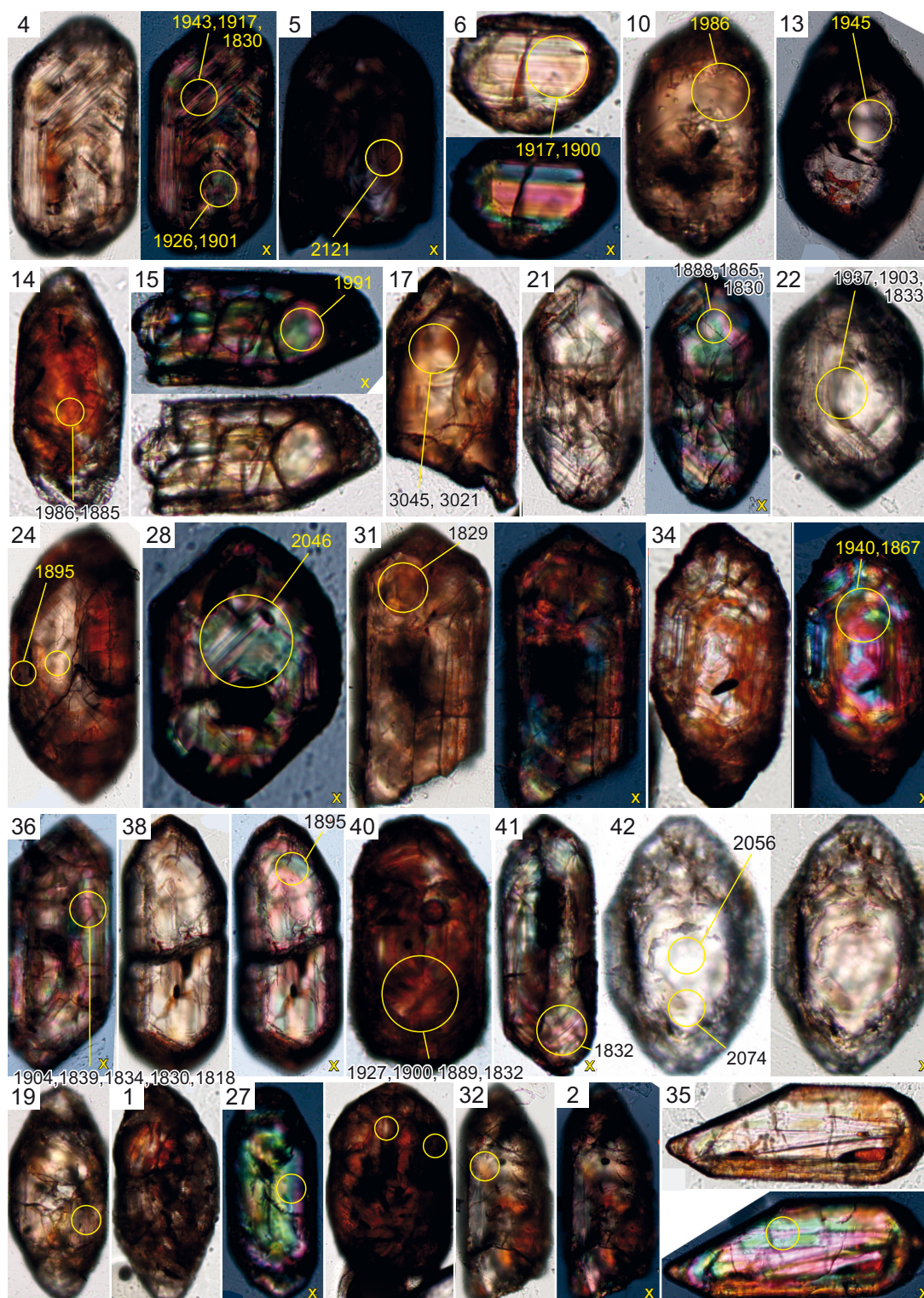


Рис. 10. Монтaж оптических изображений в проходящем свете некоторых изученных зерен детритового или ксеногенного циркона из вторичных кварцитов о. Бол. Тютерс (проба ГТ21/5).

Цифры в левом верхнем углу изображения – номер зерна в пробе, в некоторых случаях для одного зерна приведены два изображения: при одном николе и скрещенных николях (значок «х» в нижнем правом углу изображения). Желтые кружки – положение кратера лазерной абляции (диаметр 25 мк), цифры – возраст в млн лет, отсутствие возраста – анализ дискордантный.

Fig. 10. A transmitted light imaging of some studied detrital or xenogenic zircon grains from secondary quartzites of the Bolshoi Tyuters Island (sample ГТ21/5).

The number in the upper left corner of the image is the grain number in the sample; in some cases, there are two images for one grain: with one nicol and crossed nicols ("x" icon in the lower right corner of the image). Yellow circles are the positions of the laser ablation craters (diameter 25 μm), numbers are the ages, Ma, and the absence of age means the analysis is discordant.

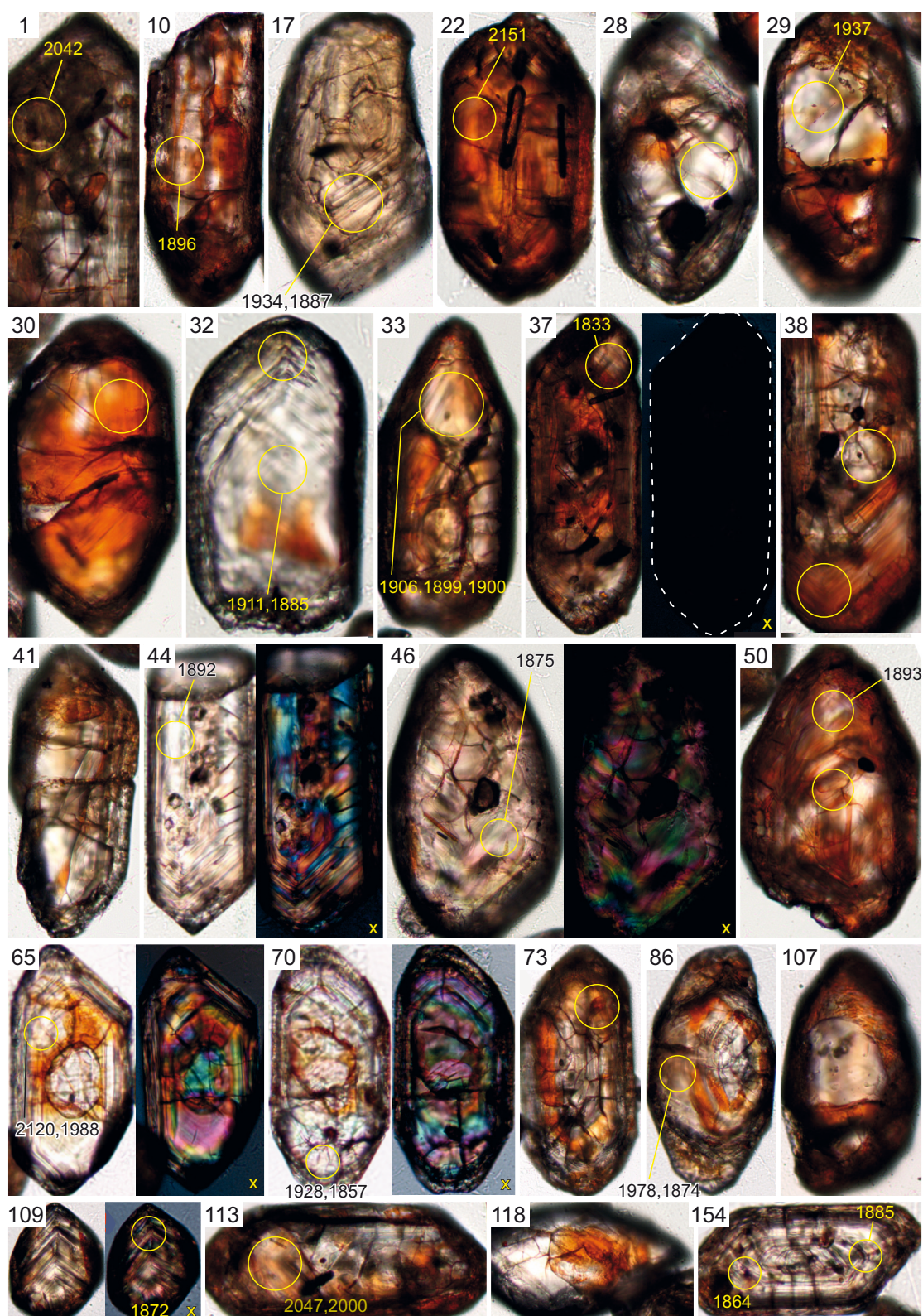


Рис. 11. Монтаж оптических изображений в проходящем свете некоторых изученных зерен детритового или ксеногенного циркона из вторичных кварцитов о. Бол. Тютерс (проба ГТ22/2), обозначения – см. рис. 10.

Fig. 11. A transmitted light imaging of some studied detrital or xenogenic zircon grains from secondary quartzites of the Bolshoi Tyuters Island (sample ГТ22/2); see Fig. 10 for designations.

Подавляющее количество зерен – это слабо-, средне- (доминируют) и сильноокатанные кристаллы¹. Неокатанных (сохранились острые вершины, внутренняя структура полностью соответствует форме кристалла, см. пример на рис. 11, изобр. 44) или полностью окатанных (рис. 11, изобр. 109 – окатанный до фактически сферической формы осколок крупного кристалла) всего по 1–2 зернам в пробе. Заметную долю (15–25 %) составляют игольчатые зерна, т.е. с отношением длины к ширине >3 (см. рис. 9, б). Более чем в половине зерен сохранились черты изначально правильно оформленных призматических кристаллов с пирамидками на концах. При этом практически все зерна содержат многочисленные инородные включения разной природы, трещины, пустоты. Во многих зернах отчетливо идентифицируются унаследованные ядра и оболочки (см. рис. 9, а; рис. 11, изобр. 65, 70, 107, 118). Для того чтобы попытаться определить возраст возможных кайм и ядер или разнородных частей в зернах при возможности разместить два кратера лазерной абляции, пробоотборы выполнялись в двух точках в одном зерне.

Используемая нами для обработки первичных аналитических данных программа GLITTER дает возможность видеть развертку по времени (мы называем ее аналитический сигнал) количества поступающих на детекторы ионов ^{207}Pb , ^{206}Pb , ^{208}Pb , ^{238}W и ^{232}Th по мере проникновения луча лазера внутрь исследуемого зерна циркона, т.е. по мере испарения вещества из все более и более глубоких частей зерна. Разные ча-

сти аналитического сигнала соответствуют разным частям зерна циркона, и для них можно получить оценки возраста. В таких случаях полученные датировки в одном анализе маркировались суффиксами -core или -rim (1, 2, ...).

Если бы область изучаемых толщ, из которой были отобраны пробы, была подвержена единовременному внешнему термальному воздействию, которое могло вызвать формирование оболочек одного и того же возраста у зерен циркона, то в этом случае можно было бы ожидать относительно узкий интервал возрастов этих оболочек, соответствующий возрасту термального события. При этом датировки ядер в изученных зернах циркона могут быть самыми разными.

4.3. Первичные результаты U-Pb изотопного анализа зерен циркона

Изотопные U-Pb анализы выполнены для зерен циркона в следующих количествах: из пробы K19-501 изучено 141 зерно, выполнено 150 анализов (рис. 12), получено 125 датировок; из пробы ГТ21/5 изучено 27 зерен, выполнено 30 анализов (рис. 13), получена 41 датировка; из пробы ГТ22/2 изучено 85 зерен, выполнено 94 анализа (рис. 13), получено 73 датировки (Прил. 1, табл. 1.3). Гистограммы и КПВ по результатам исследований представлены на рис. 14, б.

Игольчатые зерна из пробы K19-501 показали широкий разброс возрастов (см. рис. 9, б), т.е. эти зерна не формируют специфическую популяцию. Также

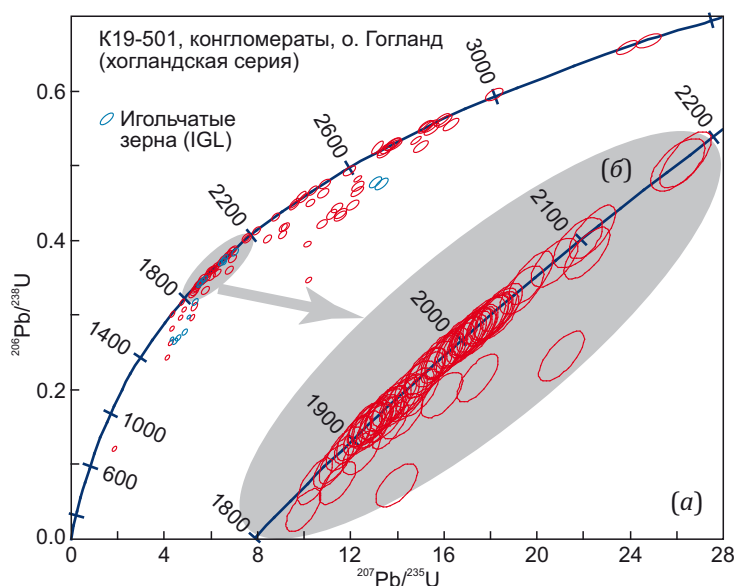


Рис. 12. Диаграмма с конкордией U-Pb датировок изученных зерен циркона из конгломератов о. Гогланд, хогландская серия (проба K19-501) (а).

Красные эллипсы показывают 68%-ный доверительный интервал измерений для всех анализов ($\pm 1\sigma$); результаты анализов для игольчатых зерен (см. рис. 9, б) показаны голубым цветом. На врезке (б) показан увеличенный фрагмент конкордии.

Fig. 12. U-Pb concordia diagram for zircon grains from conglomerates of the Hogland Island, Hogland group (sample K19-501) (a). Red ellipses show the 68 % confidence interval measurement for all analyses ($\pm 1\sigma$); analytical results for needle-shaped grains (see Fig. 9, б) are shown in blue. Inset (б) shows an enlarged U-Pb concordia diagram fragment.

¹ При оценке степени окатанности зерен циркона авторы статьи придерживаются методики, описанной в работе [Romanyuk, Kotler, 2024].

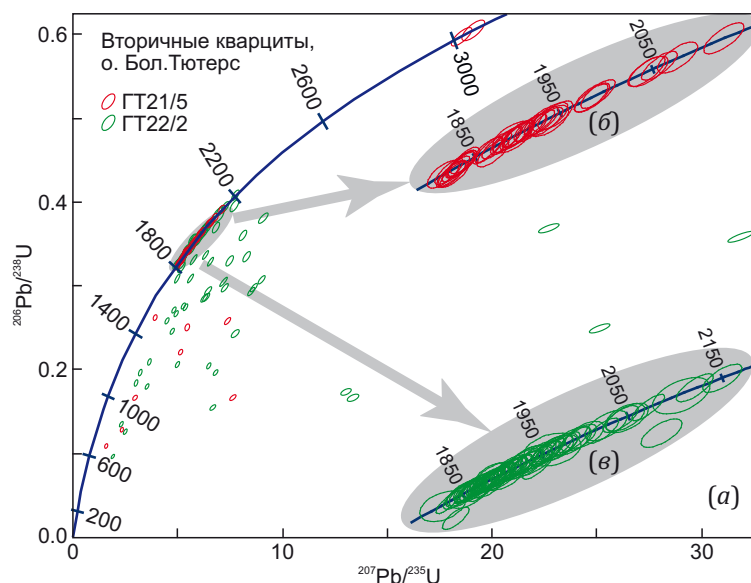


Рис. 13. Диаграмма с конкордией U-Pb датировок изученных зерен циркона из вторичных кварцитов о. Бол. Тютерс (пробы ГТ21/5, красные эллипсы, и ГТ22/2, зеленые эллипсы) (а). Эллипсы показывают 68%-ный доверительный интервал измерений ($\pm 1\sigma$). На врезках (б) и (в) показаны увеличенные фрагменты конкордии.

Fig. 13. U-Pb concordia diagram for zircon grains from secondary quartzites of the Bolshoi Tyuters Island (samples GT21/5, red ellipses and GT22/2, green ellipses) (a). Ellipses show the 68 % confidence interval measurement ($\pm 1\sigma$). Insets (b) and (c) show enlarged U-Pb concordia diagram fragments.

не удалось выявить никакой закономерности между оценками возраста и красноватой окраской зерен. Таким образом, ни в одной из проб не зафиксированы группы зерен циркона со схожими возрастами и морфологическими/цветовыми признаками, происхождение которых можно было бы связать с единым общим локальным источником.

Результаты исследований десяти зерен, в которых изучены предполагаемые ядро, и кайма, по пробе K19-501 сведены в Прил. 1, табл. 1.2. Однако только в трех случаях наличие такого ядра подтвердилось. В остальных случаях датировки предполагаемых ядер и кайм не различаются в пределах ошибки измерения. Все три сложноустроенных зерна показали совершенно разный возраст ядер и оболочек, т.е. они происходят из кардинально различных первичных источников. Для двух зерен зафиксированы также сильные различия по содержаниям U и Th и величинам Th/U для ядра и оболочки. В одном случае ядро имеет неархейский возраст 2.70 млрд лет и было вовлечено в магматическую или метаморфическую переработку на рубеже 2.44 млрд лет. Во втором случае ядро имеет возраст 2.03 млрд лет, а возраст переработки, обусловившей формирование оболочки зерна, – 1.88 млрд лет. В третьем случае анализы показали, соответственно, возраст 2.55 и 2.18 млрд лет, однако по изображению зерна циркона более вероятно, что это возраст двух ядер, а не ядра и оболочки.

Таким образом, датировки, интерпретируемые как возраст ядер и оболочек в зернах циркона из пробы K19-501, не дублируются, распределены в широком возрастном диапазоне и не соответствуют интерпре-

тации единовременного внешнего воздействия на породу, из которой были извлечены изученные зерна циркона.

В пробе ГТ21/5 в четырех зернах «отстреляно» по два кратера (см. рис. 10, изобр. 2, 4, 24, 42). В зерне № 2 оба анализа дискордантны, в зерне № 24 – анализ предполагаемого ядра дискордантный, а возраст возможной каймы 1895 млн лет. В зерне № 42 значения 2074 и 2056 млн лет не различаются в пределах ошибки. В зерне № 4 был получен чрезвычайно сложный и изменчивый аналитический сигнал, в котором для кратера в краевой части зерна получены датировки 1926 и 1901 млн лет, а для кратера в центральной части зерна – 1943, 1917 и 1830 млн лет. Датировку 1830 млн лет можно трактовать как возраст каймы, которую луч лазера «достал» на дне кратера абляции, а остальные четыре датировки фактически не различаются в пределах ошибки, среднее значение по этим датировкам 1922 млн лет можно принять за оценку возраста сложноустроенного ядра.

В пробе ГТ22/2 в семи зернах сделано по два кратера (см. рис. 11, изобр. 32, 38, 50, 154 на). В зерне № 38 оба анализа дискордантны, а в зернах № 11, 32 и 50 один из двух анализов дискордантный. В зерне № 25 получены датировки 1968, 1920 и 1845 млн лет. Датировку 1845 млн лет можно принять за возраст каймы, а среднее значение по двум другим датировкам – 1944 млн лет – за оценку возраста ядра. В зерне № 154 две датировки – 1885 и 1864 млн лет – фактически не различаются в пределах ошибки. В зерне № 150 получены четыре датировки – 1881, 1859, 1862 и 1833 млн лет. Датировку 1833 млн лет можно трактовать как

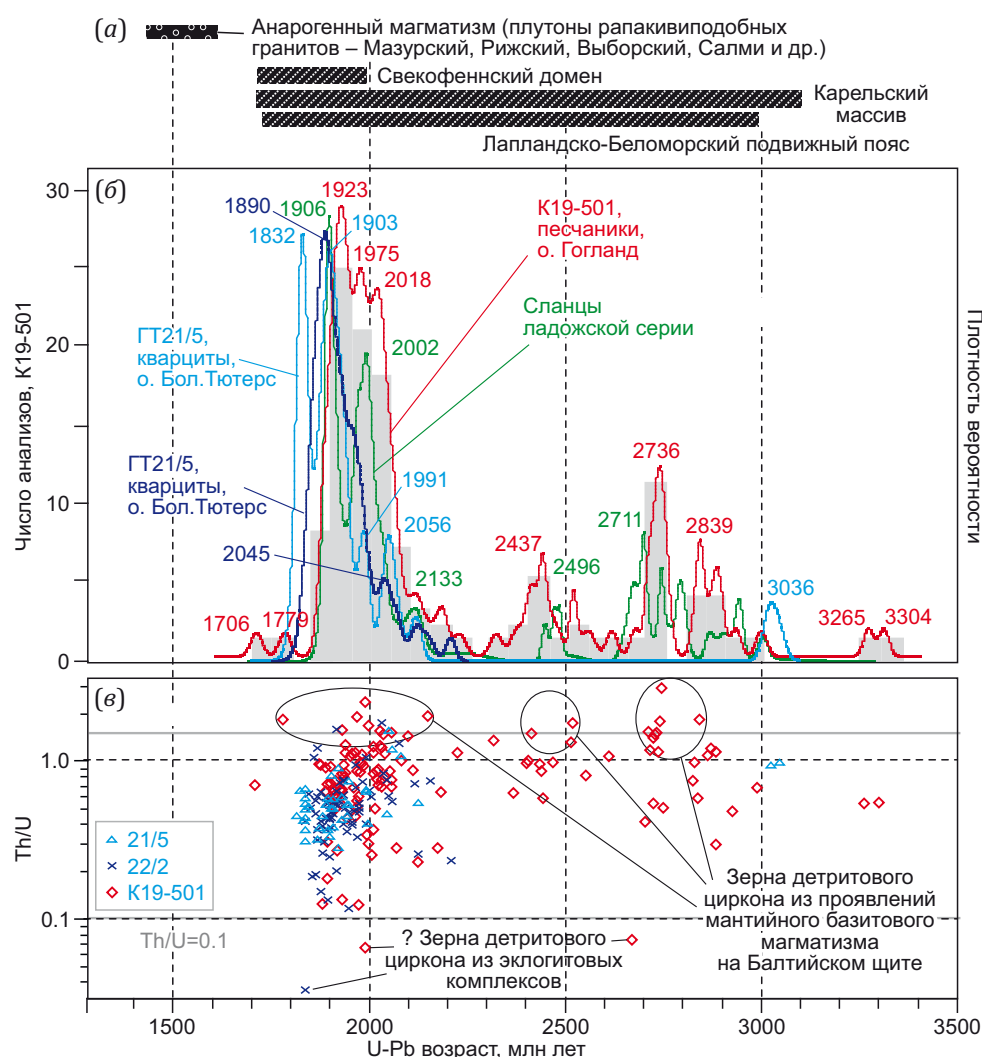


Рис.14. Сравнение возрастов изученных цирконов с временем формирования важнейших комплексов горных пород восточной части Балтийского щита.

(а) – сводка возрастов некоторых кристаллических комплексов Балтийского щита; (б) – гистограмма (серые бары) и КПП (красная линия), иллюстрирующие распределение U-Pb изотопных возрастов dZr из пробы K19-501 (все возрасты по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). Зеленой линией показана КПП для ладожской серии, синей и голубой – для вторичных кварцитов, пробы ГТ22/2 и ГТ21/5; (в) – диаграмма Th/U – U-Pb возраст для изученных зерен циркона, для которых получены конкордантные оценки возраста.

Fig. 14. Comparison between the obtained zircon ages and the formation time of the most important rock complexes in the eastern Baltic Shield.

(а) – summary of the age dates of some crystalline complexes of the Baltic Shield; (б) – histogram (gray bars) and DPP – density probability plot (red line) – illustrating the distribution of U-Pb isotopic ages of dZr from sample K19-501 (all ages relative to $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). The green line shows the DPP for the Ladoga group, blue and light blue – for secondary quartzites, samples ГТ22/2 and ГТ21/5; (в) – Th/U – U-Pb age diagram for zircon grains with concordant ages.

возраст каймы, которую луч лазера достал на дне кратера абляции, а остальные три датировки фактически не различаются в пределах ошибки измерений, среднее значение по этим датировкам – 1967 млн лет – можно принять за оценку возраста сложноустроенного ядра.

Таким образом, для зерен циркона из проб ГТ21/5 и ГТ22/2 получены по два значения – 1895 и 1830 млн лет и 1845 и 1833 млн лет соответственно, которые можно трактовать как возраст оболочек в сложноустроенных зернах.

Отметим, что возраст зерен циркона около значения ~1.83 млрд лет зафиксирован по двум пробам. Для пробы ГТ21/5 из 43 датировок получено девять датировок, близких к значению ~1.83 млрд лет, которые на КПП возрастов формируют яркий пик ~1832 млн лет. При этом в пробе ГТ22/2 получены только две датировки около ~1.83 млрд лет из 73 датировок по этой пробе. Одна из них – вышеупомянутая датировка каймы 1833 млн лет в сложноустроенном зерне, другая – датировка 1833 млн лет – получена еще в одном зерне (см. рис. 11, изобр. 37).

В этой связи отметим, что в работе [Morozov et al., 2022] сообщено об эпизоде деформаций в свекофеннидах Приладожья около рубежа 1.83 млрд лет, которые в той или иной степени проявлены и в Южно-Финляндском складчатом поясе: кварциты на о. Бол. Тютерс секутся небольшими телами гранитов с возрастом 1825 ± 11 млн лет [Skublov et al., 2024]. Таким образом, региональные события около рубежа ~ 1.83 млрд лет оказали влияние и на изученный циркон. При этом в пробе ГТ21/5 датировок с возрастом ~ 1.83 млрд лет и в абсолютном измерении, и в пропорции (9 из 43) больше, чем в пробе ГТ22/2 (2 из 73). Причиной этому может быть положение места отбора пробы ГТ21/5 в непосредственной близости от даек, возраст которых около ~ 1.83 млрд лет (1825 ± 11 млн лет), в то время как непосредственно около места отбора пробы ГТ22/2 ни даек, ни жил не отмечено. Ярко выраженный мономодальный характер КПВ возрастов циркона из пробы ГТ22/2 вместе с особенностями химического состава указывает на то, что в протолите этого кварцита значительную роль играли гранитоидные породы с возрастом около 1890 млн лет. В противоположность этому в протолите кварцита, охарактеризованного пробой ГТ21/5, значительная роль, скорее всего, принадлежала сланцам, аналогичным сланцам ладожской серии. Такая интерпретация подкрепляется особенностями химического состава проб ГТ22/2 и ГТ21/5 (см. выше).

Результаты специального изучения, нацеленного на определение возраста разных частей зерен циркона как за счет изменений положения мест пробоотбора в пределах исследованного зерна, так и за счет интерпретации разных сегментов полученного аналитического сигнала доказывают, что рассмотренные зерна циркона имеют сложное и неоднородное внутреннее строение. Такое строение зерен зачастую отчетливо видно на их оптических изображениях. Особенности распределения возрастов оболочек и ядер, зафиксированные в изученных зернах циркона, можно объяснить их происхождением из родительских пород, которые были сформированы в длительно функционирующей (~ 2.06 – 1.83 млрд лет) магматической системе. В этой системе были проявлены неоднократные эпизоды магматической активизации, в ходе которых наряду с генерацией новообразованных зерен циркона происходило обрастание более древних зерен с нарушением и без нарушения их U-Pb изотопных систем более молодыми оболочками. Это обычные процессы в длительно существующих активных тектоно-магматических областях. Региональные события около рубежа ~ 1.83 млрд лет отчетливо проявлены в изученном цирконе из пробы ГТ21/5 (вблизи от места отбора этой пробы расположены дайки близкого возраста) и очень слабо – в изученном цирконе из пробы ГТ22/2.

Отношение весовых количеств тория и урана (Th/U) в цирконе большинства пород магматического генезиса (т.е. в магматогеомном цирконе) варьируется от 0.1 до 1.0 (см. обзоры [Kirkland et al., 2015; Rubatto, 2017]).

Низкие значения Th/U принято считать статистически свойственными метаморфогенному циркону. При этом предлагаемое «пороговое» значение Th/U, позволяющее разделить магматогеомный и метаморфогенный циркон, в разных работах варьируется от 0.5 до 0.1: в [Kirkland et al., 2015] – 0.5, в [Hoskin, Schaltegger, 2003] – 0.2, в [Teipel et al., 2004] – 0.1. Наиболее вероятно, что величины Th/U в пределах от 0.1 до 0.5 характерны для циркона и магматического, и метаморфического происхождения.

Высокие величины торий-уранового отношения ($\text{Th/U} > 1.5$) 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 фиксируют в породах, которые сформированы в обстановках метаморфизма высоких температур, низких и средних давлений [Wanless et al., 2011]. Для циркона, сформированного 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 работе [Skublov et al., 2012] показано, что для циркона из эклогитов часто характерны пониженные (< 0.1) величины Th/U, а также пониженные абсолютные содержания Th (3 г/т и ниже) и U (100 г/т и ниже) вместе с другими особенностями содержания РЗЭ.

Большинство анализов циркона по всем трем пробам показали величины Th/U в пределах 0.1–1.0 (рис. 14, в). Такие величины Th/U принято считать статистически присущими магматогеомному циркону из пород кремнекислого и среднего состава. Наиболее вероятно, что источниками зерен циркона с такими значениями Th/U были обычные гранитоиды нормальной или пониженной кремнекислотности, а возможно, что и их вулканические эквиваленты.

В пробах ГТ22/2 и ГТ21/5 в единичных анализах зерен циркона, а в пробе К19-501 в 11 анализах (9 % от общего числа) получены величины Th/U более 1.5. Это означает, что среди первичных источников зерен циркона, для которых получены такие значения Th/U, могли быть комплексы, в которых широко представлены мафические породы, например породы базитовых (габброидных) интрузий и т.п. и/или породы, подвергшиеся высокотемпературному метаморфизму, например гранулиты.

Для трех зерен циркона из пробы К19-501 зафиксированы очень низкие торий-урановые отношения ($\text{Th/U} < 0.1$). Хотя низкие Th-U отношения в цирконе не являются 100-процентными надежными признаками его эклогитового происхождения, но все же очень вероятно, что источником этих зерен циркона были эклогитовые комплексы. В этой связи отметим, что по бортам Керецкого и Кандалакшского грабенов известны как минимум четыре высокобарических эклогитовых комплекса, три из них в районах Салма, Куру-Ваара

и Гридино. Все они имеют очень сложное внутреннее строение, обусловленное раннепротерозойской структурно-метаморфической переработкой (внедрение даек, деформации и наложенный метаморфизм) архейской земной коры [Skublov et al., 2011; Berezin et al., 2012; Travin, 2015; Mints, Dokukina, 2020; Dokukina, Mints, 2019; Slabunov et al., 2019]. Многочисленные исследования циркона из этих комплексов показали, что кристаллы чаще всего имеют неоднородное строение, обусловленное, в числе прочего, наличием ядер и оболочек, а также доменов, кайм и других особенностей зерен. Для этого циркона получены значения возраста от 1.8 до 2.9 млрд лет, группирующиеся около рубежей ~1.9, 2.4 и 2.7–2.8 млрд лет. Значения ~1.9 и 2.7–2.8 млрд лет до сих пор дискутируются как наиболее вероятный возраст эклогитизации в означенных комплексах.

5. ВОЗМОЖНЫЕ ПЕРВИЧНЫЕ И ВТОРИЧНЫЕ ИСТОЧНИКИ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ДЛЯ ПЕСЧАНОГО МАТРИКСА ХОГЛАНДСКИХ КОНГЛОМЕРАТОВ

За исключением двух самых молодых и двух самых древних датировок, остальные U-Pb возрасты циркона из пробы K19-501 распались на три группы. Первую плотную доминирующую группу формируют датировки в интервале 1.87–2.22 млрд лет (85 датировок). Две другие группы – 2.32–2.61 млрд лет (13 датировок) и 2.67–2.93 млрд лет (22 датировки). На этом основании можно сделать вывод о том, что конгломераты основания разреза хогландской серии были сформированы за счет продуктов разрушения кристаллических комплексов преимущественно палеопротерозойского и, реже, архейского возраста. Такие комплексы широко представлены на Балтийском щите (см. Раздел 3).

Относительно небольшое количество дискордантных анализов (около 20 %) свидетельствует о том, что изученная толща вряд ли была подвергнута существенному термальному и/или метаморфическому воздействию. Нарушение U-Pb изотопной системы незначительного количества зерен циркона, скорее всего, произошло до их попадания в песчаный матрикс этих конгломератов.

Три самых молодых датировки циркона из этой пробы – это (A-a32) 1706 ± 15 млн лет ($D1=0.2\%$, $D2=0.5\%$), (B-a16) 1779 ± 15 млн лет ($D1=0.0\%$, $D2=0.06\%$), (B-a23) 1869 ± 14 млн лет ($D1=0.3\%$, $D2=0.6\%$). Эти оценки возраста не перекрываются друг с другом в пределах $\pm 2\sigma$, т.е. не образуют группу. Возраст двух зерен – очень древний, мезоархейский – 3304 ± 13 млн лет ($D1=0.15\%$, $D2=0.24\%$) и 3265 ± 13 млн лет ($D1=0.09\%$, $D2=0.12\%$). Яркие частотные пики на КПВ, поддержанные более чем пятью датировками, соответствуют значениям 1923, 1975, 2018, 2437, 2736 и 2839 млн лет.

Особо следует отметить специфическую особенность возрастного распределения dZr из пробы K19-501. Обычно на возрастном интервал от 2.2 до 2.5 млрд лет на гистограммах и КПВ возрастов Zr из пород позднего кембрийских и фанерозойских толщ чехла ВЕП

[Kuznetsov et al., 2011, 2015; Mezhelovskaya et al., 2016; Ivleva et al., 2016, 2018; Mikhailenko et al., 2016; Ershova et al., 2019] и структур ее обрамления [Udoratina et al., 2017; Kuznetsov et al., 2012, 2014a, 2014b; Soboleva et al., 2012, 2019; Andreichev et al., 2014, 2017, 2018; Romanyuk et al., 2018, 2019; Ryazantsev et al., 2019], а также Сибири [Kuznetsov et al., 2018; Priyatkina et al., 2016], Центральной Азии и Казахстана [Degtyarev et al., 2018] и Арктики [Kosteva et al., 2014; Sirotkin et al., 2017] приходится частотный минимум («провал»). Это факт обычно интерпретируют как отражение того, что в течение возрастного интервала 2.2–2.5 млрд лет на Земле, в целом, имела место «глобальная тектономагматическая пауза» в образовании гранитоидов и проявлений регионального метаморфизма [Eriksson, Condie, 2014]. Однако в песчаном матриксе конгломератов хогландской серии о. Бол. Тюттерс зафиксированы зерна циркона с такими редко встречающимися по миру возрастными пиками на КПВ – 2437 млн лет. Циркон такого возраста – это «фирменная цирконовая метка» Балтийского щита.

В период 2.4–2.5 млрд лет в восточной части Балтийского щита очень активно проявилась эпоха рифтогенеза и магматических проявлений [Bayanova et al., 2002]: произошло формирование большого количества расслоенных интрузий основного – ультраосновного состава и сопряженных с ними даек, а также кислых анатектических выплавов в виде липаритов и характерных гранитов с голубым кварцем (широко развитых в современном строении Карелии), а также вулканитов основного – ультраосновного и среднего состава в Имандра-Варзугской и Восточно-Карельской структурах [Glebovitskii, 2005]. Глубинными комагматами комплекса расслоенных интрузий, которые к началу рифея также уже были на поверхности, являются друзиты Беломорского пояса (2.45 млрд лет), чарнокиты, развитые вдоль западной границы Беломорского пояса, а также еще более глубинные образования гранулитового Кандалакша-Колвицкого комплекса, расположенного в бортах Керетского и Кандалакшского грабенных [Terekhov, 2007]. В центральной части Карельского массива (в районе оз. Верхнее Куйто) закартированы многочисленные палеопротерозойские мафические дайки, часть из которых датированы ~2.31 и 2.45 млрд лет [Stepanova et al., 2014a, 2014b; Salnikova et al., 2020]. Для оливиновых габбро-норитов, которые в районе оз. Северное Каменное в центральной части Гридинско-Амбарнинского домена, расположенного в центре Беломорского подвижного пояса и разграничивающего Карельский и Кольский массивы, составляют серию небольших интрузивных тел неправильной формы с отчетливо сохранившимися интрузивными контактами с вмещающими их тоналитовыми гнейсами, получен U-Pb (ID-TIMS) возраст по бадделеиту 2404 ± 11 млн лет [Stepanova et al., 2020]. Гигантские объемы лав, в том числе среднего и кислого состава, с возрастом 2.45–2.00 млрд лет приурочены к Печенгско-Имандра-Варзугскому рифтовому прогибу [Smol'kin et al., 2019; Terekhov et al., 2018].

В общем, на Балтийском щите выделено два крупных эпизода формирования мафических комплексов (проявления базитового магматизма) ~1.95–2.50 и 2.8–2.9 млрд лет, а также эпизод образования санукитоидов около рубежа ~2.7 млрд лет. В пробе K19-501 зафиксированы dZr с возрастом 2.4–2.5 млрд лет и отношениями Th/U > 1, в том числе для четырех зерен dZr Th/U > 1.5, а также группа из 11 зерен dZr с возрастом 2.7–2.9 млрд лет и повышенными (>1) значениями Th/U, в том числе для четырех зерен dZr Th/U > 1.5. Источниками dZr с такими высокими значениями Th/U могут быть как означенные выше базитовые и/или гранулитовые комплексы, так и древние осадочные комплексы, которые содержали продукты разрушения этих базитов и гранулитов. Так, например, в кварцитах токсинской свиты (архейский зеленокаменный пояс) зафиксированы dZr с возрастом около 2.9 млрд лет и повышенными значениями Th/U > 1 [Mezhelovskaya et al., 2016]. Среди dZr с возрастом менее 2.2 также часто встречаются зерна циркона с повышенными Th/U. Их источником могут быть как поверхностные образования – вулканы Карельской рифтовой системы, так и их глубинные аналоги – гранатовые габбро Беломорского подвижного пояса.

Как показали предыдущие исследования, вторичные кварциты о. Бол. Тюттерс образовались при температуре 300–400 °C [Terekhov et al., 2017], поэтому в них могли сохраниться кристаллы и/или зерна циркона из исходного протолита и/или захваченные из окружающих пород без существенных нарушений U-Pb изотопной системы.

В пробе ГТ21/5 получен довольно широкий спектр возрастов, которые формируют два ярких пика на КПВ: 1832 и 1903 млн лет, которые совпадают с двумя периодами тектономагматических событий в свекофеннской складчатой области. Наличие дополнительных второстепенных более древних пиков 1991, 2056, 3036 млн лет может указывать на первичную метаосадочную природу исходного протолита для этого образца вторичного кварцита.

Проба ГТ22/2 охарактеризована одним несколько «размытым» пиком – 1890 млн лет, что соответствует эпохе максимальной магматической активности в свекофеннской области. Вероятно, исходным протолитом могла быть магматическая порода, но настораживает наличие большого количества мусковита (5–7 %), который и определил высокие содержания K₂O в кварците (Прил. 1, табл. 1.1).

6. ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ОБСТАНОВЕК В ЮЖНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА В ПРЕДРИФЕЙСКОЕ И РАННЕРИФЕЙСКОЕ ВРЕМЯ

Анализ U-Pb изотопных датировок, полученных по зернам dZr из кварцитопесчаного матрикса базальных конгломератов хогландской серии (проба K19-501), позволяет предположить, что основание хогландской серии было сформировано при накоплении продуктов

эрозии среднепозднепалеопротерозойских и архейских кристаллических комплексов (рис. 15), при этом обращает на себя внимание отсутствие dZr с возрастом 1.85–1.65 млрд лет, то есть в породах хогландской серии нет dZr со значениями возраста, соответствующими интервалу продолжительностью ~200 млн лет, предшествующему предполагаемому времени начала формирования (1.64–1.66 млрд лет) этого осадочного разреза.

Зерна циркона с возрастом ~1.83 млрд лет не попали в матрикс раннерифейских конгломератов о. Гогланд, хотя циркон с таким возрастом зафиксирован в заметном количестве в кварцитах на соседнем о. Бол. Тюттерс (пробы ГТ22/2 и ГТ21/5). Это можно объяснить тем, что значения ~1.83 млрд лет, зафиксированные в цирконе из кварцитов, обязаны своим появлением эпизоду внедрения гранитов с возрастом 1825±11 млн лет, которые прорвали уже ранее образованные вторичные кварциты (рис. 15, а). Термальное и вещественное воздействие этих гранитов на кварциты происходило на некоторых глубинах, и эти комплексы к началу рифейского осадконакопления еще не вышли к поверхности эрозии. Это свидетельствует о чрезвычайно медленной эрозии в южной части Балтийского щита в период между окончанием активных магматических событий в свекофенидах и началом рифейского осадконакопления.

Результаты U-Pb датирования dZr из базальных уровней толщ, выполняющих рифейские грабены/авлакогены ВЕП и ее обрамления, часто демонстрируют мономодальные КПВ набора возрастов [Romanyuk et al., 2018, 2019], которые принято считать типичными для начальных стадий рифтогенеза. Такой характер КПВ может означать, что накопление грубообломочных пород происходит преимущественно в результате обрушения и размыва пород бортов грабенов, т.е. за счет локальных источников. Для хогландских конгломератов (проба K19-501) наблюдается иная картина. Получен набор возрастов от 1890 до 3304 млн лет, при этом примерно половина возрастов – свекофенские, а другая половина – не свекофенские.

В пределах ближайшего окружения района исследований распространены свекофенские образования, в которых разными методами и по различным образованиям (пегматоидные жилы и зоны метасоматической переработки с гранатом, ставролитом, биотитом, мусковитом) получены значения изотопного возраста от 1.8 до 1.625 млрд лет [Levsky et al., 2018]. Все эти породы образованы на глубине 3–10 км. К моменту начала накопления хогландских конгломератов они еще не были выведены на эрозионный срез, и поэтому в базальные горизонты рифейского разреза продукты их размыва не могли попасть. Однако в изученных породах о. Гогланд нет и dZr с возрастом 1.85–1.80 млрд лет, соответствующих по возрасту широко развитым в Южной Финляндии и Северном Приладожье массивам позднеорогенных калиевых гранитов и мигматитов [Kurhila et al., 2005; Baltybaev, 2013]. Отсутствие в

изученных породах о. Гогланд зерен dZr с этим возрастом можно объяснить тем, что граниты и мигматиты с возрастом 1.85–1.80 млрд лет, образованные на глубине от 5 до 10 км, к началу хогландского времени также не были выведены на эрозионный срез и, следовательно, не могли быть источниками dZr. Это означает, что орогенических поднятий в южной части Балтийского щита в хогландское время не было.

В приозерской свите верхов нижнего рифея Пашского грабена, вмещающей Валаамские интрузии с возрастом 1.45–1.47 млрд лет, есть свекофенские (1.90–1.75 млрд лет) dZr и даже dZr с возрастом 1.55 млн лет Салминского массива [Kuptsova et al., 2011]. Т.е. в приозерское время началась активная деструкция фундамента и воздымание некоторых его блоков.

Таким образом, снос обломочного материала при формировании базальных горизонтов рифея (хогландских конгломератов) происходил с обширной площади современного Балтийского щита, но интенсивность эрозии и перемещения обломочного материала были крайне незначительными. Только с середины раннего рифея началась тектоническая активизация, сопровождаемая заложением многочисленных грабенов и усилением эрозионных процессов. В процессе формирования крупных грабенов, таких как Пашский грабен и грабены Беломорской рифтовой системы, к поверхности были выведены и попали в область эрозии породы, залегавшие в самом начале рифея на глубине 5–10 км. Так, в среднем рифее на поверхность были выведены ультраглубинные эклогитовые комплексы,

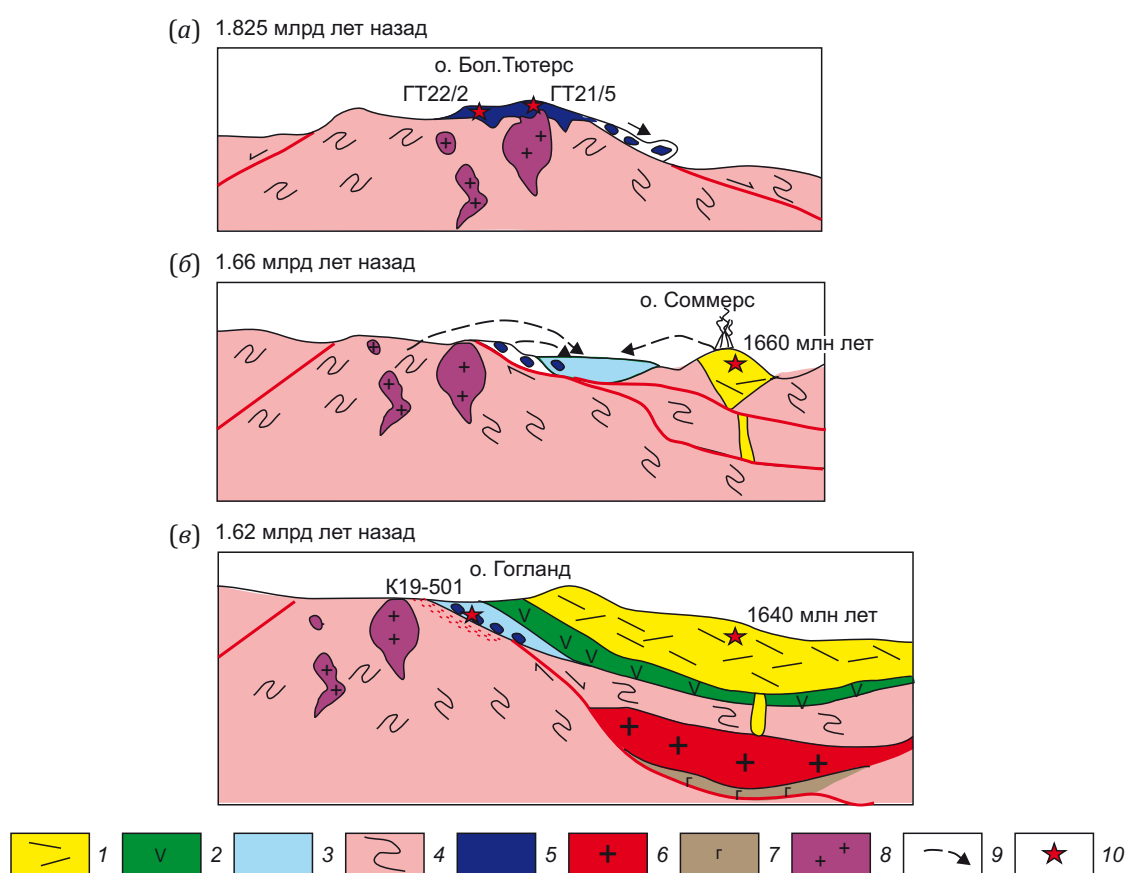


Рис. 15. Концептуальная немасштабная схема, иллюстрирующая механизм появления кварцевых галек в основании рифейского разреза южной части Балтийского щита.

(а) – коллапс свекофеннского орогена и образование вторичных кварцитов; (б) – заложение рифейского трога и пути миграции детритового циркона; (в) – горизонтальное растяжение земной коры и внедрение массива гранитов рапакиви. 1 – порфировые риолиты (1.66–1.63 млрд лет); 2 – базальты; 3 – конгломераты основания хогландской серии (нижний рифей); 4 – свекофениды (2.0–1.8 млрд лет); 5 – вторичные кварциты (моложе 1.825 млрд лет); 6 – граниты рапакиви (1.65–1.62 млрд лет); 7 – габбро; 8 – микроклиновые граниты (1.825 млрд лет); 9 – направление переноса детритового циркона; 10 – известные радиологические датировки.

Fig. 15. Conceptual off-scale diagram illustrating the mechanism occurrence of quartz pebbles at the base of the Riphean section of the southern Baltic Shield.

(а) – collapse of the Svecofennian orogen and formation of secondary quartzites; (б) – initiation of the Riphean trough and migration routes of detrital zircon; (в) – horizontal extension of the Earth's crust and intrusion of the rapakivi granite massif. 1 – porphyritic rhyolites (1.66–1.63 Ga); 2 – basalts; 3 – conglomerate layers at the base of the Hogland group (Lower Riphean); 4 – Svecofennides (2.0–1.8 Ga); 5 – secondary quartzites (younger than 1.825 Ga); 6 – rapakivi granites (1.65–1.62 Ga); 7 – gabbro; 8 – microcline granites (1.825 Ga); 9 – direction of detrital zircon transport; 10 – radiological ages obtained.

продукты разрушения которых надежно зафиксированы в терской свите на берегу Кандалакшского залива Белого моря [Kuznetsov et al., 2021].

Существенным источником обломочного материала для изученных хогландских конгломератов на о. Гогланд были кварциты, аналогичные кварцитам о. Бол. Тютерс. Соответственно, циркон из этих кварцитов был переотложен в основание хогландской серии (рис. 15). Кроме того, дополнительными источниками обломочного материала, и в частности обломочного циркона, были породы, слагающие структуры, реликты которых участвуют в строении Балтийского щита. Большинство реликтов этих структур экспонированы и на современной дневной поверхности в пределах щита.

Согласное залегание хорошо датированных вулканитов хогландской серии 1640 ± 11 млн лет [Bogdanov et al., 1999] на конгломератах основания разреза этой серии, которые, в свою очередь, с угловым несогласием залегают на свекофеннских образованиях, позволяет рассматривать эти осадочные породы как базальный горизонт раннего рифея. Здесь уместно отметить, что некоторые исследователи предлагают нижнюю границу рифея опускать до рубежа 1750 ± 50 млн лет [Semikhov et al., 2015], тогда как, согласно современной хроностратиграфической шкале, эта граница проводится выше – 1650 млн лет [Dub, 2021]. Возраст изученной пробы из хогландских конгломератов о. Гогланд отвечает общепринятой нижней границе рифея.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представлены результаты U-Pb изотопного датирования детритового циркона (dZr) из песчаного матрикса конгломератов раннерифейской хогландской серии и из вторичных кварцитов палеопротерозойского возраста южной части Балтийского щита. Проба K19-501 отобрана из матрикса конгломератов нижней части разреза хогландской серии на о. Гогланд в Финском заливе. U-Pb значения возраста циркона из этой пробы формируют три группы: возраст в интервале 1.87–2.22 млрд лет (85 датировок), 2.32–2.61 млрд лет (13 датировок) и 2.67–2.93 млрд лет (22 датировки). На этом основании сделан вывод о том, что хогландская толща была сформирована за счет накопления продуктов разрушения кристаллических комплексов преимущественно палеопротерозойского и, реже, архейского возраста. При этом в матриксе конгломератов хогландской серии не обнаружено зерен dZr с возрастом, попадающим в интервал продолжительностью 200 млн лет, предшествующий предполагаемому времени начала формирования (1640 – 1660 млн лет) этого осадочного разреза.

Характер распределения возрастов циркона из вторичных кварцитов о. Бол. Тютерс в Финском заливе изучен по двум пробам. В пробе ГТ21/5 получен довольно широкий спектр возрастов, которые сгруппированы в два крупных кластера с пиками: 1832 и 1903 млн лет. Такие значения возраста типичны для двух периодов термальных событий, проявленных в свеко-

феннской складчатой области. Наличие менее выраженных возрастных пиков 1991, 2056, 3036 млн лет может указывать на первичную метаосадочную природу исходного протолита вторичных кварцитов, охарактеризованных этим образцом. Протолитом этих вторичных кварцитов могли бы быть породы ладожской серии или их вещественные аналоги близкого возраста.

В распределении возрастов циркона из вторичных кварцитов о. Бол. Тютерс, охарактеризованных пробой ГТ22/2, проявлен один несколько «размытый» возрастной пик – 1890 млн лет. Этот пик по возрасту хорошо соответствует эпохе максимальной магматической активности в свекофеннской области. Вероятно, протолитом этих вторичных кварцитов была магматическая порода.

U-Pb изотопный возраст циркона 1.88–2.20 млрд лет из вторичных кварцитов о. Бол. Тютерс соответствует возрасту протолита (гнейсов, мигматитов и гранитов) свекофеннской провинции, а возраст 1.83 млрд лет обусловлен внедрением микроклиновых гранитов на заключительных этапах тектономагматического эпизода, проявленного в Южно-Финляндской структурной зоне.

Вещественный контраст между породами основания рифея (хогландская серия) и палеопротерозойским фундаментом в южной части Балтийского щита объясним тем, что в предрифейский период существовал плащеобразный поверхностный «слой» в основном кварцевого состава, который в значительной мере был переработан и сохранился только на о. Бол. Тютерс. Отсутствие в породах из базальных горизонтов рифея детритового циркона с возрастом 1.87–1.65 млрд лет указывает на наличие пенеплена и на отсутствие заметных орогенических движений в начале раннего рифея, которые проявились только к середине раннего рифея.

Нижнерифейский разрез о. Гогланд можно рассматривать в качестве эталонного для понимания позднепалеопротерозойской эволюции Свекофеннского пояса. Принципиальное вещественное различие между свекофеннским фундаментом (граниты, гнейсы, сланцы и амфиболиты) и осадочным основанием раннего рифея, представленным в виде существенно кварцевых конгломератов, невозможно объяснить без признания факта наличия некоего кварцевого поверхностного слоя, аналогичного залежам вторичных кварцитов на о. Бол. Тютерс. Именно эти кварциты и/или аналогичные им образования могли быть источником сноса для обломочных пород основания разреза хогландской серии. Отсутствие в них зерен dZr с возрастом 1.85–1.80 млрд лет, соответствующим проявлению одной из фаз гранулитового метаморфизма и формированию больших объемов калиевых гранитов, указывает на отсутствие этих образований на эрозионном срезе в раннем рифее и наличие пенеплена в южной части Балтийского щита накануне начала рифейского осадконакопления. Существенные тектонические

изменения в этом регионе стартовали лишь в середине раннего рифея и были проявлены в увеличении расчлененности рельефа и выводе к поверхности глубинных образований.

8. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность командованию Балтийского флота ВМФ РФ и Западного военного округа за содействие в непосредственном выполнении полевого этапа исследований.

9. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все 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.

10. 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.

11. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Afanasyev G.V., Mironov Yu.B., Pinsky E.M., 2014. Uranium Deposits and Unconformity-Type Provinces. Regional Geology and Metallogeny 60, 52–59 (in Russian) [Афанасьев Г.В., Миронов Ю.Б., Пинский Э.М. Урановые месторождения и провинции типа несогласия // Региональная геология и металлогения. 2014. № 60. С. 52–59].

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, Canada, 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 Section 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 Section 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].

Arzamastsev A.A., Fedotov J.A., Arzamastseva L.V., 2009. Dike Magmatism of the Northeastern Part of the Baltic Shield. Nauka, Saint Petersburg, 383 p. (in Russian) [Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. СПб.: Наука, 2009. 383 с.].

Baltybaev Sh.K., 2013. Svecofennian Orogen of the Fennoscandian Shield: Compositional and Isotopic Zoning and Its Tectonic Interpretation. Geotectonics 47, 452–464. <https://doi.org/10.1134/S0016852113060022>.

Baltybaev Sh.K., Levchenkov O.A., Savatenkov V.M., 2010. A Deep Borehole in the East European Platform Margin: Petrologic and Isotopic-Geochronologic Data. Stratigraphy and Geological Correlation 18, 234–251. <https://doi.org/10.1134/S0869593810030020>.

Baluev A.S., Glukhovskiy M.Z., Moralev V.M., 1997. Tectonic Formation Conditions of the Anorthosite-Rapakivi Granite Massif on the East European and Siberian Platforms. Proceedings of Higher Educational Establishments. Geology and Exploration 2, 3–15 (in Russian) [Балуев А.С., Глуховский М.З., Моралев В.М. Тектонические условия формирования массивов анортозит-рапакиви гранитной формации на Восточно-Европейской и Сибирской платформах // Известия вузов. Геология и разведка. 1997. № 2. С. 3–15].

Bayanova T.B., Pozhilenko V.I., Smolkin V.F., Kudryashov N.M., Kaulina T.V., Vetrin V.R., 2002. Geology of Ore Districts of the Murmansk Region. Supplement No. 3: A Catalog of the Geochronological Data on the Northeastern Baltic Shield. KSC RAS, Apatity, 53 p. (in Russian) [Баянова Т.Б., Пожиленко В.И., Смолькин В.Ф., Кудряшов Н.М., Каулина Т.В., Ветрин В.Р. Геология рудных районов Мурманской области. Приложение № 3: Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. 53 с.].

Belyaev A.M., 2013. Petrology of Volcanic Rocks of the Rapakivi Formation (Gogland Island). Regional Geology and Metallogeny 55, 28–36 (in Russian) [Беляев А.М. Петрология вулканических пород формации рапакиви (о. Гогланд) // Региональная геология и металлогения. 2013. № 55. С. 28–36].

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>.

Bogdanov Yu.B., Levchenkov O.A., Komarov A.N., Yakovleva S.Z., Makeev A.F., 1999. A New Type of Lower Riphean

Section in the Baltic Shield. *Doklady Earth Sciences* 366 (4), 435–437.

Chekulaev V.P., Levchenkov O.A., Arestova N.A., Kovalenko A.V., Guseva N.S., Komarov A.N., Ivanikov V.V., 2003. Composition, Age, and Sm-Nd Systematics of Archean High-Mg Granitoids (Sanukitoids) of the Panozero Pluton, Karelia. *Geochemistry International* 41 (8), 741–752.

Degtyarev K.E., Tolmacheva T.Yu., Tretyakov A.A., Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Romanyuk T.V., 2018. Structure, Age, and Settings of Formation of Ordovician Complexes of the Northwestern Frame of the Kokchetav Massif, Northern Kazakhstan. *Stratigraphy and Geological Correlation* 26, 514–533. <https://doi.org/10.1134/S086959381803005X>.

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

Dub S.A., 2021. Upper Precambrian General Stratigraphic Scale of Russia: Main Problems and Proposals for Improvement. *Lithosphere* 21 (4), 449–468 (in Russian) [Дуб С.А. Общая стратиграфическая шкала верхнего докембрия: проблемы и предложения по совершенствованию // Литосфера. 2021. Т. 21. № 4. С. 449–468]. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-4-449-468>.

Elhlou 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://doi.org/10.1016/j.gca.2006.06.1383>.

Eriksson P.G., Condie K.C., 2014. Cratonic Sedimentation Regimes in the ca. 2450–2000 Ma Period: Relationship to a Possible Widespread Magmatic Slowdown on Earth? *Gondwana Research* 25 (1), 30–47. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.08.005>.

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>.

Gehrels G., 2012. Detrital Zircon U-Pb Geochronology: Current Methods and New Opportunities. In: C. Busby, A. Azor (Eds), *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*. John Wiley & Sons, UK, p. 45–62. <https://doi.org/10.1002/9781444347166.ch2>.

Geological Map of the USSR, 1981. Karelian Series. Scale of 1:200000. Sheet P-35-XXXIV, XXXV. VSEGEI, Leningrad (in Russian) [Геологическая карта СССР. Серия Карельская. Масштаб 1:200000. Лист P-35-XXXIV, XXXV. Л.: ВСЕГЕИ, 1981].

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

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, Canada, p. 308–311.

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

Heinonen A.P., Andersen T., Rämö O.T., 2010. Re-Evaluation of Rapakivi Petrogenesis: Source Constraints from the Hf Isotope Composition of Zircon in the Rapakivi Granites and Associated Mafic Rocks of Southern Finland. *Journal of Petrology* 51 (8), 1687–1709. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq035>.

Heinonen A.P., Rämö O.T., Mänttari I., Andersen T., Larjamo K., 2017. Zircon as a Proxy for the Magmatic Evolution of Proterozoic Ferroan Granites; The Wiborg Rapakivi Granite Batholith, SE Finland. *Journal of Petrology* 58 (12), 2493–2517. <https://doi.org/10.1093/petrology/egy014>.

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

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

Ivleva A.S., Podkovyrov V.N., Ershova V.B., Anfinson O.A., Khudoley A.K., Fedorov P.V., Maslov A.V., Zdobin D.Y., 2016. Results of U-Pb LA-ICP-MS Dating of Detrital Zircons from Ediacaran – Early Cambrian Deposits of the Eastern Part of the Baltic Monocline. *Doklady Earth Sciences* 468, 593–597. <https://doi.org/10.1134/S1028334X16060064>.

Ivleva A.S., Podkovyrov V.N., Ershova V.B., Khubanov V.B., Khudoley A.K., Sychev S.N., Vdovina S.I., Maslov A.V., 2018. U-Pb LA-ICP-MS Age of Detrital Zircons from the Lower Riphean and Upper Vendian Deposits of the Luga–Ladoga Monocline. *Doklady Earth Sciences* 480, 695–699. <https://doi.org/10.1134/S1028334X1806003X>.

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

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>.

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., Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., Strashko A.V., Shalaeva E.A., Novikova A.S., Dubenskiy A.S., Erofeeva K.G., Sheshukov V.S., 2023. The Nature of the Puchezh-Katunki Impact Structure (The Central Part of the East European Platform): Results of the U-Th-Pb Isotope System Study of Detrital Zircons from Explosive Breccias. *Geotectonics* 57, 602–625. <https://doi.org/10.1134/S0016852123050047>.

Kolodyazhny S.Yu., Terekhov E.N., Baluev A.S., Poleshchuk A.V., Zykov D.S., 2020. Tectonic Features and Stages of Evolution of the Baltic-Mezen Shear Zone in the Phanerozoic, Northwestern Russia. *Geotectonics* 54, 1–18. <https://doi.org/10.1134/S0016852120010057>.

Kosteva N.N., Kuznetsov N.B., Tebenkov A.M., Romanyuk T.V., 2014. First Results of the U/Pb Isotopic (LA-ICP-MS) Dating of Detrital Zircons from the Lower Paleozoic of Spitsbergen. *Doklady Earth Sciences* 455, 259–265. <https://doi.org/10.1134/S1028334X1403026X>.

Kucherovskiy G.A., Chekulaev V.P., Kuznetsov A.B., Egorova J.S., Arestova N.A., Zaitseva T.S., Adamskaya E.V., Plotkina Yu.V., 2023. U-Pb Age of Detrital Zircon in the Cement of Early Precambrian Polymict Conglomerates of the Central Karelia Domain, Karelian Province, Fennoscandian Shield. *Doklady Earth Sciences* 508, 58–67. <https://doi.org/10.1134/s1028334x22602188>.

Kulakovskiy A.L., 2021. Horizontal Dikes in a Crystalline Basement: Shielding Effect of the Basement-Cover Contact. *Transactions of KarRC RAS* 10, 5–24 (in Russian) [Кулаковский А.Л. Горизонтальные дайки в кристаллическом фундаменте: экранирующий эффект контакта фундамент-чехол // Труды КарНЦ РАН. 2021. № 10. С. 5–24]. <https://doi.org/10.17076/geo1462>.

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>.

Kurhila M., Vaasjoki M., Mantrrari I., Ramo T., Nironen M., 2005. U-Pb Ages and Nd Isotope Characteristics of the Late-orogenic, Migmatizing Microcline Granites in Southwestern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 77, 105–128.

Kuznetsov N.B., Alexeev A.S., Belousova E.A., Romanyuk T.V., Reimers A.N., 2015. First Results of U/Pb Isotope Dating (LA-ICP-MS) of Detrital Zircons from Sandstones of the Lower Cambrian Brusov Formation of the Southeastern White-Sea Region: A Constraint for the Lower Age Limit of the Beginning of Arctida-Baltica Collision. *Doklady Earth Sciences* 460, 28–32. <https://doi.org/10.1134/S1028334X15010195>.

Kuznetsov N.B., Alexeev A.S., Belousova E.A., Romanyuk T.V., Reimers A.N., Tsel'movich V.A., 2014a. Testing the Models of Late Vendian Evolution of the Northeastern Periphery of the East European Craton Based on the First U/Pb Dating of Detrital Zircons from Upper Vendian Sandstones of Southeastern White Sea Region. *Doklady Earth Sciences* 458, 1073–1076. <https://doi.org/10.1134/S1028334X14090311>.

Kuznetsov N.B., Baluev A.S., Terekhov E.N., Kolodyazhnyi S.Yu., Przhivalgovskii E.S., Romanyuk T.V., Dubenskiy A.S., Sheshukov V.S., Lyapunov S.M., Bayanova T.B., Serov P.A., 2021. Time Constraints on the Formation of the Kandalaksha and Keretsk Grabens of the White Sea Paleo-Rift System from New Isotopic Geochronological Data. *Geodynamics & Tectonophysics* 12 (3), 570–607 (in Russian) [Кузнецов Н.Б., Балуев А.С., Терехов Е.Н., Колодяжный С.Ю., Пржиалговский 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 Керетского 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., Kolodyazhnyi S.Yu., Romanyuk T.V., Strashko A.V., Baluev A.S., Terekhov E.N., Mezhelovskaya S.V., Dubenskiy 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 (in Russian) [Кузнецов Н.Б., Колодяжный С.Ю., Романюк Т.В., Страшко А.В., Балуев А.С., Терехов Е.Н., Межеловская С.В., Дубенский А.С., Шешуков В.С. О времени и условиях формирования шокшинских кварцито-песчаников Южно-Онежской впадины в свете новых данных изотопной геохронологии // Геодинамика и тектонофизика. 2023. Т. 14. № 1. 0685]. <https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-1-0685>.

Kuznetsov N.B., Orlov S.Yu., Miller E.L., Shazillo A.V., Droinov A.V., Soboleva A.A., Udoratina O.V., Gehrels G., 2011. First Results of U/Pb Dating of Detrital Zircons from Early Paleozoic and Devonian Sandstones of the Baltic-Ladoga Region (South Ladoga Area). *Doklady Earth Sciences* 438, 759–765. <https://doi.org/10.1134/S1028334X11060316>.

Kuznetsov N.B., Priyatkina N.S., Rud'ko S.V., Shatsillo A.V., Collins W.J., Romanyuk T.V., 2018. Primary Data on U/Pb-Isotope Ages and Lu/Hf-Isotope Geochemical Systematization of Detrital Zircons from the Lopatinskii Formation (Vendian-Cambrian Transition Levels) and the Tectonic Nature of Teya-Chapa Depression (Northeastern Yenisei Ridge). *Doklady Earth Sciences* 479, 286–289. <https://doi.org/10.1134/S1028334X18030042>.

Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., Shatsillo A.V., Orlov S.Yu., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Ipatieva I.S., 2012. The First Results of Mass U-Pb Isotope Dating (LA-ICP-MS) for Detrital Zircons from the Asha Group, South Urals: Paleogeography and Paleotectonics. *Doklady Earth Sciences* 447, 1240–1246. <https://doi.org/10.1134/S1028334X12110025>.

Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., Shatsillo A.V., Orlov S.Yu., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N., Seregina E.S., Ivanova N.S., Meeret J., 2014b. First U-Pb Age of Detrital Zircons from Sandstones of the Upper Emsian Takaty Formation of the Western Urals with Regard to the Problem of Primary Sources of the Uralian Diamond Placers. *Doklady Earth Sciences* 455, 370–375. <https://doi.org/10.1134/S1028334X14040084>.

Lahtinen R., Nironen M., 2010. Paleoproterozoic Lateritic Paleosol-Ultramature/Mature Quartzite-Meta-Arkose Successions in Southern Fennoscandia – Intra-Orogenic Stage during the Svecofennian Orogeny. *Precambrian Research* 183 (4), 770–790. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.09.006>.

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.].

Levchenkov O.A., Bogdanov Yu.B., Komarov A.N., Yakovleva S.Z., Makeev A.F., 1998. The Isotopic Age of Quartz Porphyries in the Hogland Formation. *Doklady Earth Sciences* 358 (4), 511–516 (in Russian) [Левченко О.А., Богданов Ю.Б., Комаров А.Н., Яковлева С.З., Макеев А.Ф. Изотопный возраст кварцевых порфиров формации Гогланд // Доклады АН. 1998. Т. 358. № 4. С. 511–516].

Levsky L.K., Bogomolov E.S., Lobikov A.F., Kopytchenko L.A., Travin A.V., 2018. Isotope Dating of the Schist from the Northwest Ladoga Area. *Regional Geology and Metallogeny* 76, 54–60 (in Russian) [Левский Л.К., Богомолов Е.С., Лобиков А.Ф., Копытченко Л.А., Травин А.В. Изотопное датирование сланцев Северо-Западного Приладожья // Региональная геология и металлогения. 2018. № 76. С. 54–60].

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

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

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

Mints M.V., 2018. 3D Model of the Deep Structure of the Svecofennian Accretionary Orogen: A Geodynamic Interpretation. *Transactions of KarRC RAS* 2, 62–76 (in Russian)

[Минц М.В. Геодинамическая интерпретация объемной модели глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена // Труды КарНЦ РАН. 2018. № 2. С. 62–76]. <https://doi.org/10.17076/geo698>.

Mints M.V., Dokukina K.A., 2020. The Belomorian Eclogite Province (Eastern Fennoscandian Shield, Russia): Meso-Neoproterozoic or Late Paleoproterozoic? *Geodynamics & Tectonophysics* 11 (1), 151–200 (in Russian) [Минц М.В., Докукина К.А., 2020. Субдукционные эклогиты Беломорской эклогитовой провинции (восток Фенноскандинавского щита, Россия): мезоархей, неоархей или поздний палеопротерозой? // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 1. С. 151–200]. <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-1-0469>.

Mitrofanov F.P., Yakovlev Yu.N., Balabonin N.L., Korchaagin A.U., Bayanova T.B., Zhanburov A.A., Fedotov Zh.A., Torokhov M.P. et al., Pripachkin V.A., Skiba V.I., Sklodneva L.F., 1994. Kola Platinum-Bearing Province. In: *Platinum of Russia. Possibilities of Development of Raw Material Base of Platinum Metals*. Professional Papers. Geoinformmark, Moscow, p. 66–77 (in Russian) [Митрофанов Ф.П., Яковлев Ю.Н., Балабонин Н.Л., Корчагин А.У., Баянова Т.Б., Жанбуров А.А., Федотов Ж.А., Торохов М.П. и др. Кольская платиноносная провинция // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов: Сборник научных трудов. М.: Геоинформмарк, 1994. С. 66–77].

Morozov Yu.A., Matveev M.A., Romanyuk T.V., Smulskaya A.I., Terekhov E.N., Bayanova T.B., 2022. U-Pb Dating of the Sill-Like (Plated) Bodies of the Early Kinematic Series of Gabbrodiorite–Granodiorites in the Svecofennian Fold-and-Thrust Assemblage of the Ladoga Region. *Doklady Earth Sciences* 507, 862–870. <https://doi.org/10.1134/S1028334X2270043X>.

Myskova T.A., Mil'kevich R.I., L'vov P.A., 2012. U-Pb Geochronology of Zircons from Metasediments of the Ladoga Group (North Ladoga Region, Baltic Shield). *Stratigraphy and Geological Correlation* 20, 166–178. <https://doi.org/10.1134/S0869593812020062>.

Nakovnik N.I., 1968. Secondary Quartzites of the USSR and Related Mineral Deposits. Nedra, Moscow, 335 p. (in Russian) [Наковник Н.И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М.: Недра, 1968. 335 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].

Pokki J., Kohonen J., Rämö O.T., Andersen T., 2013. The Suursaari Conglomerate (SE Fennoscandian Shield; Russia) – Indication of Cratonic Conditions and Rapid Reworking of Quartz Arenitic Cover at the Outset of the Emplacement of the Rapakivi Granites at ca. 1.65 Ga. *Precambrian Research* 233, 132–143. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.04.008>.

Priyatkina N., Khudoley A.K., Collins W.J., Kusnetsov N.B., Huang H.-Q., 2016. Detrital Zircon Record of Meso- and

Neoproterozoic Sedimentary Basins in Northern Part of the Siberian Craton: Characterizing Buried Crust of the Basement. *Precambrian Research* 285, 21–38. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.09.003>.

Rämö O.T., Mänttari I., Huhma H., Niin M., Pokki J., 2007. 1635 Ma Bimodal Volcanism Associated with the Wiborg Rapakivi Batholith (Suursaari, Gulf of Finland, Russia). In: J.A. Miller, A.F.M. Kisters (Eds), *The Sixth Hutton Symposium on the Origin of Granites and Related Rocks* (July 2–6, 2007). Abstract Volume & Program Guide. Stellenbosch University, Stellenbosch, South Africa, p. 174–175.

Rämö O.T., Turkki V., Mänttari I., Heinonen A., Larjamo K., Lahaye Y., 2014. Age and Isotopic Fingerprints of Some Plutonic Rocks in the Wiborg Rapakivi Granite Batholith with Special Reference to the Dark Wiborgite of the Ristisaari Island. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 86, 71–91. <https://doi.org/10.17741/bgsf/86.2.002>.

Ramsay W., 1890. Om Hoglands Geologiska Byggnad. *GFF* 12 (6), 471–490. <https://doi.org/10.1080/11035899009444278>.

Romanyuk T.V., Kotler P.D., 2024. Method of Estimating the Integral Roundness Index for Detrital Zircons: A Case Study of Cimmeride Sedimentary Sequences in the Crimean Mountains. *Lithology and Mineral Resources* 59, 299–313. <https://doi.org/10.1134/S0024490224700524>.

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

Romanyuk T.V., Kuznetsov N.B., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Powerman V.I., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N., 2019. A Local Source of Detritus for Rocks of the Ai Formation (Basal Level of the Lower Riphean Stratotype, Bashkir Uplift, Southern Urals): Evidence from U-Pb (LA-ICP-MS) Dating of Detrital Zircons. *Doklady Earth Sciences* 484, 53–57. <https://doi.org/10.1134/S1028334X19010069>.

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

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

Salnikova E.B., Samsonov A.V., Stepanova A.V., Veselovskiy R.V., Egorova S.V., Arzamastsev A.A., Erofeeva K.G., 2020.

Fragments of Paleoproterozoic Large Igneous Provinces in Northern Fennoscandia: Baddeleyite U-Pb Age Data for Mafic Dykes and Sills. *Doklady Earth Sciences* 491, 227–230. <https://doi.org/10.1134/S1028334X20040145>.

Semikhatov M.A., Kuznetsov A.B., Chumakov N.M., 2015. Isotope Age of Boundaries between the General Stratigraphic Subdivisions of the Upper Proterozoic (Riphean and Vendian) in Russia: The Evolution of Opinions and the Current Estimate. *Stratigraphy and Geological Correlation* 23, 568–579. <https://doi.org/10.1134/S0869593815060088>.

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, 1163–1170. <https://doi.org/10.1134/S1028334X11080290>.

Skublov S.G., Berezin A.V., Berezhnaya N.G., 2012. General Relations in the Trace-Element Composition of Zircons from Eclogites with Implications for the Age of Eclogites in the Belomorian Mobile Belt. *Petrology* 20, 427–449. <https://doi.org/10.1134/S0869591112050062>.

Skublov S.G., Terekhov E.N., Kuznetsov N.B., Makeyev A.B., Salimgaraeva L.I., 2024. U-Pb (SHRIMP-II) Age of Zircon from Granites of Bolshoi Tyuters Island (Gulf of Finland, Russia) and the Problem of the Ediacaran Thermal Event in the Region. *Doklady Earth Sciences* 517, 1165–1176. <https://doi.org/10.1134/S1028334X24601573>.

Slabunov A.I., 2008. *Geology and Geodynamics of the Archean Mobile Belts Exemplified on Belomorian Province of the Fennoscandian Shield*. KarRC RAS, Petrozavodsk, 296 p. (in Russian) [Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 296 с.]

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>.

Smol'kin V.F., Mezhelovskaya S.V., Mezhelovsky A.D., 2019. Sources of Terrigenous Clastic Material of the Pechenga Ore-Bearing Structure from Data of Detrital Zircon Isotopic Analysis (SIMS SHRIMP-II, LA-ICPMS). *Doklady Earth Sciences* 488, 1245–1249. <https://doi.org/10.1134/S1028334X1910026X>.

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 Provenance). *Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological Section* 94 (1), 3–16 (in Russian) [Соболева А.А., Андреичев В.Л., Бурцев И.Н., Никулова Н.Ю., Хубанов В.Б., Соболев И.Д. Детритовые цирконы из верхнедокембрийских пород вымской серии Среднего Тимана: U-Pb возраст и источники сноса // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2019. Т. 94. Вып. 1. С. 3–16].

Soboleva A.A., Kuznetsov N.B., Miller E.L., Udoratina O.V., Gehrels G., Romanyuk T.V., 2012. The First Results of U-Pb Dating of Detrital Zircons from Basal Horizons of Uralides (Polar Urals). *Doklady Earth Sciences* 445, 962–968. <https://doi.org/10.1134/S1028334X12080156>.

State Geological Map of the Russian Federation, 2000. New Series. Scale of 1:1000000. Sheets P-(35)-37 (Petrozavodsk). Explanatory Note. VSEGEI, Saint Petersburg, 322 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Новая серия. Масштаб 1:1000000. Лист P-(35)-37 (Петрозаводск): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 322 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 Y.O., Stepanov V.S., 2014a. 2.3 Ga Intraplate Magmatism on the Karelian Craton: Implications for the Problem of "Endogenic Shutdown" in the Paleoproterozoic. *Doklady Earth Sciences* 457, 965–970. <https://doi.org/10.1134/S1028334X14080091>.

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>.

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

Terekhov E.N., 2007. Laplandian-Belomorian Mobile Belt as an Example of the Root Zone of the Paleoproterozoic Rift System of the Baltic Shield. *Lithosphere* 6, 15–39 (in Russian) [Терехов Е.Н. Лапландско-Беломорский подвижный пояс как пример корневой зоны палеопротерозойской рифтовой системы Балтийского щита // Литосфера. 2007. № 6. С. 15–39].

Terekhov E.N., Makeev A.B., Prokofiev V.Yu., Thcherbakova T.F., Baluev A.S., Ermolaev B.V., 2017. Nature Secondary

Quartzites of the Island Bol'shoy Tyuters (Gulf of the Finland, Russia). *Lithosphere* 17 (6), 62–80 (in Russian) [Терехов Е.Н., Makeev A.B., Прокофьев В.Ю., Щербакова Т.Ф., Балуев А.С., Ермолаев Б.В. Природа вторичных кварцитов острова Большой Тюттерс (Финский залив, Россия) // Литосфера. 2017. Т. 17. № 6. С. 62–80]. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2017-6-062-080>.

Terekhov E.N., Makeyev A.B., Skublov S.G., Okina O.I., Maksimova Yu.A., 2023. Quartz Porphyries on the Outer Islands in the Gulf of Finland: Volcanic Comagmates of Rapakivi Granites. *Journal of Volcanology and Seismology* 17 (6), 530–549. <https://doi.org/10.1134/s0742046323700318>.

Terekhov E.N., Morozov Yu.A., Smolkin V.F., Baynova T.B., Sherbakova T.F., 2018. Andesite-Basaltic Dike Magmatism in the Paleoproterozoic Rift System of the Kola Craton, Baltic Shield. *Doklady Earth Sciences* 479, 328–334. <https://doi.org/10.1134/S1028334X18030327>.

Terekhov E.N., Skublov S.G., Makeyev A.B., Morozov Yu.A., Levashova E.V., Yurmanov A.A., 2022. New Data on the Early Riphean Age (U-Pb, SHRIMP-II) of Acid and Basic Effusives of the Gulf of Finland (Sommers Island, Russia). *Doklady Earth Sciences* 506, 617–624. <https://doi.org/10.1134/S1028334X2270012X>.

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].

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., 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>.

Zaitseva T.S., Kuzmenkova O.F., Kuznetsov A.B., Kovach V.P., Gorokhovskiy B.M., Plotkina Yu.V., Adamskaya E.V., Laptevich A.G., 2023. U-Th-Pb Age of Detrital Zircon from the Riphean Sandstones of the Volyn-Orsha Paleotrough, Belarus. *Stratigraphy and Geological Correlation* 31, 390–409. <https://doi.org/10.1134/s0869593823050106>.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 / APPENDIX 1

Таблица 1.1. Химический состав песчаного матрикса конгломератов нижнерифейской хогландской серии о. Гогланд (K19-501) и вторичных кварцитов о. Бол. Тютерс (ГТ21/5, ГТ22/2 и ГТ22/3)**Table 1.1.** Chemical composition of the sand matrix of conglomerates of the Lower Riphean Hogland group of the Gogland Island (K19-501) and secondary quartzites from the Bolshoi Tyuters Island (ГТ21/5, ГТ22/2 and ГТ22/3)

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	92.25	94.24	91.20	97.08	93.30
TiO ₂	0.18	0.06	0.16	0.05	0.14
Al ₂ O ₃	4.11	3.55	5.31	0.63	3.9
Fe ₂ O ₃	1.34	0.40	0.97	0.63	0.92
FeO	<0.01	0.72	0.51	1.13	–
MnO	0.32	<0.01	<0.01	<0.01	0.016
MgO	0.59	<0.01	<0.01	<0.01	0.23
CaO	0.21	0.03	0.02	0.04	0.19
Na ₂ O	0.06	0.23	0.16	0.05	0.44
K ₂ O	0.05	0.29	1.28	0.12	0.11
P ₂ O ₅	0.80	0.02	0.02	0.03	0.04
П.п.п	0.32	0.36	0.32	0.1	0.34
Сумма	99.87	99.91	99.94	99.86	–
Li	45	11.4	2.6	2.5	–
Be	0.94	0.43	0.47	0.48	–
Sc	1.63	1.07	0.93	0.74	2.4
V	6.8	1.97	4.0	4.1	5
Cr	151	69	68	103	17
Co	2.4	1.18	0.84	1.14	–
Ni	18	5.7	5.2	8.2	8
Cu	17	8.0	8.2	14.4	–
Ga	4.7	2.8	5.9	1.51	–
Rb	6.6	17.7	65	5.0	26.5
Sr	94	2.4	2.4	1.32	8
Y	14.1	5.9	7.4	3.4	8.9
Zr	169	43	94	65	130
Nb	4.8	1.62	6.5	2.3	2.2
Mo	18.5	4.9	4.6	6.3	–
Sn	1.63	1.59	1.11	1.34	–
Sb	1.14	0.31	0.35	0.29	–
Cs	0.42	0.87	2.8	0.40	–
Ba	40	4.4	73	1.8	86
La	16.1	10.0	8.9	2.7	19.0
Ce	33	19.6	18.0	5.8	38.0
Pr	3.8	2.2	2.0	0.66	3.5
Nd	14.1	8.1	7.2	2.5	15.20
Sm	2.5	1.59	1.52	0.61	2.4
Eu	0.43	0.22	0.15	0.070	0.46

Таблица 1.1 (продолжение)**Table 1.1** (continued)

Компонент	1	2	3	4	5
Gd	2.4	1.38	1.31	0.63	2.3
Tb	0.38	0.20	0.22	0.12	0.30
Dy	2.2	1.11	1.25	0.63	1.57
Ho	0.46	0.20	0.24	0.13	0.3
Er	1.32	0.53	0.66	0.32	0.85
Tm	0.21	0.078	0.096	0.054	0.11
Yb	1.33	0.48	0.60	0.33	0.79
Lu	0.2	0.074	0.092	0.056	0.13
Hf	4.3	1.22	2.5	1.88	3.16
W	1.56	0.48	0.42	0.80	–
Tl	0.030	0.12	0.40	0.055	–
Pb	4.5	3.1	3.3	3.0	–
Th	6.2	4.5	5.5	1.63	5.62
U	1.15	1.00	1.43	0.68	1.12
(La/Yb) _n	8.7	14	10	5.4	24.7
Eu*	0.58	0.42	0.29	0.37	0.6

Примечание. 1 – песчаный матрикс конгломератов хогландской серии (K19-501); 2–4 – вторичные кварциты о. Бол. Тютерс: 2–3 – основная масса (пробы ГТ21/5 и 22/2); 4 – кварцевая жила среди вторичных кварцитов (ГТ22/3); 5 – средний состав кварцевых аренитов из свекофеннской формации Южной Финляндии [Lahtinen, Nironen, 2010]. Петрогенные элементы в мас. %, редкие элементы в г/т, прочерк – элемент не определен.

Note. 1 – sandy matrix of conglomerates of the Hoagland group (K19-501); 2–4 – secondary quartzites of the Bolshoi Tyuters Island: 2–3 – bulk (samples ГТ21/5 and 22/2); 4 – quartz vein among secondary quartzites (ГТ22/3); 5 – average composition of the Svecofennian quartz arenites in Southern Finland [Lahtinen, Nironen, 2010]. Petrogenic elements, wt. %, trace elements, ppm, the dash means an undetermined element.

Таблица 1.2. U-Pb возраст предполагаемых унаследованных ядер и кайм зерен детритового циркона (конгломераты, о. Гогланд, Финский залив, проба K19-501, см. [рис. 9, а](#)).

Table 1.2. U-Pb ages of presumably inherited cores and rims of detrital zircon grains (conglomerates, Gogland Island, Gulf of Finland, sample K19-501, see [Fig. 9, a](#)).

№ п/п	Маркировка зерна в пробе	? Ядро						? Оболочка					
		Номер анализа	Th/U	Возраст, млн лет $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ, млн лет	D1, %	D2, %	Номер анализа	Th/U	Возраст, млн лет $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ, млн лет	D1, %	D2, %
1	A-1-№3	A-a3	0.43	1964	13	0.51	1.08	A-a4	1.09	1979	13	0.82	1.64
2	A-1-№9	A-a10	0.48	2015	15	0.15	0.30	A-a11	0.35	2008	14	0.0	-0.05
3	A-2-№5	A-a35	1.21	2028	15	0.10	0.20	A-a34	0.12	1877	16	1.26	2.68
4	A-2-№19	A-a50	0.80	2554	15	2.29	4.12	A-a49	0.27	2175	16	0.05	0.09
5	A-3-№16	A-a70	0.83	1938	17	0.42	0.88	A-a71	1.10	1955	16	0.31	0.62
6	A-3-№19	A-a75	0.40	2702	8	3.71	6.55	A-a74	0.57	2444	15	4.58	8.62
7	B-1-№18	B-a18	2.40	1986	15	-0.05	-0.10	B-a19	1.67	1998	15	0.00	0.00
8	B-1-№38	B-a39	0.33	1994	15	-0.10	-0.20	B-a40	0.24	2003	15	0.10	0.20
9	B-1-№39	B-a41	1.54	2025	15	0.15	0.25	B-a42	1.24	2027	15	0.15	0.35
10	B-1-№44	B-a47	0.65	1927	16	0.16	0.36	B-a48	0.82	1930	15	-0.05	-0.05

Примечание. Полужирным шрифтом выделены различающиеся с учетом ошибки возрасты ядер и оболочек.

Note. Highlighted in bold are the ages of cores and rims that differ from each other because of error.

Таблица 1.3. Результаты U-Pb изотопного (LA-ICP-MS) датирования зерен детритового циркона из конгломератов о. Гогланд (проба K19-501) и вторичных кварцитов о. Бол. Тютерс, Финский залив (пробы ГТ21/5 и ГТ22/2)

Table 1.3. Results of U-Pb isotopic (LA-ICP-MS) dating of detrital zircons from the conglomerates of Gogland Island (sample K19-501) and secondary quartzites of the Bolshoi Tyuters Island, Gulf of Finland (samples ГТ21/5 and ГТ22/2)

№ п/п	Номер анализа в пробе	U	Th	Th/U	Измеренные отношения (common-Pb corrected)					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		
Проба K19-501																	
1	A-a10-cor	459.0	213.8	0.47	6.25390	0.08638	0.36564	0.00345	0.68	2015	15	2012	12	2009	16	0.15	0.30
2	A-a11	147.3	71.0	0.48	6.23028	0.08098	0.36564	0.00337	0.71	2008	14	2009	11	2009	16	0.00	-0.05
3	A-a12A	177.3	63.0	0.36	23.88053	0.30905	0.65832	0.00604	0.71	3265	13	3264	13	3261	23	0.09	0.12
4	A-a14	137.6	248.2	1.80	5.50338	0.07181	0.34323	0.00314	0.70	1900	15	1901	11	1902	15	-0.05	-0.11
5	A-a15	260.8	234.5	0.90	5.64100	0.07377	0.34706	0.00317	0.70	1924	15	1922	11	1921	15	0.05	0.16
6	A-a16	287.9	151.3	0.53	5.78071	0.07565	0.35186	0.00321	0.70	1943	15	1944	11	1943	15	0.05	0.00
7	A-a17- cor	580.6	242.8	0.42	14.83209	0.12267	0.53426	0.00302	0.68	2837	8	2805	8	2759	13	1.67	2.83
8	A-a18- cor	100.5	56.9	0.57	15.40537	0.20346	0.55237	0.00503	0.69	2844	14	2841	13	2835	21	0.21	0.32
9	A-a19	130.2	237.0	1.82	5.68711	0.07710	0.34868	0.00319	0.67	1930	15	1929	12	1928	15	0.05	0.10
10	A-a1- cor	50.2	78.6	1.57	16.27114	0.21711	0.55458	0.00529	0.71	2927	15	2893	13	2844	22	1.72	2.92
11	A-a20-IGL	105.5	118.4	1.12	5.63179	0.07604	0.34573	0.00315	0.67	1928	14	1921	12	1914	15	0.37	0.73
12	A-a21	317.1	257.8	0.81	6.06131	0.07968	0.36038	0.00324	0.68	1986	13	1985	11	1984	15	0.05	0.10
13	A-a22	178.2	10.9	0.06	13.83494	0.18214	0.52962	0.00476	0.68	2738	13	2738	12	2740	20	-0.07	-0.07
14	A-a23- cor	352.1	400.2	1.14	5.87910	0.07822	0.35322	0.00318	0.68	1967	15	1958	12	1950	15	0.41	0.87
15	A-a24	236.1	448.5	1.90	5.71917	0.07629	0.34952	0.00314	0.67	1936	15	1934	12	1932	15	0.10	0.21
16	A-a25	312.9	349.8	1.12	5.57687	0.07429	0.34599	0.00311	0.67	1910	15	1913	11	1915	15	-0.10	-0.26
17	A-a26- cor	358.4	224.6	0.63	6.41647	0.08602	0.37078	0.00333	0.67	2036	8	2035	12	2033	16	0.10	0.15
18	A-a27- cor	322.4	472.2	1.46	6.26651	0.08486	0.36628	0.00330	0.67	2016	14	2014	12	2012	16	0.10	0.20
19	A-a28- cor	157.4	133.0	0.85	13.39334	0.18273	0.52090	0.00471	0.66	2711	15	2708	13	2703	20	0.18	0.30
20	A-a29	97.5	149.2	1.53	6.54273	0.08907	0.37443	0.00337	0.66	2053	15	2052	12	2050	16	0.10	0.15
21	A-a2- cor	428.9	362.8	0.85	6.20001	0.08202	0.36414	0.00342	0.71	2007	14	2004	12	2002	16	0.10	0.25
22	A-a3	491.4	209.9	0.43	5.84361	0.07637	0.35166	0.00329	0.72	1964	13	1953	11	1943	16	0.51	1.08
23	A-a30	165.0	102.4	0.62	5.65767	0.07797	0.34761	0.00313	0.65	1927	13	1925	12	1923	15	0.10	0.21
24	A-a31	150.8	145.9	0.97	6.00028	0.07906	0.35878	0.00322	0.68	1975	15	1976	11	1976	15	0.00	-0.05
25	A-a32	505.6	347.4	0.69	4.34350	0.05715	0.30140	0.00270	0.68	1706	15	1702	11	1698	13	0.24	0.47
26	A-a33	624.8	560.7	0.90	5.36235	0.07067	0.33715	0.00302	0.68	1886	15	1879	11	1873	15	0.32	0.69
27	A-a34-rim	600.0	70.3	0.12	5.19085	0.07065	0.32794	0.00297	0.67	1877	8	1851	12	1828	14	1.26	2.68
28	A-a35	399.1	482.7	1.21	6.35343	0.08493	0.36885	0.00331	0.67	2028	14	2026	12	2024	16	0.10	0.20
29	A-a36-IGL	364.7	253.5	0.69	5.44471	0.07302	0.34085	0.00305	0.67	1893	15	1892	12	1891	15	0.05	0.11
30	A-a37	310.6	80.1	0.26	5.40164	0.07367	0.33369	0.00300	0.66	1917	15	1885	12	1856	15	1.56	3.29

Таблица 1.3 (продолжение)

Table 1.3 (continued)

№ п/п	Номер анализа в пробе	U	Th	Th/U	Измеренные отношения (common-Pb corrected)					Возраст, млн лет						D1, %	D2, %
					$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	RHO	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ		
31	A-a38	89.9	76.2	0.85	5.94332	0.08162	0.35730	0.00322	0.66	1966	14	1968	12	1969	15	-0.05	-0.15
32	A-a4	319.9	348.0	1.09	5.91028	0.07796	0.35264	0.00330	0.71	1979	13	1963	11	1947	16	0.82	1.64
33	A-a43- cor	393.4	340.6	0.87	6.04741	0.08504	0.35226	0.00318	0.64	2022	8	1983	12	1945	15	1.95	3.96
34	A-a46- cor	346.7	259.6	0.75	6.35306	0.09060	0.36846	0.00333	0.63	2030	15	2026	13	2022	16	0.20	0.40
35	A-a47- rim	204.1	131.1	0.64	5.61466	0.08053	0.34562	0.00313	0.63	1924	14	1918	12	1914	15	0.21	0.52
36	A-a48	249.1	28.8	0.12	5.80164	0.08450	0.34771	0.00317	0.63	1971	13	1947	13	1924	15	1.20	2.44
37	A-a49	386.1	103.0	0.27	7.50779	0.10997	0.40089	0.00366	0.62	2175	13	2174	13	2173	17	0.05	0.09
38	A-a50	356.2	95.5	0.27	10.82947	0.15784	0.46307	0.00421	0.62	2554	15	2509	14	2453	19	2.28	4.12
39	A-a51- cor	430.3	343.4	0.80	6.89182	0.09970	0.38442	0.00352	0.63	2098	15	2098	13	2097	16	0.05	0.05
40	A-a52- cor	23.1	33.1	1.43	5.94283	0.08208	0.35648	0.00320	0.65	1970	15	1968	12	1965	15	0.15	0.25
41	A-a53	290.5	168.4	0.58	5.54981	0.07772	0.34008	0.00306	0.64	1932	8	1908	12	1887	15	1.11	2.38
42	A-a54- cor	345.5	320.5	0.93	5.58752	0.07751	0.34595	0.00310	0.65	1913	14	1914	12	1915	15	-0.05	-0.10
43	A-a55	273.8	200.5	0.73	6.22701	0.08647	0.36498	0.00327	0.65	2011	15	2008	12	2006	15	0.10	0.25
44	A-a56- cor	402.5	329.3	0.82	6.30933	0.08806	0.36798	0.00329	0.64	2020	15	2020	12	2020	16	0.00	0.00
45	A-a57- cor	417.8	286.1	0.68	5.55593	0.07805	0.34415	0.00308	0.64	1912	14	1909	12	1907	15	0.10	0.26
46	A-a58- cor	268.4	152.6	0.57	6.74569	0.09522	0.38024	0.00341	0.64	2080	13	2079	12	2077	16	0.10	0.14
47	A-a59- cor	235.3	232.9	0.99	8.77662	0.12743	0.43154	0.00391	0.62	2317	13	2315	13	2313	18	0.09	0.17
48	A-a5- cor	122.5	164.8	1.35	6.26968	0.08323	0.35585	0.00334	0.71	2068	15	2014	12	1962	16	2.65	5.40
49	A-a6	255.2	133.2	0.52	13.58751	0.18068	0.52459	0.00492	0.71	2724	15	2721	13	2719	21	0.07	0.18
50	A-a60- cor	265.7	296.1	1.11	7.96718	0.11373	0.41348	0.00370	0.63	2224	15	2227	13	2231	17	-0.18	-0.31
51	A-a61	353.5	440.9	1.25	5.73923	0.07982	0.35028	0.00313	0.64	1939	8	1937	12	1936	15	0.05	0.15
52	A-a62- cor	96.9	73.2	0.76	6.25137	0.08860	0.36531	0.00329	0.64	2016	14	2012	12	2007	16	0.25	0.45
53	A-a64	112.7	107.2	0.95	6.05211	0.08633	0.36076	0.00325	0.63	1981	15	1983	12	1986	15	-0.15	-0.25
54	A-a65- cor	130.9	145.6	1.11	5.88374	0.08603	0.35458	0.00322	0.62	1962	14	1959	13	1956	15	0.15	0.31
55	A-a69- cor	300.3	346.8	1.15	13.46942	0.19692	0.52168	0.00472	0.62	2718	15	2713	14	2706	20	0.26	0.44
56	A-a70	514.1	112.0	0.22	5.68654	0.08553	0.34716	0.00317	0.61	1938	15	1929	13	1921	15	0.42	0.88
57	A-a71- rim	383.7	317.1	0.83	5.81784	0.08115	0.35183	0.00319	0.65	1955	8	1949	12	1943	15	0.31	0.62
58	A-a72	205.3	226.1	1.10	6.38675	0.08984	0.36897	0.00335	0.65	2037	14	2030	12	2025	16	0.25	0.59
59	A-a74	417.3	241.9	0.58	9.14710	0.13015	0.41764	0.00382	0.64	2444	15	2353	13	2250	17	4.58	8.62
60	A-a75- cor	158.0	89.6	0.57	12.32669	0.10048	0.48205	0.00257	0.65	2702	14	2630	8	2536	11	3.71	6.55
61	A-a76	260.6	103.2	0.40	5.60849	0.07885	0.34629	0.00313	0.64	1918	13	1917	12	1917	15	0.00	0.05
62	A-a77	233.0	133.8	0.57	12.32454	0.17669	0.47259	0.00433	0.64	2735	13	2629	13	2495	19	5.37	9.62
63	A-a78	179.0	269.3	1.50	15.46626	0.22373	0.54849	0.00505	0.64	2863	15	2844	14	2819	21	0.89	1.56

Таблица 1.3 (продолжение)

Table 1.3 (continued)

№ п/п	Номер анализа в пробе	U	Th	Th/U	Измеренные отношения (common-Pb corrected)					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		
64	A-a79- cor	120.5	129.0	1.07	13.93002	0.19818	0.52961	0.00480	0.64	2749	15	2745	13	2740	20	0.18	0.33
65	A-a7-IGL	473.9	232.2	0.49	6.94536	0.09308	0.38223	0.00359	0.70	2122	15	2104	12	2087	17	0.81	1.68
66	A-a82	209.0	205.8	0.98	5.70271	0.08182	0.34923	0.00314	0.63	1933	15	1932	12	1931	15	0.05	0.10
67	A-a84	133.2	333.6	2.50	10.87720	0.15795	0.47540	0.00428	0.62	2517	14	2513	14	2507	19	0.24	0.40
68	A-a85	289.6	502.1	1.73	5.76929	0.08482	0.33317	0.00300	0.61	2037	13	1942	13	1854	15	4.75	9.87
69	A-a8- cor	679.7	531.4	0.78	18.17751	0.24547	0.59524	0.00560	0.70	2992	13	2999	13	3011	23	-0.40	-0.63
70	B-a1	83.3	244.1	2.93	13.89072	0.17727	0.52891	0.00513	0.76	2746	15	2742	12	2737	22	0.18	0.33
71	B-a11	170.7	306.5	1.80	13.81461	0.18690	0.52745	0.00508	0.71	2742	8	2737	13	2731	21	0.22	0.40
72	B-a12	262.8	74.0	0.28	16.01334	0.21671	0.56010	0.00539	0.71	2885	14	2878	13	2867	22	0.38	0.63
73	B-a13	265.2	193.8	0.73	15.25121	0.20768	0.55327	0.00534	0.71	2826	15	2831	13	2839	22	-0.28	-0.46
74	B-a14	172.3	209.8	1.22	6.78756	0.09325	0.36042	0.00349	0.70	2185	15	2084	12	1984	17	5.04	10.13
75	B-a16	153.6	281.0	1.83	4.76314	0.06649	0.31756	0.00309	0.70	1779	13	1778	12	1778	15	0.00	0.06
76	B-a17	551.2	335.7	0.61	8.42827	0.11756	0.40224	0.00392	0.70	2368	13	2278	13	2179	18	4.54	8.67
77	B-a18- cor	190.0	454.5	2.39	6.07727	0.08612	0.36116	0.00354	0.69	1986	15	1987	12	1988	17	-0.05	-0.10
78	B-a19- cor	119.9	200.6	1.67	6.15693	0.08837	0.36344	0.00358	0.69	1998	15	1998	13	1998	17	0.00	0.00
79	B-a2	740.6	488.6	0.66	5.73017	0.07293	0.34582	0.00334	0.76	1958	15	1936	11	1915	16	1.10	2.25
80	B-a20	136.5	74.4	0.54	5.94549	0.08551	0.35693	0.00352	0.69	1968	8	1968	13	1968	17	0.00	0.00
81	B-a21	582.1	171.1	0.29	5.39686	0.07234	0.33851	0.00330	0.73	1890	14	1884	11	1879	16	0.27	0.59
82	B-a22	398.1	113.9	0.29	6.12387	0.08231	0.36216	0.00353	0.73	1995	15	1994	12	1992	17	0.10	0.15
83	B-a23	244.2	230.8	0.95	5.26366	0.07123	0.33407	0.00326	0.72	1869	15	1863	12	1858	16	0.27	0.59
84	B-a24	132.9	121.7	0.92	6.04307	0.08243	0.36002	0.00352	0.72	1982	14	1982	12	1982	17	0.00	0.00
85	B-a25	230.2	155.1	0.67	6.59882	0.09005	0.37700	0.00368	0.72	2056	13	2059	12	2062	17	-0.15	-0.29
86	B-a26	311.2	435.4	1.40	13.59773	0.18578	0.52415	0.00512	0.71	2726	13	2722	13	2717	22	0.18	0.33
87	B-a27	401.3	425.2	1.06	5.78686	0.07969	0.35084	0.00343	0.71	1951	15	1944	12	1939	16	0.26	0.62
88	B-a28	163.3	101.3	0.62	7.55523	0.10512	0.40196	0.00394	0.70	2181	15	2180	12	2178	18	0.09	0.14
89	B-a3	446.7	377.0	0.84	9.99048	0.12741	0.45696	0.00441	0.76	2440	8	2434	12	2426	20	0.33	0.58
90	B-a30	117.3	109.7	0.94	9.09072	0.09262	0.41739	0.00262	0.62	2434	14	2347	9	2249	12	4.36	8.23
91	B-a31	112.9	107.2	0.95	9.58889	0.13000	0.44940	0.00435	0.71	2399	15	2396	12	2393	19	0.13	0.25
92	B-a32	99.0	117.2	1.18	15.93764	0.21529	0.56121	0.00542	0.71	2874	15	2873	13	2872	22	0.03	0.07
93	B-a33	243.6	210.5	0.86	6.97992	0.09431	0.38670	0.00372	0.71	2110	14	2109	12	2108	17	0.05	0.09
94	B-a34-IGL	299.2	212.6	0.71	5.49622	0.07478	0.34273	0.00330	0.71	1900	13	1900	12	1900	16	0.00	0.00
95	B-a37-IGL	285.2	191.1	0.67	6.38027	0.08734	0.36947	0.00355	0.70	2032	15	2030	12	2027	17	0.15	0.25
96	B-a39	287.5	93.9	0.33	6.13709	0.08476	0.36324	0.00349	0.70	1994	8	1996	12	1998	17	-0.10	-0.20

Таблица 1.3 (продолжение)

Table 1.3 (continued)

№ п/п	Номер анализа в пробе	U	Th	Th/U	Измеренные отношения (common-Pb corrected)					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		
97	B-a4	195.6	189.6	0.97	15.23332	0.19500	0.55094	0.00531	0.75	2830	14	2830	12	2829	22	0.04	0.04
98	B-a40	273.9	66.1	0.24	6.17712	0.08583	0.36359	0.00349	0.69	2003	15	2001	12	1999	16	0.10	0.20
99	B-a41	111.6	171.4	1.54	6.32958	0.08752	0.36803	0.00353	0.69	2025	15	2023	12	2020	17	0.15	0.25
100	B-a42 cor	166.1	206.0	1.24	6.33267	0.08748	0.36793	0.00353	0.69	2027	14	2023	12	2020	17	0.15	0.35
101	B-a43- cor	301.7	366.5	1.21	6.22099	0.08646	0.36553	0.00351	0.69	2007	13	2007	12	2008	17	-0.05	-0.05
102	B-a44- cor	460.2	442.7	0.96	10.37390	0.14319	0.46644	0.00446	0.69	2470	13	2469	13	2468	20	0.04	0.08
103	B-a45- cor	141.4	105.3	0.75	6.50100	0.09121	0.37160	0.00357	0.68	2055	15	2046	12	2037	17	0.44	0.88
104	B-a46- cor	228.4	242.5	1.06	11.92908	0.16681	0.49310	0.00474	0.69	2611	15	2599	13	2584	20	0.58	1.04
105	B-a47-cor	274.9	178.0	0.65	5.64587	0.07963	0.34688	0.00333	0.68	1927	15	1923	12	1920	16	0.16	0.36
106	B-a48-cor	190.0	155.2	0.82	5.69279	0.08109	0.34922	0.00336	0.68	1930	8	1930	12	1931	16	-0.05	-0.05
107	B-a49	348.7	43.1	0.12	5.68426	0.08066	0.34874	0.00335	0.68	1930	14	1929	12	1929	16	0.00	0.05
108	B-a50	185.2	278.1	1.50	6.92129	0.09949	0.37562	0.00362	0.67	2146	15	2101	13	2056	17	2.19	4.38
109	B-a51- rim	274.3	530.2	1.93	13.46151	0.18381	0.51820	0.00500	0.71	2728	15	2713	13	2692	21	0.78	1.34
110	B-a52- cor	190.0	279.3	1.47	5.36762	0.07312	0.33618	0.00324	0.71	1893	14	1880	12	1868	16	0.64	1.34
111	B-a53- cor	475.1	80.5	0.17	5.95992	0.08165	0.35657	0.00344	0.70	1975	13	1970	12	1966	16	0.20	0.46
112	B-a54- rim	199.2	167.7	0.84	5.79791	0.08127	0.34853	0.00339	0.69	1966	13	1946	12	1928	16	0.93	1.97
113	B-a56	164.7	177.6	1.08	5.28978	0.07362	0.32878	0.00318	0.69	1906	15	1867	12	1832	15	1.91	4.04
114	B-a58- cor	288.3	455.2	1.58	5.59233	0.07803	0.34749	0.00336	0.69	1907	8	1915	12	1923	16	-0.42	-0.83
115	B-a59- cor	177.0	113.1	0.64	24.81124	0.34374	0.66740	0.00644	0.70	3304	14	3301	14	3296	25	0.15	0.24
116	B-a5-cor-IGL	335.9	177.8	0.53	6.51902	0.08394	0.37260	0.00358	0.75	2055	15	2048	11	2042	17	0.29	0.64
117	B-a6	460.6	429.1	0.93	4.86486	0.05184	0.30772	0.00184	0.56	1875	15	1796	9	1729	9	3.88	8.44
118	B-a60	343.5	166.3	0.48	5.54623	0.07743	0.34379	0.00332	0.69	1911	14	1908	12	1905	16	0.16	0.31
119	B-a61	130.2	194.6	1.49	9.90036	0.13498	0.45991	0.00453	0.72	2414	13	2426	13	2439	20	-0.53	-1.03
120	B-a62	256.6	334.6	1.30	10.28068	0.10884	0.45033	0.00291	0.61	2513	13	2460	10	2397	13	2.63	4.84
121	B-a63	650.7	44.4	0.07	13.15355	0.17959	0.52429	0.00519	0.73	2671	15	2691	13	2717	22	-0.96	-1.69
122	B-a64	653.5	411.6	0.63	5.35476	0.07338	0.33629	0.00334	0.72	1887	15	1878	12	1869	16	0.48	0.96
123	B-a65- rim	57.2	56.3	0.98	9.60586	0.13431	0.44814	0.00450	0.72	2407	15	2398	13	2387	20	0.46	0.84
124	B-a7	167.7	92.3	0.55	5.53624	0.07158	0.34435	0.00330	0.74	1904	8	1906	11	1908	16	-0.10	-0.21
125	B-a9	169.5	190.9	1.13	15.03047	0.19504	0.52556	0.00503	0.74	2885	15	2817	12	2723	21	3.45	5.95
Проба ГТ21/5																	
1	a003-cor	91.6	70.8	0.77	5.74480	0.09929	0.34978	0.00407	0.67	1943	18	1938	15	1934	19	0.21	0.47
2	a003-rim1	926.4	271.8	0.29	5.60483	0.07068	0.34626	0.00355	0.81	1917	13	1917	11	1917	17	0.00	0.00
3	a003-rim2	1217.5	459.0	0.38	5.04487	0.06428	0.32714	0.00336	0.81	1830	13	1827	11	1825	16	0.11	0.27

Таблица 1.3 (продолжение)

Table 1.3 (continued)

№ п/п	Номер анализа в пробе	U	Th	Th/U	Измеренные отношения (common-Pb corrected)					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		
4	a004-cor	411.7	180.4	0.44	5.67965	0.08418	0.34921	0.00379	0.73	1926	16	1928	13	1931	18	-0.16	-0.26
5	a004-rim	574.6	224.8	0.39	5.50504	0.07114	0.34315	0.00354	0.80	1901	13	1901	11	1902	17	-0.05	-0.05
6	a005-cor	95.8	54.1	0.56	7.07660	0.09876	0.38971	0.00414	0.76	2121	14	2121	12	2121	19	0.00	0.00
7	a006-cor	157.9	147.3	0.93	5.60145	0.08026	0.34609	0.00369	0.74	1917	15	1916	12	1916	18	0.00	0.05
8	a006-rim	318.8	265.2	0.83	5.50284	0.07597	0.34313	0.00360	0.76	1900	15	1901	12	1902	17	-0.05	-0.11
9	a008	3171.9	2155.3	0.68	6.06206	0.08033	0.36037	0.00371	0.78	1986	14	1985	12	1984	18	0.05	0.10
10	a010	85.8	46.6	0.54	5.78874	0.08562	0.35207	0.00376	0.72	1945	16	1945	13	1944	18	0.05	0.05
11	a011-cor	176.7	117.6	0.67	6.06616	0.08727	0.36057	0.00387	0.75	1986	15	1985	13	1985	18	0.00	0.05
12	a011-rim	252.0	137.9	0.55	5.32763	0.07671	0.33503	0.00358	0.74	1885	15	1873	12	1863	17	0.54	1.18
13	a012-cor	166.6	79.8	0.48	6.48067	0.09089	0.37315	0.00397	0.76	2042	15	2043	12	2044	19	-0.05	-0.10
14	a012-rim	129.2	53.4	0.41	6.11137	0.08277	0.36222	0.00379	0.77	1991	14	1992	12	1993	18	-0.05	-0.10
15	a013-cor	42.1	42.7	1.01	19.07781	0.35238	0.60411	0.00826	0.74	3045	17	3046	18	3046	33	0.00	-0.03
16	a013-rim	37.5	36.2	0.97	18.57681	0.30204	0.59725	0.00736	0.76	3021	15	3020	16	3019	30	0.03	0.07
17	a015-cor	284.4	106.9	0.38	5.41510	0.07229	0.34002	0.00353	0.78	1888	14	1887	11	1887	17	0.00	0.05
18	a015-rim1	404.4	133.8	0.33	5.27558	0.07073	0.33546	0.00348	0.77	1865	14	1865	11	1865	17	0.00	0.00
19	a015-rim2	512.1	164.6	0.32	5.01377	0.06955	0.32503	0.00341	0.76	1830	15	1822	12	1814	17	0.44	0.88
20	a016-cor	383.6	209.7	0.55	5.74865	0.08652	0.35117	0.00381	0.72	1937	16	1939	13	1940	18	-0.05	-0.15
21	a016-rim1	734.8	378.8	0.52	5.51830	0.07173	0.34354	0.00353	0.79	1903	14	1903	11	1904	17	-0.05	-0.05
22	a016-rim2	1562.8	706.8	0.45	5.09126	0.06902	0.32947	0.00343	0.77	1833	14	1835	12	1836	17	-0.05	-0.16
23	a018	108.2	37.3	0.34	5.46490	0.10262	0.34176	0.00410	0.64	1895	20	1895	16	1895	20	0.00	0.00
24	a020	138.6	221.5	1.60	6.49606	0.09741	0.37331	0.00403	0.72	2046	16	2045	13	2045	19	0.00	0.05
25	a021	591.8	257.0	0.43	5.07048	0.06731	0.32892	0.00345	0.79	1829	14	1831	11	1833	17	-0.11	-0.22
26	a023-cor	460.7	214.6	0.47	5.72817	0.07871	0.34947	0.00371	0.77	1940	15	1936	12	1932	18	0.21	0.41
27	a023-rim	691.9	267.4	0.39	5.28792	0.06523	0.33597	0.00343	0.83	1867	13	1867	11	1867	17	0.00	0.00
28	a025-cor	343.8	203.3	0.59	5.51314	0.07595	0.34319	0.00363	0.77	1904	14	1903	12	1902	17	0.05	0.11
29	a025-rim1	994.8	530.0	0.53	5.04114	0.06952	0.32526	0.00343	0.76	1839	15	1826	12	1815	17	0.61	1.32
30	a025-rim2	411.5	248.8	0.60	5.08252	0.06769	0.32885	0.00343	0.78	1834	14	1833	11	1833	17	0.00	0.05
31	a025-rim3	572.0	395.7	0.69	5.01943	0.06647	0.32544	0.00339	0.79	1830	14	1823	11	1816	16	0.39	0.77
32	a025-rim4	603.5	407.0	0.67	4.99052	0.06659	0.32576	0.00340	0.78	1818	14	1818	11	1818	17	0.00	0.00
33	a026-cor	277.5	128.3	0.46	5.34774	0.07031	0.33785	0.00350	0.79	1877	14	1877	11	1876	17	0.05	0.05
34	a026-rim	245.0	114.1	0.47	4.94725	0.07932	0.32450	0.00361	0.69	1809	17	1810	14	1812	18	-0.11	-0.17
35	a027-cor	717.6	434.4	0.61	5.66813	0.07182	0.34828	0.00356	0.81	1927	13	1927	11	1926	17	0.05	0.05
36	a027-rim1	536.5	278.4	0.52	5.48482	0.07131	0.34217	0.00352	0.79	1900	14	1898	11	1897	17	0.05	0.16

Таблица 1.3 (продолжение)

Table 1.3 (continued)

№ п/п	Номер анализа в пробе	U	Th	Th/U	Измеренные отношения (common-Pb corrected)					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		
37	a027-rim2	826.7	498.1	0.60	5.42859	0.06871	0.34058	0.00348	0.81	1889	13	1889	11	1889	17	0.00	0.00
38	a027-rim3	998.2	549.5	0.55	5.10358	0.06926	0.33061	0.00345	0.77	1832	14	1837	12	1841	17	-0.22	-0.49
39	a028	288.6	147.0	0.51	5.08781	0.06937	0.32948	0.00344	0.77	1832	15	1834	12	1836	17	-0.11	-0.22
40	a029	113.9	138.4	1.22	6.57997	0.08680	0.37599	0.00388	0.78	2056	14	2057	12	2058	18	-0.05	-0.10
41	a030-cor	167.6	185.0	1.10	6.71996	0.09980	0.38000	0.00410	0.73	2074	16	2075	13	2076	19	-0.05	-0.10
Проба ГТ22/2																	
1	a031	343.8	267.8	0.78	6.4692	0.09342	0.37261	0.00401	0.75	2042	15	2042	13	2042	19	0.00	0.00
2	a033-rim	959.8	129.8	0.14	5.4334	0.07627	0.34052	0.00359	0.75	1891	15	1890	12	1889	17	0.05	0.11
3	a034-cor	182.0	76.7	0.42	5.8750	0.08156	0.35581	0.00373	0.76	1953	14	1958	12	1962	18	-0.20	-0.46
4	a034-rim	254.1	123.9	0.49	5.4909	0.07881	0.34259	0.00363	0.74	1899	15	1899	12	1899	17	0.00	0.00
5	a035-rim	492.3	125.3	0.25	5.4663	0.07399	0.34174	0.00353	0.76	1896	14	1895	12	1895	17	0.00	0.05
6	a036-cor	88.4	65.1	0.74	6.9739	0.16059	0.38605	0.00536	0.60	2112	24	2108	20	2104	25	0.19	0.38
7	a036-rim	138.7	92.6	0.67	6.1269	0.09514	0.36244	0.00397	0.71	1995	16	1994	14	1994	19	0.00	0.05
8	a041-cor	383.5	198.4	0.52	5.7092	0.07799	0.34942	0.00364	0.76	1934	15	1933	12	1932	17	0.05	0.10
9	a041-rim	665.5	294.1	0.44	5.4109	0.06689	0.33987	0.00342	0.81	1887	13	1887	11	1886	16	0.05	0.05
10	a042-cor	304.9	294.4	0.97	5.8873	0.07892	0.35522	0.00368	0.77	1959	14	1959	12	1959	18	0.00	0.00
11	a042-rim	423.0	683.7	1.62	5.5866	0.07169	0.34571	0.00352	0.79	1914	14	1914	11	1914	17	0.00	0.00
12	a045-rim	212.1	163.2	0.77	7.3123	0.10486	0.39578	0.00421	0.74	2151	15	2150	13	2150	19	0.00	0.05
13	a046-cor	425.7	236.0	0.55	5.9488	0.07977	0.35722	0.00367	0.77	1968	14	1968	12	1969	17	-0.05	-0.05
14	a047-cor	432.6	246.1	0.57	5.6236	0.08301	0.34684	0.00369	0.72	1920	16	1920	13	1919	18	0.05	0.05
15	a047-rim	572.3	294.7	0.51	5.1727	0.08089	0.33257	0.00361	0.69	1845	17	1848	13	1851	17	-0.16	-0.32
16	a050	85.2	31.5	0.37	5.7315	0.12213	0.35021	0.00446	0.60	1937	23	1936	18	1936	21	0.00	0.05
17	a052-cor	166.7	110.6	0.66	5.5830	0.07071	0.34606	0.00352	0.80	1911	14	1913	11	1916	17	-0.16	-0.26
18	a052-rim	236.3	142.8	0.60	5.3997	0.08186	0.33966	0.00380	0.74	1885	15	1885	13	1885	18	0.00	0.00
19	a054-cor	142.1	77.9	0.55	5.5397	0.08863	0.34433	0.00366	0.66	1906	17	1907	14	1907	18	0.00	-0.05
20	a054-rim1	206.3	93.3	0.45	5.4834	0.08421	0.34224	0.00362	0.69	1899	16	1898	13	1897	17	0.05	0.11
21	a054-rim2	182.3	87.5	0.48	5.5222	0.07079	0.34439	0.00351	0.80	1900	14	1904	11	1908	17	-0.21	-0.42
22	a055-cor	428.2	144.2	0.34	5.9371	0.09934	0.35684	0.00373	0.62	1967	18	1967	15	1967	18	0.00	0.00
23	a055-rim	616.2	238.0	0.39	5.4725	0.13081	0.34184	0.00405	0.50	1897	27	1896	21	1896	19	0.00	0.05
24	a056-cor	155.7	133.8	0.86	6.3293	0.08292	0.36693	0.00375	0.78	2031	14	2023	11	2015	18	0.40	0.79
25	a056-rim	148.7	103.4	0.70	5.9107	0.16480	0.35597	0.00468	0.47	1962	30	1963	24	1963	22	0.00	-0.05
26	a057-cor	224.6	120.9	0.54	5.6054	0.10281	0.34640	0.00376	0.59	1917	20	1917	16	1917	18	0.00	0.00
27	a057-rim1	340.2	182.5	0.54	5.4519	0.11093	0.34158	0.00394	0.57	1892	21	1893	17	1894	19	-0.05	-0.11

Таблица 1.3 (продолжение)

Table 1.3 (continued)

№ п/п	Номер анализа в пробе	U	Th	Th/U	Измеренные отношения (common-Pb corrected)					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	a057-rim2	257.1	149.1	0.58	5.2391	0.08878	0.33428	0.00356	0.63	1860	18	1859	14	1859	17	0.00	0.05
29	a057-rim3	285.4	158.5	0.56	5.3484	0.06985	0.33554	0.00341	0.78	1890	14	1877	11	1865	16	0.64	1.34
30	a058-rim	1573.5	675.2	0.43	5.0238	0.13025	0.32629	0.00432	0.51	1833	27	1823	22	1820	21	0.16	0.71
31	a062-cor	184.7	91.9	0.50	5.8573	0.08421	0.35387	0.00375	0.74	1957	15	1955	12	1953	18	0.10	0.20
32	a062-rim	323.1	143.0	0.44	5.3953	0.09289	0.33804	0.00386	0.66	1892	19	1884	15	1877	19	0.37	0.80
33	a063	825.9	220.5	0.27	5.3625	0.06672	0.33856	0.00339	0.80	1878	13	1879	11	1880	16	-0.05	-0.11
34	a064	515.0	206.6	0.40	5.3334	0.06739	0.33724	0.00340	0.80	1875	13	1874	11	1873	16	0.05	0.11
35	a067	582.3	254.1	0.44	5.4500	0.07157	0.34127	0.00347	0.77	1893	14	1893	11	1893	17	0.00	0.00
36	a070-cor	92.0	99.1	1.08	6.0704	0.10674	0.36070	0.00416	0.66	1987	19	1986	15	1985	20	0.05	0.10
37	a071-cor	369.2	88.6	0.24	7.7902	0.09778	0.40847	0.00427	0.83	2206	13	2207	11	2208	20	-0.05	-0.09
38	a071-rim	352.3	263.6	0.75	5.6337	0.06581	0.34717	0.00353	0.87	1922	12	1921	10	1921	17	0.00	0.05
39	a072-cor	118.6	91.1	0.77	5.6826	0.11142	0.34860	0.00437	0.64	1930	20	1929	17	1928	21	0.05	0.10
40	a072-rim	118.5	92.3	0.78	5.7132	0.10733	0.35023	0.00430	0.65	1931	20	1933	16	1936	21	-0.15	-0.26
41	a073-cor	103.2	136.0	1.32	6.6968	0.08407	0.37916	0.00394	0.83	2072	13	2072	11	2072	18	0.00	0.00
42	a074-cor	228.5	283.6	1.24	5.2367	0.10724	0.33300	0.00423	0.62	1865	22	1859	17	1853	20	0.32	0.65
43	a074-rim	525.5	568.8	1.08	5.2163	0.06282	0.33353	0.00340	0.85	1855	13	1855	10	1855	16	0.00	0.00
44	a075-cor	668.2	345.1	0.52	5.8042	0.07625	0.34839	0.00365	0.80	1969	14	1947	11	1927	17	1.04	2.18
45	a076-cor	320.8	84.7	0.26	7.0823	0.09742	0.39010	0.00417	0.78	2120	14	2122	12	2123	19	-0.05	-0.14
46	a076-rim	692.7	283.6	0.41	6.0873	0.08134	0.36139	0.00381	0.79	1988	14	1988	12	1989	18	-0.05	-0.05
47	a077-cor	102.2	50.1	0.49	5.9630	0.09997	0.35737	0.00413	0.69	1971	17	1970	15	1970	20	0.00	0.05
48	a079-cor	323.6	133.5	0.41	5.6731	0.07190	0.34845	0.00357	0.81	1928	13	1927	11	1927	17	0.00	0.05
49	a079-rim	364.4	174.2	0.48	5.2347	0.07724	0.33437	0.00361	0.73	1857	16	1858	13	1860	17	-0.11	-0.16
50	a080-cor	53.0	94.5	1.78	6.3504	0.11556	0.36910	0.00443	0.66	2026	19	2025	16	2025	21	0.00	0.05
51	a083-cor	265.1	164.9	0.62	5.6869	0.07105	0.34892	0.00361	0.83	1929	13	1929	11	1929	17	0.00	0.00
52	a087	91.1	36.6	0.40	5.8421	0.07694	0.35411	0.00370	0.79	1951	13	1953	11	1954	18	-0.05	-0.15
53	a089-cor	301.6	229.2	0.76	6.0085	0.08071	0.35877	0.00375	0.78	1978	14	1977	12	1976	18	0.05	0.10
54	a089-rim	505.3	327.3	0.65	5.3453	0.07678	0.33818	0.00362	0.75	1874	15	1876	12	1878	17	-0.11	-0.21
55	a091-rim	484.8	306.7	0.63	5.1390	0.07187	0.33076	0.00341	0.74	1843	15	1843	12	1842	17	0.05	0.05
56	a093-cor	179.0	101.6	0.57	6.5274	0.11623	0.37360	0.00432	0.65	2053	19	2050	16	2046	20	0.20	0.34
57	a094-cor	138.1	16.6	0.12	5.7945	0.09535	0.35280	0.00387	0.67	1943	17	1946	14	1948	18	-0.10	-0.26
58	a094-rim	217.9	33.5	0.15	5.3336	0.08041	0.33750	0.00355	0.70	1874	16	1874	13	1875	17	-0.05	-0.05
59	a095-cor	109.8	53.3	0.49	5.7778	0.08863	0.35190	0.00372	0.69	1943	16	1943	13	1944	18	-0.05	-0.05
60	a096	1560.4	322.6	0.21	5.5826	0.08380	0.34563	0.00360	0.69	1913	16	1913	13	1914	17	-0.05	-0.05

Таблица 1.3 (продолжение)

Table 1.3 (continued)

№ п/п	Номер анализа в пробе	U	Th	Th/U	Измеренные отношения (common-Pb corrected)					Возраст, млн лет						D1, %	D2, %
					$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	RHO	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ		
61	a097-cor	1462.3	279.3	0.19	5.1702	0.08085	0.33184	0.00350	0.67	1848	17	1848	13	1847	17	0.05	0.05
62	a099-cor	360.4	153.3	0.43	5.3112	0.09382	0.33653	0.00372	0.63	1872	19	1871	15	1870	18	0.05	0.11
63	a100-cor	353.4	217.0	0.61	6.5049	0.10999	0.37368	0.00402	0.64	2047	18	2047	15	2047	19	0.00	0.00
64	a100-rim	368.9	226.0	0.61	6.1719	0.10676	0.36395	0.00396	0.63	2000	18	2000	15	2001	19	-0.05	-0.05
65	a104-cor	184.6	113.1	0.61	5.2531	0.07595	0.33475	0.00364	0.75	1861	15	1861	12	1861	18	0.00	0.00
66	a113-cor	737.5	240.7	0.33	5.2624	0.06528	0.33518	0.00343	0.82	1862	13	1863	11	1863	17	0.00	-0.05
67	a113-rim	1523.4	55.4	0.04	5.0713	0.06331	0.32834	0.00337	0.82	1833	13	1831	11	1830	16	0.05	0.16
68	a114-cor	424.5	134.5	0.32	5.3771	0.07183	0.33899	0.00355	0.78	1881	14	1881	11	1882	17	-0.05	-0.05
69	a114-rim	1816.6	354.2	0.19	5.2382	0.06510	0.33429	0.00342	0.82	1859	13	1859	11	1859	17	0.00	0.00
70	a115	551.2	310.6	0.56	5.3968	0.06790	0.33944	0.00348	0.81	1885	13	1884	11	1884	17	0.00	0.05
71	a116	410.2	155.8	0.38	5.2639	0.06820	0.33504	0.00346	0.80	1864	13	1863	11	1863	17	0.00	0.05
72	a118	456.2	173.0	0.38	5.3904	0.07031	0.33912	0.00349	0.79	1884	14	1883	11	1882	17	0.05	0.11
73	a120-cor	453.9	215.4	0.47	5.4705	0.07585	0.34088	0.00357	0.76	1902	15	1896	12	1891	17	0.26	0.58

Примечание. Суффиксы около номера анализа в пробе означают: (1) в этом анализе по разным частям аналитической записи сигнала получено два и более возраста, которым присвоены суффиксы -cor или -rim (1, 2, 3,...); (2) зерно циркона имеет игольчатую форму – суффикс -IGL. D1 и D2 – дискордантность датировок ($D1=100\% \cdot [\text{возраст } (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) / \text{возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]$, $D2=100\% \cdot [\text{возраст } (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / \text{возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]$). В таблице приведены анализы, для которых – $10\% < D1$ и $D2 < 10\%$. Полуужирным шрифтом выделены значения, принятые за возраст (использованы отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, согласно рекомендациям [Gehrels, 2012]). Подчеркнуты – минимальный и максимальный возраст зерен детритового циркона в пробе. Поправка на общий свинец – по методике Т. Андерсена [Andersen, 2002], с помощью программы ComPbCorr [Andersen, 2008]. Нарушения изотопной U-Th-Pb системы зерен циркона даны оценки, исходя из измеренных содержаний изотопов свинца ^{206}Pb , ^{207}Pb и ^{208}Pb в цирконе и известных соотношений изотопов свинца, которые в программе ComPbCorr приняты как $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.7$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.628$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38.63$.

Note. Suffixes of sample analysis numbers mean that: (1) two or more age dates obtained from different parts of analytical signal recording were assigned cor or -rim suffixes (1, 2, 3,...); (2) a zircon grain is needle-shaped – suffix -IGL. D1 and D2 are discordant age dates ($D1=100\% \cdot [\text{age } (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) / \text{age } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]$, $D2=100\% \cdot [\text{age } (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / \text{age } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]$). The table presents the analyses with $10\% < D1$ and $D2 < 10\%$. Highlighted in bold are the values accepted as age dates (use has been made of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios in accordance with the recommendations in [Gehrels, 2012]). The lines underline the minimum and the maximum ages of detrital zircon grains in a sample. Correction for common lead was made by the method of T. Andersen [Andersen, 2002] using ComPbCorr software program [Andersen, 2008]. Violations of U-Th-Pb isotopic system of zircon grains were estimated based on the measured contents of lead isotopes ^{206}Pb , ^{207}Pb and ^{208}Pb in zircon and lead isotope ratios accepted by ComPbCorr as $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.7$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.628$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38.63$.