

УДК 551.73:550.93:549.514.81(234.851)

DOI: 10.24930/2500-302X-2025-25-3-506-520

Первые результаты U-Pb-датирования детритового циркона из терригенных пород обеизской свиты Приполярного Урала: изотопный возраст и возможные источники сноса

О. В. Гракова¹, А. М. Пыстин¹, Е. В. Кушманова¹, В. Б. Хубанов²

¹Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, e-mail: ovgrakova@geo.komisc.ru

²Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, 670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновская, 6а

Поступила в редакцию 15.08.2024 г., принята к печати 04.10.2024 г.

Объект исследований. Нижнепалеозойские терригенные отложения северной части Ляпинского антиклинория на Приполярном Урале. *Материал и методы.* Из кварцитопесчаников обеизской свиты, залегающей в нижней части палеозойского разреза рассматриваемой территории, выделена монофракция зерен детритового циркона и выполнены их оптические и изотопно-геохронологические U-Pb (LA-SF-ICP-MS) исследования. *Результаты.* На основании анализа распределения возрастных значений зерен циркона с учетом их морфологических особенностей, внутреннего строения и геохимических характеристик установлено наличие четырех возрастных популяций этого минерала, показаны вероятные источники сноса терригенного материала и уточнен возраст формирования обеизской свиты. *Выводы.* По имеющимся палеонтологическим (для перекрывающих отложений) и вновь полученным изотопно-геохронологическим данным, обеизская свита имеет раннеордовикский (тремадокско-флоский) возраст. В формировании свиты участвовали главным образом местные источники сноса терригенного материала – близрасположенные массивы гранитов и гранодиоритов. В качестве источника сноса перетолженной кластики выступали в основном подстилающие терригенные отложения мороинской свиты (RF₃) и алькесвожской толщи (Є₃-O₁).

Ключевые слова: Приполярный Урал, нижнепалеозойские терригенные комплексы, источники сноса, детритовые цирконы

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках государственной темы НИР ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН “Глубинное строение, геодинамическая эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимано-Североуральского сегмента литосферы” (номер госрегистрации 122040600012-2)

First results of U-Pb dating of detrital zircon from terrigenous rocks of the Obeiz Formation of the Subpolar Urals: isotope age and possible provenance sources

Oksana V. Grakova¹, Alexandr M. Pystin¹, E.V. Kushmanova¹, Valentin B. Khubanov²

¹Institute of Geology, Komi Science Center UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167982, Russia, e-mail: ovgrakova@geo.komisc.ru

²N.L. Dobretsov Geological Institute, SB RAS, 6a Sakhyanovskaya st., Ulan-Ude 670047, Russia

Received 15.08.2024, accepted 04.10.2024

Research subject. Lower Paleozoic terrigenous deposits of the northern part of the Lyapin anticlinorium in the Subpolar Urals. *Materials and methods.* From the quartzite sandstones of the Obeiz Formation, which lies in the lower part of the Paleozoic section of the area under consideration, a monofraction of detrital zircon grains was isolated and their optical and isotope-geochronological U-Pb (LA-SF-ICP-MS) studies were carried out. *Results.* The analysis of the distribution of age values of zircon grains, taking into account their morphological features, revealed the internal structure and geochemical characteristics, the presence of four age populations of this mineral. Probable sources of the removal of terrigenous material were shown, and the age of formation of the Obeiz Formation was clarified. *Conclusions.* According to the available paleontological (for the overlying sediments) and newly obtained isotope-geochronological data, the

Для цитирования: Гракова О.В., Пыстин А.М., Кушманова Е.В., Хубанов В.Б. (2025) Первые результаты U-Pb-датирования детритового циркона из терригенных пород обеизской свиты Приполярного Урала: изотопный возраст и возможные источники сноса. *Литосфера*, 25(3), 506-520. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-506-520>. EDN: EMXUMM

For citation: Grakova O.V., Pystin A.M., Kushmanova E.V., Khubanov V.B. (2025) First results of U-Pb dating of detrital zircon from terrigenous rocks of the Obeiz Formation of the Subpolar Urals: isotope age and possible provenance sources. *Lithosphere (Russia)*, 25(3), 506-520. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-3-506-520>. EDN: EMXUMM

© О.В. Гракова, А.М. Пыстин, Е.В. Кушманова, В.Б. Хубанов, 2025

Obeiz Formation is of Early Ordovician (Tremadocian-Floian). Clastic material entered the sedimentation area mainly from local sources of sediment, i.e., nearby massifs of granites and granodiorites. The source of redeposited clastic material was mainly the underlying terrigenous sediments of the Moroi Formation (RF₃) and Alkesvozh Formation (C₃-O₁).

Keywords: *Subpolar Urals, Lower Paleozoic terrigenous complexes, provenance sources, detrital zircons*

Funding information

The work was carried out within the framework of the state assignment of the Institute of Geology FRC Komi SC Ur Br RAS "Deep structure, geodynamic evolution, interaction of geospheres, magmatism, metamorphism and isotope geochronology of the Timan-Severouralsk segment of the lithosphere" (No. 122040600012-2)

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы опубликован ряд статей по результатам U-Pb изотопного датирования детритового циркона из нижнепалеозойских рифтогенных комплексов северного сегмента Западно-Уральской мегазоны, знаменующих ранние этапы эволюции уралид (Соболева и др., 2012, 2017; Никулова и др., 2016; Маслов и др., 2018; Никулова, Соболева, 2019; Никулова, Хубанов, 2022). Установлено, что в этих комплексах доминирующая роль среди детритовых цирконов принадлежит зернам с вендско-кембрийскими датировками, присутствуют также раннеордовикские, рифейские и раннепротерозойские цирконы. В единичных случаях отмечаются цирконы с архейскими датировками. Все нижнепалеозойские терригенные породы этой части Урала в целом похожи как по диапазонам датировок детритовых цирконов, так и по характеру распределения возрастов (Соболева и др., 2017). Предполагается, что преобладающий в породах циркон с вендско-кембрийскими датировками образовался преимущественно за счет аккумуляции продуктов размыва коллизионных и островодужных образований орогена Протоуралид-Тиманид. Древние (более 1.0 млрд лет) зерна циркона в раннепалеозойский бассейн осадконакопления могли поступать из кристаллических пород фундамента Восточно-Европейской платформы: Фенноскандии и Среднерусского орогена, а также их поставщиком мог быть рециклированный обломочный материал верхнерифейско-вендских отложений. Наличие небольшого количества позднекембрийско-раннеордовикских зерен циркона связывается с проявлением конседиментационного магматизма, сопровождавшего континентальный рифтогенез.

Некоторые различия в распределении U-Pb изотопных возрастов детритового циркона из нижнепалеозойских рифтогенных комплексов разных районов севера Урала могут быть связаны с разным составом и возрастом местных источников кластики, а также разной ролью и, возможно, расположением удаленных источников обломочного материала. На Полярном и Приполярном Урале это могли быть преимущественно поздне-рифейско-вендские островодужные и поздневендско-раннекембрийские орогенные магматические комплексы тиманид. На Северном Урале широкое распространение в нижнепалеозойских толщах детритовых цирконов ранне-, среднерифейского и карельского возраста в существенной мере может быть связано с рециклированием распространенных здесь же средне- и верхнерифейских терригенных толщ (Маслов и др., 2018). В северной части Приполярного Урала, в бассейне р. Кожим, вскрывается один из наиболее полных и хорошо изученных разрезов палеозоя Западно-Уральской мегазоны. Нижнепалеозойские рифтогенные образования представлены здесь обеизской свитой. К настоящему времени опубликованы первые U-Pb изотопные датировки зерен детритового циркона из фрагментарно подстилающих обеизскую свиту терригенных образований – продуктов перемыва кембрийских (?) кор выветривания (Никулова, Хубанов, 2022), выделяемых как алькесвожская толща или свита. Собственно по обеизской свите, сопоставимой по вещественному составу и стратиграфической позиции с другими нижнепалеозойскими рифтогенными толщами северной части Урала (погурейской свитой и базальными горизонтами манитаньрдской серии Полярного Урала, тельпосской и санхапнерской свитами Северного Урала), U-Pb изотопные возрастные определения получе-

ны впервые. Уточнение возраста обеизской свиты, возможного положения источников сноса терригенного материала и оценка роли разных источников при формировании отложений даст возможность получить более полную картину об особенностях ранних этапов эволюции уралид.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ ОБЕИЗСКОЙ СВИТЫ

Обеизская свита впервые выделена Г.А. Черновым (1948) в районе хр. Обеиз в северной части Приполярного Урала. В дальнейшем она, в соответствии со стратиграфической схемой К.А. Львова (1959), картировалась как тельпосская свита. По рекомендации VI Уральского межведомственного стратиграфического совещания (VI УрМСС) за этими отложениями закреплено приоритетное название “обеизская свита” (Стратиграфические схемы..., 1993).

Обеизская свита слагает крупные хребты: Зап. и Вост. Саледы, Малдынырд, Росомаха, Бол. и Мал. Чендер, район горы Народная. Залегают с разрывом и угловым несогласием на образованиях верхнего протерозоя, которые представлены (снизу вверх) пуйвинской, хобеинской, мороинской свитами верхнего рифея и саблегорской свитой верхнего рифея–нижнего венда, а также интрузиями гранитоидов, гранодиоритов и габбро-долеритов позднерифейско-вендского возраста (рис. 1).

В основании обеизской свиты фрагментарно выделяется маломощная (первые метры – 150 м) грубообломочная алькесвожская толща, которой многими исследователями придается ранг свиты (Ефанова, Повонская, 1999; Государственная..., 2007, 2013). Толща содержит продукты перемыва кор выветривания – апоалевритовые и апоглинитовые сланцы с пиррофиллитом, парагонитом, диаспором, фукситом.

Недавно получены первые U-Pb определения возраста детритового циркона из слюдистого песчаника этой толщи (Никулова, Хубанов, 2022), позволившие указанным авторам оценить возраст отложений как позднекембрийско-раннеордовикский.

Собственно обеизская свита (в трактовке VI УрМСС) залегают согласно на алькесвожской толще или, чаще, с разрывом и угловым несогласием на верхнепротерлоидских образованиях; спорадически в зоне контакта отмечается метаморфизованная кора выветривания. Свита представлена кварцевыми и олигомиктовыми песчаниками, конгломератами, гравелитами, алевролитами, филлитовидными сланцами. Мощность ее очень изменчива: от 200 м на палеогорстах до 1800 м в палеограбенах. Характерны фациальные замещения и выклинивание отдельных пачек и пластов. Выделяются два типа разрезов обеизской свиты: 1) мощ-

ный (полный) ритмично построенный тип разреза с трехчленным строением, каждая из трех толщ в котором начинается относительно грубообломочными породами (конгломератами, гравелитами) и заканчивается песчаниками и алевролитами; 2) сокращенный тип разреза, сложенный монотонной толщей светло-серых мелко- и среднезернистых кварцито-песчаников, сопоставимый с верхней толщей полного разреза. В пределах изученного нами района (см. рис. 1) наиболее полный разрез распространен в его северо-восточной части на северо-западном склоне и северном замыкании хр. Россомаха, сокращенный разрез прослеживается по левобережью р. Пелингичей в ее нижнем течении, в междуречье Мал. Лапчавож и Мал. Каталамбию и верхнем течении р. Мал. Каталамбию.

Нижнеордовикский возраст свиты принимается по ее согласному залеганию под фаунистически охарактеризованной саледской свитой. В схеме IV УрМСС саледская свита соответствует индусскому горизонту верхнего аренига (Стратиграфические схемы..., 1993) и, согласно уточненному варианту Общей стратиграфической шкалы и Стратиграфическому кодексу России (2019), относится к среднему ордовику (дапинскому ярусу).

Граница между обеизской и саледской свитами проводится по смене серой окраски пород на зеленовато-серую и появлению в разрезе известковистых кварц-полевошпатовых песчаников. Саледская свита сложена мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и сланцами, которые далее вверх по разрезу сменяются карбонатными отложениями кожимской свиты среднего ордовика.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучен разрез обеизской свиты в верхнем течении р. Мал. Каталамбию, где можно наблюдать ее взаимоотношения с ниже- и вышезалегающими образованиями. Здесь обеизская свита, представленная сокращенным типом разреза и сложенная в основном кварцито-песчаниками, прослеживается вдоль небольшого массива гранодиоритов протяженностью 5.7 км при ширине выхода 250–350 м. К северо-западу от массива кварцито-песчаники с разрывом залегают на гранодиоритах и согласно перекрываются алевролитами саледской свиты. U-Pb возраст гранодиоритов 578 ± 4 млн лет (SHRIMP-II, циркон, по (Пыстин, Пыстина, 2008)). Мощность обеизской свиты около 200 м, азимут падения слюистости $270\text{--}280^\circ$ при угле падения $40\text{--}50^\circ$. К юго-востоку от массива контакт гранодиоритов с породами обеизской свиты тектонический.

Проба В-17 для датирования циркона отобрана на правом берегу р. Мал. Каталамбию из крупноглыбового элювиального развала кварцито-песчаников вблизи контакта с саледской свитой (СШ $65^\circ 15' 47.9''$, ВД $60^\circ 42' 14.8''$). Породы характеризу-

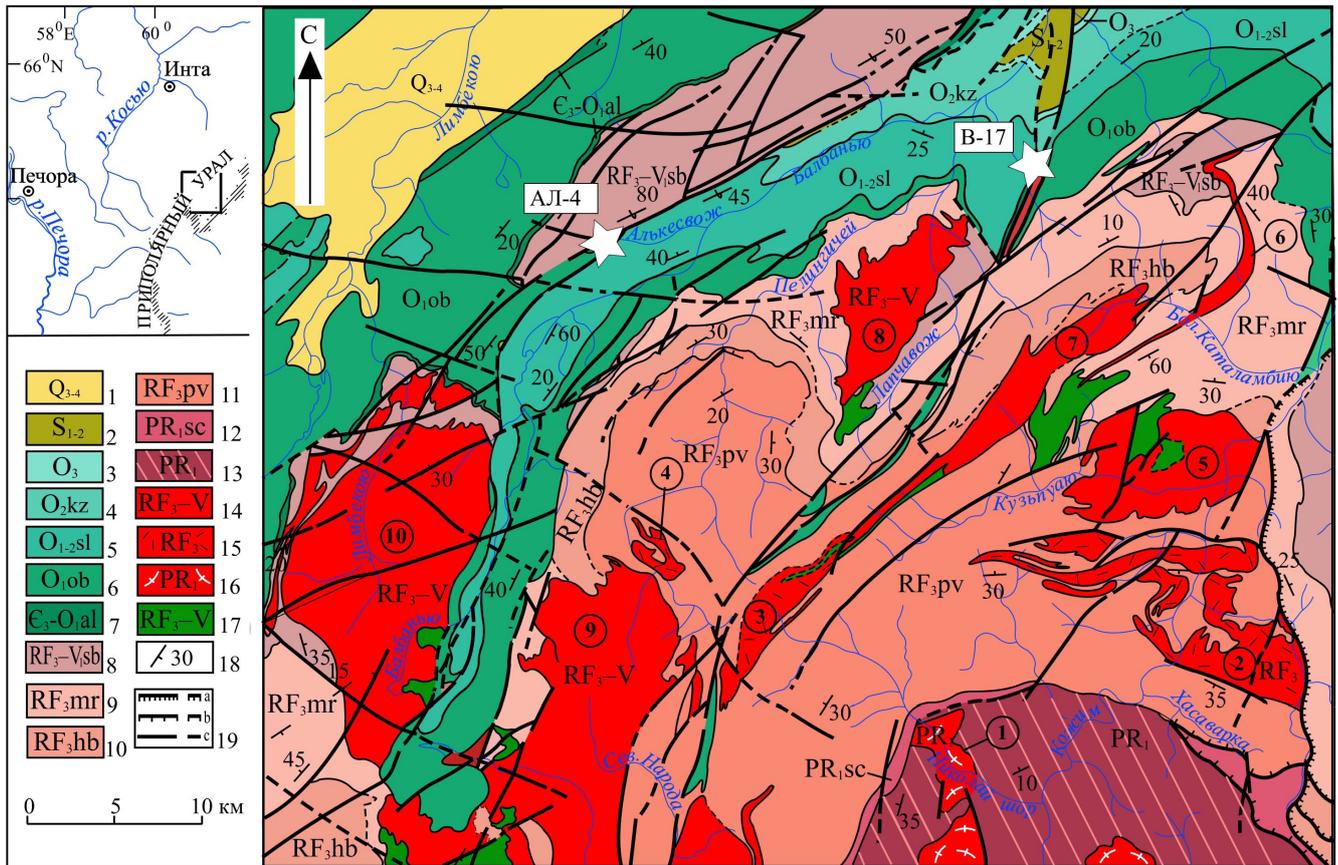


Рис. 1. Геологическая карта северной части Приполярного Урала, по (Пыстин и др., 2022).

1 – верхнечетвертичные-современные отложения ($Q_{3,4}$), 2 – силурийские отложения ($S_{1,2}$), 3 – верхнеордовикские отложения (O_3), 4 – кожимская свита (O_2), 5 – салецкая свита ($O_{1,2}$), 6 – обейская свита (O_1), 7 – алькесвожская толща (C_3-O_1), 8 – саблегорская свита (RF_3-V_1), 9 – мороинская свита (RF_3), 10 – хобеинская свита (RF_3), 11 – пуйвинская свита (RF_3), 12 – щокурьинская свита (PR_1), 13 – няртинский комплекс (PR_1), 14–16 – гранитоидные комплексы: 14 – сальнеро-маньхамбовский (RF_3-V), 15 – кожимский (RF_3), 16 – николайшорский (PR_1); 17 – хаталамбинский габбро-долеритовый комплекс (RF_3-V), 18 – элементы залегания плоскостных структур (слоистости, полосчатости, сланцеватости), 19 – тектонические границы: а – шарьяжи и надвиги, б – взбросы и сбросы, с – крутопадающие дизъюнктивы. Гранитные массивы (цифры в кружочках): 1 – николайшорский, 2 – кожимский, 3 – лапчинский, 4 – сюрасьрузский, 5 – кузпуаюский, 6 – санашорский, 7 – хаталамбинский, 8 – лапчавожский, 9 – народинский, 10 – малдинский. Белые звездочки – места отбора и номера проб.

Fig. 1. Geological map of the northern part of the Subpolar Urals.

1 – Upper Quaternary-Modern sediments ($Q_{3,4}$), 2 – Silurian sediments ($S_{1,2}$), 3 – Upper Ordovician sediments (O_3), 4 – Kozhimskii Formation (O_2), 5 – Saledskii Formation ($O_{1,2}$), 6 – Obyzskii Formation (O_1), 7 – Alkesvozhskii Formation (C_3-O_1), 8 – Sablegorskii Formation (RF_3-V_1), 9 – Moroininskii Formation (RF_3), 10 – Khibinskii Formation (RF_3), 11 – Puivinskii Formation (RF_3), 12 – Shchokuryinskii metamorphic complex (PR_1), 13 – Nikolaishorskii metamorphic complex (PR_1), 14–16 – granitoid complexes: 14 – Salnero-Mankhambovskii (RF_3-V), 15 – Kozhimskii (RF_3), 16 – Nikolaishorskii (PR_1); 17 – Khatalambinskii gabbro-dolerite complex (RF_3-V); 18 – elements of occurrence of planar structures (bedding, banding, schistosity); 19 – tectonic boundaries: a – nodules and thrust faults, b – faults and faults dew, c – steeply dipping disjunctives. Granite massifs (numbers in circles): 1 – Nikolaishorskii, 2 – Kozhimskii, 3 – Lapchinskii, 4 – Syurasuzskii, 5 – Kuzpuayuskii, 6 – Sanashorskii, 7 – Khatalambiskii, 8 – Lapchavozhskii, 9 – Narodninskii, 10 – Maldinskii. White stars are sampling locations and sample numbers.

ются сланцеватой текстурой, лепидогранобластовой структурой и состоят из кварца (90–95%) и мусковита (5–10%) (рис. 2). Сланцеватость развивается согласно слоистости. Мусковит располагается в виде чешуек и полос и подчеркивает сланцеватость и слоистость. Акцессорные минералы представлены цирконом, турмалином, рутилом,

апатитом, отмечаются хромшпинелиды, амфиболы, гематит и магнетит. Химический состав породы, мас. %: SiO_2 – 92.78, TiO_2 – 0.34, Al_2O_3 – 3.04, $Fe_2O_{3общ}$ – 1.68, CaO – 0.1, MgO – 0.3, K_2O – 0.86, Na_2O – 0.13, P_2O_5 – 0.03, H_2O – 0.16.

Проба массой 2.5 кг была измельчена в ступе до размера <0.25 мм и промыта в проточной водопро-

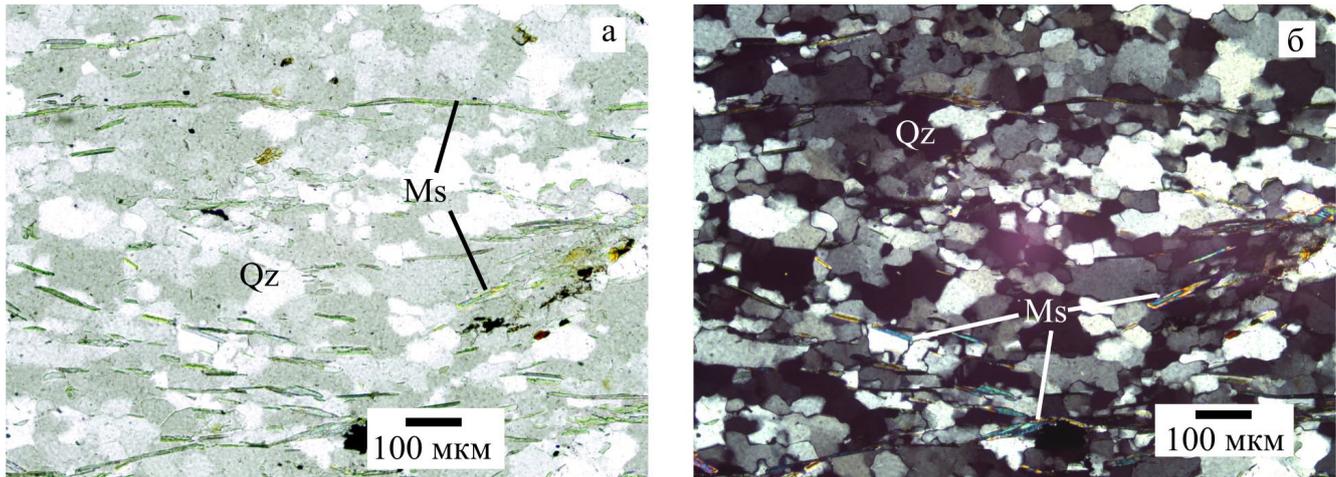


Рис. 2. Кварциты обеизской свиты.

а – в проходящем свете, б – в отраженном свете. Q – кварц, Ms – мусковит.

Fig. 2. Quartzites of the Obyizskii Formation.

а – in transmitted light, б – in reflected light. Q – quartz, Ms – muscovite.

водной воде до серого шлиха. Полученный серый шлик разделен на фракции с использованием бромоформа, магнитной и электромагнитной сепарации. Извлеченные под биноклем зерна циркона из тяжелой немагнитной фракции изучались в проходящем и отраженном свете с помощью поляризационного микроскопа БиОптик СР-400. Морфологические особенности цирконов изучались с помощью сканирующего электронного микроскопа TESCAN VEGA3 LMN с энергодисперсионной приставкой X-MAX50 mm Oxford instruments при ускоряющем напряжении 20 кВ, диаметре зонда 180 нм и области возбуждения до 5 мкм и сканирующего электронного микроскопа JSM-6400 с энергетическим спектрометром Link с ускоряющим напряжением и током на образцах – 20 кВ и 2×10^{-9} А соответственно и сертифицированными стандартами фирмы “Microspes”. Катодолюминесцентные изображения цирконов получены с использованием СЭМ ThermoFischer Scientific Axia ChemiSEM с выдвижным детектором катодолюминесценции RGB с диапазоном обнаружения длин волн 350–850 нм. Все перечисленные исследования выполнены в ЦКП “Геонаука” Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар).

Изотопные исследования циркона выполнены U-Pb (LA-SF-ICP-MS) методом, реализованным на базе одноколлекторного магнитно-секторного масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой Element XR и устройства лазерной абляции UP-213 в ЦКП “Геоспектр” ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Технология пробоподготовки, анализ и расчет возраста изложены в работе В.Б. Ху-

банова с соавторами (2016). В качестве внешнего стандарта использовался цирконовый эталон 91500 (Wiedenbeck et al., 1995). Обработка данных масс-спектрометрического анализа выполнена с помощью программы Glitter, разработанной Австралийским научным центром GEMOC при Университете Маккуори (Van Achterbergh et al., 2001; Griffin et al., 2008). Для построения U-Pb диаграмм с конкордией использовался макрос Isoplot 3 (Ludwig, 2012) для программы Microsoft Excel.

При интерпретации изотопных датировок зерен циркона мы исходили из того, что они соответствуют возрасту протолитов пород, слагающих источники сноса терригенного материала. При этом нижний возрастной предел процессов осадконакопления, сформировавших рассматриваемые отложения, определяют минимальные изотопные датировки.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Проанализировано 90 зерен циркона (возраст определялся из центральной части зерна в наименее трещиноватой зоне), 5 анализов с высокой дискордантностью ($D > 10\%$) исключены из рассмотрения. Результаты изотопных анализов оставшихся 85 зерен циркона приведены в табл. 1, а гистограмма распределения U-Pb возрастов с графиком плотности вероятности на рис. 3а. На этом же рисунке в целях сравнения приведена соответствующая гистограмма и график из пород подстилающей алкесвожской толщи (рис. 3б). Циркон с самой древней датировкой имеет раннепротерозой-

Таблица 1. Результаты U-Pb (LA-SF-ICP-MS) датирования цирконов из пород обеизской свиты

Table 1. Results of U-Pb (LA-SF-ICP-MS) dating of zircons from the rocks of the Obeiz suite

№ ан.	Th/U	Изотопные отношения ± % (1σ)		Rho	Возраст ± 1σ, млн лет		D, %	Морфотип циркона
		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		
1	0.74	0.0808 ± 0.8	0.0628 ± 1.1	0.4	501 ± 4	700 ± 35	7	I
2	1.16	0.0809 ± 0.8	0.0635 ± 1.3	0.3	501 ± 5	725 ± 44	8	
3	0.55	0.0817 ± 0.7	0.0573 ± 0.7	0.5	506 ± 4	502 ± 26	0	
4	0.80	0.0827 ± 0.8	0.0574 ± 0.9	0.4	512 ± 4	507 ± 32	0	
5	0.94	0.0829 ± 0.8	0.0634 ± 1.1	0.4	514 ± 5	721 ± 37	8	
6	0.53	0.0834 ± 0.8	0.0575 ± 0.8	0.4	516 ± 4	511 ± 29	0	
7	0.74	0.0833 ± 0.8	0.0580 ± 0.9	0.4	516 ± 5	530 ± 34	0	
8	1.07	0.0837 ± 0.8	0.0605 ± 1.4	0.3	518 ± 5	621 ± 50	4	
9	0.90	0.0840 ± 0.8	0.0602 ± 1.2	0.3	520 ± 5	610 ± 44	3	
10	1.33	0.0842 ± 0.8	0.0593 ± 0.9	0.4	521 ± 5	576 ± 34	2	
11	0.94	0.0843 ± 0.8	0.0584 ± 0.8	0.5	522 ± 5	543 ± 30	1	
12	0.74	0.0844 ± 0.8	0.0581 ± 1.3	0.3	523 ± 5	531 ± 50	0	
13	0.80	0.0846 ± 0.8	0.0618 ± 1.2	0.3	524 ± 5	668 ± 41	5	
14	0.74	0.0847 ± 0.8	0.0636 ± 1.3	0.3	524 ± 5	727 ± 44	7	
15	1.54	0.0849 ± 0.8	0.0580 ± 1.0	0.4	525 ± 5	530 ± 38	0	
16	0.85	0.0853 ± 0.8	0.0574 ± 0.7	0.5	528 ± 4	505 ± 25	-1	
17	1.88	0.0854 ± 0.8	0.0576 ± 1.0	0.4	528 ± 5	513 ± 37	-1	
18	1.03	0.0853 ± 0.8	0.0604 ± 0.9	0.4	528 ± 5	618 ± 32	3	
19	0.91	0.0854 ± 0.8	0.0607 ± 1.0	0.4	528 ± 5	629 ± 36	4	
20	0.82	0.0856 ± 0.8	0.0577 ± 0.8	0.4	529 ± 5	517 ± 32	0	
21	0.90	0.0858 ± 0.8	0.0592 ± 1.0	0.4	530 ± 5	574 ± 35	2	
22	0.82	0.0868 ± 0.8	0.0580 ± 0.7	0.5	536 ± 5	528 ± 25	0	II
23	1.20	0.0869 ± 0.8	0.0576 ± 0.8	0.5	537 ± 5	514 ± 28	-1	
24	1.11	0.0871 ± 0.8	0.0592 ± 0.9	0.4	538 ± 5	575 ± 33	1	
25	0.63	0.0871 ± 0.8	0.0609 ± 0.9	0.4	538 ± 5	636 ± 30	3	
26	2.01	0.0872 ± 0.8	0.0582 ± 0.7	0.5	539 ± 5	536 ± 28	0	
27	0.78	0.0872 ± 0.8	0.0590 ± 0.8	0.4	539 ± 5	566 ± 29	1	
28	0.50	0.0873 ± 0.8	0.0572 ± 0.6	0.5	540 ± 5	498 ± 25	-2	
29	1.23	0.0873 ± 0.8	0.0601 ± 1.2	0.3	540 ± 5	607 ± 44	2	
30	0.63	0.0878 ± 0.8	0.0603 ± 0.8	0.4	542 ± 5	614 ± 29	3	
31	3.14	0.0879 ± 0.8	0.0576 ± 0.7	0.5	543 ± 5	512 ± 28	-1	
32	1.63	0.0879 ± 0.8	0.0596 ± 1.1	0.4	543 ± 5	589 ± 38	2	
33	0.63	0.0881 ± 0.8	0.0586 ± 1.0	0.4	544 ± 5	553 ± 36	0	
34	1.26	0.0883 ± 0.8	0.0577 ± 0.9	0.4	546 ± 5	517 ± 35	-1	
35	0.76	0.0885 ± 0.8	0.0597 ± 1.0	0.4	546 ± 5	593 ± 36	2	
36	0.66	0.0886 ± 0.9	0.0637 ± 1.3	0.3	547 ± 5	731 ± 42	7	
37	0.62	0.0888 ± 0.9	0.0608 ± 1.3	0.3	548 ± 5	631 ± 45	3	
38	0.95	0.0890 ± 0.8	0.0580 ± 0.8	0.4	550 ± 5	528 ± 32	-1	
39	0.81	0.0893 ± 0.8	0.0580 ± 0.8	0.5	551 ± 5	531 ± 29	-1	
40	0.91	0.0892 ± 0.8	0.0595 ± 0.8	0.5	551 ± 5	584 ± 29	1	
41	1.42	0.0896 ± 0.8	0.0586 ± 0.8	0.4	553 ± 5	552 ± 29	0	
42	0.95	0.0895 ± 0.9	0.0593 ± 1.3	0.3	553 ± 5	579 ± 45	1	
43	1.10	0.0895 ± 0.9	0.0604 ± 1.2	0.3	553 ± 5	618 ± 43	2	
44	0.65	0.0896 ± 0.9	0.0634 ± 1.3	0.3	553 ± 5	722 ± 42	6	
45	0.65	0.0897 ± 0.8	0.0608 ± 0.9	0.4	554 ± 5	630 ± 31	3	
46	0.25	0.0899 ± 0.8	0.0575 ± 0.7	0.5	555 ± 5	510 ± 26	-2	
47	1.01	0.0898 ± 0.9	0.0633 ± 1.6	0.3	555 ± 5	717 ± 51	6	
48	1.16	0.0902 ± 0.8	0.0589 ± 1.0	0.4	556 ± 5	562 ± 37	0	
49	0.63	0.0900 ± 0.9	0.0604 ± 1.1	0.3	556 ± 5	616 ± 40	2	
50	1.08	0.0900 ± 0.9	0.0622 ± 1.3	0.3	556 ± 5	681 ± 42	4	
51	0.72	0.0901 ± 0.9	0.0631 ± 1.3	0.3	556 ± 5	712 ± 44	6	
52	0.65	0.0903 ± 0.9	0.0582 ± 1.1	0.3	557 ± 5	537 ± 42	-1	

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

№ ан.	Th/U	Изотопные отношения ± % (1σ)		Rho	Возраст ± 1σ, млн лет		D, %	Морфотип циркона	
		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb			
53	0.43	0.0903 ± 0.8	0.0606 ± 0.7	0.5	557 ± 5	625 ± 25	2	II	
54	0.72	0.0904 ± 0.9	0.0620 ± 1.3	0.3	558 ± 5	674 ± 43	4		
55	1.55	0.0906 ± 0.8	0.0577 ± 0.7	0.5	559 ± 5	519 ± 28	-1		
56	0.77	0.0909 ± 0.9	0.0609 ± 1.1	0.4	561 ± 5	635 ± 37	3		
57	1.08	0.0911 ± 0.8	0.0571 ± 0.8	0.4	562 ± 5	494 ± 32	-2		
58	2.36	0.0911 ± 0.9	0.0647 ± 1.3	0.3	562 ± 5	765 ± 43	7		
59	1.18	0.0913 ± 0.8	0.0591 ± 0.9	0.4	563 ± 5	570 ± 33	0		
60	1.17	0.0914 ± 0.8	0.0572 ± 0.7	0.5	564 ± 5	499 ± 28	-2		
61	0.75	0.0915 ± 0.9	0.0592 ± 1.0	0.4	565 ± 5	575 ± 37	0		
62	0.86	0.0916 ± 0.9	0.0603 ± 1.3	0.3	565 ± 5	613 ± 47	2		
63	1.14	0.0916 ± 0.9	0.0607 ± 1.1	0.4	565 ± 5	629 ± 38	2		
64	0.87	0.0917 ± 0.9	0.0658 ± 1.1	0.4	565 ± 5	801 ± 36	9		
65	1.14	0.0918 ± 0.8	0.0574 ± 0.7	0.5	566 ± 5	506 ± 28	-2		
66	2.36	0.0922 ± 0.8	0.0577 ± 0.7	0.5	568 ± 5	517 ± 26	-2		
67	0.61	0.0922 ± 0.8	0.0572 ± 0.7	0.5	569 ± 5	500 ± 27	-2		
68	0.68	0.0925 ± 0.9	0.0584 ± 1.0	0.4	570 ± 5	545 ± 38	-1		
69	0.70	0.0928 ± 0.9	0.0584 ± 1.2	0.3	572 ± 5	543 ± 43	-1		
70	0.52	0.0961 ± 0.8	0.0617 ± 0.7	0.5	591 ± 5	663 ± 24	2		III
71	1.59	0.0983 ± 0.9	0.0599 ± 0.7	0.5	604 ± 5	598 ± 24	0		
72	0.48	0.0983 ± 0.9	0.0606 ± 0.8	0.4	604 ± 5	625 ± 29	1		
73	0.75	0.0987 ± 0.9	0.0608 ± 1.0	0.4	607 ± 5	634 ± 34	1		
74	0.51	0.1683 ± 1.5	0.0720 ± 0.8	0.5	1003 ± 8	986 ± 23	-1	IV	
75	0.29	0.1777 ± 1.6	0.0746 ± 0.9	0.5	1054 ± 9	1059 ± 26	0		
76	0.26	0.1895 ± 1.7	0.0777 ± 0.9	0.5	1119 ± 9	1138 ± 22	1		
77	0.48	0.1987 ± 1.8	0.0782 ± 1.0	0.5	1168 ± 10	1153 ± 25	-1		
78	0.28	0.2237 ± 2.0	0.0838 ± 0.9	0.5	1302 ± 10	1287 ± 22	0		
79	0.54	0.2245 ± 2.0	0.0847 ± 1.0	0.5	1306 ± 11	1308 ± 23	0		
80	0.50	0.2720 ± 2.4	0.0959 ± 1.1	0.5	1551 ± 12	1546 ± 21	0		
81	0.64	0.2912 ± 2.6	0.1015 ± 1.1	0.5	1648 ± 13	1651 ± 21	0		
82	0.73	0.2954 ± 2.6	0.1016 ± 1.1	0.5	1668 ± 13	1653 ± 21	0		
83	0.81	0.3000 ± 2.6	0.1197 ± 1.3	0.5	1691 ± 13	1952 ± 19	7		
84	0.43	0.4008 ± 3.5	0.1557 ± 1.7	0.5	2173 ± 16	2410 ± 18	6		
85	0.08	0.4290 ± 3.7	0.1595 ± 1.7	0.6	2301 ± 17	2451 ± 18	3		

ский возраст – 2451 ± 18 млн лет, с самой молодой – верхнекембрийский – 501 ± 4 млн лет. Основная масса зерен циркона (80%) имеет поздневендско-кембрийский возраст, он варьируется в интервале 501–572 млн лет. Распределение возрастных значений зерен циркона с учетом их морфологических особенностей, внутреннего строения и геохимических характеристик дает основание для выделения в общей выборке этого минерала четырех возрастных популяций, которые с определенной долей условности можно рассматривать как отдельные морфотипы. Для 28 зерен циркона, представляющих все выделенные морфотипы, определен химический состав (табл. 2). Содержание редких элементов, за исключением гафния и в отдельных

случаях урана и тория, оказалось ниже предела погрешности анализа.

В I морфотип выделены неокатанные кристаллы и хорошо окатанные зерна циркона в соотношении примерно 3/1 с датировками ≈ 500 –530 млн лет (см. табл. 1, № 1–21; рис. 4) и максимумом плотности вероятности (МПВ) 522 млн лет (см. рис. 3а). Они составляют 25% от общего количества зерен. Химический состав циркона, мас. %: ZrO_2 – 61.54–66.74, SiO_2 – 32.07–34.66, HfO_2 – 0.97–3.01 (см. табл. 2).

Неокатанные зерна циркона представлены бесцветными, иногда бледноокрашенными в розовые тона дипирамидально-призматическими кристаллами и их обломками с развитием граней (110), (111), редко (331). Такие цирконы в классификации морфо-

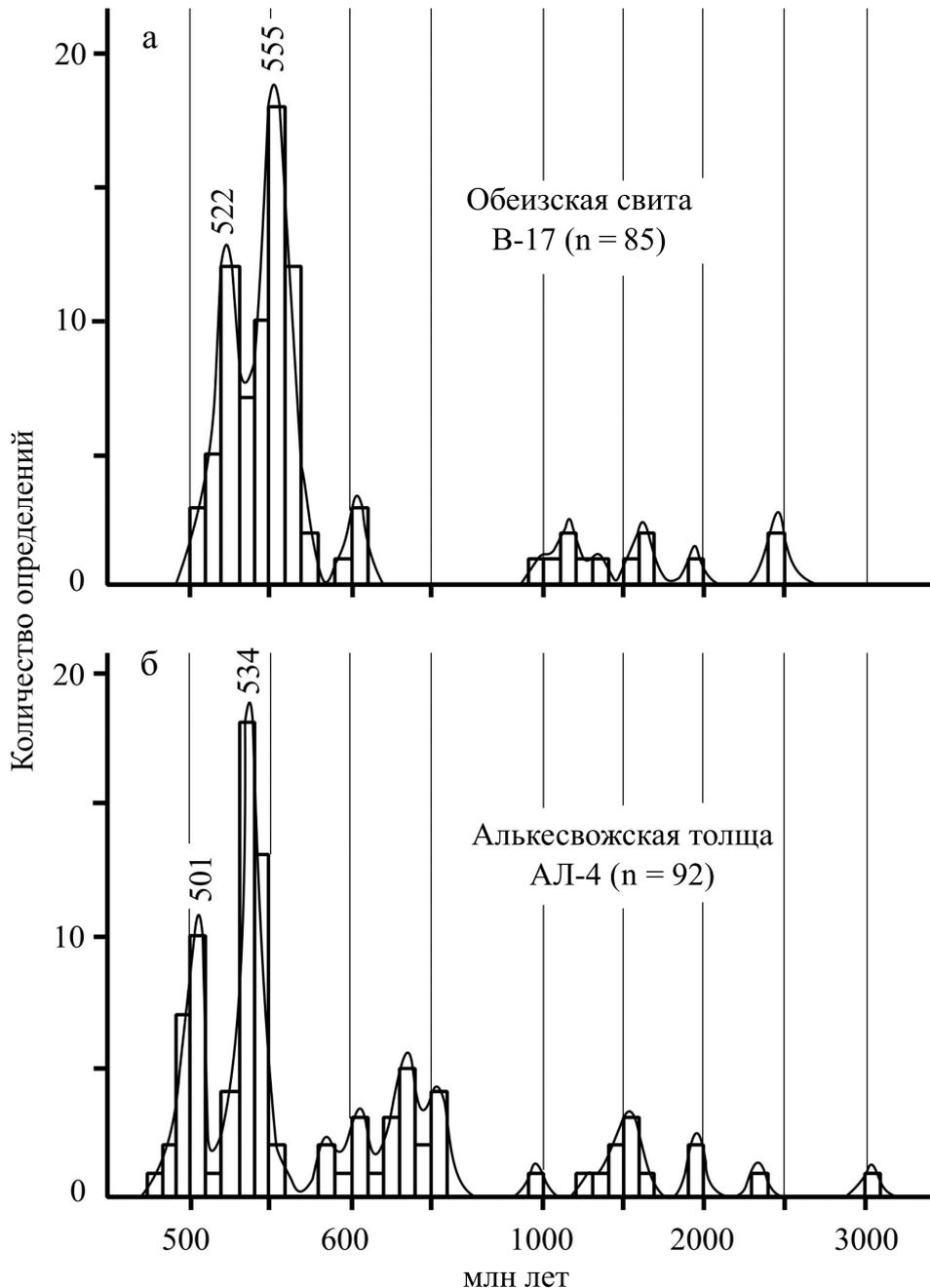


Рис. 3. Гистограмма распределения U-Pb возрастов с графиком плотности вероятности из пород. а – обеизская свита(O_1), б – алькесвожская толща(C_3-O_1) – данные Никулова, Хубанов (2022).

Fig. 3. Histogram of the distribution of U-Pb ages with a probability density plot from rocks. а – Obyizskii Formation (O_1), б – Alkesvozhskii Formation (C_3-O_1).

логических типов этого минерала (по И.В. Носыреву (1987)) выделяются как “торпедовидные”. Поверхность граней кристаллов гладкая, блестящая, ребра и грани четко выражены. Размеры зерен 200–400 мкм. На CL-снимках зональность проявлена слабо, иногда выражена в виде удлиненных продольных полос.

В виде включений в минерале присутствуют, кварц, мусковит, калиевый полевой шпат.

Хорошо окатанные зерна розового цвета вытянутые или округлые. Поверхность шероховатая, ямчатая, местами корродированная, на ней отмечаются сколы и трещины. Размеры зерен

Таблица 2. Химический состав циркона из метапесчаника обеизской свиты, мас. %**Table 2.** Chemical composition of zircon from metasandstone of the Obyizskii Formation, wt %

Морфо-тип циркона	№ ан.*	Край/центр**	SiO ₂	ZrO ₂	HfO ₂	Σ	Морфо-тип циркона	№ ан.*	Край/центр**	SiO ₂	ZrO ₂	HfO ₂	Σ	
I	1	Центр	34.81	63.30	1.61	99.72	II	39	Край	32.31	66.59	1.28	100.18	
	2	—“—	32.87	66.00	1.24	100.11		44	Центр	33.65	64.82	1.36	99.83	
		Край	32.29	65.99	2.13	100.40		60	—“—	32.36	66.79	1.13	100.28	
	3	Центр	33.46	64.82	1.36	99.63		66	—“—	33.67	65.17	1.44	100.27	
	5	—“—	32.66	65.71	1.37	99.74			Край	32.60	66.26	1.00	99.87	
		Край	32.08	66.20	1.31	99.59		III	70	Центр	32.50	66.76	1.05	100.32
	7	Центр	32.43	66.74	1.33	100.50			72	—“—	33.26	66.58	0.99	100.84
		Край	32.21	61.54	3.01	98.27				Край	32.60	65.94	0.88	99.43
	8	Центр	32.18	66.55	0.97	99.70		73	Центр	32.46	65.91	1.24	99.60	
	13	—“—	32.47	66.11	2.03	100.61		74	—“—	32.99	65.68	1.84	100.51	
Край		32.07	66.03	1.81	99.91	Край	32.42		66.71	1.10	100.22			
II	24	Центр	32.68	66.23	1.03	99.95	75	Центр	32.21	65.73	1.00	98.93		
	27	—“—	33.27	65.02	1.60	99.88	76	—“—	34.17	63.47	1.96	99.59		
	29	—“—	32.60	65.64	1.26	99.50		Край	32.23	66.06	1.86	100.16		
		Край	32.13	66.33	1.65	100.10	80	Центр	32.67	65.73	1.68	100.08		
	32	Центр	32.47	66.89	1.11	100.47	81	—“—	33.01	65.59	1.32	99.92		
		Край	32.04	66.54	1.49	100.07		83	—“—	33.23	65.16	1.72	100.11	
		—“—	32.42	66.22	1.53	100.18			—“—	33.93	63.99	1.62	99.54	
	33	Центр	33.80	65.71	1.42	100.93	84	Край	32.38	66.00	1.79	100.17		
	36	—“—	32.33	66.90	0.78	100.02		85	Центр	34.52	63.96	1.65	100.13	
	39	—“—	32.44	65.18	1.12	99.97	Край		32.56	66.35	1.73	100.64		

*Номер анализа из табл. 1. **В случаях, если на CL-снимках отмечалась зональность, химический анализ проводился в центре и крае зерен, в остальных случаях – в центре зерна.

Примечание. В ан. № 7 (край) содержится MgO 0.54, Fe₂O₃ – 0.33 и UO₃ – 0.65, в ан. № 39 (центр) – ThO₂ – 0.78 и UO₃ – 0.45 мас. %.

*Analysis number from Table 1. **In cases where zoning was noted in the CL images, chemical analysis was carried out in the center and edge of the grains, in other cases – in the center of the grain.

Note. In an. No. 7 the edge contains MgO 0.54, Fe₂O₃ 0.33 and UO₃ 0.65, in an. No. 39 the center – ThO₂ 0.78 and UO₃ 0.45 wt %.

100–300 мкм. На CL-снимках цирконы обнаруживают либо осцилляционную, либо контрастную с неравномерными по ширине полосами зональность (см. рис. 4, № 5). Как в неокатанных, так и окатанных зернах циркона в некоторых случаях встречаются индивиды с повышенным содержанием гафния в краевых частях (см. табл. 2, № 2, 7). В зерне № 7 наблюдается кайма светло-серого цвета, где наряду с повышенным содержанием гафния установлено присутствие других неформульных компонентов, мас. %: MgO – 0.54, Fe₂O₃ – 0.33 и UO₃ – 0.65. Одновременно краевая часть (кайма) зерна обеднена цирконием. Вероятно, эти особенности состава минерала связаны с поздними гидротермальными преобразованиями.

II морфотип (55%) представлен в основном неокатанными или слабоокатанными, в редких случаях среднеокатанными кристаллами с датировками ≈535–575 млн лет (см. табл. 1, № 22–69; рис. 4) и с МПВ 555 млн лет (см. рис. 3а). Кристаллы прозрачные, светло-розового и розового цвета. Габитус минерала дипирамидально-призматический, “гиацинтовый” (по И.В. Носыреву (1987)). Развиты грани (110), (111) или (331), иногда (100). Поверхность слабоокатанных зерен гладкая блестящая, среднеокатанных – местами корродированная, трещиноватая, изредка отмечаются небольшие углубления. Размеры кристаллов 200–400 мкм. Присутствуют включения кварца, мусковита, апатита. На CL-снимках кристаллы имеют осцилляционную зо-

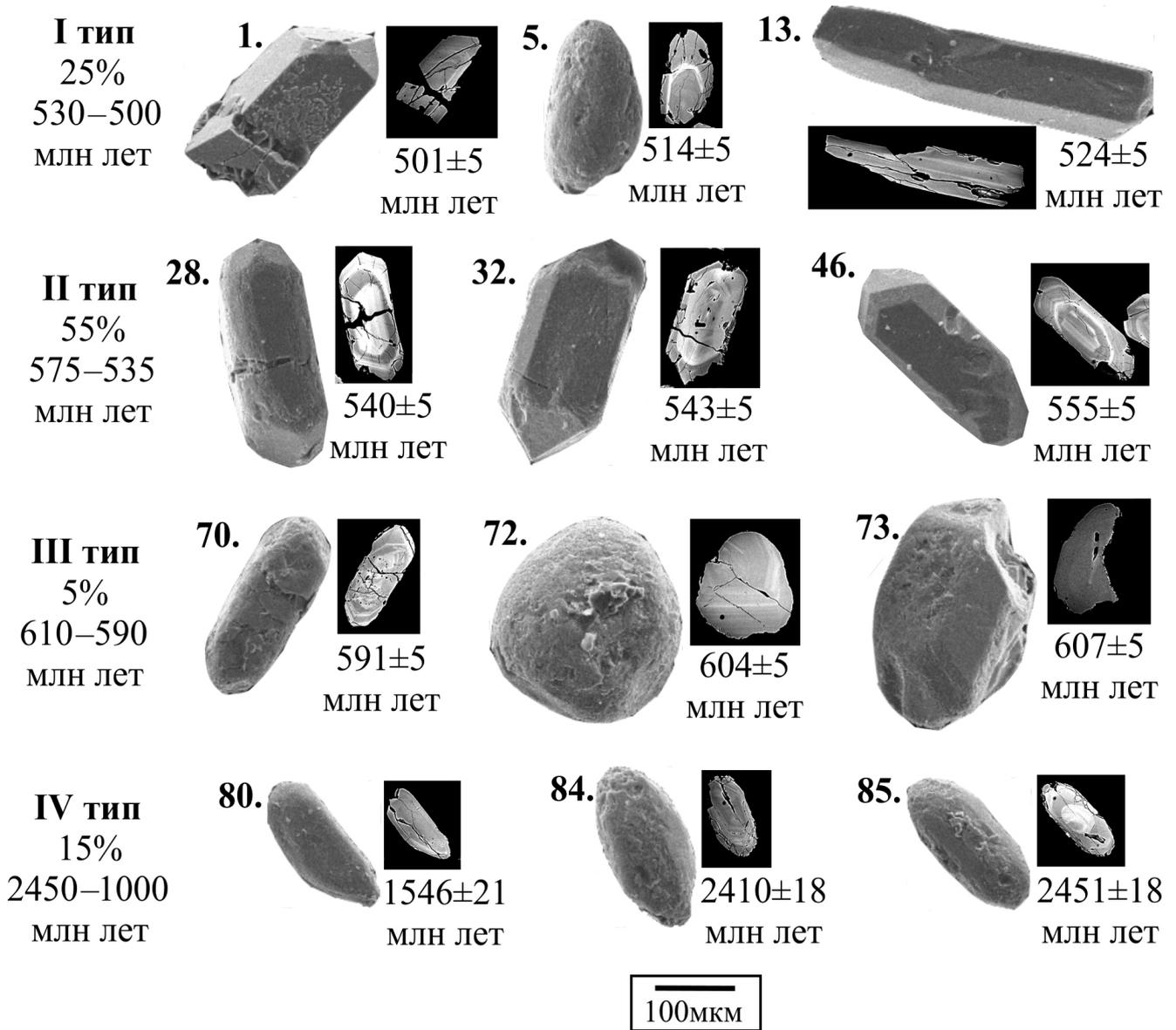


Рис. 4. Минералого-геохимические и возрастные особенности циркона из отложений обеизской свиты.

Морфология – режим SE, внутреннее строение – CL-снимки. Масштаб показан для зерен цирконов снятых в режиме SE. Номера кристаллов и зерен циркона соответствуют номерам анализа в табл. 1.

Fig. 4. Mineralogical, geochemical and age characteristics of zircon from the Obyizskii Formation deposits.

Morphology – SE mode, internal structure – CL-images. The scale is shown for zircon grains taken in SE mode. The numbers of crystals and zircon grains correspond to the numbers of the analysis in Table 1.

нальность. Химический состав в основном однороден, мас. %: ZrO_2 – 64.82–66.90, SiO_2 – 32.04–33.80, HfO_2 – 0.78–1.65 (см. табл. 2). В некоторых зернах отмечаются небольшое обогащение краевых частей гафнием (см. табл. 2, № 29, 32, 39). В одном зерне, напротив, каемка обеднена этим элементом (см. табл. 2, № 66). В зерне № 39 в кайме светло-серого цвета установлены торий и уран, мас. %: ThO_2 – 3.01 и UO_3 – 0.45.

III мофотип (5%) включает хорошо окатанные зерна циркона с датировками ≈ 590 –610 млн лет (см. табл. 1, № 70–73; рис. 4) и с МПВ 601 млн лет (см. рис. 3а). Это бесцветные с легким розовым оттенком, полупрозрачные, округлые, иногда почти изометричные зерна. Поверхность шероховатая, ямчатая. Размеры зерен около 150–300 мкм. Часть этих зерен – хорошо окатанные осколки относительно крупных кристаллов.

Это видно на CL-снимках по конфигурации осцилляционной зональности (см. рис. 4, № 72). Химический состав, мас. %: ZrO_2 – 65.91–66.76, SiO_2 – 32.46–33.26, HfO_2 – 0.88–1.24 (см. табл. 2).

В IV морфотип (15%) выделены цирконы с датировками ≈ 1000 –2450 млн лет (см. табл. 1, № 74–85; рис. 3а, рис. 4, № 80, 84, 85). Это темно-розовые и розовые, хорошо окатанные, сужающиеся по краям зерна. Очевидно, кристаллы имели дипирамидально-призматический – “копьевидный” (по И.В. Носыреву (1987)) облик. Поверхность шероховатая, ямчатая. Размеры зерен 100–200 мкм. На CL-снимках видна сложная внутренняя структура зерен циркона этого типа. В одних зернах присутствует округлые ядра, зональность в краевых частях зерен имеет вид широких полос. В других зернах обнаруживается осцилляционная зональность, но она выражена не так четко, как в цирконе с венд-кембрийскими датировками. Химический состав в основном однороден, мас. %: ZrO_2 – 63.47–66.71, SiO_2 – 32.21–34.52, HfO_2 – 1.00–1.96 (см. табл. 2). Только в одном зерне краевая часть заметно обеднена гафнием (см. табл. 2, № 74). В этой возрастной группе цирконов встречен один обломок полупрозрачного, светло-розового, слабоокатанного, дипирамидально-призматического кристалла, его изотопный возраст составляет 1138 ± 22 млн лет (см. табл. 1, 2, № 76). Размеры кристалла 100×300 мкм. Внутреннее строение неоднородное, в центре пятнистое, ближе к краям проявляется осцилляционная зональность, выраженная чередованием очень тонких слоев светло-серого и темно-серого цвета. Присутствуют включения ксенотима.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Минимальное значение изотопного возраста детритового циркона из кварцитоесчанников обеизской свиты – 501 ± 4 млн лет (см. табл. 1), а рассчитанный средневзвешенный возраст по трем наиболее молодым датировкам циркона – 503 ± 4 млн лет. Эти данные свидетельствуют о том, что нижняя возрастная граница свиты не древнее среднего кембрия. Но, учитывая, что рассчитанный средневзвешенный возраст по трем наиболее молодым датировкам циркона из нижележащей алькесвожской толщи – 483 ± 5 млн лет (Никулова, Хубанов, 2022), можно утверждать, что нижний возрастной уровень обеизской свиты не выходит за пределы границы ордовика и кембрия и отвечает раннему тремадоку. Залегающая выше саледская свита на основании находок в ее отложениях брахиопод *Angarella* sp., как было отмечено выше, относится к среднему ордовика (дапинскому ярусу). Таким образом, по палеонтологическим и изотопно-геохронологическим данным, обеизская свита имеет раннеордовикский (тремадокско-флоский) возраст.

В формировании свиты, по-видимому, участвовали в основном близкие источники сноса терригенного материала. На это указывает присутствие среди кварцитоесчанников прослоев и линз гравелитов и конгломератов и слабая окатанность обломков. Об этом же свидетельствует тот факт, что в изученной пробе кварцитоесчанника доминируют неокатанные и слабоокатанные зерна циркона. Преобладание в пробе цирконов с изотопными датировками в интервале 610–500 млн лет (85% от общей выборки возрастных определений) также указывает на ведущую роль близрасположенных источников кластики в поставке обломочного материала в бассейн осадконакопления, поскольку в рассматриваемом районе широко распространены граниты (в меньшей степени гранодиориты и диориты) именно такого возраста. Они традиционно, вслед за М.В. Фишманом и Б.А. Голдиным (1963), относятся к сальнеро-маньхамбовскому гранит-гранодиоритовому комплексу, который после коллективной публикации (Фишман и др., 1968) подразделяется на две фазы, интерпретируемые в современной генетической классификации как гранитоиды I-типа (I фаза) и A-типа (II фаза).

А.А. Соболева (2017) на основе анализа опубликованных U-Pb (SIMS, TIMS и LA-ICP-MS) изотопных возрастных определений цирконов из гранитоидов названного комплекса (интервал датировок 640–490 млн лет) показала, что U-Pb цирконовые датировки образуют две неравнозначные группы: позднерифейско-ранневендские – 640–595 млн лет (30%) – и поздневендско-кембрийские – 580–490 млн лет (70%). Это дало основание А.А. Соболевой считать, что разновозрастные гранитоиды, сформировавшиеся в разных геодинамических обстановках, должны быть отнесены к разным подразделениям. Вопрос о необходимости уточнения объема и возраста сальнеро-маньхамбовского комплекса поднимался и другими исследователями (Пыстин, Пыстина, 2011; Душин, 2017; Шардакова и др., 2023; и др.). Полученные в последние годы геохронологические данные по гранитоидам Ляпинского антиклинария свидетельствуют о том, что в возрастном интервале поздний рифей–кембрий процессы гранитогенезиса могут проявляться полихронно в пределах конкретных массивов. Так, в Водораздельном гранитоидном массиве можно выделить три возрастных кластера цирконов (593 ± 4 , 548 ± 5 и 502 ± 7 млн лет), первый из которых интерпретируется как возраст формирования гранитоидов, второй и третий – могут быть генерированы в ходе отдельных эпизодов тектонотермальной активности (Шардакова и др., 2023).

Интервал датировок возрастной популяции цирконов из гранитоидов II фазы сальнеро-маньхамбовского комплекса (580–490 млн лет, по А.А. Соболевой (2017)) практически полностью соответствует возрастному интервалу преобладающих в

пробе кварцитопечаника обеизской свиты детритовых цирконов (см. рис. 3). При этом, как и в выборке поздневендско-кембрийских цирконов из кварцитопесчаника (см. рис. 3), в соответствующей возрастной популяции цирконов из гранитоидов намечается обособление двух групп датировок приблизительно в тех же возрастных интервалах: 580–530 и 530–490 млн лет (Соболева, 2017). Таким образом, с большой степенью вероятности можно считать, что при формировании обеизской свиты, обнажающейся в северной части Приполярного Урала, основными поставщиками детритовых цирконов с поздневендско-кембрийскими датировками были близрасположенные гранитодные массивы.

Цирконы с кембрийскими датировками, выделенные в I морфотип (530–500 млн лет) (см. табл. 1, 2; рис. 4), известны в гранитоидах Народнинского, Малопатокского, Кожимского, Тынаготского и Водораздельного массивов (Удоратина и др., 2022; Шардакова и др., 2023), а также в субвулканических риолитах, расположенных к северу от Малдинского гранитного массива (Соболева, 2004, 2020). Наличие кембрийской субстанции в массивах гранитоидов позднерифейского, позднерифейско-вендского возраста, а также в риолитах, залегающих в разрезе позднерифейско-ранневендской саблегорской свиты, вероятно, связано с плюмовым магматизмом и сопряженным с ним рифтогенезом, предваряющим заложение Уральского палеоокеана (Пучков, 2018). Хорошая окатанность некоторых зерен циркона кембрийской возрастной популяции в обеизском кварцитопесчанике, скорее всего, связана с присутствием в проступающем в бассейн осадконакопления твердом стоке переотложенного материала из нижезалегающей алькесвожской толщи, в породах которой также отчетливо выделяется кембрийская популяция детритовых цирконов, составляющая, как и в обеизской свите, 25% от общей выборки датировок (Никулова, Хубанов, 2022).

Цирконы с поздневендскими датировками (575–535 млн лет) (II морфотип – табл. 1, 2, рис. 4), преобладающие в изученной пробе, представлены неокатанными или слабоокатанными кристаллами и их обломками. В северо-западной части рассматриваемого нами района (см. рис. 1) цирконы с такими датировками присутствуют в массивах, наиболее близко расположенных к областям распространения обеизской свиты: Лапчавожском, Народнинском и Малдинском (Удоратина, 2022, табл. 1). Доминирующие в этой возрастной популяции детритовые цирконы “гиацинтового” типа (см. рис. 4, № 28, 32, 46), по данным Ю.И. Пыстиной с коллегами (2017), являются типоморфными для приполярноуральских гранитов именно рассматриваемой возрастной группы.

III морфотип цирконов (610–590 млн лет) (см. табл. 1, 2; рис. 4) составляют хорошо и умеренно

окатанные зерна округлой и шаровидной формы. Цирконы с такими возрастными характеристиками отмечаются в гранитах Кузьпуаюского, Кожимского, Хаталамбинского, Лапчинского, Вангырско-го, Водораздельного и других массивов Ляпинского антиклинория. Окатанность зерен циркона может быть связана с относительной удаленностью массивов или переотложением минерала из подстилающей алькесвожской толщи. Последнее более предпочтительно, учитывая наличие хорошо окатанных зерен циркона в этой возрастной популяции. Вероятно, именно алькесвожская толща могла быть основным источником обломочного материала с позднерифейско-ранневендские цирконами, который поступал в область накопления отложений опробованного разреза обеизской свиты.

Цирконы, выделенные в IV морфотип (2450–1000 млн лет) (см. табл. 1, 2, рис. 4), объединяют в различной степени окатанные разновидности этого минерала большого возрастного интервала (около 1.5 млрд лет) и, возможно, разного генезиса. Однако они характеризуются некоторыми сходными особенностями: относительно небольшими размерами и преимущественно темно-розовой окраской зерен. Такие цирконы в подстилающих обеизскую свиту метатерригенных отложениях наиболее характерны для мороинской свиты (Пыстин и др., 2023), и их присутствие в обеизских кварцитопесчаниках может быть связано с рециклингом распространенных поблизости верхнерифейских толщ (скорее всего, верхней части рифейского разреза), а возможно, повторным рециклингом подстилающей алькесвожской толщи.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании впервые полученных результатов U-Pb (LA-SF-ICP-MS) датирования детритовых зерен циркона из пород обеизской свиты, залегающей в нижней части палеозойского разреза северной части Приполярного Урала, с учетом ранее полученных датировок этого минерала из нижележащей алькесвожской толщи показано, что ее нижний возрастной уровень не выходит за пределы границы ордовика и кембрия, а, по имеющимся палеонтологическим (для перекрывающих отложений) и вновь полученным изотопно-геохронологическим данным, рассматриваемая свита имеет раннеордовикский (тремадокско-флоский) возраст.

В формировании свиты участвовали в основном местные источники сноса терригенного материала. На это указывают присутствие среди кварцитопесчаников прослоев и линз гравелитов и конгломератов и слабая окатанность обломков. Об этом же свидетельствует тот факт, что в изученной пробе кварцитопесчаника доминируют неокатанные и слабоокатанные зерна циркона с возрастом и морфологическими особенностями, харак-

терными для цирконов из наиболее близко расположенных гранитоидных массивов. В качестве источника сноса переотложенной кластики выступали в основном подстилающие терригенные толщи верхней части верхнерифейско-нижнепалеозойского разреза: мороинской свиты (RF₃) и алькесвожской толщи (Є₃-O₁).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Государственная геологическая карта Российской Федерации. (2007) М-6 1 : 1 000 000. Лист Q-41 – Воркута. Объяснит. записка. (Ред. В.А. Водолазская). СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 541 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. (2013) М-6 1 : 200 000. Сер. Северо-Уральская. Лист Q-41-XXV. Объяснит. записка. (Ред. М.А. Шишкин). М.: МФ ВСЕГЕИ, 252 с.
- Душин В.А. (2017) Металлогения, геодинамика и изотопия гранитного магматизма Южной части Ляпинского Урала. *Граниты и эволюция Земли: мантия и кора в гранитообразовании*. Мат-лы III Междунар. геологической конференции, Екатеринбург, 28–31 августа 2017 г. Екатеринбург: Ин-т геол. и геохим. им. акад. А.Н. Заварицкого, 94–96.
- Ефанова Л.И., Повонская Н.В. (1999) Алькесвожская толща хребта Малдынырд (Приполярный Урал). *Народн. хоз-во Республики Коми*, (3), 470–485.
- Львов К.А. (1959) Стратиграфия протерозоя и нижнего палеозоя Приполярного Урала. *Тр. Геол. ин-та АН СССР*, (35), 51–73.
- Маслов А.В., Петров Г.А., Ронкин Ю.Л. (2018) Ранние этапы эволюции уралит: U-Pb систематика обломочных цирконов из пород рифтогенных ассоциаций. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **26**(2), 3–20. <https://doi.org/10.7868/S0869592X18020011>
- Никулова Н.Ю., Соболева А.А. (2019) Результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из песчаников манитаньрдской серии на кряже Манитаньрд (Полярный Урал). *Вестн. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН*, (6), 3–11. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2019-6-3-11>
- Никулова Н.Ю., Удоратина О.В., Хубанов В.Б. (2016) Возраст песчаников в основании разреза Уралит на хр. Сабля (Приполярный Урал) по результатам U-Pb датирования детритовых цирконов. *Бюлл. МОИП. Отд. Геол.*, **91**(1), 15–23.
- Никулова Н.Ю., Хубанов В.Б. (2022) Первые U/Pb данные о возрасте детритового циркона из песчаников золотоносной позднекембрийско-раннеордовикской алькесвожской толщи. *Вестн. геонаук*, (5), 3–10. <https://doi.org/10.19110/geov.2022.5.1>
- Носырев И.В. (1987) Методические рекомендации по количественно-генетической интерпретации результатов изучения акцессорных минералов. Киев: Наук. думка, 1987, 81 с.
- Пучков В.Н. (2018) Плюмы – новое слово в геологии Урала. *Литосфера*, **18**(4), 483–499. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-4-483-499>
- Пыстин А.М., Гракова О.В., Пыстина Ю.И., Кушманова Е.В., Попвасев К.С., Хубанов В.Б. (2023) Возрастные ограничения и возможные источники сноса базальных отложений рифея Приполярного Урала. *Вестн. Воронеж. государственного ун-та. Сер.: Геол.*, (4), 4–17. <https://doi.org/10.17308/geology/1609-0691/2023/4/4-17>
- Пыстин А.М., Гракова О.В., Пыстина Ю.И., Кушманова Е.В., Попвасев К.С., Потапов И.Л., Хубанов В.Б. (2022) U-Pb (LA-SF-ICP-MS) возраст и вероятные источники сноса детритовых цирконов из терригенных отложений верхнего докембрия Приполярного Урала. *Литосфера*, **6**(22), 741–760. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-741-760>
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. (2008) Метаморфизм и гранитообразование в протерозойско-раннепалеозойской истории формирования Приполярноуральского сегмента земной коры. *Литосфера*, (6), 25–38.
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. (2011) Новые данные о возрасте гранитоидов Приполярного Урала в связи с проблемой выделения кожимской среднерифейской гранит-риолитовой формации. *Изв. Коми НЦ УрО РАН*, **4**(8), 73–78.
- Пыстина Ю.И., Денисова Ю.В., Пыстин А.М. (2017) Типоморфные признаки цирконов как критерий для расчленения и корреляции гранитоидов (на примере северной части Приполярного Урала). *Вестн. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН*, (12), 3–15. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2017-12-3-15>
- Соболева А.А. (2004) Вулканиты и ассоциирующие с ними гранитоиды Приполярного Урала. Екатеринбург: ИО УрО РАН, 147 с.
- Соболева А.А. (2017) О необходимости расчленения сальнерско-маньхамбовского гранит-лейкогранитового комплекса на Приполярном и Северном Урале. *Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления*. Мат-лы Всеросс. науч. конф. с междунар. Участием. Сыктывкар, 26–28 сентября 2017 г. Сыктывкар: Ин-т геологии Коми НЦ УрО РАН, 194–196.
- Соболева А.А. (2020) Результаты U-Pb (SIMS)-датирования циркона из гранитов и риолитов хр. Малдынырд, Приполярный Урал. *Современные проблемы теоретической и прикладной минералогии (Юшкинские чтения – 2020)*. Мат-лы Росс. конф. с междунар. участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 63–65.
- Соболева А.А., Кузнецов Н.Б., Миллер Э.Л., Удоратина О.В., Герелс Д., Романюк Т.В. (2012) Первые результаты U/Pb-датирования детритных цирконов из базальных горизонтов уралит (Полярный Урал). *Докл. АН*, **445**(5), 570–576.
- Соболева А.А., Салдин В.А., Юхтанов П.П., Хоуриган Д.К. (2017) Возраст нижнепалеозойских останцов выветривания хр. Маньпупунер (Северный Урал). *Бюлл. МОИП. Отд. Геол.*, **92**(2), 3–20.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). (1993) Екатеринбург: Уралгеолком.
- Стратиграфический кодекс России. (2019) Издание третье, испр. и доп. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 96 с.
- Удоратина О.В., Куликова К.В., Шуйский А.С., Соболева А.А., Андреев В.Л., Голубева И.И., Капитанова В.А. (2022) Гранитоиды севера Урала: геохронология, эволюция, источники. Сыктывкар: ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 120 с. <https://doi.org/10.19110/98491-044>
- Фишман М.В., Голдин Б.А. (1963) Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. Л.: Наука, 105 с.
- Фишман М.В., Юшкин Н.П., Голдин Б.А., Калинин Е.П.

- (1968) Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана. Л.: Наука, 252 с.
- Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. (2016) U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ3-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-носекторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление со SHRIMP-данными. *Геология и геофизика*, **57**(1), 241-258. <https://doi.org/10.15372/GiG20160113>
- Чернов Г.А. (1948) Новые данные по геологии и тектонике Приполярного Урала. *ДАН СССР*, **11**(5), 889.
- Шардакова Г.Ю., Волчек Е.Н., Червяковский В.С., Червяковская М.В., Холоднов В.В. (2023) Гранитный массив Водораздельный (Приполярный Урал) и проблемы корреляции доордовикских гранитоидов и вулканитов северной части Ляпинского антиклинория. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **31**(3), 3-31. <https://doi.org/10.31857/S0869592X23030079>.
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. (2008) Glitter: Data reduction software for laser ablation ICP-MS. Laser ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues. (Ed. P.J. Sylvester). *Mineral. Assoc. Canada. Short Course*, **40**, 307-311.
- Ludwig K.R. (2012) User's manual for Isoplot 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ., No. 5, 75 p.
- Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L. (2001) LA-ICP-MS in the Earth Science – Appendix 3, data reduction software for LA-ICP-MS. (Ed. P.J. Sylvester). *Mineral. Assoc. Canada. Short Course*, **29**, 239-243.
- Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. (1995) Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace elements and REE analyzes. *Geostand. Newslett.*, **19**, 1-23. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>
- MS. Laser ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues. (Ed. P.J. Sylvester). *Mineral. Assoc. Canada. Short Course*, **40**, 307-311.
- Khubanov V.B., Buyantuev M.D., Tsygankov A.A. (2016) U-Pb isotope dating of zircons from PZ3-MZ igneous complexes of Transbaikalia by magnetic sector mass spectrometry with laser sampling: Determination procedure and comparison with SHRIMP data. *Geol. Geofiz.*, **57**(1), 241-258. (In Russ.) <https://doi.org/10.15372/GiG20160113>
- Ludwig K.R. (2012) User's manual for Isoplot 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ., No. 5, 75 p.
- L'vov K.A. (1959) Proterozoic and Lower Paleozoic Stratigraphy of the Subpolar Urals. *Trudy Geol. Instituta AN SSSR*, **35**, 51-73.
- Maslov A.V., Petrov G.A., Ronkin Yu.L. (2018) Early stages of the Uralides evolution: U-Pb systematics of detrital zircons from rocks of rift associations. *Stratigrafiya. Geol. Korrelyatsiya*, **26**(2), 3-20. (In Russ.) <https://doi.org/10.7868/S0869592X18020011>
- Nikulova N.Yu., Khubanov V.B. (2022) The first U/Pb Data On The Age Of Detritus Zircons From Sandstones of the gold-bearing Late Cambrian-Early Ordovician Alkesvozhskaya Strata (Subpolar Urals). *Vestnik Geonauk*, (5), 3-10. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/geov.2022.5.1>
- Nikulova N.Yu., Soboleva A.A. (2019) Detrital zircon U-Pb-dating from sandstones of the Manitanyrd series at the Manitanyrd ridge (Polar Urals). *Vestnik IG Komi NTs UrO RAN*, (6), 3-11. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2019-6-3-11> (In Russ.)
- Nikulova N.Yu., Udoratina O.V., Khubanov V.B. (2016) Age of sandstones of basal section of Sablya Ridge Uralides (Subpolar Urals) according to U-Pb dating of detrital zircons. *Byull. MOIP. Otd. Geol.*, **91**(1), 15-23. (In Russ.)
- Nosyrev I.V. (1987) Methodical recommendations on quantitative-genetic interpretation of the results of studying accessory minerals. Kyev, Nauk. Dumka Publ., 81 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2018) Plumes – a new word in the geology of the Urals. *Lithosphere (Russia)*, **18**(4), 483-499. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-4-483-499>
- Pystin A.M., Grakova O.V., Pystina Yu.I., Kushmanova E.V., Popvasev K.S., Khubanov V.B. (2023) Age constraints and possible provenance sources of the Riphean basal deposits of the Subpolar Urals. *Vestnik Voronezh. Gosudarstvennogo Universiteta. Ser.: Geol.*, (4), 4-17. (In Russ.) <https://doi.org/10.17308/geology/1609-0691/2023/4/4-17>
- Pystin A.M., Grakova O.V., Pystina Yu.I., Kushmanova E.V., Popvasev K.S., Potapov I.L., Khubanov V.B. (2022) U-Pb (LA-SF-ICP-MS) age and probable sources of detrital zircons from Upper Precambrian terrigenous sediments of the Subpolar Urals. *Litosfera*, **6** (22), 741-760. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-741-760>
- Pystin A.M., Pystina Yu.I. (2008) Metamorphism and granite formation in the Proterozoic-Early Paleozoic history of the formation of the Subpolar Urals segment of the Earth's crust. *Lithosphere (Russia)*, (6), 25-38. (In Russ.)
- Pystin A.M., Pystina Yu.I. (2011) New data on the age of granitoids of the Subpolar Urals in connection with the problem of identifying the Kozhimsкая Middle Riphean granite-rhyolite formation. *Byull. Komi NTs UrO*

REFERENCES

- Chernov G. A. (1948) New data on the geology and tectonics of the Subpolar Urals. *Dokl. AN SSSR*, **11**(5), 889. (In Russ.)
- Dushin V.A. (2017) Metallogeny, geodynamics and isotopy of granite magmatism of the southern part of the Lyapinsky Urals. *Granites and the evolution of the Earth: mantle and crust in granite formation*. Proc. of the III International geological conference, Ekaterinburg, August 28–31, 2017. Ekaterinburg, Institute of Geology and Geochemistry named after academician A.N. Zavaritsky, 94-96. (In Russ.)
- Efanova L.I., Povonskaya N.V. (1999) Alkesvozh strata of the Maldynyrd ridge (Subpolar Urals). *Narodnoe Khozyaistvo Respubliki Komi*, (3), 470-485.
- Fishman M.V., Goldin B.A. (1963) Granitoids of the central part of the Subpolar Urals. Leningrad, Nauka Publ., 105 p. (In Russ.)
- Fishman M.V., Yushkin N.P., Goldin B.A., Kalinin E.P. (1968) Mineralogy, typomorphism and genesis of accessory minerals of igneous rocks of the northern Urals and Timan. Leningrad, Nauka Publ., 252 p.
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. (2008) Glitter: Data reduction software for laser ablation ICP-

- RAN*, 4(8), 73-78. (In Russ.)
- Pystina Yu.I., Denisova Yu.V., Pystin A.M. (2017) Typomorphic features of zircons as a criterion for the subdivision and correlation of granitoids (on the example of the northern part of the Subpolar Urals). *Vestnik IG Komi NTs UrO RAN*, (12), 3-15. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2017-12-3-15>
- Shardakova G.Yu., Volchek E.N., Chervyakovskii V.S., Chervyakovskaya M.V., Kholodnov V.V. (2023) Vodorzdelny granite massif (Subpolar Urals) and problems of correlation of pre-Ordovician granitoids and volcanics of the northern part of the Lyapinsky anticlinorium. *Stratigrafiya. Geol. Korrelyatsiya*, 31(3), 3-31. <https://doi.org/10.31857/S0869592X23030079>
- Soboleva A.A. (2017) On the need to dissect the Salner-Mankhambovsky granite-leucogranite complex in the Circumpolar and Northern Urals. *Geodynamics, matter, and ore genesis of the East European Platform and its folded framework*. Proceedings of the All-Russian Scientific Conference with International Participation. Syktyvkar, September 26-28, 2017. Syktyvkar, IG Komi NTs UrO RAN Publ., 194-196. (In Russ.)
- Soboleva A.A. (2004) Volcanics and associated granitoids of the Subpolar Urals. Ekaterinburg, RIO UrO RAN Publ., 147 p. (In Russ.)
- Soboleva A.A. (2020) Results of U-Pb (SIMS)-dating of zircon from granites and rhyolites Mt. Maldynyrd, Subpolar Urals. *Modern problems of theoretical and applied mineralogy (Yushkin Readings – 2020)*. Materials of the Russian conference with international participation. Syktyvkar, IG Komi NTS UrO RAN Publ., 63-65. (In Russ.)
- Soboleva A.A., Saldin V.A., Yukhtanov P.P., Khou-rigan D.K. (2017) Age of Lower Paleozoic weathering remnants of the Manpupuner region (Northern Urals). *Byull. MOIP. Otd. Geol.*, 92(2), 3-20. (In Russ.)
- Soboleva A.A., Udoratina O.V., Kuznetsov N.B., Miller E.L., Gehrels G., Romanyuk T.V. (2012) First results of U - Pb dating of detrital zircons from basal horizons of Uralides (Polar Urals). *Dokl. Earth Sci.*, 445(2) 962-968. <https://doi.org/10.1134/S1028334X12080156>
- State geological map of the Russian Federation. (2007) Scale 1 : 1,000,000. Sheet Q-41 – Vorkuta. Explanatory note. (Ed. V.A. Vodolazskaya). St.Petersburg, Cartographic factory VSEGEI, 541 p. (In Russ.)
- State geological map of the Russian Federation. (2013) Scale 1 : 200,000. Severo-Uralskaya series. Sheet Q-41-XXV. Explanatory letter. (Ed. M.A. Shishkin). Moscow, MF VSEGEI Publ., 252 p. (In Russ.)
- Stratigraphic Code of Russia. (2019) Third edition, revised and supplemented. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 96 p. (In Russ.)
- Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic). (1993) Ekaterinburg, Uralgeolcom Publ. (In Russ.)
- Udoratina O.V., Kulikova K.V., Shuiskii A.S., Soboleva A.A., Andreichev V.L., Golubeva I.I., Kapitanova V.A. (2022) Granitoids of the Northern Urals: Geochronology, Evolution, Sources. Syktyvkar, IG FITs Komi NTs UrO RAN, 120 p. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/98491-044>
- Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L. (2001) LA-ICP-MS in the Earth Science – Appendix 3, data reduction software for LA-ICP-MS. (Ed. P.J. Sylvester). *Mineral. Assoc. Canada. Short Course*, 29, 239-243.
- Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. (1995) Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyzes. *Geostand. Newslett.*, 19, 1-23. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>