

Кварциты хобеинской свиты Приполярного Урала: вещественный состав, возрастные ограничения и возможные источники сноса терригенного материала

К. С. Попвасев¹, А. М. Пыстин¹, О. В. Гракова¹, Ю. И. Пыстина¹, Е. В. Кушманова¹, В. Б. Хубанов²

¹Институт геологии им. Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54,
e-mail: pystin.48@mail.ru

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

Поступила в редакцию 14.06.2023 г., принята к печати 22.09.2023 г.

Объект исследований. Кварциты, слагающие гребневую часть хр. Росомаха в северной части Ляпинского мегантиклинория на Приполярном Урале. **Материал и методы.** Из кварцитов выделены детритовые цирконы и выполнены оптические и изотопно-геохронологические U-Pb (LA-SF-ICP-MS) исследования. На основе химических анализов пород с использованием индикаторных соотношений и коэффициентов установлены условия образования отложений. **Результаты.** Определена стратиграфическая позиция кварцитов хр. Россомаха. Уточнены время и условия формирования хобеинской свиты. Дана оценка роли полиметаморфических комплексов Приполярного Урала как возможных источников сноса терригенного материала при формировании верхнедокембрийского разреза Приполярного Урала. **Выводы.** Установлена принадлежность кварцитов хр. Россомаха к хобеинской свите, возраст которой ограничивается интервалом 850–800 млн лет (инзерский уровень). Показано, что источниками сноса терригенного материала могли быть кристаллические комплексы Фенноскандии и Среднерусского орогена, а также полиметаморфические комплексы кристаллического фундамента Тимано-Североуральской окраины Восточно-Европейской платформы.

Ключевые слова: Приполярный Урал, рифей, хобеинская свита, кварциты, источники сноса, циркон

Источник финансирования

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ. Проект № 22-27-00119

Quartzites of the Khobeinskaya suite of the Subpolar Urals: Material composition, age limitations and possible sources of terrigenous material

Konstantin S. Popvasev¹, Alexander M. Pystin¹, Oksana V. Grakova¹, Yuliya I. Pystina¹,
Evgeniya V. Kushmanova¹, Valentin B. Khubanov²

¹N.P. Yushkin Institute of Geology, FRC Komi Science Center, UB RAS, 54 Pervomayskaya st., 167982 Syktyvkar, Russia,
e-mail: pystin.48@mail.ru

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

Received 14.06.2023, accepted 22.09.2023

Research subject. Quartzites that make up the ridge part of the ridge Rosomaha in the northern part of the Lyapinsky meganticlinorium in the Subpolar Urals. **Material and methods.** Detrital zircons were isolated from quartzites and their optical and isotope-geochronological U-Pb (LA-SF-ICP-MS) studies were performed. On the basis of chemical analyzes of rocks using indicator ratios and coefficients, the conditions for the formation of deposits were established. **Results.** The stratigraphic position of the quartzite ridge Rosomaha was determined. The time and conditions for the formation of the Khobeinskaya formation were specified. The role of polymetamorphic complexes of the Subpolar Urals as possible sources of terrigenous material removal during the formation of the Upper Precambrian section of the Subpolar Urals was estimated. **Conclusions.** It was established that the quartzites belong to the ridge Rosomaha to the Khobeinskaya formation, whose age is limited to the interval of 850–800 Ma (Inzersky level). It is shown

Для цитирования: Попвасев К.С., Пыстин А.М., Гракова О.В., Пыстина Ю.И., Кушманова Е.В., Хубанов В.Б. (2024) Кварциты хобеинской свиты Приполярного Урала: вещественный состав, возрастные ограничения и возможные источники сноса терригенного материала. *Литосфера*, 24(3), 507-525. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-3-507-525>

For citation: Popvasev K.S., Pystin A.M., Grakova O.V., Pystina Yu.I., Kushmanova E.V., Khubanov V.B. (2024) Quartzites of the Khobeinskaya suite of the Subpolar Urals: Material composition, age limitations and possible sources of terrigenous material. *Lithosphere (Russia)*, 24(3), 507-525. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-3-507-525>

© К.С. Попвасев, А.М. Пыстин, О.В. Гракова, Ю.И. Пыстина, Е.В. Кушманова, В.Б. Хубанов, 2024

that the crystalline complexes of Fennoscandia and the Central Russian orogen, as well as polymetamorphic complexes of the crystalline basement of the Timan-Severoural margin of the East European Platform, could be sources of terrigenous material.

Keywords: *Subpolar Urals, Riphean, Khobeinskaya formation, quartzites, provenances, zircon*

Funding information

The work was supported by the Russian Science Foundation. Project No. 22-27-00119

ВВЕДЕНИЕ

Хобеинская свита выделена К.А. Львовым в 1947 г. в северной части Ляпинского мегантиклинория, где известен наиболее полный и относительно хорошо изученный разрез докембрия Приполярного Урала. Отложения хобеинской свиты распространены по периферии Хобеинской брахиантиклинали и составляют северо-западные крылья Пелингичейской и Россомахинской антиклиналей (Государственная..., 2013).

Типичными породами хобеинской свиты являются метатерригенные существенно кварцевые породы, которые содержат в своем составе 70–90% кварца и небольшое количество полевых шпатов и мусковита. В соответствии с определением, приведенным в “Петрографическом словаре” (1981, с. 167), они могут быть объединены под общим названием “кварцит” (“кварцит – метаморфическая порода, состоящая преимущественно из кварца (70–100%) с примесью полевых шпатов, слюд, талька, силлиманита и других минералов”). Эти породы хорошо выделяются на фоне относительно монотонных серосланцевых толщ подстилающей пуйвинской и перекрывающей моринской свит. В силу этого она выступает своеобразным маркирующим стратоном как в пределах рассматриваемой территории, так и в более южных частях Ляпинского мегантиклинория. Поэтому решение вопроса о возрасте хобеинской свиты и условиях ее формирования является актуальной задачей. В стратиграфической схеме верхнедокембрийских отложений Урала (Стратиграфические..., 1993) хобеинская свита располагается на возрастном уровне зильмердакской свиты, которая залегает в основании каратауской серии стратотипического разреза верхнего рифея Башкирского мегантиклинория Южного Урала. Такая трактовка стратиграфической позиции и возраста отложений хобеинской свиты в последнее время подвергается сомнению. U-Pb возраст наиболее молодой популяции детритовых цирко-

нов из мелко- и среднезернистых биотит(хлорит)-мусковит-альбит-кварцевых сланцев залегающей ниже пуйвинской свиты оказался равным ≈ 900 млн лет (Пыстин и др., 2019; Pystin et al., 2020). Это не согласуется с представлением о среднерифейском возрасте пуйвинской свиты (Стратиграфические..., 1993) и дает основание для ограничения нижнего возрастного рубежа ее формирования началом позднего рифея. Следовательно, залегающая выше хобеинская свита сложена более молодыми отложениями и не может быть отнесена к зильмердакскому уровню. Основываясь на этих данных, а также результатах анализа распределения имеющихся U-Pb датировок детритовых цирконов из кварцитов и кварцитопесчаников хобеинской свиты (Соболева и др., 2022; Пыстин и др., 2022), мы высказали предположение, что эта свита может быть отнесена к инзерскому уровню стратотипического разреза, а возможными источниками сноса терригенного материала, наряду с разновозрастными кристаллическими комплексами Фенноскандии, могли быть подстилающие и близрасположенные магматические и метаморфические породы фундамента, фрагменты которых сохранились в виде полиметаморфических комплексов на Приполярном и Полярном Урале (Пыстин и др., 2022). Существует также представление о еще более молодом возрасте хобеинской свиты. Так, по мнению О.А. Кондайна (Государственная..., 2001), хобеинскую свиту следует коррелировать с нижней частью укской свиты Башкирского мегаантиклинория.

В данной статье приведены новые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из кварцитов хобеинской свиты, показан характер изменения по разрезу соотношений разных возрастных популяций циркона в однотипных породах этой свиты, на основе петрохимических данных оценены условия формирования отложений и сделана попытка более детального обоснования возраста свиты и возможных источников сноса терригенного материала.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ХОБЕИНСКОЙ СВИТЫ

В докембрийском разрезе северной части Ляпинского мегантиклинория мы выделяем (снизу вверх) няртинский (или николайшорский) метаморфический комплекс (PR₁), щокуринскую (PR₁), пуйвинскую (RF₃), хобеинскую (RF₃), мороинскую (RF₃), саблегорскую (RF₃-V₁) и лаптоайскую (V₂) свиты (Пыстин, Пыстина, 2019). Схематическая геологическая карта района исследований и стратиграфическая колонка докембрийских образований приведены на рис. 1.

Нижнедокембрийские образования, составляющие ядро Хобеинской брахиантиклинали, представлены сложнодислоцированными, глубоко и многократно метаморфизованными породами николайшорского комплекса и щокуринской свиты.

Николайшорский комплекс сложен в основном гранат-слюдяными гнейсами и кристаллическими сланцами, переслаивающимися с амфиболитами и амфиболсодержащими сланцами. В подчиненном количестве в виде маломощных прослоев встречаются кварциты и мраморы. По периферии николайшорского комплекса породы претерпели интенсивный диафторез в условиях зеленосланцевой фации. Во многих предыдущих стратиграфических схемах комплекс низкотемпературных диафторитов по породам николайшорского комплекса ошибочно выделялся как самостоятельное стратиграфическое подразделение – маньхобеинская свита ранне- или среднерифейского возраста¹. Мощность николайшорского комплекса более 2000 м.

В составе *щокуринской свиты* преобладают карбонатсодержащие породы: слюдяные мраморы и известковистые слюдяные кристаллические сланцы. Подчиненное значение имеют полевошпатовые кварциты, роль которых возрастает с юга на север. Мощность свиты 600–700 м.

Для николайшорского комплекса геохронологические данные, подтверждающие раннепротерозойский возраст пород, известны давно, начиная с первой изотопной датировки цирконов из гранат-биотит-мусковитовых сланцев Pb-Pb методом – 1680 млн лет (Пучков, Карстен, 1986), которая названными авторами интерпретировалась как время проявления гранулитового метаморфизма. По последним данным, возраст раннего этапа метаморфизма пород николайшорского комплекса, до-

стигавшего условий высоких ступеней амфиболитовой и, возможно, гранулитовой фаций, оценивается значением 2127 ± 31 млн лет (Пыстина и др., 2019). Возраст получен по верхнему пересечению дискордии с конкордией 44 локальных U-Pb (LA-SF-ICP-MS) датировок циркона. Сопоставимое значение возраста метаморфизма этим же методом получено для пород щокуринской свиты – 2156 ± 44 млн лет (Пыстин, Пыстина, 2018б).

Верхнедокембрийский разрез рассматриваемой территории начинается с пуйвинской свиты. *Пуйвинская свита* залегает с разрывом на породах щокуринской свиты и николайшорского комплекса. Она сложена преимущественно сероцветными хлорит-мусковит-альбит-кварцевыми сланцами с различным соотношением породобразующих минералов. В средней и нижней частях сланцевого разреза свиты встречаются прослои аповулканогенных зеленых сланцев и маломощные согласные тела метадолеритов, метапорфиритов и метапорфиров. При этом метапорфиры отмечаются только в обрамлении Кожимского гранитного массива и, вероятно, принадлежат кожимской гранит-риолитовой формации (Голдин и др., 1999). В основании свиты выделяется ошизская толща, сложенная кварцитами, иногда с прослоями метагравелитов и метаконгломератов. Мощность пуйвинской свиты достигает 1600 м.

Недавно нами впервые получены U-Pb (LA-SF-ICP-MS) датировки детритового циркона из нижней части сланцевого разреза пуйвинской свиты вблизи контакта с ошизской толщей (Пыстин, Пыстина, 2019; Pystin et al., 2020). Возрастной интервал датировок зерен циркона оказался равным 867–1959 млн лет. Рассчитанный средневзвешенный возраст трех наиболее молодых зерен циркона составляет 883 ± 72 млн лет. Учитывая относительно небольшую мощность (100–200 м, редко до 350 м) и фрагментарное распространение базальной ошизской толщи при существенной доле в общей выборке зерен циркона с поздне-рифейскими датировками (23%), можно сделать вывод о том, что нижняя возрастная граница пуйвинской свиты, а следовательно, и приполярноуральского верхнего докембрия не выходит за пределы позднего рифея.

Хобеинская свита залегает с разрывом на разных горизонтах пуйвинской свиты. Один из наиболее полных разрезов свиты вскрывается в бассейне р. Пелингичей. Представительные обнажения свиты также прослеживаются широкой полосой по хр. Россобаха от истоков р. Лапчавож на юго-западе до истоков р. Бол. Катамбию на северо-востоке. Хотя следует отметить, что вопрос о принадлежности кварцитов хр. Россобаха к хобеинской свите остается дискуссионным (Юдович и др., 2016). В нижней части разреза свита представлена сероцветными кварцитами и кварцитопесчаниками, иногда известковистыми кварцитопесчаниками, в верхней части – светлыми зеленовато-серыми тон-

¹ Обоснование ошибочности выделения маньхобеинской свиты как самостоятельного стратона можно найти в работах (Пыстин, Пыстина, 2014, 2018а, 2019; и др.). Учитывая, что няртинский комплекс в свое время выделен из состава николайшорской свиты (по М.В. Фишману), комплексу метаморфических пород, залегающему ниже щокуринской свиты (няртинскому комплексу и так называемой маньхобеинской свите), следует вернуть название “николайшорский”.

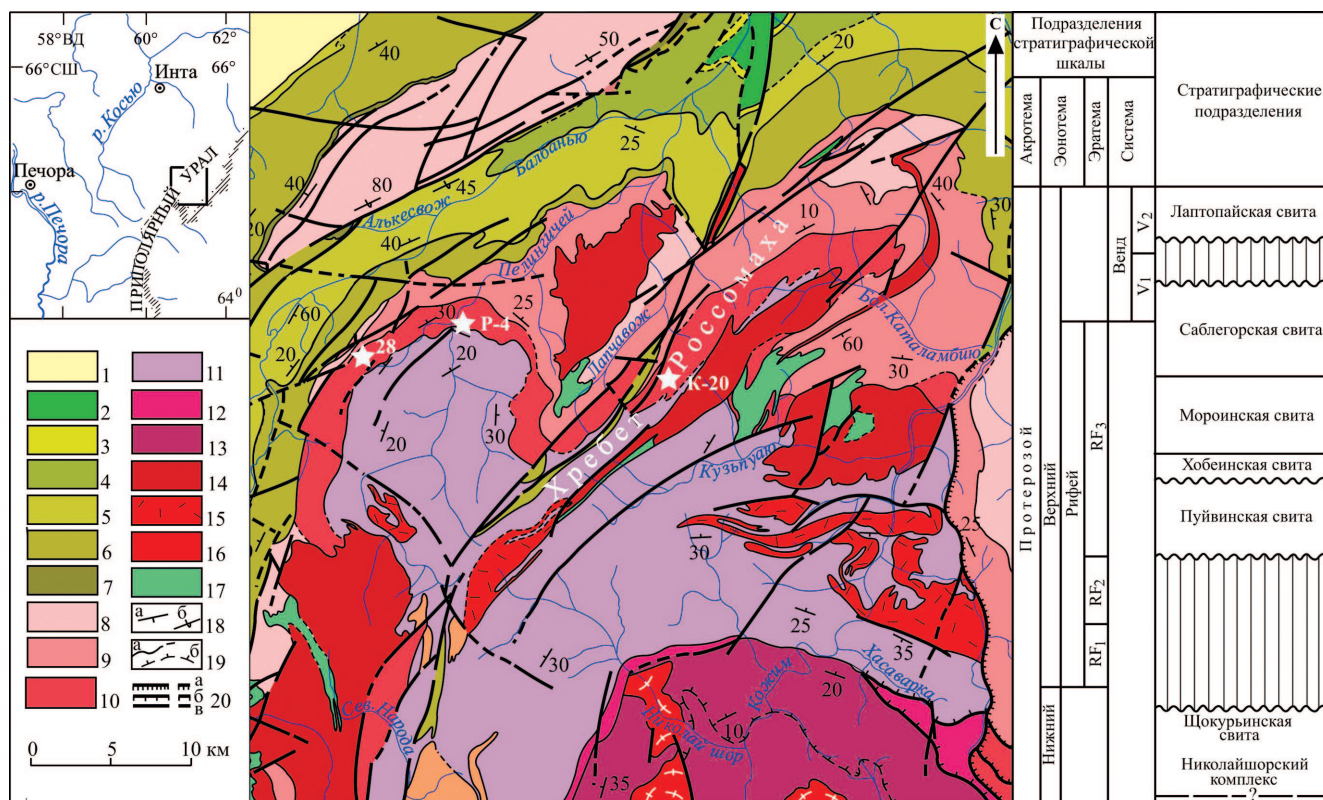


Рис. 1. Геологическая карта и стратиграфическая схема докембрийских образований северной части Приполярного Урала, по (Пыстин, 2021).

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 – алькесовожская толща (ϵ_3-O_1); 8 – саблегорская свита (RF_3-V); 9 – мороинская свита (RF_3); 10 – хобеинская свита (RF_3); 11 – пуйвинская свита (RF_3); 12 – шокуринская свита (PR_1); 13 – николайшорский метаморфический 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): а – нормальное залегание, б – опрокинутое залегание; 19 – границы: а – геологических тел, б – зоны низкотемпературных диафторитов по периферии николайшорского комплекса; 20 – тектонические границы: а – шельфы и надвиги, б – всбросы и сбросы, в – крутопадающие дизъюнктивы. Звездочка с цифрой – место отбора и номер пробы. На врезке прямоугольник – контур геологической карты.

Fig. 1. Geological map of the northern part of the Subpolar Urals (after A.M. Pystin, 2021).

1 – Upper Quaternary-Modern sediments (Q_{3-4}); 2 – Silurian sediments (S_{1-2}); 3 – Upper Ordovician sediments (O_3); 4 – Kozhimsky formation (O_2); 5 – Saled formation (O_{1-2}); 6 – Obyiz formation (O_1); 7 – Alkesovzh formation (ϵ_3-O_1); 8 – Sablegorsk formation (RF_3-V); 9 – Moroinnaya formation (RF_3); 10 – Khibeinskaya formation (RF_3); 11 – Puivinskaya formation (RF_3); 12 – Shchokurya formation (PR_1); 13 – Nikolaishor metamorphic complex (PR_1); 14–16 – granitoid complexes: 14 – Salneromankhambovsky (RF_3-V), 15 – Kozhimsky (RF_3), 16 – Nikolaishor (PR_1); 17 – Khatalambinsky-gabbro-dolerite complex (RF_3-V); 18 – elements of occurrence of planar structures (bedding, banding, schistosity); 19 – boundaries: а – of geological bodies, б – of the zone of low-temperature diaphthorites along the periphery of the Nikolaishor complex; 20 – tectonic boundaries: а – nodules and thrust faults, б – faults and faults dew, в – steeply dipping disjunctives. An asterisk with a number indicates the place of sampling and the number of the sample.

кополосчатыми хлорит-мусковит-альбит-кварцевыми и мусковит-альбит-кварцевыми сланцами с редкими прослоями темно-серых филлитовидных сланцев. Мощность хобеинской свиты 700–1000 м.

Мороинская свита согласно перекрывает отложения хобеинской свиты. Она характеризуется резкой изменчивостью литологического состава: разным соотношением в различных разрезах сви-

ты терригенных, вулканогенных и карбонатных пород. Свита сложена темно-серыми и серыми мусковит-хлорит-альбит-кварцевыми сланцами, известковистыми сланцами с прослоями и линзами мраморов и мраморизованных доломитов, зелеными ортосланцами, кварцитами. В целом вверх по разрезу свиты роль карбонатных пород увеличивается. Мощность свиты 1000–1500 м.

Саблегорская свита с размывом залегает на мороинской. В нижней части свиты преобладают основные вулканиды, в средней – эффузивы и туфы кислого состава, в верхней, наряду с кислыми, преимущественно пирокластическими образованиями, отмечаются вулканогенные породы среднего и основного состава. В бассейне р. Пелингичей в основании свиты залегают туфоконгломераты мощностью 6–8 м с крупными лапиллями, бомбами базальтов с корками закалывания и галькой розовых кварцитов (Государственная..., 2013).

Лаптопайская свита в пределах рассматриваемого района отсутствует, распространена фрагментарно южнее. Залегает с размывом на разных частях мороинской и саблегорской свит. Представлена полимиктовыми конгломератами и песчаниками, алевролитами и алевролито-глинистыми породами основного и кислого состава. В базальных конгломератах галька состоит из пород нижележащих свит, а также габбро-диабазов и гранитоидов (Государственная..., 2001).

На разных горизонтах верхнедокембрийского разреза с размывом и структурным несогласием залегают нижнепалеозойские терригенно-карбонатные отложения.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для получения монофракции циркона отобрана пр. К-20 из кварцитсодержащей толщи на хр. Россомеха, прослеживающейся в виде полосы шириной до 2.5 км и протяженностью 30 км, от истоков руч. Лапчавож на юге до истоков р. Бол. Каталамбию на севере, и относящейся, по нашим данным, к хобеинской свите. Проба отобрана на вершине с отм. 1331 м, в 4 км к северо-востоку от горы Лапча-Из (N 65°10'17.4" E 60°35'35.8") из коренного обнажения белых рассланцованных мусковитсодержащих кварцитов (см. рис. 1). Проба измельчена в ступе до размера <0.25 мм и промыта в проточной водопроводной воде до серого шлиха. Полученный серый шлик разделен на фракции с использованием бромформы, магнитной и электромагнитной сепарации. Извлеченные под бинокулярном зерна циркона из тяжелой немагнитной фракции изучены в проходящем и отраженном свете с помощью поляризационного микроскопа БиОптик СР–400 и более детально 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 с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM–6400 с энергетическим спектрометром Link с ускоряющим напряжением и током на образцах – 20 кВ и $2 \cdot 10^{-9}$ А соответственно и сертифицированными стандар-

тами фирмы “Microspec”. Католюминесцентные изображения цирконов получены с использованием СЭМ ThermoFischer Scientific Axia ChemiSEM с выдвижным детектором католюминесценции RGB с диапазоном обнаружения длин волн 350–850 нм.

Для изучения особенностей вещественного состава и условий формирования кварцитов установлено содержание порообразующих оксидов традиционным весовым химическим методом. При этом, кроме пр. К-20, проанализированы и другие пробы кварцитов из имеющейся у нас коллекции, отобранные на хр. Россомеха.

Указанные выше исследования выполнены в ЦКП “Геонаука” Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар).

Интерпретация результатов химических анализов проведена с использованием индикаторных соотношений и коэффициентов, применяющихся для выяснения условий образования отложений.

Изотопные исследования циркона из пр. К-20 выполнены U-Pb (LA-SF-ICP-MS) методом. Этот метод реализован 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. Хубанова 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.

РЕЗУЛЬТАТЫ ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА

Монофракция циркона (пр. К-20) отобрана из средней части разреза кварцитсодержащей толщи на хр. Россомеха (см. рис. 1). Выбор места отбора пробы обусловлен тем, что вопрос о принадлежности этих пород к хобеинской свите, как уже было отмечено выше, остается дискуссионным. Так, по мнению Я.Э. Юдовича и его коллег (2016, с. 31), кварциты на хр. Россомеха залегают либо на коре выветривания по сланцам мороинской свиты верхнего рифея, либо на алькесвожской толще позднекембрийско-раннеордовикского возраста; “они никак не могут быть хобеинскими – они либо алькесвожские ($\text{E}_3\text{--O}_1$), либо тельпосские (O_1)”. Поэтому датирование кварцитов, прослеживающихся на хр. Россомеха, и установление их стратиграфической позиции вносят определенный вклад в геологическую изученность рассматриваемой территории.

Кроме того, пр. К-20 характеризует среднюю часть разреза кварцитсодержащей толщи и в случае ее принадлежности к хобеинской свите, с учетом уже имеющихся результатов датирования цирконов из нижней и верхней частей этой свиты (Соболева и др., 2022; Пыстин и др., 2022), дает возможность получить более полную информацию о возрасте детритовых цирконов из разных частей свиты, а именно: определить, изменяется ли вверх по разрезу и каким образом соотношение разновозрастных популяций детритового циркона, и тем самым оценить участие разных источников сноса кластики в приполярноуральскую часть позднедокембрийского бассейна осадконакопления в хобеинское время.

Для белых рассланцованных мусковитсодержащих кварцитов, из которых отобрана пр. К-20, характерны гранобластовая структура и сланцеватая текстура. Пороодообразующие минералы представлены кварцем и мусковитом. Среди акцессорных минералов установлены апатит, циркон, титанит. Циркон представлен светло-розовыми хорошо окатанными зернами изометричной и удлиненной формы. Поверхность зерен шероховатая, на поверхности видны трещины, углубления, отмечаются включения черного цвета. В единичных экзemplарах встречаются розовые среднеокатанные короткопризматические зерна со сглаженными ребрами призмы.

Проанализировано 101 зерно циркона, 16 анализов с высокой дискордантностью ($D > 10\%$) исключены из рассмотрения. Результаты изотопных анализов оставшихся 85 зерен циркона приведены в табл. 1. Циркон с максимальной датировкой имеет позднеархейский возраст – 2528 ± 20 млн лет, самый молодой датируется поздним рифеем – 972 ± 26 млн лет. Основная масса зерен циркона (80%) имеет ранне- и среднерифейский возраст и варьируется в интервале 1049–1629 млн лет. Рассчитанный средневзвешенный возраст трех наиболее молодых зерен циркона составляет 988 ± 28 млн лет.

ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ СНОСА ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА

По полученному интервалу возрастных датировок (см. табл. 1) и характеру возрастных спектров зерен детритового циркона пр. К-20 сходна с пробами ранее проанализированных зерен циркона из отложений хобеинской свиты Приполярного Урала (рис. 2) и резко отличается по этим характеристикам от проб циркона из нижнепалеозойских отложений северной части Урала (рис. 3). Это доказывает принадлежность кварцитов хр. Россомаха к хобеинской свите. На рис. 2 в целях сравнения возрастных характеристик детритового циркона из различных частей хобеинской свиты, кроме гистограммы и графика плотности вероятности распределения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов детритовых цирко-

нов пр. К-20, показаны соответствующие графики для циркона из верхней (см. рис. 2а) и нижней (см. рис. 2в) частей этого стратиграфического подразделения. На этой же диаграмме приведены обобщенная гистограмма и график плотности вероятности распределения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов циркона из полиметаморфических образований Приполярного Урала (см. рис. 2г), для которых в последние годы получены изотопные возрастные датировки U-Pb (LA-SF-ICP-MS) методом в той же лаборатории (г. Улан-Удэ, ГИН СО РАН), что и для циркона хобеинской свиты и других верхнедокембрийских стратонів Приполярного Урала. Это сделано для оценки раннедокембрийских полиметаморфических комплексов севера Урала как возможных источников сноса терригенного материала в Приполярноуральский позднедокембрийский бассейн осадконакопления.

Среди возможных источников сноса при формировании терригенных верхнедокембрийских толщ Тимано-Североуральского региона до настоящего времени большинство исследователей, включая и авторов настоящей статьи, предпочтение отдавали кристаллическим комплексам Фенноскандии и Среднерусского орогена (Андреичев и др., 2014, 2018; Удоратина и др., 2017; Брусницына и др., 2021; Соболева и др., 2022; Пыстин и др., 2022; и др.). Это связано с тем, что для основного интервала датировок детритового циркона (≈ 1700 –900 млн лет) в отложениях тимано-североуральского верхнего докембрия не находится соответствующих по возрасту близрасположенных магматических комплексов.

В то же время, судя по возрастным спектрам циркона в породах нижнедокембрийских полиметаморфических комплексов Приполярного Урала (см. рис. 2г) (для подобных комплексов Полярного Урала и п-ова Канин сопоставимых данных пока нет), в них находят отражение как возрастные параметры возможных источников сноса протолитов метаморфических пород, так и полихронная эволюция их метаморфического преобразования. При этом основные этапы метаморфического минералогенеза, зафиксированные в разных возрастных популяциях циркона, коррелируют с основными эндогенными событиями в истории формирования как Восточно-Европейской платформы (ВЕП), так и ее северо-восточного и восточного складчатых обрамлений – Тимана и Урала.

Интервал 2950–2400 млн лет представлен датировками детритового циркона. Они характеризуют возраст протолитов метаморфических пород. Интервал 2150–450 млн лет образован метаморфогенным цирконом так называемых гранулитового и мигматитового типов (Краснобаев, 1986).

Морфологические особенности метаморфогенного циркона из полиметаморфических комплексов Приполярного Урала нами неоднократно описаны ранее (Пыстина, 1997; Пыстина, Пыстин, 2002, 2018;

Таблица 1. Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритового циркона из кварцитов хобейнской свиты

Table 1. U-Pb (LA-ICP-MS) dating results of detrital zircons from quartzites of the Khibeinskaya formation

Номер зерна	Th/U	Изотопные отношения $\pm 1\sigma$		Rho	Возраст $\pm 1\sigma$, млн лет		D, %
		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$	
1	0.30	0.1583 \pm 1.3	0.0715 \pm 0.9	0.5	948 \pm 7	972 \pm 26	3
2	0.33	0.1682 \pm 1.4	0.0723 \pm 1	0.5	1002 \pm 7	995 \pm 27	-1
3	0.36	0.1591 \pm 1.3	0.0724 \pm 1.1	0.4	952 \pm 7	997 \pm 30	5
4	0.47	0.1623 \pm 1.2	0.0727 \pm 0.9	0.6	969 \pm 7	1006 \pm 24	4
5	0.3	0.1654 \pm 1.4	0.0729 \pm 1.1	0.4	987 \pm 8	1011 \pm 30	3
6	0.32	0.1602 \pm 1.3	0.0731 \pm 1	0.5	958 \pm 7	1018 \pm 28	6
7	0.36	0.1672 \pm 1.3	0.0735 \pm 1	0.5	997 \pm 7	1028 \pm 27	3
8	0.40	0.1630 \pm 1.3	0.0743 \pm 1	0.5	973 \pm 7	1049 \pm 27	8
9	0.37	0.1626 \pm 1.3	0.0744 \pm 1.1	0.5	971 \pm 7	1052 \pm 28	8
10	0.53	0.1664 \pm 1.3	0.0746 \pm 1	0.5	992 \pm 7	1057 \pm 26	7
11	0.84	0.1681 \pm 1.4	0.0750 \pm 1.2	0.5	1001 \pm 8	1069 \pm 31	7
12	0.36	0.1657 \pm 1.3	0.0750 \pm 0.9	0.6	989 \pm 7	1070 \pm 24	8
13	0.45	0.1741 \pm 1.4	0.0751 \pm 1.1	0.5	1035 \pm 8	1070 \pm 29	3
14	0.35	0.1668 \pm 1.3	0.0755 \pm 1.1	0.5	994 \pm 7	1083 \pm 28	9
15	0.4	0.1840 \pm 1.4	0.0769 \pm 1	0.5	1089 \pm 8	1118 \pm 25	3
16	0.19	0.1822 \pm 1.4	0.0775 \pm 1	0.5	1079 \pm 8	1134 \pm 25	5
17	0.37	0.1852 \pm 1.4	0.0787 \pm 1	0.6	1095 \pm 8	1163 \pm 24	6
18	0.2	0.1929 \pm 1.6	0.0787 \pm 1.1	0.5	1137 \pm 9	1164 \pm 28	2
19	0.26	0.2089 \pm 1.7	0.0789 \pm 1	0.5	1223 \pm 9	1169 \pm 25	-2
20	0.28	0.1962 \pm 1.5	0.0789 \pm 1	0.5	1155 \pm 8	1169 \pm 25	1
21	0.21	0.1958 \pm 1.5	0.0789 \pm 0.9	0.6	1153 \pm 8	1170 \pm 23	2
22	0.64	0.1868 \pm 1.5	0.0790 \pm 1.1	0.5	1104 \pm 8	1172 \pm 27	6
23	0.42	0.1844 \pm 1.5	0.0791 \pm 1	0.5	1091 \pm 8	1174 \pm 25	3
24	0.35	0.1937 \pm 1.6	0.0791 \pm 1.1	0.5	1142 \pm 9	1174 \pm 28	8
25	0.03	0.1973 \pm 1.6	0.0792 \pm 1	0.5	1161 \pm 8	1177 \pm 25	1
26	0.39	0.1940 \pm 1.5	0.0793 \pm 1	0.5	1143 \pm 8	1180 \pm 24	3
27	0.31	0.1964 \pm 1.5	0.0794 \pm 1	0.5	1156 \pm 8	1181 \pm 24	2
28	0.26	0.1875 \pm 1.5	0.0794 \pm 1	0.5	1108 \pm 8	1182 \pm 24	7
29	0.23	0.1877 \pm 1.4	0.0797 \pm 1	0.6	1109 \pm 8	1190 \pm 24	7
30	0.64	0.1892 \pm 1.6	0.0800 \pm 1.2	0.5	1117 \pm 8	1197 \pm 28	7
31	0.26	0.1923 \pm 1.6	0.0801 \pm 1.1	0.5	1134 \pm 8	1200 \pm 27	6
32	0.43	0.1975 \pm 1.6	0.0802 \pm 1.1	0.5	1162 \pm 9	1202 \pm 26	3
33	0.37	0.1965 \pm 1.6	0.0804 \pm 1.1	0.5	1157 \pm 9	1208 \pm 26	4
34	0.41	0.1968 \pm 1.5	0.0805 \pm 0.9	0.6	1158 \pm 8	1210 \pm 22	4
35	0.50	0.2073 \pm 1.7	0.0806 \pm 1.1	0.5	1214 \pm 9	1212 \pm 27	0
36	0.38	0.2043 \pm 1.6	0.0807 \pm 1	0.6	1199 \pm 8	1214 \pm 23	1
37	0.29	0.2006 \pm 1.5	0.0809 \pm 1	0.6	1179 \pm 8	1220 \pm 23	3
38	0.41	0.1910 \pm 1.5	0.0812 \pm 1.1	0.5	1127 \pm 8	1227 \pm 25	9
39	0.38	0.2069 \pm 1.6	0.0813 \pm 1	0.5	1212 \pm 9	1230 \pm 24	1
40	0.42	0.1949 \pm 1.5	0.0815 \pm 1.1	0.5	1148 \pm 8	1234 \pm 26	7
41	0.30	0.1984 \pm 1.5	0.0819 \pm 1	0.6	1167 \pm 8	1244 \pm 23	7
42	0.35	0.2042 \pm 1.6	0.0821 \pm 1.1	0.5	1198 \pm 9	1248 \pm 25	4
43	0.60	0.1997 \pm 1.5	0.0822 \pm 1	0.6	1174 \pm 8	1250 \pm 23	7
44	0.28	0.2009 \pm 1.5	0.0824 \pm 1	0.6	1180 \pm 8	1255 \pm 22	6
45	0.32	0.1958 \pm 1.6	0.0830 \pm 1.1	0.5	1153 \pm 8	1268 \pm 26	10

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

Номер зерна	Th/U	Изотопные отношения $\pm \%$ (1σ)		Rho	Возраст $\pm 1\sigma$, млн лет		D, %
		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$	
46	0.25	0.2037 \pm 1.7	0.0831 \pm 1.2	0.5	1195 \pm 9	1272 \pm 28	6
47	0.27	0.2073 \pm 1.8	0.0832 \pm 1.4	0.4	1215 \pm 9	1274 \pm 32	5
48	0.64	0.2112 \pm 1.7	0.0835 \pm 1.2	0.5	1235 \pm 9	1281 \pm 27	4
49	1.01	0.2103 \pm 1.8	0.0851 \pm 1.4	0.4	1230 \pm 10	1317 \pm 32	7
50	0.72	0.2249 \pm 1.7	0.0856 \pm 1	0.6	1308 \pm 9	1330 \pm 23	2
51	0.37	0.2305 \pm 1.8	0.0857 \pm 1	0.6	1337 \pm 9	1332 \pm 23	0
52	0.57	0.2212 \pm 1.8	0.0859 \pm 1.2	0.5	1288 \pm 9	1335 \pm 26	4
53	0.27	0.2264 \pm 1.9	0.0861 \pm 1.2	0.5	1315 \pm 10	1341 \pm 27	2
54	0.44	0.2234 \pm 1.7	0.0863 \pm 1	0.6	1300 \pm 9	1346 \pm 23	4
55	0.31	0.2226 \pm 1.8	0.0870 \pm 1.2	0.5	1295 \pm 10	1359 \pm 27	5
56	0.47	0.2430 \pm 1.9	0.0899 \pm 1.1	0.6	1402 \pm 10	1424 \pm 22	2
57	0.43	0.2424 \pm 2	0.0902 \pm 1.3	0.5	1399 \pm 10	1429 \pm 26	2
58	0.33	0.2249 \pm 1.7	0.0906 \pm 1	0.6	1308 \pm 9	1438 \pm 22	10
59	0.33	0.2416 \pm 1.9	0.0912 \pm 1.2	0.5	1395 \pm 10	1451 \pm 25	4
60	0.45	0.2463 \pm 2.2	0.0913 \pm 1.5	0.4	1419 \pm 11	1453 \pm 31	2
61	0.42	0.2412 \pm 1.8	0.0915 \pm 1	0.6	1393 \pm 9	1456 \pm 22	5
62	0.22	0.2389 \pm 1.9	0.0916 \pm 1.1	0.6	1381 \pm 10	1459 \pm 23	6
63	0.37	0.2451 \pm 1.9	0.0933 \pm 1.1	0.6	1413 \pm 10	1493 \pm 22	6
64	0.49	0.2406 \pm 1.9	0.0945 \pm 1.2	0.5	1390 \pm 10	1519 \pm 24	9
65	0.28	0.2564 \pm 1.9	0.0947 \pm 1.1	0.6	1471 \pm 10	1523 \pm 21	3
66	0.15	0.2686 \pm 2.1	0.0949 \pm 1.2	0.6	1534 \pm 11	1527 \pm 23	0
67	0.35	0.2684 \pm 2.1	0.0950 \pm 1.2	0.5	1532 \pm 11	1528 \pm 23	0
68	0.57	0.2459 \pm 2	0.0953 \pm 1.3	0.5	1417 \pm 10	1534 \pm 26	8
69	0.58	0.2547 \pm 2	0.0959 \pm 1.2	0.6	1463 \pm 10	1546 \pm 23	6
70	0.69	0.2540 \pm 2	0.0964 \pm 1.3	0.5	1459 \pm 10	1555 \pm 24	7
71	0.61	0.2559 \pm 2	0.0968 \pm 1.2	0.6	1469 \pm 10	1562 \pm 23	6
72	0.62	0.2554 \pm 2	0.0987 \pm 1.3	0.5	1466 \pm 10	1600 \pm 24	9
73	0.68	0.2791 \pm 2.1	0.0988 \pm 1.1	0.6	1587 \pm 10	1602 \pm 21	1
74	0.12	0.2597 \pm 2.3	0.0993 \pm 1.6	0.4	1488 \pm 12	1611 \pm 30	8
75	1.21	0.2685 \pm 2.5	0.1002 \pm 1.8	0.4	1533 \pm 13	1629 \pm 33	6
76	0.90	0.2982 \pm 2.4	0.1045 \pm 1.3	0.5	1682 \pm 12	1706 \pm 23	1
77	0.47	0.2983 \pm 2.3	0.1058 \pm 1.3	0.6	1683 \pm 12	1728 \pm 22	3
78	0.50	0.2892 \pm 2.4	0.1068 \pm 1.5	0.5	1637 \pm 12	1745 \pm 26	7
79	0.76	0.3073 \pm 2.4	0.1071 \pm 1.2	0.6	1728 \pm 12	1750 \pm 21	1
80	0.46	0.3046 \pm 2.4	0.1075 \pm 1.4	0.5	1714 \pm 12	1758 \pm 23	3
81	0.67	0.3066 \pm 2.6	0.1102 \pm 1.6	0.5	1724 \pm 13	1803 \pm 26	5
82	0.68	0.3241 \pm 2.7	0.1107 \pm 1.6	0.5	1810 \pm 13	1810 \pm 25	0
83	0.57	0.3249 \pm 2.6	0.1153 \pm 1.5	0.5	1813 \pm 13	1885 \pm 24	4
84	1.34	0.3380 \pm 3.3	0.1277 \pm 2.1	0.4	1877 \pm 16	2067 \pm 29	10
85	0.70	0.4768 \pm 3.8	0.1671 \pm 2	0.6	2513 \pm 17	2528 \pm 20	1

Примечание. Rho – коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. D – дискордантность: $D = 100[\text{возраст } (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})/\text{возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]$.

Note. Rho is the correlation coefficient between errors in the determination of isotope ratios of $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. D – discordance: $D = 100[\text{age } (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})/\text{age } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]$.

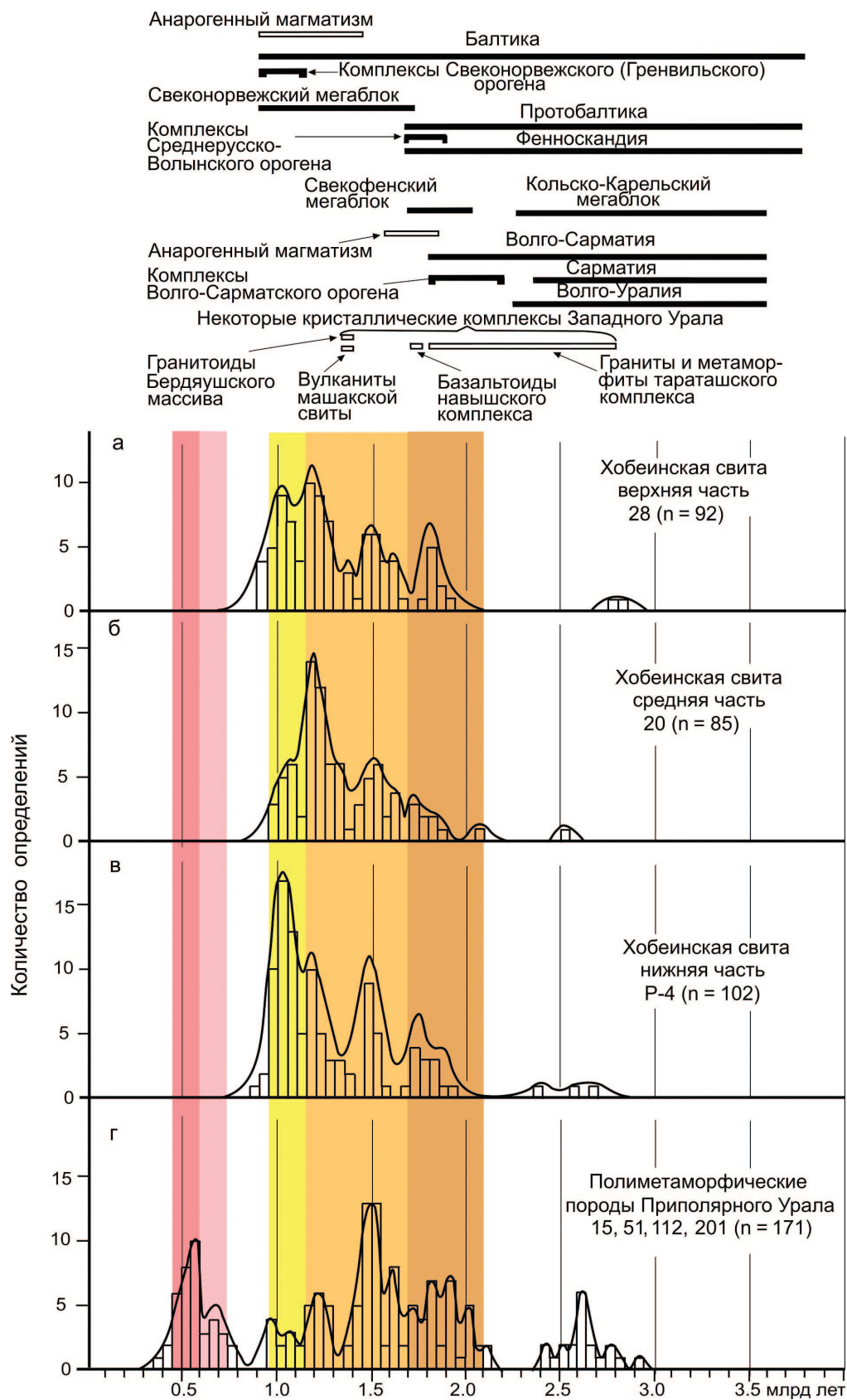


Рис. 2. Гистограммы и графики плотности вероятности распределения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов детритового циркона из кварцитов хобеинской свиты.

Места отбора и номера проб показаны на рис. 1. Проба 28 – по (Пыстин и др., 2022), пр. К-20 – наши данные, пр. Р-4, по (Соболева и др., 2022). Над графиками показаны временные диапазоны основных фаз проявления эндогенной активности в пределах Балтики, по (Кузнецов и др., 2014, с дополнениями). Цветом выделены основные провенанс-сигналы.

Fig. 2. Histograms and graphs of the probability density distribution of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of detrital zircons from quartzites of the Khobeinskaya formation.

Sampling locations and sample numbers are shown in Fig. 3. Sample 28 after (Pystin et al., 2022), sample 20 are our data, sample Р-4 after (Soboleva et al., 2022). Above the graphs are shown the time ranges of the main phases of endogenous activity within the Baltic, after (Kuznetsov et al., 2014, with additions). The main provenance signals are highlighted in color.

и др.). Здесь лишь отметим, что в зернах такого циркона отсутствуют признаки, указывающие на их возможную транспортировку в водной или воздушной среде. Они представлены кристаллами без признаков механического износа и не могут быть отнесены к детритовым образованиям, как это полагают некоторые исследователи (Соболева и др., 2022).

На гистограмме распределения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов метаморфогенного циркона (см. рис. 2г) можно выделить интервалы 2150–1700, 1700–1350, 1350–1150, 1150–950, 750–600 и 600–450 млн лет.

Первый возрастной интервал характеризует время проявления высокотемпературного метаморфизма, с пиковыми значениями которого, вероятно, связана кристаллизация циркона гранулитового типа ≈ 2150 млн лет назад (U-Pb датировки такого циркона в породах николайшорского комплекса и щокурьинской свиты приведены выше). Этот этап гранулитового (?) метаморфизма по времени коррелирует (Bogdanova et al., 2008) со слиянием Волго-Уралии с Сарматией (≈ 2100 млн лет назад). Более поздние процессы метаморфизма амфиболитовой фации и сопряженные с ними процессы гранитизации по времени связаны с объединением двух перечисленных мегаблоков с Фенноскандией и образованием Среднерусского орогена (≈ 1800 млн лет назад). Нижняя граница возрастного интервала – 1700 млн лет – ограничивает время проявления этих эндогенных событий.

Три следующих возрастных интервала, ограниченных значениями от 1700 до 950 млн лет, не находят явного подтверждения в парагенезисах породообразующих метаморфогенных минералов. Однако наличие соответствующих возрастных популяций циркона указывает на то, что в это время процессы метаморфизма периодически возобновлялись. Вероятно, они были высокотемпературными (изофациальными с предыдущими процессами метаморфического преобразования пород) и поэтому проявлялись в виде криптометаморфизма. Циркон с возрастными значениями, отвечающими раннему рифею и первой половине среднего рифея, вероятно, является продуктом метаморфической активизации, по времени сопряженной с навьшским и машакским вулканическими событиями, относящимися, возможно, к субглобальным проявлениям на суперконтиненте Нуна/Ко-

лумбия (Puchkov et al., 2013; Пучков, 2018), а также с другими проявлениями анарогенного магматизма. Последняя в этом возрастном интервале популяция циркона (1150–950 млн лет) соответствует времени проявления гренвилевского (свеконорвежского) орогена (Bogdanova et al., 2008; Bingen et al., 2008; и др.). Считается, что в это время уральская и тиманская окраины ВЕП были амагматичны (Пучков, 2010). Тем не менее как в приполярноуральских, так и других полиметаморфических комплексах Урала “гренвилевский этап” метаморфизма в цирконовой геохронологии также фиксируется (Пыстина, Пыстин, 2002). Проявление зонального метаморфизма дистен-силлиманитового типа в позднем рифее (973 ± 49 млн лет), достигавшего пиковых значений $T = 600\text{--}650^\circ\text{C}$, $P = 8\text{--}10$ кбар, установлено в породах белокаменского метаморфического комплекса Ишеримского блока на Северном Урале (Петров, 2020). Исходя из концепции об амагматичности уральской окраины ВЕП, автор предположил, что в среднем рифее Ишеримский блок мог быть частью “скандинавской” окраины Балтики (или Лаврентии?), а в позднем венде – раннем кембрии был аккрегирован к уральской окраине палеоконтинента. Но не исключено, а, на наш взгляд, и более вероятно автохтонное залегание Ишеримского блока.

Интервал 750–600 млн лет с максимумом плотности вероятности 675 млн лет характеризует время проявления метаморфической зональности в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций умеренных давлений и сопряженных с ними процессов гранитообразования. Породы, слагающие разрез верхнего докембрия, в это время претерпели зеленосланцевый метаморфизм, поэтому в их составе новообразованные зерна циркона с датировками, соответствующими названному интервалу, отсутствуют. Интервал 600–450 млн лет с максимумом плотности вероятности 550 млн лет характеризует время масштабного проявления процессов гранитогенезиса, которые привели к формированию основной части гранитных массивов, объединяемых в сальнеро-маньхамбовский комплекс (Корреляция..., 1988).

Приведенные выше данные с учетом хорошей сопоставимости возрастных спектров детритового циркона из пород хобеинской свиты (см. рис. 2а–в)

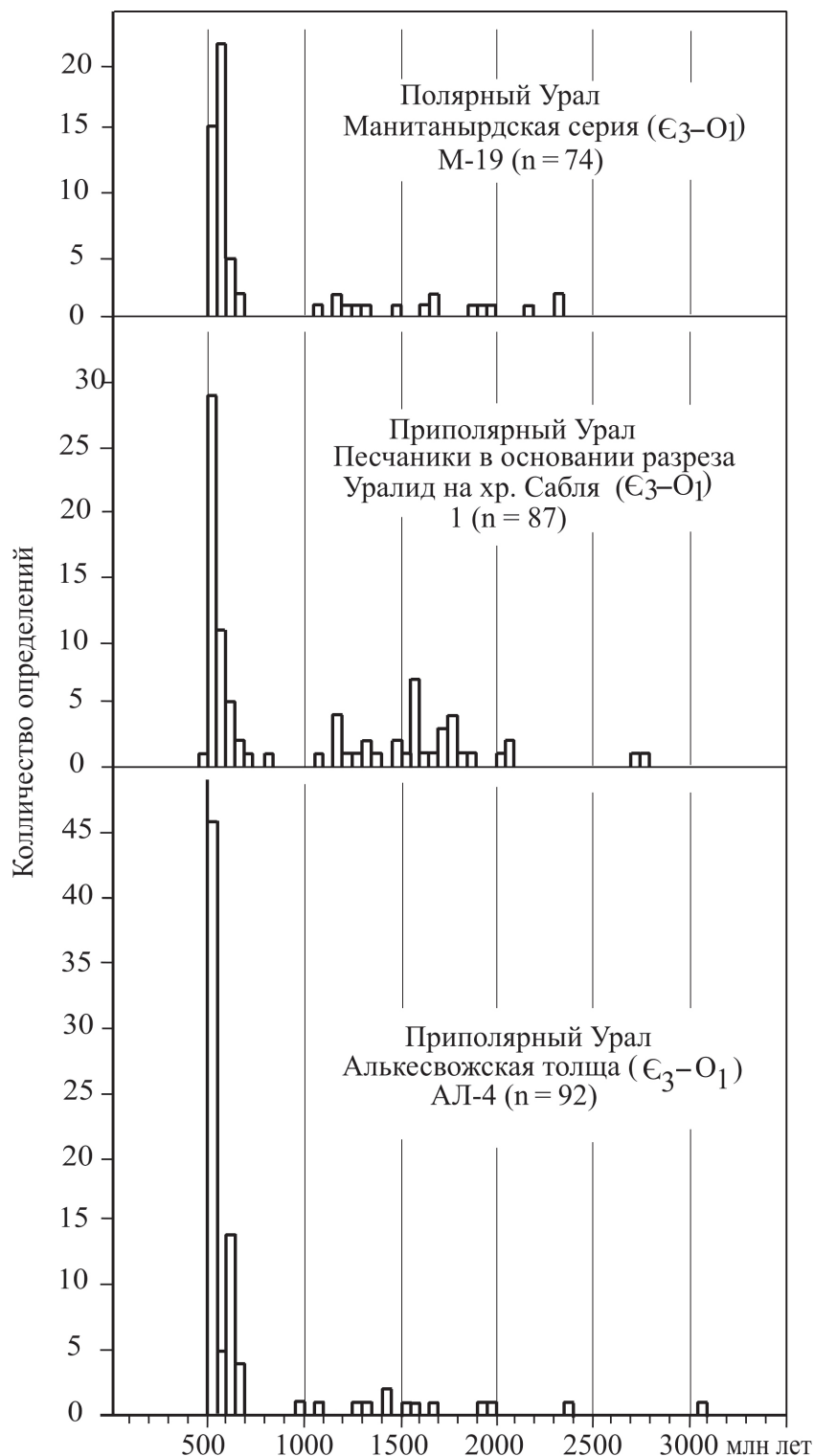


Рис. 3. Гистограммы распределения U-Pb возрастов детритового циркона из нижнепалеозойских терригенных отложений северной части Урала.

Проба М-19 – по (Никулова, Соболева, 2019), пр. 1 – по (Никулова и др., 2016), пр. АЛ-4 – по (Никулова, Хубанов, 2022).

Fig. 3. Histograms of the distribution of ages of detrital zircons from the Lower Paleozoic terrigenous deposits of the northern part of the Urals.

Sample M-19 after (Nikulova, Soboleva, 2019), sample 1 after (Nikulova et al., 2016), sample AL-4 after (Nikulova, Khubanov, 2022).

с частью возрастного спектра цирконов из полиметаморфических образований (см. рис. 2г), ограниченного интервалом 2150–950 млн лет, дают основание для утверждения, что полиметаморфические комплексы в хобеинское время могли выступать как источники сноса в приполярноуральскую часть верхнедокембрийского бассейна осадконакопления. В нижележащих отложениях пуйвинской свиты, с которой начинается верхнедокембрийский разрез рассматриваемой территории, практически отсутствует циркон возрастом более 1600 млн лет (Пыстин и др., 2019). Это может быть связано с тем, что при формировании базальных отложений верхнедокембрийского разреза Приполярного Урала роль кристаллических пород фундамента уральской окраины ВЕП была невелика или вовсе отсутствовала; в это время в пределах доступности транспортировки обломочного материала они не были эродированы и не дренировались (Пыстин и др., 2022). И только начиная с хобеинского времени породы кристаллического фундамента северо-восточной окраины ВЕП, представленные на современном эрозионном уровне полиметаморфическими комплексами Приполярного и других районов Тимано-Североуральского региона, могли быть выведены на дневную поверхность. Сравнение возрастных спектров зерен циркона из разных частей хобеинской свиты (см. рис. 2а–в) показывает, что вверх по разрезу увеличивается доля циркона с датировками в возрастном интервале 1700–1350 млн лет от 19 до 27% и уменьшается в возрастном интервале 1150–950 млн лет от 44 до 27%. А в лежащих выше отложениях мороинской свиты последняя из указанных возрастных популяций циркона составляет всего 2% (Пыстин и др., 2022). Это может быть связано с тем, что при формировании верхнедокембрийского разреза Приполярного Урала роль близрасположенных полиметаморфических комплексов как источников сноса терригенного материала постепенно возрастала, а роль “скандинавских” кристаллических комплексов, напротив, уменьшалась. Отметим, что именно зерна циркона с датировками в интервале 1700–1350 млн лет представляют собой наиболее многочисленную популяцию среди метаморфогенного циркона в породах полиметаморфических комплексов Приполярного Урала (см. рис. 2г).

ВОЗРАСТ ХОБЕИНСКОЙ СВИТЫ

Рассчитанный средневзвешенный возраст трех наиболее молодых зерен циркона в пр. К-20 составляет 988 ± 28 млн лет. Это означает, что породы имеют позднерифейский или более молодой возраст. По нижней и верхней частям свит получены сопоставимые значения возрастов: 927 ± 54 и 934 ± 27 млн лет соответственно (Соболева и др., 2022; Пыстин и др., 2022). Минимальный возраст детритового цир-

кона из нижней части сланцевой толщи пуйвинской свиты, подстилающей хобеинскую свиту, – 883 ± 72 млн лет. С учетом всех имеющихся данных возраст хобеинской свиты <880 млн лет. Залегающая выше мороинская свита содержит миньярскую и укскую органику (Государственная..., 2001). Верхняя возрастная граница укского горизонта – 750–770 млн лет (Сергеева, Пучков, 2022). Таким образом, возраст отложений хобеинской свиты ориентировочно может быть оценен в 800–850 млн лет. Это подтверждает сделанное нами ранее предположение об инзерском уровне хобеинской свиты (Пыстин, Пыстина, 2019). Датированный возраст инзерской свиты Башкирского мегантиклинория – 836–803 млн лет (Rb-Sr, иллит) и 844 ± 24 млн лет (Pb-Pb, известняк) (Kuznetsov et al., 2017).

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КВАРЦИТОВ

В табл. 2 приведены химические составы кварцитов хобеинской свиты и вычисленные по результатам химических анализов индикаторные соотношения, коэффициенты, индексы и модули. В целях установления состава материнских пород, по которым образовались кварциты, результаты химических анализов вынесены на ряд диаграмм (рис. 4). На диаграмме, показывающей отношение щелочей K_2O/Na_2O (см. рис. 4а), фигуративные точки составов попадают в поле аркозов, что предполагает участие кислых магматических и (или) метаморфических пород в качестве источников сноса терригенного материала при формировании осадков, по которым образовались кварциты. Судя по положению точек составов кварцитов на остальных диаграммах (см. рис. 4б–г), их протолитами были аркозовые, олигомиктовые и кварцевые песчаники. По значению гидролизатного модуля (ГМ) кварциты хобеинской свиты относятся к нормо-, гипер-, и суперсилитам (рис. 5а). Значение модуля нормированной щелочности НКМ для всех пород >0.3 (рис. 5а), что, по мнению Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис (2000), является критерием присутствия в породах неизмененного полевого шпата. По значению титанового модуля ТМ подавляющее количество образцов являются нормотитанистыми (рис. 5б), что указывает на слабую динамическую сортировку исходного кластического материала.

Для определения степени изменения материнских пород и интенсивности их выветривания использованы химические индексы изменения состава – CIA – (Nesbitt, Young, 1982) и выветривания – CIW – пород (Harnois, 1988), а также индексы изменения плагиоклаза – PIA (Fedo et al., 1995) – и зрелости осадка – ICV (Cox et al., 1995).

В корях выветривания CIA приближается к 100, в то время как в невыветрелых породах оно близко к 50. В кварцитах хобеинской свиты величина CIA

Таблица 2. Содержание породообразующих оксидов (мас. %), индикаторные соотношения, коэффициенты и модули
Table 2. Content of rock-forming oxides in quartzites (wt %), indicator ratios, coefficients and modules

Компонент	№ образца									
	HP-19-15	K-20	1004A	1310	1311-1	3186-43	3186-54	3192	3186-16	3083-3
SiO ₂	85.44	91.53	88.18	90.64	80.62	96.34	87.87	93.2	82.48	82.46
TiO ₂	0.23	0.39	0.4	0.27	0.3	0.015	0.32	0.08	0.5	0.21
Al ₂ O ₃	6.64	3.96	5.26	4.35	8.87	1.17	6.03	2.7	8.46	8.68
Fe ₂ O ₃	0.51	2.43	1.89	0.3	1.39	0.46	0.99	0.35	1.43	0.6
FeO	1.04	0.76	0.72	0.72	0.94	0.14	0.72	0.43	1.22	0.86
MnO	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04
CaO	0.46	0.19	0.53	0.53	0.72	0.3	0.3	0.67	0.21	0.62
MgO	0.25	0.1	0.54	0.54	0.4	0.27	0.42	0.38	0.49	0.44
Na ₂ O	1.12	0.16	0.38	0.99	0.18	0.18	0.62	0.38	0.91	2.63
K ₂ O	3.62	1.02	4.14	1.2	4.68	0.25	1.69	0.72	2.1	2.48
H ₂ O	0.18	0.1	0.2	—	—	0.07	0.19	0.07	0.12	0.15
P ₂ O ₅	0.11	0.04	0.08	0.17	0.13	0.07	0.04	0.04	0.04	0.04
CO ₂	0.1	0.5	0.18	0.1	0.1	0.1	0.1	0.18	0.1	0.18
П.п.п.	0.5	0.1	0.87	0.58	1.26	0.63	1.08	0.9	1.29	0.85
Сумма	100.21	100.01	100.11	100.13	99.41	99.85	100.4	99.88	99.28	100.06
ГМ	0.10	0.08	0.09	0.06	0.14	0.02	0.09	0.04	0.14	0.13
HKM	0.71	0.30	0.86	0.50	0.55	0.37	0.38	0.41	0.36	0.59
ТМ	0.03	0.10	0.08	0.06	0.03	0.01	0.05	0.03	0.06	0.02
CIA	53	72	48	55	61	61	63	62	65	54
CIW	78	90	82	66	93	72	79	76	79	65
ICV	1.09	1.02	1.58	1.16	0.94	1.36	0.84	1.18	0.77	1.06
PIA	59	87	40	58	85	66	72	69	73	56
DF1	-8.24	-6.60	-9.98	-7.60	-8.26	-8.38	-6.90	-7.85	-5.54	-5.06
DF2	0.31	-5.40	-0.71	-3.72	0.34	-6.44	-3.57	-5.28	-2.53	0.87

Примечание. Модули: ГМ = (Al₂O₃ + TiO₂ + Fe₂O₃ + FeO + MnO)/SiO₂; HKM = Na₂O + K₂O/Al₂O₃; ТМ = TiO₂/Al₂O₃ Индексы CIA = [Al₂O₃/(Al₂O₃ + CaO + Na₂O + K₂O)]100; CIW = [Al₂O₃/(Al₂O₃ + CaO + Na₂O)]100; ICV = (Fe₂O₃ + K₂O + Na₂O + CaO + MgO + TiO₂)/Al₂O₃; PIA = [(Al₂O₃-K₂O)/(Al₂O₃-K₂O) + CaO + Na₂O)]100.

Дискриминантная функция-1 (DF1) = (-1.773TiO₂) + (0.607Al₂O₃) + (0.76Fe₂O₃%) + (-1.5MgO%) + (0.616CaO) + (0.509Na₂O) + (-1.22K₂O) + (-9.09). Дискриминантная функция-2 (DF2) = (0.445TiO₂) + (0.07Al₂O₃) + (-0.25Fe₂O₃) + (-1.142MgO%) + (0.432Na₂O) + (1.426K₂O) + (-6.861).

Модули ГМ, HKM, ТМ рассчитаны по массовым процентам оксидов; индексы CIA, CIW, ICV, PIA рассчитаны по молекулярным количествам оксидов; дискриминантные функции рассчитаны по массовым процентам оксидов.

Note. Modules: ГМ = (Al₂O₃ + TiO₂ + Fe₂O₃ + FeO + MnO)/SiO₂; HKM = Na₂O + K₂O/Al₂O₃; TM = TiO₂/Al₂O₃ Indices CIA = [Al₂O₃/(Al₂O₃ + CaO + Na₂O + K₂O)]100; CIW = [Al₂O₃/(Al₂O₃ + CaO + Na₂O)]100; ICV = (Fe₂O₃ + K₂O + Na₂O + CaO + MgO + TiO₂)/Al₂O₃; PIA = [(Al₂O₃-K₂O)/(Al₂O₃-K₂O) + CaO + Na₂O)]100.

Discriminant function-1 (DF1) = (-1.773TiO₂) + (0.607Al₂O₃) + (0.76Fe₂O₃%) + (-1.5MgO%) + (0.616CaO) + (0.509Na₂O) + (-1.22K₂O) + (-9.09). Discriminant function-2 (DF2) = (0.445TiO₂) + (0.07Al₂O₃) + (-0.25Fe₂O₃) + (-1.142MgO%) + (0.432Na₂O) + (1.426K₂O) + (-6.861).

Modules ГМ, HKM, TM are calculated based on the mass percentage of oxides; indices CIA, CIW, ICV, PIA are calculated based on molecular amounts of oxides; discriminant functions are calculated based on the mass percentage of oxides.

варьируется в интервале 48–65 при единственном значении 72, что указывает на среднюю степень изменения при мобилизации и транспортировке субстрата в область седиментации.

Величина CIW в рассматриваемых породах в основном изменяется в диапазоне 65–82 при среднем значении 75 (8 определений). Для двух проб уста-

новлено более высокое значение CIW – 90 и 93. Известно, что в слабоизмененных докембрийских гранитах и базальтах индекс CIW составляет 76–59, в корях выветривания по указанным породам он достигает 94–98 (Harnois, 1988).

Индекс изменения плагиоклаза PIA для невыветрелых полевых шпатов имеет значение <50.

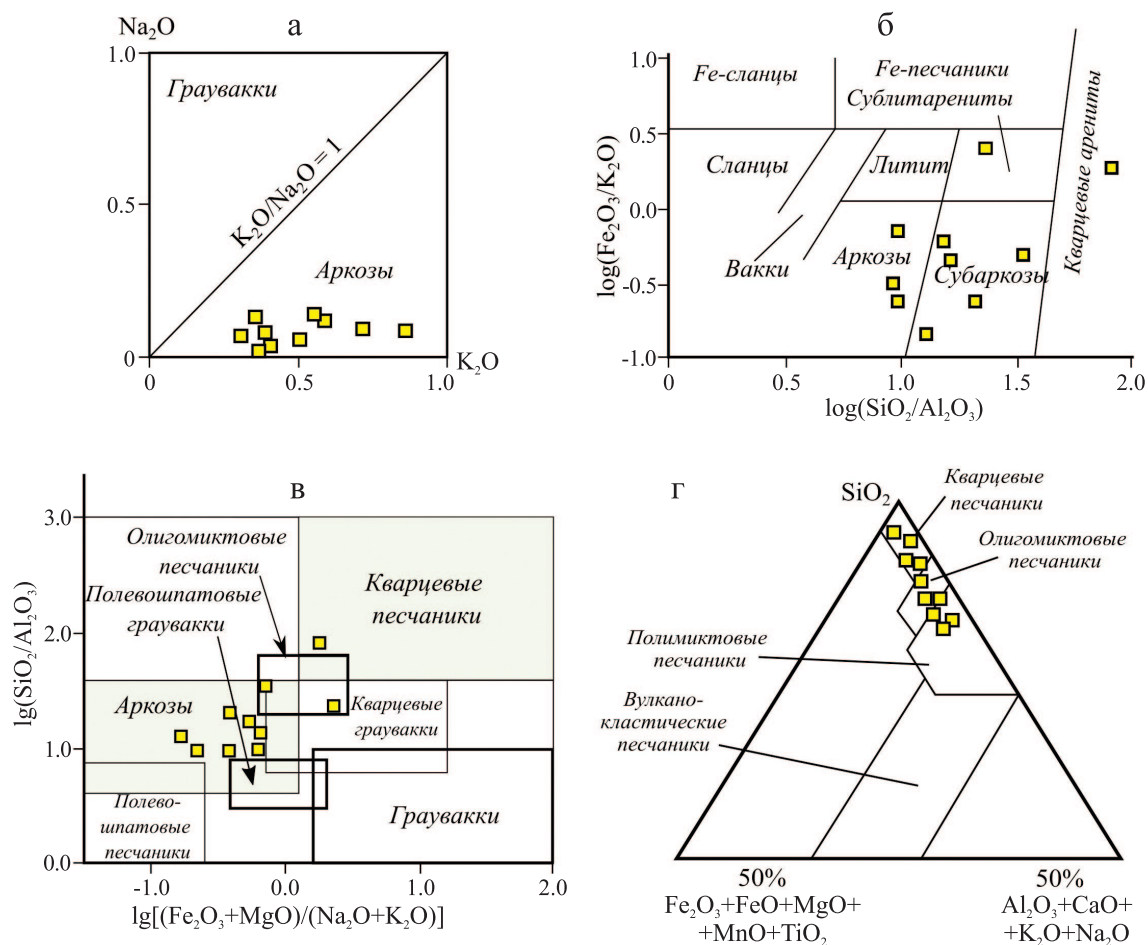


Рис. 4. Классификационные диаграммы для кварцитов хобейнской свиты Ф. Петтиджона с соавторами (1976) (а), М. Херрона (Herron, 1988) (б), О.Ю. Мельничука (2018) (в), А.Г. Коссовской и М.И. Тучковой (1988) (г).

Fig. 4. Classification diagrams for quartzites of the Khibeinskaya formation F. Pettidzhon et al. (1976) (a), M. Herron (1988) (б), O.Yu. Melnichuk (2018) (в), A.G. Kossovskaya and M.I. Tuchkova (1988) (г).

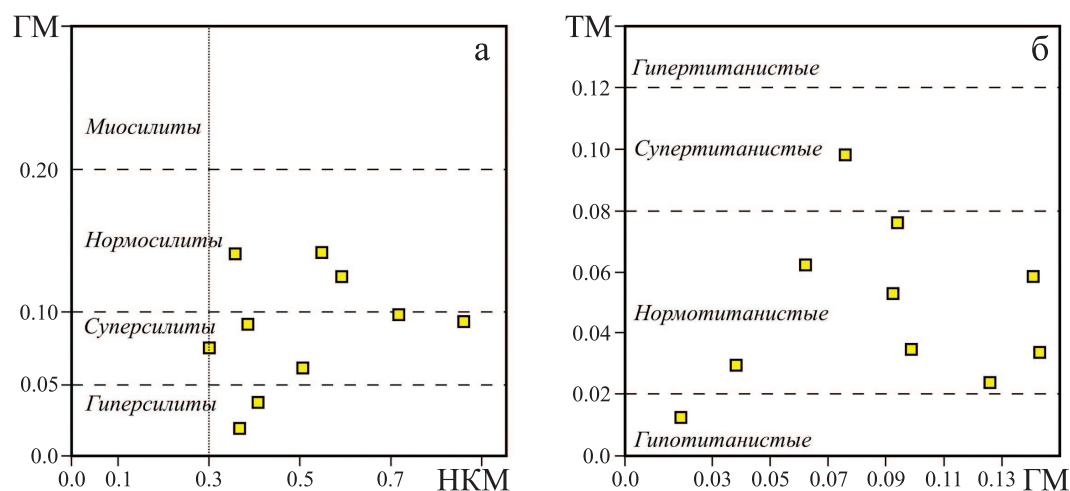


Рис. 5. Диаграммы НКМ–ГМ и ГМ–ТМ для кварцитов хобейнской свиты.

Границы основных классификационных полей согласно (Юдович, Кетрис, 2000).

Fig. 5. NKM–GM and GM–TM diagrams for quartzites of the Khibeinskaya formation.

The boundaries of the main classification fields according to (Yudovich, Ketris, 2000).

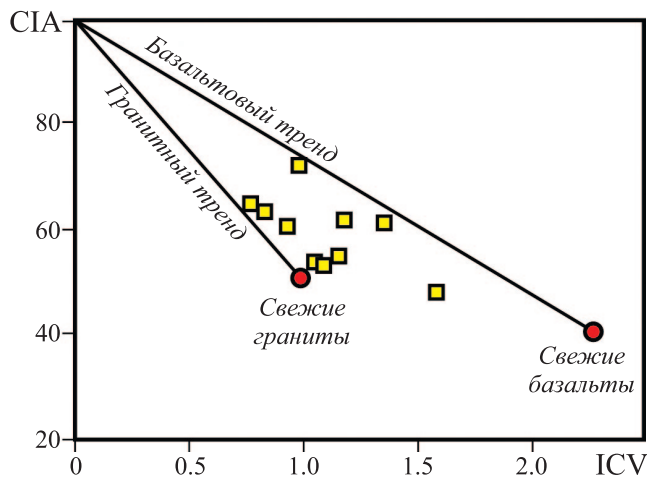


Рис. 6. Диаграмма ICV–CIA для кварцитов хобеинской свиты (Lee, 2002).

Fig. 6. ICV–CIA diagram for quartzites of the Khibeinskaya formation (Lee, 2002).

В кварцитах хобеинской свиты этот индекс варьируется в широком диапазоне – от 40 до 87 – при среднем значении 66.

Индекс зрелости осадка ICV находится в интервале 0.77–1.58 (для большинства близок к 1), что отражает низкое содержание в породах глинозема.

На диаграмме ICV–CIA (рис. 6) преобладающая часть фигуративных точек составов кварцитов примыкает к тренду выветривания гранитов, занимая положение между свежими и слабоизмененными породами. Фигуративные точки, примыкающие к тренду выветривания базальтов, тяготеют к области умеренно измененных пород.

Для установления палеогеодинамических условий формирования отложений фигуративные точки составов изученных пород нанесены на диагностические диаграммы (рис. 7). Все они располагаются в области пассивных континентальных окраин либо тяготеют к этим областям.

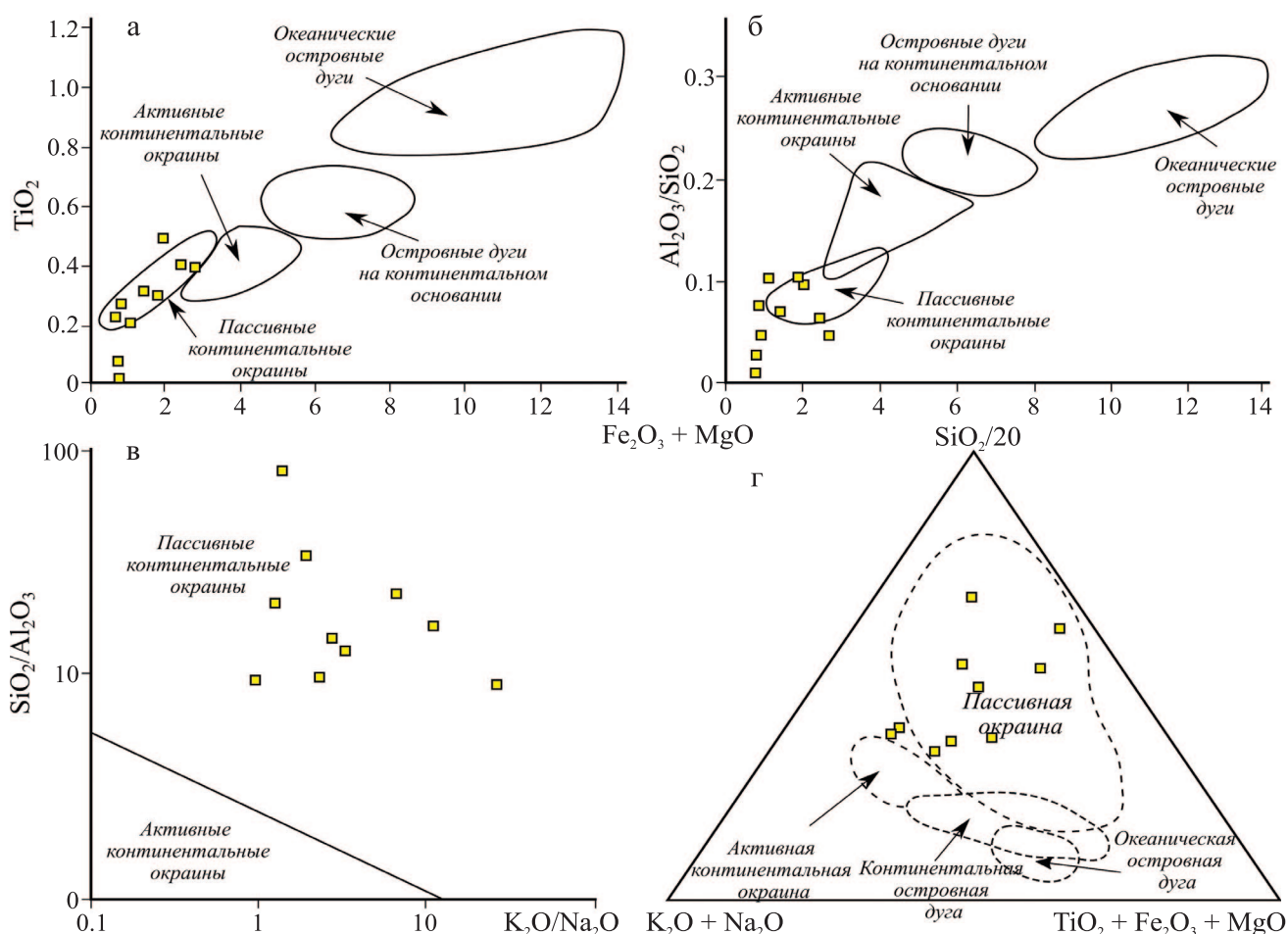


Рис. 7. Диаграммы для реконструкции тектонических обстановок формирования кварцитов по М. Бхатия (Bhatia, 1983) (а, б), Г. Мэйнард с соавторами (Maynard et al., 1982) (в), С. Кроненбергу (Kroonenberg, 1994) (г).

Fig. 7. Geodynamic diagrams for quartzites of the Khibeinskaya formation by M. Bhatia (1983) (a, б), G. Maynard et al. (1982) (в), S. Kroonenberg (1994) (г).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, по результатам U-Pb (LA-SF-ICP-MS) датирования зерен детритового циркона из кварцитов, слагающих гребневую часть хр. Россомаха на севере Приполярного Урала, установлена их принадлежность к хобеинской свите. На основании всех имеющихся к настоящему времени данных возраст хобеинской свиты можно ограничить интервалом 850–800 млн лет, что дает основание считать ее возрастным аналогом инзерской свиты Башкирского мегантиклинория.

Формирование кварцитов хобеинской свиты происходило в условиях пассивной континентальной окраины. Их протолитами послужили преимущественно продукты размыва кислых магматических и (или) метаморфических пород. При этом степень интенсивности выветривания первичных кристаллических пород была разная, что может свидетельствовать о нескольких источниках сноса.

Анализ возрастных спектров детритового циркона из пород хобеинской свиты дает основание предполагать, что источниками сноса терригенного материала могли быть кристаллические комплексы Фенноскандии и Среднерусского орогена, а также полиметаморфические комплексы кристаллического фундамента Тимано-Североуральской окраины ВЕП.

Сопоставление возрастных спектров детритового циркона из пород хобеинской свиты, а также подстилающих и перекрывающих метатерригенных отложений показывает, что при формировании верхнерифейского разреза Приполярного Урала роль близрасположенных полиметаморфических комплексов как источников сноса терригенного материала постепенно возрастала, а роль “скандинавских” кристаллических комплексов, напротив, уменьшалась.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреичев В.Л., Соболева А.А., Герелс Дж. (2014) U-Pb возраст и источники сноса обломочных цирконов из верхнедокембрийских отложений Северного Тимана. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **22**(2), 32–45. <https://doi.org/10.7868/S0869522X14020021>
- Андреичев В.Л., Соболева А.А., Хубанов В.Б., Соболев И.Д. (2018) U-Pb (LA-ICP-MS) возраст детритовых цирконов из метасадочных пород основания верхнедокембрийского разреза Северного Тимана. *Бюлл. МОИП. Отд. Геол.*, **93**(2), 14–26.
- Брусницына Е.А., Ершова В.Б., Худолей А.К., Андерсон Т., Маслов А.В. (2021) Возраст и источники сноса пород четлаской серии (рифей) Среднего Тимана по результатам U-Th-Pb (LA-ICP-MS) датирования обломочных цирконов. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **29**(6), 3–23. <https://doi.org/10.31857/S0869592X21060028>
- Голдин Б.А., Калинин Е.П., Пучков В.Н. (1999) Магматические формации западного склона севера Урала и их минерогения. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 214 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. (2001) М-6 1 : 1 000 000. Лист Q-40, 41 – Воркута. Объяснит. записка. (Ред. О.А. Кондаин). СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 342 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.
- Корреляция магматических комплексов севера Урала и прилегающих территорий. (1988) (Ред. В.Н. Охотников). Свердловск: УНЦ АН СССР, 55 с.
- Коссовская А.Г., Тучкова М.И. (1988) К проблеме минералого-петрохимической классификации и генезиса песчаных пород. *Литология и полез. ископаемые*, (2), 8–24.
- Краснобаев А.А. (1986) Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 152 с.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В., Орлов С.Ю., Горожанин В.М., Горожанин Е.Н., Серегина Е.С., Иванова Н.С., Меерти Дж. (2014) Первые U-Pb данные о возрастах детритных цирконов из песчаников верхнеэмской такатинской свиты Западного Урала (в связи с проблемой коренных источников уральских алмазоносных россыпей). *Докл. АН*, **455**(4), 427–432.
- Мельничук О.Ю. (2018) Идентификация петротипов песчаников по литохимическому составу. *Литология. Мат-лы 3-й Всерос. школы студентов, аспирантов, молодых ученых и специалистов по литологии*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 102–105.
- 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 Уралид 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>
- Петров Г.А. (2020) Докембрийские комплексы Ишеримского антиклинория (Северный Урал): стратиграфия, магматизм, метаморфизм, металлогения. Екатеринбург: УрО РАН, 176 с.
- Петрографический словарь. (1981) (Ред. В.П. Петрова, О.А. Богатиков, Р.П. Петрова). М.: Недра, 496 с.
- Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. (1976) Пески и песчаники. М.: Мир, 536 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 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>
- Пучков В.Н., Карстен Л.А. (1986) Раннепротерозойские метаморфические комплексы Приполярного Урала. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 133, 25–27.

- Пыстин А.М. (2021) Геологическое наследие Б.А. Голдина. *Вестн. геонаук*, (12), 51-60. <https://doi.org/10.19110/geol.2021.12.5>
- 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*, **22**(6), 242-249. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-741-760>
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. (2014) Базальные отложения верхнего докембрия в Тимано-Североуральском регионе. *Литосфера*, (3), 41-50.
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. (2018a) Геологическая позиция и возраст маньхобейнской свиты (RF1?) на Приполярном Урале. *Вестн. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН*, (9), 3-9. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2018-9-3-9>
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. (2018b) Геологическая позиция и возраст шкуринской свиты на Приполярном Урале. *Вестн. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН*, (10), 3-9. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2018-10-3-9>
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. (2019) Докембрий Приполярного Урала: хроностратиграфический аспект. *Тр. КарНЦ РАН. Геол. докембрия*, (2), 34-52. <https://doi.org/10.17076/geo904>
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И., Хубанов В.Б. (2019) Первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из базальных отложений верхнего докембрия Приполярного Урала. *Докл. АН*, **488**(2), 54-57. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524882172-175>
- Пыстина Ю.И. (1997) Минералогическая стратиграфия метаморфических образований Приполярного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 124 с.
- Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. (2018) Морфологические особенности цирконов из метаморфических пород и гранитоидов Тимано-Уральского региона. *Вестн. ВГУ. Сер.: Геол.*, (3), 74-82.
- Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. (2002) Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 167 с.
- Пыстина Ю.И., Пыстин А.М., Хубанов В.Б. (2019) Нижний докембрий в структуре палеозойда на Приполярном Урале. *Докл. АН*, **486**(5), 72-76. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524865572-576>
- Сергеева Н.Д., Пучков В.Н. (2022) Региональная стратиграфическая схема отложений верхнего и завершающего рифея и венда Южного Урала. *Геол. вестник*, (2), 3-14. <https://doi.org/10.31084/2619-0087/2022-2-1>
- Соболева А.А., Андреичев В.Л., Михайленко Ю.В., Хубанов В.Б. (2022) U-Pb (LA-ICPMS) изотопные возрасты и вероятные источники детритового циркона в кварцитопесчаниках хобейнской свиты (Приполярный Урал). *Вестн. геонаук*, (1), 4-20. <https://doi.org/10.19110/geov.2022.1.1>
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). (1993) Екатеринбург: Уралгеолком.
- Удoratина О.В., Бурцев И.Н., Никулова Н.Ю., Хубанов В.Б. (2017) Возраст метапесчаников верхнедокембрийской четлаской серии среднего Тимана на основании U-Pb датирования детритных цирконов. *Бюлл. МОИП. Отд. Геол.*, **92**(5), 15-32.
- Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. (2016) U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ3-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной 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>
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2000) Основы литохимии. СПб.: Наука, 479 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Терешко В.В., Рыбина Н.В. (2016) Очерки литохимии Тимано-Уральского региона. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН. 236 с.
- Bingen B., Nordgulen O., Giulio V. (2008) A four-phase model for the Sveconorwegian orogeny, SW Scandinavia. *J. Geol.*, **88**, 43-72.
- Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N. (2008) The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. *Precamb. Res.*, **160**, 23-45.
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. (1995) The Influence of Sediment Recycling and Basement Composition on Evolution of Mudrock Chemistry in the Southwestern United States. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 2919-2940.
- Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. (1995) Unravelling the Effects of Potassium Metasomatism in Sedimentary Rocks and Paleosols, with Implications for Palaeo-Weathering Conditions and Provenance. *Geol.*, **23**, 921-924. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0921:UTEO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0921:UTEO>2.3.CO;2)
- 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.
- Harnois L. (1988) The CIW, Index A New Chemical Index of Weathering. *Sediment. Geol.*, **55**, 319-322.
- Herron M.M. (1988) Geochemical Classification of Terrigenous Sands and Shales from Core or Log Data. *J. Sediment. Petrol.*, **58**, 820-829.
- Kroonenberg S.B. (1994) Effect of provenance, sorting and weathering on the geochemistry of fluvial sand from different tectonic and climate environments. *Proceedings of the 29th International Geological Congress*, 69-81.
- Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikov G.V., Gorokhov I.M., Vasilyeva I.M. (2017) Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion. *Precamb. Res.*, **298**, 157-173. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.06.011>
- Lee Y.I. (2002) Provenance derived from the geochemistry of late Paleozoic-early Mesozoic mudrocks of the Pyeongann Super-group, Korea. *Sediment. Geol.*, **149**, 219-235.
- Ludwig K.R. (2012) User's manual for Isoplot 3.75. *A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ.*, **5**, 75 p.
- Maynard J.B., Valloni R., Yu H.-Sh. (1982) Composition of modern deep-sea sands from arc-related basin. *Spec. Publ. - Geol. Soc., Lond.*, **10**(1), 551-561. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1982.010.01.36>
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Early Proterozoic Climates and Plate Motions Inferred from Major Element Chemistry of Lutites. *Nature*, **299**, 715-717.
- Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst R., Kozlov V.I., Krasnobayev A.A., Söderlund U., Vingate M.T.D., Postnikov A.V., Sergeeva N.D. (2013) The 1380 Ma Mashak ig-

- neous event of the Southern Urals. *Lithos*, **174**, 109-124.
- Pystin A.M., Pystina Yu.I., Ulyasheva N.S., Grakova O.V. (2020) U-Pb dating of detrital zircons from basal Post Paleoproterozoic metasediments in the Subpolar and Polar Urals: evidence for a Cryogenian, not Mesoproterozoic age. *Int. Geol. Rev.*, **62**(17), 2189-2202. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1689533>
- Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L. (2001) LA-ICP-MS in the Earth sciences – Appendix 3, data reduction software for LA-ICP-MS. (Ed P.J. Sylvester). Short course. (St. John's Mineral. Assoc. Canada, **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>
- ### REFERENCES
- Andreichev V.L., Soboleva A.A., Gerels J. (2014) U-Pb age and provenance of detrital zircons from the Upper Precambrian deposits of the Northern Timan. *Stratigrafiya. Geol. Korrel.*, **22**(2), 32-45. (In Russ.) <https://doi.org/10.7868/S0869522X14020021>
- Andreichev V.L., Soboleva A.A., Khubanov V.B., Sobolev I.D. (2018) U-Pb (LA-ICP-MS) age of detrital zircons from metasedimentary rocks at the base of the Upper Precambrian section of Northern Timan. *Byull. MOIP. Otd. Geol.*, **93**(2), 14-26. (In Russ.)
- Bingen B., Nordgulen O., Giulio V. (2008) A four-phase model for the Sveconorwegian orogeny, SW Scandinavia. *J. Geol.*, **88**, 43-72.
- Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N. (2008) The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. *Precamb. Res.*, **160**, 23-45.
- Brunsnitsyna E.A., Ershova V.B., Khudolei A.K., Anderson T., Maslov A.V. (2001) Age and Provenance of the riphean rocks of the Chetlas group of the Middle Timan of U-Th-Pb (LA-ICP-MS) dating of detrital zircons. *Stratigrafiya. Geol. Korrel.*, **29**(6), 607-626. (In Russ.) <https://doi.org/10.1134/S0869593821060022>
- Correlation of igneous complexes of the north of the Urals and adjacent territories. (1988) (Ed. V.N. Okhotnikov). Sverdlovsk, USC AS USSR Publ., 55 p. (In Russ.)
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. (1995) The Influence of Sediment Recycling and Basement Composition on Evolution of Mudrock Chemistry in the Southwestern United States. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 2919-2940.
- Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. (1995) Unravelling the Effects of Potassium Metasomatism in Sedimentary Rocks and Paleosols, with Implications for Palaeo-Weathering Conditions and Provenance. *Geol.*, **23**, 921-924. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2)
- Goldin B.A., Kalinin E.P., Puchkov V.N. (1999) Igneous formations of the western slope of the northern Urals and their minerageny. Syktyvkar, IG Komi CS UB RAS Publ., 214 p. (In Russ.)
- 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.
- Harnois L. (1988) The CIW, Index A New Chemical Index of Weathering. *Sediment. Geol.*, **55**, 319-322.
- Herron M.M. (1988) Geochemical Classification of Terrigenous Sands and Shales from Core or Log Data. *J. Sediment. Petrol.*, **58**, 820-829.
- Khubanov V.B., Buyantuev M.D., Tsygankov A.A. (2016) U-Pb isotope dating of zircons from the PZ3-MZ igneous complexes of Transbaikalia by magnetic sector mass spectrometry with laser sampling: identification procedure and comparison with SHRIMP data. *Geol. Geofiz.*, **57**(1), 241-258. (In Russ.) <https://doi.org/10.15372/GiG20160113>
- Kossovskaya A.G., Tuchkova M.I. (1988) To the problem of mineralogical and petrochemical classification and genesis of sandy rocks. *Litologiya i Polez. Iskopaemye*, (2), 8-24. (In Russ.)
- Krasnobaev A.A. (1986) Zircon as an indicator of geological processes. Moscow, Nauka Publ., 152 p. (In Russ.)
- Kroonenberg S.B. (1994) Effect of provenance, sorting and weathering on the geochemistry of fluvial sand from different tectonic and climate environments. *Proceedings of the 29th International Geological Congress*, 69-81.
- Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikov G.V., Gorokhov I.M., Vasilyeva I.M. (2017) Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion. *Precamb. Res.*, **298**, 157-173. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.06.011>
- Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., Shatsillo A.V., Orlov S.Yu., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N., Seregina E.S., Ivanova N.S., Meerti Dz. (2014) The first U-Pb data on the ages of detritus zircons from sandstones of the Upper Amsa Takatinsky formation of the Western Urals (in connection with the problem of the indigenous sources of the Ural diamond-bearing placers). *Dokl. Akad. Nauk*, **455**(4), 427-432. (In Russ.)
- Lee Y.I. (2002) Provenance derived from the geochemistry of late Paleozoic-early Mesozoic mudrocks of the Pyeongann Super-group, Korea. *Sediment. Geol.*, **149**, 219-235.
- Ludwig K.R. (2012) User's manual for Isoplot 3.75. *A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ.*, **5**, 75 p.
- Maynard J.B., Valloni R., Yu H.-Sh. (1982) Composition of modern deep-sea sands from arc-related basin. *Spec. Publ. – Geol. Soc., Lond.*, **10**(1), 551-561. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1982.010.01.36>
- Mel'nychuk O.Yu. (2018) Identification of sandstone petrotypes by lithochemical composition. *Lithology. Materials of the 3rd Vseros. schools of students, graduate students, young scientists and specialists in lithology. Ekaterinburg, IGG UB RAS*, 102-105. (In Russ.)
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Early Proterozoic Climates and Plate Motions Inferred from Major Element Chemistry of Lutites. *Nature*, **299**, 715-717.
- 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. <https://doi.org/10.19110/geov.2022.5.1> (In Russ.)
- 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.)
- Petrographic Dictionary. (1981) (Eds V.P. Petrova, O.A. Bogatkov, R.P. Petrova). Moscow, Nedra Publ., 496 p. (In Russ.)
- Petrov G.A. (2020) Precambrian complexes of the Isherim anticlinorium (Northern Urals): stratigraphy, magmatism, metamorphism, metallogeny. Ekaterinburg, RIO UrO RAN Publ., 176 p. (In Russ.)
- Pettidzhon F., Potter P., Siver R. (1976) Sands and sandstones. Moscow, Mir Publ., 536 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and Cis-Urals (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DizainPoligrafServis, 280 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2018) The Plumes – a new word in geology of the Urals. *Lithosphere (Russia)*, **18**(4), 483-499. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-4-483-499>
- Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst R., Kozlov V.I., Krasnobae A.A., Söderlund U., Vingate M.T.D., Postnikov A.V., Sergeeva N.D. (2013) The 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals. *Lithos*, **174**, 109-124.
- Puchkov V.N., Karsten L.A. (1986) Early Proterozoic metamorphic complexes of the Subpolar Urals. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 133, 25-27. (In Russ.)
- Pystin A.M. (2021) B.A. Goldin's geological heritage. *Vestnik Geonauk*, (12), 51-60. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/geol.2021.12.5>
- 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 provenance of detrital zircons from Upper Precambrian terrigenous deposits of the Subpolar Urals. *Lithosphere (Russia)*, **22**(6), 242-249. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-741-760>
- Pystin A.M., Pystina Yu.I. (2018a) Geological position and age of the Mankhobeinskaya Formation (RF1?) in the Subpolar Urals. *Vestnik IG Komi NTs UrO RAN*, (9), 3-9. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2018-9-3-9>
- Pystin A.M., Pystina Yu.I. (2018b) Geological position and age of the Shchokurya Formation in the Subpolar Urals. *Vestnik IG Komi NTs UrO RAN*, (10), 3-9. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2018-10-3-9>
- Pystin A.M., Pystina Y.I. (2019) Precambrian of the Subpolar Urals: chronostratigraphic aspect. *Trudy KarNTs RAN. Geol. Dokembriya*, (2), 34-52. (In Russ.) <https://doi.org/10.17076/geo904>
- Pystin A.M., Pystina Yu.I. (2014) Upper Precambrian basal deposits in the Timan-Severoural region. *Lithosphere (Russia)*, (3), 41-50. (In Russ.)
- Pystin A.M., Pystina Yu.I., Khubanov V.B. (2019) First Results of U-Pb Datings of Detrital Zircons from the Upper Precambrian Basal Deposits of the Subpolar Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **488**(2), 1031-1034. (In Russ.) <https://doi.org/10.1134/S1028334X19090198>
- Pystin A.M., Pystina Yu.I., Ulyasheva N.S., Grakova O.V. (2020) U-Pb dating of detrital zircons from basal Post Paleoproterozoic metasediments in the Subpolar and Polar Urals: evidence for a Cryogenian, not Mesoproterozoic age. *Int. Geol. Rev.*, **62**(17), 2189-2202. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1689533>
- Pystina Yu.I. (1997) Mineralogical stratigraphy of metamorphic formations in the Subpolar Urals. Ekaterinburg, RIO UrO RAN Publ., 124 p. (In Russ.)
- Pystina Yu.I., Pystin A.M. (2018) Morphological features of zircons from metamorphic rocks and granitoids of the Timan-Ural region. *Vestnik VGU. Ser.: Geol.*, (3), 74-82. (In Russ.)
- Pystina Yu.I., Pystin A.M. (2002) Zircon Chronicle of the Ural Precambrian. Ekaterinburg, RIO UrO RAN Publ., 167 p. (In Russ.)
- Pystina Yu.I., Pystin A.M., Khubanov V.B. (2019) Lower Precambrian in the Paleozoic Structure in the Subpolar Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **486**(5), 72-76. (In Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0869-56524865572-576>
- Sergeeva N.D., Puchkov V.N. (2022) Regional stratigraphic scheme of Upper and Final Riphean and Vendian deposits of the Southern Urals. *Geol. Vestnik*, (2), 3-14. (In Russ.) <https://doi.org/10.31084/2619-0087/2022-2-1>
- Soboleva A.A., Andreichev V.L., Mikhailenko Yu.V., Khubanov V.B. (2022) U-Pb (LA-ICPMS) isotope ages and probable sources of detrital zircon in quartzite sandstones of the Khobeinskaya suite (Polar Urals). *Vestnik Geonauk*, (1), 4-20. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/geov.2022.1.1>
- State geological map of the Russian Federation. (2001) Scale 1 : 1,000,000. Sheet Q-40, 41 – Vorkuta. Explanatory letter. (Ed. O.A. Kondiain). St.Petersburg, Cartographer VSEGEI factory, 342 p. (In Russ.)
- State geological map of the Russian Federation. (2013) Scale 1:200,000. North Ural Series. Sheet Q-41-XXV. Explanatory letter. (Ed. M.A. Shishkin). Moscow, MF VSEGEI Publ., 252 p. (In Russ.)
- Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic). (1993) Ekaterinburg, Uralgeolcom Publ. (In Russ.)
- Udoratina O.V., Burtsev I.N., Nikulova N.Yu., Khubanov V.B. (2017) Age of metasandstones of the Upper Precambrian Chetlas Group of Middle Timan based on U-Pb dating of detrital zircons. *Byull. MOIP. Otd. Geol.*, **92**(5), 15-32. (In Russ.)
- Van Acherbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L. (2001) LA-ICP-MS in the Earth sciences – Appendix 3, data reduction software for LA-ICP-MS. (Ed. P.J. Sylvester). Short course. (St. John's Mineral. Assoc. Canada, **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>
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2000) Fundamentals of lithochemistry. St.Petersburg, Nauka Publ., 479 p. (In Russ.)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P., Tereshko V.V., Rybina N.V. (2016) Essays on lithochemistry of the Timan-Ural region. Syktyvkar, IG KNTs UrO RAN Publ., 236 p. (In Russ.)