

УДК 55 (234.852)+551.24

ВОЗРАСТНЫЕ ОГРАНИЧЕНИЯ БАЗАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКОГО РАЗРЕЗА ПОЛЯРНОГО УРАЛА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ U–Pb (LA-ICP-MS)-ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА

© 2024 г. А. М. Пыстин¹*, О. В. Гракова¹, Ю. И. Пыстина¹,
В. Л. Хубанов², К. С. Попвасев¹, Е. В. Кушманова¹, И. Л. Потапов¹

Представлено академиком РАН А. М. Асхабовым 12.07.2023 г.

Поступило 12.07.2023 г.

После доработки 31.08.2023 г.

Принято к публикации 12.09.2023 г.

На основе результатов массового U–Pb (LA-ICP-MS)-датирования детритового циркона из базальных толщ верхнего докембрия Полярного Урала, представленных няровейской серией, установлена их нижняя возрастная граница. Верхний возрастной рубеж базальной серии получен по U–Pb (LA-ICP-MS)-датировке циркона из перекрывающих вулканогенных образований немурюганской свиты. Таким образом, установлено, что няровейская серия была сформирована в узком временном интервале в конце позднего рифея около 750–650 млн лет назад. Выделение серии в качестве среднерифейского стратона ошибочно. Доминирующая роль при формировании няровейской серии принадлежала продуктам размыва недалеко расположенных массивов кристаллических пород, фрагментами которых, вероятно, являются полиметаморфические комплексы, выступающие в Харбейско-Марункеуском антиклинории на Полярном Урале.

Ключевые слова: Центрально-Уральская зона, Харбейско-Марункеуский антиклинорий, верхний рифей, няровейская серия

DOI: 10.31857/S2686739724010019

На Полярном Урале наиболее полный разрез верхнего докембрия представлен на западном крыле Харбейско-Марункеуского антиклинория Центрально-Уральской зоны. При этом стратиграфические контакты базальных толщ верхнего докембрия с подстилающими глубокометаморфизованными образованиями нижнего докембрия известны только в южной части антиклинория в западном обрамлении харбейского метаморфического комплекса (рис. 1).

Харбейский комплекс, включающий (снизу вверх) ханмейхойскую, лаптаюганскую и париквасьшорскую свиты, по структурным признакам, высокой степени метаморфизма пород и геохронологическим данным, относится к нижнему протерозою [1, 2, 5].

¹Институт геологии им. Н. П. Юшкина Коми научного центра Уральского отделения Российской Академии наук, Сыктывкар, Россия

²Геологический институт им. Н. Л. Добрецова Сибирского отделения Российской Академии наук, Улан-Удэ, Россия

*E-mail: pystin.48@mail.ru

Рифейские образования, представленные в нижней части разреза няровейской серией, залегают на метаморфических породах харбейского комплекса с резким структурным, стратиграфическим и метаморфическим несогласием, с базальными конгломератами в основании [2]. Серия состоит (снизу вверх) из терригенной верхнехарбейской свиты мощностью 400–500 м и вулканогено-терригенной минисейшорской свиты мощностью 1200–1400 м (рис. 1). В разрезе серии преобладают хлорит-мусковит-альбит-кварцевые иногда углеродсодержащие сланцы с прослоями альбит-кварцевых металевролитов и метапесчаников, metabазальтов и туфов основных пород. Возраст няровейской серии принят условно, как среднерифейский по залеганию ниже мраморизованных известняков немурюганской свиты с микрофитолитами IV (укского) комплекса рифея [2, 5].

Ранее на основании результатов первых U–Pb (LA-ICP-MS)-датировок детритового циркона из сланцев минисейшорской свиты (проба 4–28), отобранных в юго-западном обрамлении марункеуского эклогит-гнейсового комплекса

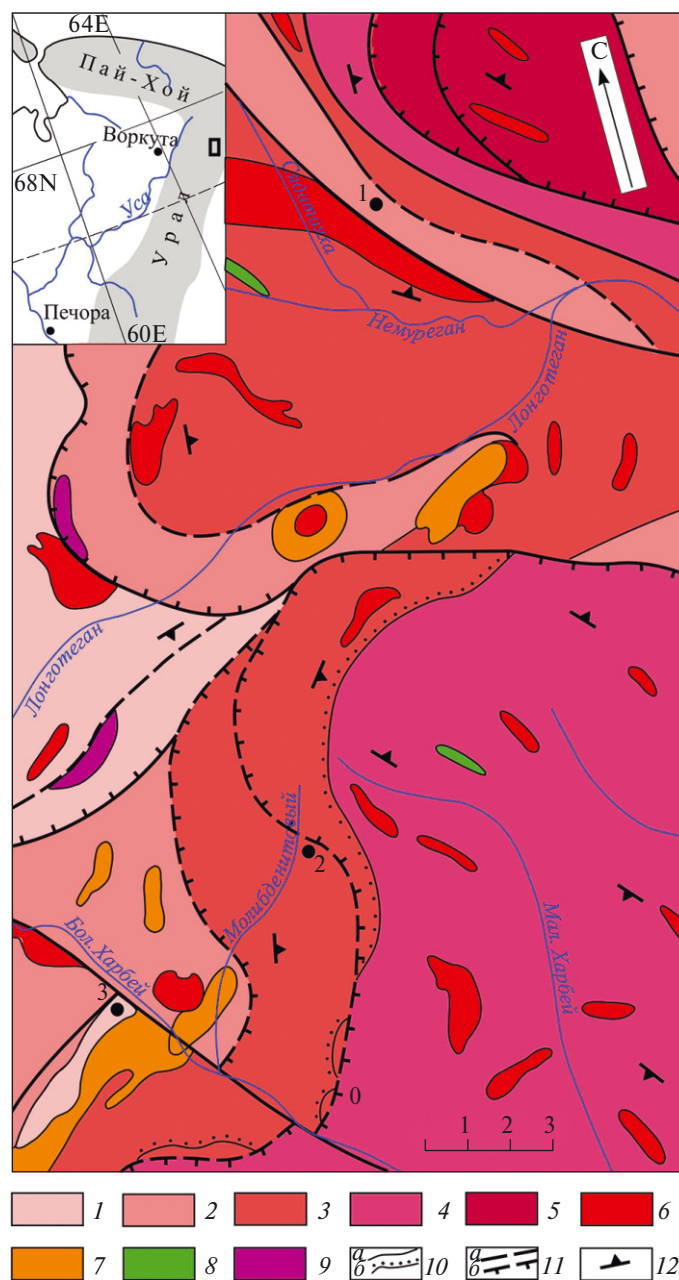


Рис. 1. Фрагмент схематической геологической карты северо-западного крыла Харбейско-Марункеуского антиклинория (составлена с использованием материалов [1, 2]). Условные обозначения: 1 – верхнерифейская немурюганская свита; 2–3 – верхнерифейская няроевская серия; 2 – верхнерифейская минисейшорская свита, 3 – верхнерифейская верхнехарбейская свита; 4 – нижнепротерозойская ханмейхойская свита харбейского метаморфического комплекса; 5 – нижнепротерозойский марункеуский метаморфический комплекс; 6 – граниты, гранито-гнейсы; 7 – метадиориты; 8 – метагаббро, метагаббродолериты; 9 – апогарцбургитовые серпентиниты; 10 – контакты геологических тел: а – стратиграфические и интрузивные, б – стратиграфических и структурных несогласий; 11 – тектонические нарушения: а – крутопадающие дизъюнктивы, б – надвиги, шарьяжи; 12 – элементы залегания плоскостных структур. Кружочком с номером показаны места отбора проб: 1 – № 4–28, 2 – МБ-9, 3 – МБ-119. На врезке прямоугольник – контур фрагмента схематической геологической карты.

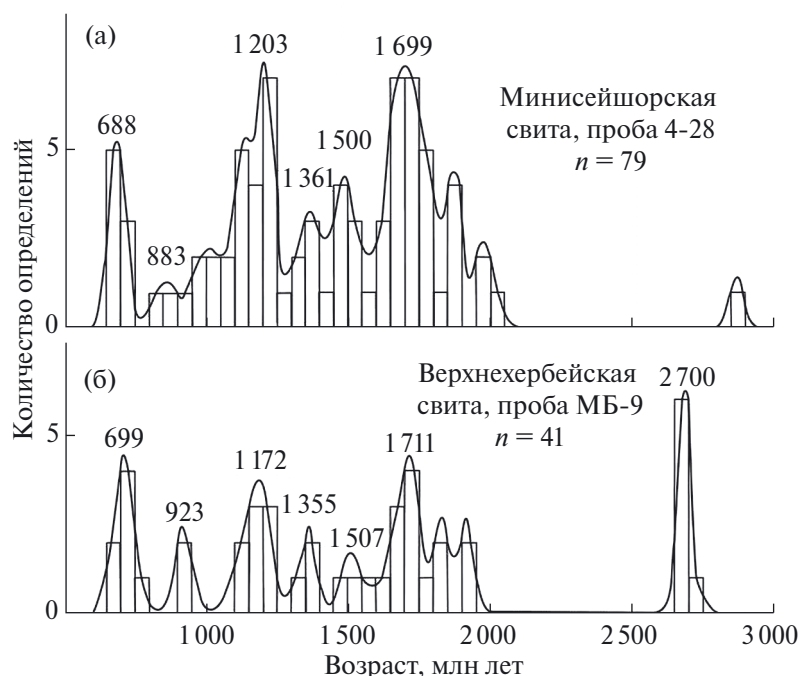


Рис. 2. Гистограммы и кривые плотности вероятности U–Pb-возрастов детритовых цирконов из терригенных верхнедокембрийских отложений Полярного Урала. а – по [7]; б – наши данные.

(рис. 1), было сделано предположение о том, что весь разрез няровейской серии был сформирован в позднем рифее, а возраст заключительных эпизодов осадконакопления имеет нижнее ограничение 660 млн лет назад [4, 7]. Гистограмма и кривые плотности вероятности U–Pb-возрастов детритового циркона из сланцев минисейшорской свиты приведены на рис. 2 а.

В 2022 г. с целью более точной характеристики нижней возрастной границы няровейской серии были опробованы мусковит-альбит-кварцевые метаалевролиты (МБ-9) верхнехарьбейской свиты (рис. 1). Проба отобрана из обнажения на правом берегу руч. Молибденитовый, левого притока р. Бол. Харьбей, в 7 км выше устья ($67^{\circ}15'57.3''$ с.ш., $66^{\circ}13'58.8''$ в.д.). Место отбора пробы (примерно в 150 м выше подошвы свиты) связано с выбором не измененных метасоматическими преобразованиями и рассланцеванием пород. Породы в ниже залегающей части разреза верхнехарьбейской свиты по этим признакам оказались не пригодными для изотопно-геохронологических исследований. С целью установления верхнего возрастного рубежа няровейской серии была отобрана проба (МБ-119) из метариолитов немурюганской свиты вблизи ее нижней границы (рис. 1). Проба отобрана из коренного выхода на

правом крутом борту р. Бол. Харьбей в 200 м от берега, в 2.5 км выше устья руч. Молибденитовый ($67^{\circ}14'56.1''$ с.ш., $66^{\circ}06'00.1''$ в.д.). Метаморфизм в точках отбора проб не превышает условий фации зеленых сланцев.

В пробе метаалевролита (проба МБ-9) зерна циркона различаются по размеру, облику кристаллов, степени окатанности, окраске и внутреннему строению. Основная их часть очень мелкая (20–50 мкм). Они в той или иной степени окатаны. Зерна светло-розовые или бесцветные, реже розовые и темно-розовые. Первичный облик кристаллов, несмотря на окатанность, в большинстве зерен можно распознать. Чаще всего это призматические кристаллы с развитием граней $\{111\}$, $\{100\}$, $\{110\}$ а также копьевидные – с дополнительными гранями $\{311\}$ и $\{511\}$. Реже отмечаются округлые зерна с сохранившимися гранями $\{110\}$, $\{111\}$, $\{311\}$, $\{101\}$. На катодолюминесцентных изображениях большинства зерен циркона видна осцилляторная зональность. Отмечены включения кварца, мусковита, альбита и апатита. В небольшом количестве (5–7% от общей выборки минерала в пробе) встречаются более крупные (120–150 мкм) зерна циркона бесцветные или слабо окрашенные в розоватые тона. Они, как правило, представлены

призматическими кристаллами различной степени окатанности. В некоторых из них хорошо сохранились грани {111}, {100}, {110}, {311}. В них также проявлена осцилляторная зональность. В некоторых из них можно наблюдать смену облика кристалла от центра к краю от округлого многогранного на копьевидный и далее призматический. Как среди мелких, так и среди крупных зерен циркона присутствуют индивиды, в которых оптическая зональность отсутствует. Они обычно хорошо окатаны. Содержание таких разновидностей циркона 3–5% от общего количества этого минерала в пробе. Почти все исследованные зерна циркона как слабо, так и хорошо окатанные характеризуются неровной ямчатой поверхностью, похожей на следы растворения.

В пробе метариолита (проба МБ-119) циркон представлен светло-желтыми прозрачными и полупрозрачными эвгедральными кристаллами призматического и бипирамидально габитуса с доминирующими гранями {101} и {111}, с коэффициентом удлинения 1.5–4 и размером 40–100 мкм. Поверхности граней неровные со следами коррозии и наростами, ребра и вершины хорошо выражены. На катодолюминесцентных изображениях зерен циркона отчетливо видна осцилляторная зональность. Отмечаются редкие газовой-жидкие включения.

Изотопное датирование циркона, выделенного из проб МБ-9 и МБ-119, выполнено U–Pb LA-ICP-MS-методом, реализованным на базе одноколлекторного магнитно-секторного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой Element XR и установки для лазерной абляции UP-213 в ЦКП “Геоспектр” Геологического института им. Н.Л. Дубрецова Сибирского отделения РАН (Улан-Удэ). Пробоподготовка, анализ и расчет возраста выполнены согласно стандартным процедурам, описанным в статье [6]. Диаметр пучка лазера составлял 30 мкм. В качестве внешнего стандарта использовались зерна циркона 91500 [10], в качестве контрольных эталонов – GJ [8] и Plešovice [9]. По последним получены конкордантные возрастны значения: 602 ± 3 и 339 ± 2 млн лет соответственно.

Мелкий размер многих зерен циркона (меньше диаметра пучка лазера по короткой оси) сильно затруднил выполнение изотопных измерений. Удовлетворительные изотопные анализы получены для 50 зерен. 9 анализов исключены по причине существенной дискордантности ($D > 10\%$).

За время кристаллизации циркона нами был принят возраст, вычисленный по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для датировок, превышающих

1000 млн лет, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для датировок меньше 1000 млн лет. Результаты U–Pb (LA-ICP-MS)-датирования циркона показаны на гистограмме распределения U–Pb-возрастов с графиком плотности вероятности (рис. 2 б). Циркон с максимальной датировкой имеет позднеархейский возраст – 2726 ± 19 млн лет, с минимальной – позднерифейский – 673 ± 5 млн лет. Основная выборка возрастов охватывает интервал 1106–1948 млн лет с полимодальным распределением датировок. Преобладающие возрастны значения группируются в интервалах 1106–1215 и 1672–1948 млн лет. Сопоставление возрастных спектров верхнеархейской и минисейшорской свит (рис. 2) показывает их хорошую сходимость. В пределах погрешности анализа совпадают почти все возрастны интервалы детритового циркона как с основными (688–699, 1203–172 и 1699–1711 млн лет), так и второстепенными (883–923, 1361–1355 и 1500–1507 млн лет) максимумами плотности вероятности. Исключение составляет максимум плотности вероятности 2700 млн лет для циркона из пород верхнеархейской свиты.

Рассчитанный средневзвешенный возраст по трем наиболее молодым зернам циркона минисейшорской свиты – 663 ± 6 млн лет, верхнеархейской свиты – 686 ± 5 млн лет. Учитывая, что в верхнеархейской свите проба отобрана из нижней части разреза (в 150 м выше подошвы), нижняя возрастная граница свиты и няровейской серии в целом, очевидно, не выходит за пределы первой половины позднего рифея. Верхний возрастны рубеж серии ограничивается полученным нами U–Pb (LA-ICP-MS)-возрастом циркона из метариолитов нижней части немурюганской свиты – 656 ± 2 млн лет (рис. 3), которая перекрывает минисейшорскую свиту. Это не противоречит тому, что в породах немурюганской свиты установлено наличие микрфитолитов укского комплекса рифея.

Сходство возрастных спектров циркона из пород верхнеархейской и минисейшорской свит дает основание считать, что при формировании няровейской серии основные источники сноса терригенного материала существенно не менялись.

Разные морфологические особенности детритового циркона, их размер и степень окатанности указывают на различные источники сноса терригенного материала. Среди них, судя по преобладанию слабоокатанных зерен циркона, как и в случае с минисейшорской свитой [4, 7], основная роль принадлежала близким источникам сноса. Это могли быть недалеко расположенные массивы кристаллических пород,

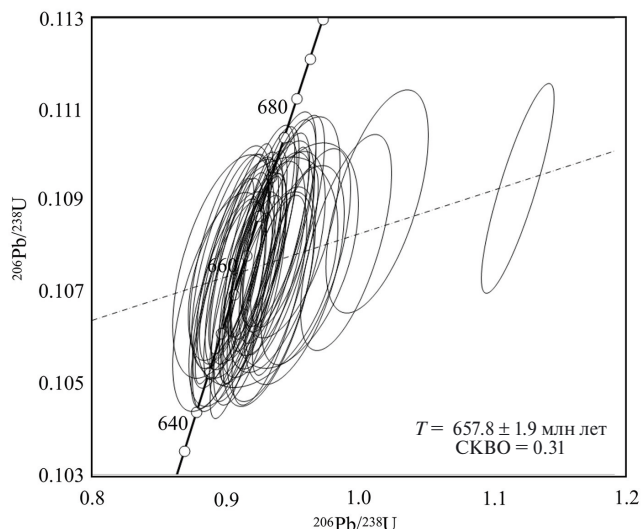


Рис. 3. Диаграмма Аренса-Везерилла с конкордией и U–Pb-возрастом (метод пересечения) циркона из метариолита немурюганской свиты (проба МБ-119, N = 46).

фрагментами которых, вероятно, являются полиметаморфические комплексы, выступающие в Харбейско-Марункеуском антиклинории на Полярном Урале.

Циркон с возрастом около 2700 млн лет в пробе МБ-9 (рис. 2 б) представлен, как хорошо окатанными индивидами, так и слабоокатанными призматическими зернами. Первые из них могли поступать в бассейн осадконакопления из далеко расположенного источника или первично осадочного протолита, источник вторых должен был быть расположен недалеко, но пока остается не выясненным.

Таким образом, породы няровейской серии, залегающие в основании верхнедокембрийского разреза Полярного Урала, были сформированы в узком возрастном интервале в конце позднего рифея около 750–650 млн лет назад. Выделение серии в качестве среднерифейского стратона ошибочно. В процессе формирования няровейской серии основные источники сноса терригенного материала существенно не менялись. Среди них основная роль принадлежала близким источникам сноса. Это могли быть недалеко расположенные массивы кристаллических пород, фрагменты которых на современном эрозионном срезе обнажаются Харбейско-Марункеуском антиклинории на Полярном Урале.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы искренне благодарны Н.Б. Кузнецову за замечания и конструктивные советы.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, проект № 22-27-00119.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-42-I, II. Объяснительная записка / Ред. А.П. Казак. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 340 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-42-VII, VIII. Объяснительная записка / Ред. А.П. Казак. СПб.: ВСЕГЕИ, 2014. 384 с.
3. Душин В.А., Бурмако П.Л., Ронкин Ю.Л. и др. Состав и новые возрастные датировки метагабброидов малыкского комплекса на Полярном Урале // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов: Матер. Межд. науч. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 27–29.
4. Пыстин А.М., Уляшева Н.С., Пыстина Ю.И., Гракова О.В. Источники сноса и U–Pb возраст обломочных цирконов из верхнепротерозойских отложений Полярного Урала: к вопросу о времени заложения тиманской пассивной окраины // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28. № 5 3–25. <https://doi.org/10.31857/S0869592X20050087>
5. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Уралгеолком, 1993.
6. Хубанов В.Б., Буянтубев М.Д., Цыганков А.А. U–Pb изотопное датирование цирконов из PZ₃-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258. <https://doi.org/10.15372/GiG20160113>
7. Уляшева Н.С., Пыстина Ю.И., Пыстин А.М., Гракова О.В., Хубанов В.Б. Первые результаты U–Pb LA-SF-ICP-MS датирования детритовых цирконов из среднерифейских (?) терригенных отложений Полярного Урала // ДАН. 2019. Т. 485. № 4. С. 488–492. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524854488-492>

8. Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The Application of Laser Ablation—inductively Coupled Plasma—mass Spectrometry to in situ U-Pb Zircon Geochronology // *Chem. Geol.* 2004. V. 211, P. 47–69. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017>
9. Slama J., Košler J., Condon D.J., et al. Plešovice Zircon – A New Natural Reference Material for U-Pb and Hf Isotopic Microanalysis // *Chemical Geology*. 2008. V. 249(1–2). P. 1–35. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>
10. Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., et al. (1995) Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace elements and REE analyzes // *Geostandards Newsletter*. V. 19. P. 1–23. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>

AGE LIMITS OF BASAL DEPOSITS OF THE UPPER CAMBRIAN SECTION OF THE POLAR URALS ACCORDING TO THE RESULTS OF U-PB (LA-ICP-MS) ZIRCON DATING

A. M. Pystin^{a, #}, O. V. Grakova^a, Yu. I. Pystina^a,
V. L. Khubanov^b, K. S. Popvasev^a, E. V. Kushmanova^a, I. L. Potapov^a

Presented by Academician of the RAS A. M. Askhabov July 12, 2023

^a*N.P. Yushkin Institute of Geology, Komi Scientific Center, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Syktyvkar, Russia*

^b*N.L. Dobretsov Geological Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russia*
[#]*E-mail: pystin.48@mail.ru*

Based on the results of mass U–Pb (LA-ICP-MS) dating of detrital zircon from the basal deposits of the Upper Precambrian of the Polar Urals, represented by the Nyarovei series, their lower age limit was established. The upper age boundary of the basal series was obtained from the U–Pb (LA-ICP-MS) dating of zircon from the overlying volcanogenic formations of the Nemyurugan suite. Thus, it has been established that the deposits of the Nyarovey series were formed in a narrow time interval at the end of the Late Riphean about 750–650 million years ago in the Arshinian time. Identification of the series as a Middle Riphean straton is erroneous. The dominant role in the formation of the deposits of the Nyarovey series belonged to the products of erosion of nearby massifs of crystalline rocks, fragments of which are probably polymetamorphic complexes protruding in the Harbei-Marunkeu anticlinorium in the Polar Urals.

Keywords: Central Ural zone, Harbei-Marunkeu anticlinorium, Upper Riphean, Nyarovei series