

УДК 550.93:549.514.81(234.83)

U-Pb (LA-ICP-MS) ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ОСНОВАНИЯ ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКОГО РАЗРЕЗА СЕВЕРНОГО ТИМАНА

В.Л. Андреичев¹, А.А. Соболева¹, В.Б. Хубанов², И.Д. Соболев^{3,4}

¹ Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, Сыктывкар

² Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ

³ Геологический институт РАН, Москва

⁴ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

Поступила в редакцию 22.01.18

Приводятся первые U-Pb изотопные данные о возрасте детритовых цирконов из метатерригенных пород румяничной свиты барминской серии, представляющей собой видимое основание докембрийского разреза Северного Тимана. U-Pb (LA-ICP-MS) изотопные датировки 94 цирконовых зерен из тонкозернистого алевропесчаника укладываются в интервал 981–2582 млн лет. Средневзвешенный возраст двух наиболее молодых цирконов, равный 983 ± 40 млн лет, дает основание предполагать вероятным временем осадконакопления поздний рифей (ранний неопротерозой). Формирование кластических осадков, слагающих все три свиты барминской серии (~5 км), происходило за счет накопления продуктов эрозии одних и тех же источников сноса, каковыми были породные комплексы Среднерусского орогена и комплексы, аналогичные наблюдаемым ныне на Фенноскандинавском щите.

Ключевые слова: детритовые цирконы, верхний докембрий, Северный Тиман, U-Pb изотопный возраст.

Andreichev V.L., Soboleva A.A., Khubanov V.B., Sobolev I.D. U-Pb (LA-ICP-MS) dating of detrital zircons from clastic sediments composing lowest part of Precambrian sequence of Northern Timan. Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological Series. 2018. Volume 93, part 2. P. 14–26.

The article presents the first U-Pb data on the age of detrital zircons from clastic sediments of Rumyanichnaya Formation included in Barma Group which constitutes the lowest outcropped part of the Precambrian sequence of the Northern Timan. Age data (LA-ICP-MS) for 94 zircon grains from fine-grained aleuritic sandstone cover the range of 981–2582 Ma. Weighted average age of the two youngest zircons yields the age of 983 ± 40 Ma which provides grounds to assume that sediment deposition took place in Late Riphean (Neoproterozoic). The accumulation of clastic sediments that compose the all three formations of Barma Group (~5 km thick) was controlled mostly with terrigenous material from eroded rock complexes coeval with crystalline complexes of Fennoscandia and Central Russian Belt.

Key words: detrital zircons, Upper Precambrian, Northern Timan, U-Pb isotopic age.

Среди современных проблем геологии Тимана и п-ова Канин наиболее актуальными остаются вопросы, связанные со стратиграфией и корреляцией отложений верхнего докембрия. В немалой степени это обусловлено разобщенностью выходов структурно-вещественных комплексов, приуроченных к сводовым частям горстообразных поднятий, расстояние между которыми достигает 200 км. Верхнедокембрийские осадочные, преимущественно терригенные породы известны на п-ове Канин (хр. Канин Камень, мысы Лудоватые), Северном Тимане, Среднем Тимане (Цильменский и Четлаский Камни, Вымская гряда), Южном Тимане (Очпарминское и Джежимпарминское поднятия). Кроме того, породы слабо обнажены, не дают естественных протяженных разрезов, имеют близкий литологический состав и, как правило, лишены органических остатков и отчетливо выраженных

маркирующих горизонтов. Сопоставление разрезов производилось преимущественно на основании литологических, реже геохимических данных и уровня преобразований пород, изменяющегося от позднего катагенеза до регионального метаморфизма амфиболитовой фации, что в итоге привело к значительным разногласиям при стратиграфическом расчленении и корреляции верхнего докембрия Тимана и п-ова Канин (Журавлев и др., 1966; Верхний докембрий..., 1986; Оловянишников, 1998).

Геологическая позиция и проблема возраста барминской серии

На Северном Тимане верхнедокембрийские толщи интродуцированы различными по составу магматическими породами позднерифейско-вендского возраста и перекрыты отложениями фанерозоя (рис. 1).

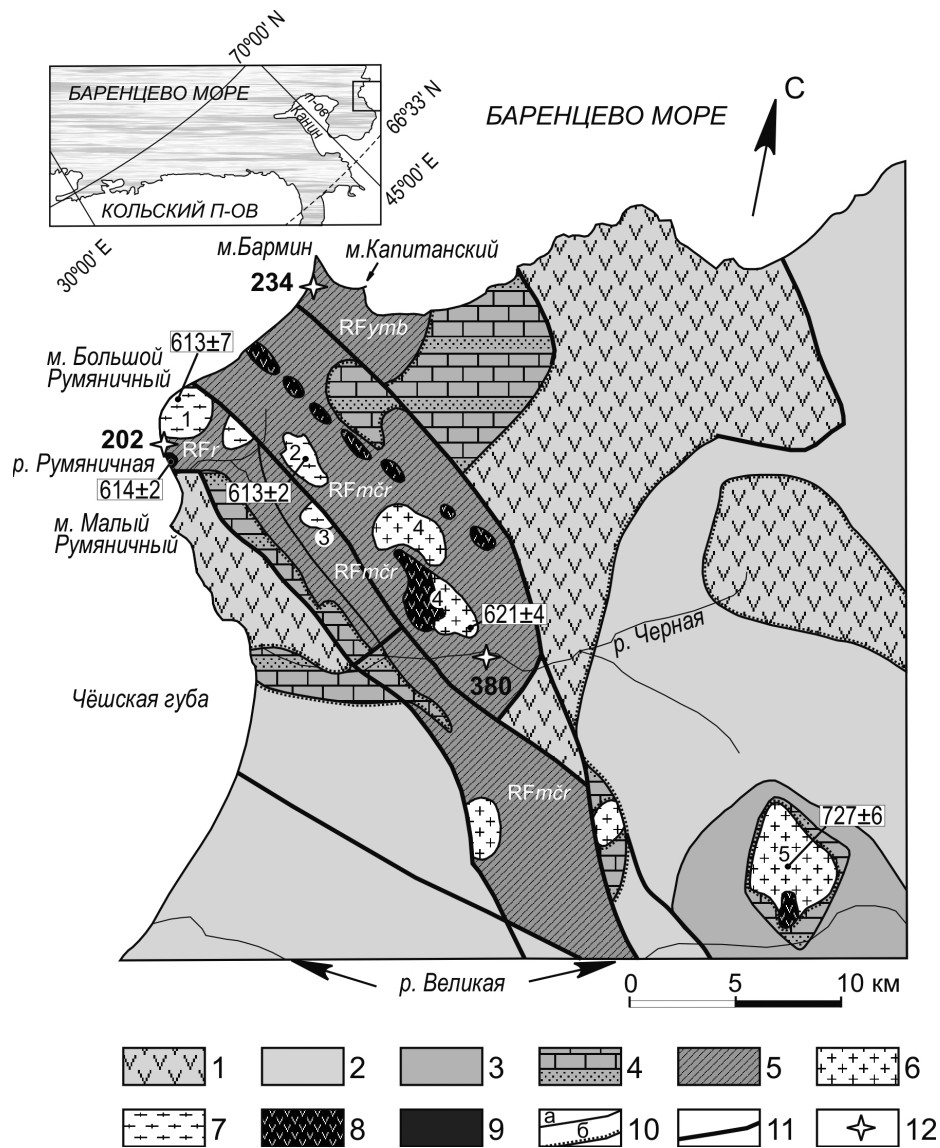


Рис. 1. Схема геологического строения Северного Тимана, по (Оловянишников, 2004): 1 – верхнедевонские базальты; 2 – среднедевонские песчаники и конгломераты; 3 – нижнедевонские алевролиты, песчаники, глины; 4 – нижнесилурийские известняки с прослоями алевролитов и песчаников; 5 – метасадочные породы барминской серии: сланцы, кварциты, мигматиты; RF_{mг} – малочерноречская свита: сланцы, кварцитопесчаники; RF_{ymb} – ямбозерская свита: сланцы, кварцитопесчаники; 6 – граниты; 7 – сиениты; 8 – метагаббро-долериты и долериты; 9 – оливин-керсутитовые габбро; 10 – границы между разновозрастными подразделениями и телами разного состава внутри этих подразделений (а), границы несогласного залегания стратиграфических подразделений (б); 11 – главные разломы; 12 – места отбора проб. Цифрами обозначены массивы: 1 – Большой Румяничный, 2 – Крайний Камешек, 3 – Малый Камешек, 4 – Большой Камешек, 5 – Сопки Каменные. Цифры в прямоугольниках – U-Pb и Pb-Pb цирконовые датировки в млн лет (пояснения в тексте)

Естественные выходы пород наблюдаются на побережье Чёшской губы и Баренцева моря от устья р. Румяничной до мыса Капитанский, по рекам Черной, Малой Черной, Великой и их притокам, а также на сопках Малый и Большой Камешек. Верхнедокембрийские толщи, представленные преимущественно сланцами и кварцитопесчаниками, относятся к барминской серии, подразделяемой на три свиты (снизу-вверх и с юга на север): румяничную (до 700 м), малочерноречскую (до 2000 м) и ямбозерскую (до 2000 м), детально охарактеризованные в ряде работ (Гецен, 1968, 1975; Оловянишников, 1998, 2004). Границы между свитами проведены преимущественно по тектоническим разломам. Общее падение пород крутое северо-вос-

точное. Отложения серии, изначально представленные преимущественно пелитами, алевролитами и тонкозернистыми песками, после литификации подверглись региональному метаморфизму уровней мусковит-хлоритовой и биотит-хлоритовой субфаций зеленосланцевой фации, местами – до эпидот-амфиболитовой фации. Локально породы испытали и контактовый метаморфизм, обусловленный внедрением интрузивных пород различного состава и возраста.

О возрасте барминской серии существуют различные представления. В разное время она считалась условно нижним (Гецен, 1975), средним (Верхний докембрий..., 1986) и верхним рифеем (Оловянишников, 2004) и даже вендом (Акимова,

1996). Изотопное датирование цирконов из интрузивных пород, прорывающих отложения барминской серии (рис. 1), позволило исключить их вендский возраст. Pb-Pb (Pb-evaporation) возраст единичных зерен циркона из сиенитов массива Крайний Камешек составил 613 ± 2 млн лет, а из гранитов массива Большой Камешек — 621 ± 4 млн лет (Андреичев, Ларионов, 2000). Приводимые в тексте погрешности возраста соответствуют 2σ . Близкие результаты были получены при U-Pb (SIMS) датировании цирконов из оливин-керсутитовых габбро, обнаженных в районе устья р. Румяничной (614 ± 2 млн лет) и из сиенитов массива Большой Румяничный (613 ± 7 млн лет) (Lagionov et al., 2004). Еще более убедительно о довендском возрасте барминской серии свидетельствуют U-Pb (SIMS) данные по цирконам из гранитов массива Сопки Каменные, возраст которых составляет 727 ± 6 млн лет (Андреичев и др., 2017б). Изотопные данные позволяют считать барминскую серию, по крайней мере, верхним рифеем, но не исключается и более древний возраст, поэтому для установления времени накопления осадков барминской серии необходимо привлечение современных данных.

В настоящее время весьма активно применяется U-Pb датирование детритовых цирконов. За рубежом оно началось более 50 лет назад, первые работы относятся к 1964 г. (Ledent et al., 1964; Tatsumoto, Patterson, 1964). Дальнейшее развитие методов масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) (Ireland, Williams, 2003) и лазерной абляции в индуктивно связанной плазме (LA-ICP-MS) (Košler, Sylvester, 2003) позволило анализировать большое количество зерен из одного образца (Košler et al., 2002).

Оценка стратиграфического положения палеонтологически немых толщ основана на предположении о соответствии возраста аллотигенных цирконов, присутствующих в осадочной породе, возрасту эродированных пород питающих провинций, а наиболее молодые цирконы указывают на возраст самых молодых размываемых пород, участвовавших в процессе формирования осадков, и таким образом показывают нижний возрастной предел осадконакопления (Fedo et al., 2003). Другими словами, порода не может быть древнее возраста самого молодого циркона, но может быть сколь угодно моложе.

В России одной из первых появилась статья по детритовым цирконам из докембрийских осадочных пород Южного Урала (Willner et al., 2003). На Тимане первые результаты были получены по цирконам из кварцитопесчаников джежимской свиты Южного Тимана (Кузнецов и др., 2010). Нашими исследованиями были охвачены осадочные породы средней и верхней частей барминской серии Северного Тимана. Датирование цирконов из тонкозернистых песчаников малочернорецкой свиты (Андреичев и др., 2013, 2014) и ямбозерской свиты

(Андреичев и др., 2017а) показало, что эти осадки сформировались преимущественно за счет привноса в осадочный бассейн, развивавшийся на Тиманской пассивной континентальной окраине (Пучков, 1975, 2010; Кузнецов, 2009а, б), терригенного материала из разрушавшихся породных комплексов, одновозрастных наблюдаемым сейчас в пределах Фенноскандинавского щита, а также комплексов Среднерусского орогена, возникшего в результате сочленения в конце раннего протерозоя (1,7–1,8 млрд лет) архейско-раннепротерозойских литосферных мегаблоков Волго-Сарматии и Фенноскандии (Бибикина и др., 1995; Claesson et al., 2001; Cocks, Torsvik, 2005; Самсонов и др., 2005; Богданова и др., 2006; Bogdanova et al., 2008). Минимальные U-Pb возрасты детритовых цирконов (~1 млрд лет), выступающие в роли индикатора нижнего возрастного предела осадконакопления, свидетельствуют о том, что накопление отложений малочернорецкой и ямбозерской свит происходило не ранее чем в начале позднего рифея (неопротерозой). Для распространения этого вывода на всю барминскую серию необходимо получить изотопные данные по детритовым цирконам из пород наиболее древней румяничной свиты.

Литологические особенности румяничной свиты и выбор материала для анализа

Породы румяничной свиты выходят на поверхность в отливно-приливной зоне восточного побережья Чёшской губы от устья р. Румяничной до мыса Большой Румяничный и на ограниченных участках среднего течения р. Черной (рис. 1). В разрезе свиты наблюдается чередование пачек глинистых сланцев и пачек, состоящих из хлорит-слюдистокварцевых сланцев (метаалевролитов и метаалевропелитов) и метапесчаников. Падение пород крутое северо-восточное, нижняя граница свиты не вскрыта эрозией, верхняя граница с малочернорецкой свитой достоверно не установлена. Метаморфизм пород румяничной свиты выше, чем отложений малочернорецкой и ямбозерской свит. В основном он отвечает условиям биотит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации, реже эпидот-амфиболитовой фации. Наиболее интенсивно метаморфизованы сланцы румяничной свиты вблизи сиенитового массива мыса Большого Румяничного, где они превращены в мигматиты. Контактный метаморфизм обусловлен внедрением вендских долеритов, оливин-керсутитовых габбро, гранитов, сиенитов и кембрийских(?) щелочных габброидов. Кроме того, на породы румяничной свиты термальное воздействие могли оказывать находящиеся в ближнем геологическом окружении позднедевонские базальты, слагающие мыс Малый Румяничный (рис. 1).

Цирконы выделены из пробы № 202 метаалевропесчаников, выходящих на поверхность в приливно-отливной зоне примерно на одинаковом

расстоянии от сиенитов массива мыса Большой Румяничный и выхода оливин-керсутитовых габбро в районе устья р. Румяничной (67,5643° с.ш. 47,8362° в.д.). Это темно-серая тонкослоистая порода, с чередованием светлых и темных прослоев мощностью 0,2–0,3 мм. Светлые прослои сложены зернами кварца (87–90%) размером 0,05–0,20 мм, чешуйками стильпномелана (5–7%) размером 0,02–0,20 мм и серицита (около 5%) размером 0,01–0,07 мм. Присутствует также небольшое количество апатита, хлорита и ильменита. На фоне мелкозернистой породы хорошо видны более крупные единичные изометричные или удлинённые агрегаты зерен сульфида размером до 1 мм. Состав темных прослоев – кварц (15–47%), стильпномелан (50–80%), серицит (3–5%), единичные зерна апатита, циркона и предположительно амфибола.

Методы исследования

Пробу дробили вручную в стальной ступке до размера обломков < 0,25 мм. Отмучивание измельченного материала производили в проточной водопроводной воде, после чего с применением бромформа выделяли тяжелую фракцию, из которой отделяли неэлектромагнитную фракцию, а из нее под бинокляром беспристрастно отбирали все попадающие в поле зрения цирконы. Все процедуры проводились в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар).

Морфология выделенных кристаллов циркона изучена с использованием микроскопа МБС-9 в ГИН РАН. После оптических исследований цирконы помещены в эпоксидные шашки, которые были ошлифованы примерно до половины толщины зерен циркона и отполированы. Изучение и получение изображений цирконов в проходящем и отраженном свете произведено в ИГЕМ РАН на поляризационном микроскопе Nikon Eclipse 50i POL, оснащенный камерой Nikon DS-Fi1 и программой NIS-Elements F 2.30.

Исследования катодолюминесценции кристаллов циркона проведены в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (аналитик Т.И. Голованова) на базе электронно-зондового микроанализатора Cameca MS-46 с использованием цифровой камеры Videoscan 285 и ПО Viewer. Катодолюминесцентные изображения, совместно с фотографиями цирконов в проходящем и отраженном свете, были использованы для выбора участков, наиболее пригодных для датирования – не содержащих дефектов и включений.

Определение U-Pb возраста цирконовых зерен выполнено в Аналитическом центре минералогеохимических и изотопных исследований ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) методом лазерной абляции и магнитно-секторной масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (LA-ICP-MS). Лазерный пробоотбор проведен с помощью устройства

лазерной абляции UP-213, а масс-спектрометрический анализ осуществлялся на одноколлекторном магнитно-секторном масс-спектрометре с ионизацией в индуктивно связанной плазме Element XR. Пробоподготовка цирконовых зерен, аналитические измерения, обработка данных масс-спектрометрического анализа и расчеты возрастов выполнены согласно разработанным в лаборатории стандартным процедурам (Хубанов и др., 2016). В качестве внешнего стандарта использовался цирконовый эталон 91500 (Wiedenbeck et al., 1995), в качестве контрольных образцов – Plešovice с аттестованным возрастом 337,13±0,37 млн лет (Sláma et al., 2008) и GJ-1 с аттестованным возрастом 608,5±0,4 млн лет (Jackson et al., 2004). При анализе северотиманских цирконов конкордантный возраст 12 зерен Plešovice составил 338,1±3,3 млн лет, а 12 зерен GL-1 – 599,7±5,7 млн лет.

Обработка данных анализа проведена с помощью программы Glitter (Griffin et al., 2008; Van Achterbergh et al., 2001). Для статистического анализа и построения U-Pb диаграмм использовано приложение Isoplot 3.75 (Ludwig, 2012) для программы Microsoft Excel.

Характеристика цирконов

Цирконы мелкие, варьируют по размеру от 40 до 120 мкм. Среди них больше половины составляют хорошо окатанные эллипсоидные зерна. Они светло-розового, светло-сиреневого, светло-желтого или буровато-рыжего цвета, полупрозрачные, с матовой поверхностью. Около четверти зерен – полуокатанные, первично бипирамидально-призматического габитуса с K_y 2–4. Встречаются почти бесцветные, светло-розовые и желтые зерна, полупрозрачные и прозрачные. В небольших количествах наблюдаются идиоморфные бипирамидально-призматические (K_y 2–2,5) кристаллы циркона, светло-желтые, прозрачные, с блестящими гладкими поверхностями граней. Во всех зернах присутствует небольшое количество мелких черных включений.

Катодолюминесцентные изображения показывают, что большинство цирконов имеет простое строение и характеризуется секториальной или осцилляционной зональностью, лишь некоторые зерна (8% от исследованных зерен) содержат кластогенные ядра.

Всего было проанализировано 120 зерен (табл. 1, рис. 2). Для оценки возраста пород в источниках сноса использовались возрастные значения по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Из рассмотрения исключены анализы с дискордантностью более 10%. Оставшиеся $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрасты (94 зерна) заключены в интервале 981–2582 млн лет (рис. 3), в пределах которого выделяются два отчетливых возрастных максимума на уровнях 1150 и 1600 млн лет.

Таблица 1

Результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из румяничной свиты, проба 202

Номер зерна	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет				D, %
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma, \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma, \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma, \%$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	
1	0,07469	2,10	1,97463	2,24	0,19169	1,46	0,65	1130	15	1060	42	-6
2	0,08870	2,04	3,21356	2,20	0,26269	1,45	0,66	1504	20	1398	39	-7
3	0,08526	1,98	3,36335	2,15	0,28602	1,45	0,67	1622	21	1321	38	-19
4	0,07450	2,13	2,03558	2,28	0,19810	1,46	0,64	1165	16	1055	43	-9
5	0,08786	2,09	3,11247	2,25	0,25686	1,47	0,65	1474	19	1379	40	-6
6	0,07702	2,21	1,95075	2,35	0,18363	1,48	0,63	1087	15	1122	43	3
7	0,08865	2,05	3,38065	2,22	0,27649	1,46	0,66	1574	20	1397	39	-11
8	0,09221	2,12	3,71417	2,28	0,28984	1,48	0,65	1641	21	1486	40	-9
9	0,09561	2,15	3,77878	2,31	0,28654	1,49	0,64	1624	21	1540	40	-5
10	0,06446	3,85	0,92892	3,87	0,10416	1,69	0,44	639	10	763	79	19
11	0,07718	2,55	1,99799	2,68	0,18770	1,54	0,58	1109	16	1126	50	2
12	0,07507	2,26	2,15644	2,43	0,20827	1,51	0,62	1220	17	1070	45	-12
13	0,09861	2,17	4,15961	2,34	0,30583	1,50	0,64	1720	23	1598	40	-7
14	0,07423	2,34	1,97965	2,50	0,19335	1,52	0,61	1140	16	1048	47	-8
15	0,10092	2,20	4,31385	2,37	0,30990	1,51	0,64	1740	23	1641	40	-6
16	0,09411	2,17	4,23605	2,35	0,32635	1,50	0,64	1821	24	1510	40	-17
17	0,08569	2,26	2,89833	2,44	0,24522	1,52	0,62	1414	19	1331	43	-6
18	0,07766	3,23	2,19761	3,31	0,20516	1,67	0,50	1203	18	1138	63	-5
19	0,17255	2,31	11,78375	2,48	0,49516	1,55	0,63	2593	33	2582	38	-1
20	0,10165	2,27	4,58807	2,45	0,32725	1,53	0,62	1825	24	1654	42	-9
21	0,07182	2,55	1,73468	2,71	0,17513	1,57	0,58	1040	15	981	51	-6
22	0,08972	2,47	2,96544	2,65	0,23967	1,57	0,59	1385	20	1419	47	2
23	0,10096	2,48	4,40300	2,65	0,31623	1,58	0,59	1771	24	1642	45	-7
24	0,10665	2,52	0,93689	2,69	0,06370	1,57	0,58	398	6	1743	45	338
25	0,11016	2,51	4,79302	2,69	0,31552	1,58	0,59	1768	24	1802	45	2
26	0,10705	2,57	4,87224	2,73	0,33005	1,59	0,58	1839	25	1750	46	-5
27	0,07318	2,87	1,79144	3,02	0,17751	1,63	0,54	1053	16	1019	57	-3
28	0,10882	2,54	4,44583	2,72	0,29629	1,59	0,58	1673	23	1780	46	6
29	0,07253	2,67	1,98153	2,85	0,19813	1,60	0,56	1165	17	1001	53	-14
30	0,09303	2,57	4,06080	2,76	0,31657	1,60	0,58	1773	25	1488	48	-16
31	0,09037	2,95	3,19778	3,11	0,25666	1,67	0,54	1473	22	1433	55	-3
32	0,07435	3,11	1,88692	3,26	0,18409	1,68	0,52	1089	17	1051	61	-4
33	0,07643	3,91	1,78590	4,00	0,16950	1,83	0,46	1009	17	1106	76	10
34	0,09535	3,22	3,49675	3,37	0,26603	1,73	0,51	1521	24	1535	60	1
35	0,12165	2,94	6,30731	3,12	0,37613	1,69	0,54	2058	30	1980	52	-4

Продолжение табл. 1

Номер зерна	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет				D, %
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma, \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma, \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma, \%$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	
36	0,10513	4,36	4,04047	4,42	0,27881	2,06	0,47	1585	29	1717	78	8
37	0,07714	3,28	2,11036	3,44	0,19847	1,73	0,50	1167	18	1125	64	-4
38	0,09707	2,87	3,17642	3,08	0,23741	1,67	0,54	1373	21	1569	53	14
39	0,05051	4,06	0,38871	4,18	0,05584	1,79	0,43	350	6	218	91	-38
40	0,08681	3,41	2,13479	3,57	0,17844	1,77	0,50	1058	17	1356	64	28
41	0,09547	3,37	3,79061	3,56	0,28813	1,78	0,50	1632	26	1538	62	-6
42	0,09174	3,20	3,33363	3,41	0,26373	1,74	0,51	1509	23	1462	60	-3
43	0,07708	3,19	1,94672	3,41	0,18331	1,74	0,51	1085	17	1123	62	4
44	0,05865	3,58	0,42154	3,77	0,05217	1,78	0,47	328	6	554	76	69
45	0,09448	3,39	3,36813	3,60	0,25876	1,79	0,50	1484	24	1518	63	2
46	0,10527	3,30	4,86409	3,53	0,33543	1,78	0,50	1865	29	1719	59	-8
47	0,08128	3,36	2,54181	3,60	0,22703	1,78	0,50	1319	21	1228	65	-7
48	0,09805	3,27	4,27124	3,52	0,31628	1,77	0,50	1772	27	1587	60	-10
49	0,08001	3,61	2,35145	3,83	0,21338	1,83	0,48	1247	21	1197	70	-4
50	0,08866	3,47	3,34649	3,72	0,27408	1,82	0,49	1562	25	1397	65	-11
51	0,07155	3,58	1,81289	3,84	0,18402	1,68	0,48	1089	18	973	71	-11
52	0,11713	3,70	5,98027	3,96	0,37082	1,90	0,48	2033	33	1913	65	-6
53	0,09555	4,00	3,63089	4,22	0,27601	1,95	0,46	1571	27	1539	73	-2
54	0,08641	3,86	3,02092	4,12	0,25396	1,91	0,46	1459	25	1347	73	-8
55	0,10052	3,61	4,60994	3,90	0,33316	1,86	0,48	1854	30	1634	66	-12
56	0,07489	3,36	2,03367	3,46	0,19693	1,82	0,53	1159	19	1066	66	-8
57	0,10778	3,11	4,47727	3,22	0,30126	1,82	0,57	1698	27	1762	56	4
58	0,10249	3,11	4,26084	3,23	0,30149	1,82	0,56	1699	27	1670	56	-2
59	0,09910	5,89	3,89283	5,81	0,28487	2,49	0,43	1616	36	1607	106	-1
60	0,09783	2,99	3,81989	3,13	0,28317	1,79	0,57	1607	25	1583	55	-2
61	0,05688	3,18	0,71462	3,31	0,09112	1,77	0,53	562	10	486	69	-14
62	0,09882	3,23	4,01814	3,34	0,29488	1,84	0,55	1666	27	1602	59	-4
63	0,05084	4,44	0,37682	4,49	0,05375	1,90	0,42	338	6	234	99	-31
64	0,09818	2,89	3,95259	3,04	0,29196	1,77	0,58	1651	26	1590	53	-4
65	0,07202	3,28	1,74424	3,39	0,17564	1,80	0,53	1043	17	986	65	-6
66	0,09288	2,73	3,27025	2,90	0,25534	1,74	0,60	1466	23	1485	51	1
67	0,06920	2,98	1,25446	3,12	0,13147	1,76	0,56	796	13	905	60	14
68	0,09331	3,28	3,46199	3,39	0,26907	1,84	0,54	1536	25	1494	61	-3
69	0,11108	3,52	4,97245	3,60	0,32463	1,92	0,54	1812	30	1817	63	0
70	0,09864	2,87	4,10352	3,02	0,30169	1,77	0,59	1700	26	1599	53	-6

Продолжение табл. 1

Номер зерна	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет				D, %
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$, %	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$, %	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$, %		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	
71	0,09969	3,29	3,81905	3,40	0,27783	1,85	0,54	1580	26	1618	60	2
72	0,09468	2,82	3,77179	2,98	0,28891	1,76	0,59	1636	25	1522	52	-7
73	0,14804	3,32	8,61672	3,42	0,42211	1,95	0,57	2270	37	2323	56	2
74	0,09998	2,58	3,84153	2,77	0,27867	1,72	0,62	1585	24	1624	47	2
75	0,14435	2,94	0,58704	3,05	0,02949	1,80	0,59	187	3	2280	50	1119
76	0,11533	2,98	5,85222	3,12	0,36802	1,81	0,58	2020	31	1885	53	-7
77	0,09231	2,82	3,41745	2,98	0,26850	1,75	0,59	1533	24	1474	53	-4
78	0,10385	2,81	4,60340	2,97	0,32148	1,76	0,59	1797	28	1694	51	-6
79	0,10096	5,76	4,20879	5,70	0,30233	2,49	0,44	1703	37	1642	103	-4
80	0,10202	3,14	4,27833	3,26	0,30414	1,82	0,56	1712	27	1661	57	-3
81	0,07072	2,56	1,99369	2,75	0,20444	1,71	0,62	1199	19	949	52	-21
82	0,08564	3,46	2,62760	3,55	0,22250	1,86	0,52	1295	22	1330	66	3
83	0,09463	2,58	3,98088	2,76	0,30508	1,71	0,62	1716	26	1521	48	-11
84	0,09964	2,96	4,16183	3,10	0,30292	1,79	0,58	1706	27	1617	54	-9
85	0,09792	3,33	3,76515	3,43	0,27886	1,85	0,54	1586	26	1585	61	0
86	0,07884	3,15	2,14278	3,27	0,19710	1,79	0,55	1160	19	1168	61	1
87	0,08298	3,63	2,39285	3,70	0,20913	1,88	0,51	1224	21	1269	69	4
88	0,09732	2,75	3,76088	2,92	0,28025	1,74	0,60	1593	25	1574	51	-1
89	0,08859	3,76	2,84426	3,82	0,23285	1,92	0,50	1349	23	1395	70	3
90	0,10405	3,01	4,33327	3,14	0,30203	1,80	0,57	1701	27	1698	54	0
91	0,10393	2,72	4,15142	2,89	0,28969	1,74	0,60	1640	25	1695	49	3
92	0,09230	3,88	3,22304	3,93	0,25325	1,96	0,50	1455	25	1473	72	1
93	0,09049	3,05	3,23736	3,18	0,25946	1,79	0,56	1487	24	1436	57	-3
94	0,08035	3,20	2,39466	3,32	0,21615	1,80	0,54	1262	21	1206	62	-4
95	0,09870	2,80	3,81304	2,95	0,28019	1,75	0,59	1592	25	1600	51	1
96	0,10565	2,70	4,67159	2,86	0,32069	1,74	0,61	1793	27	1726	49	-4
97	0,10011	2,55	4,53415	2,73	0,32846	1,71	0,62	1831	27	1626	47	-11
98	0,10377	2,73	4,56328	2,89	0,31892	1,74	0,60	1784	27	1693	49	-5
99	0,08888	3,52	3,19641	3,61	0,26081	1,88	0,52	1494	25	1402	66	-6
100	0,08834	3,58	3,07914	3,66	0,25279	1,89	0,52	1453	25	1390	67	-4
101	0,10106	2,97	3,92036	3,11	0,28134	1,79	0,58	1598	25	1644	54	3
102	0,08358	2,60	2,99267	2,78	0,25967	1,71	0,62	1488	23	1283	50	-14
103	0,10857	3,24	4,74890	3,35	0,31720	1,86	0,55	1776	29	1776	58	0
104	0,11128	3,36	5,03139	3,45	0,32789	1,89	0,55	1828	30	1820	60	0
105	0,11020	2,68	4,98788	2,85	0,32826	1,74	0,61	1830	28	1803	48	-2

Окончание табл. 1

Номер зерна	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет				D, %
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma, \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma, \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma, \%$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	
106	0,10064	3,30	3,97835	3,41	0,28669	1,86	0,54	1625	27	1636	60	1
107	0,07635	2,76	2,08237	2,92	0,19779	1,73	0,59	1163	18	1104	54	-5
108	0,08212	3,29	2,43132	3,40	0,21471	1,82	0,54	1254	21	1248	63	0
109	0,11670	2,60	5,79273	2,79	0,35998	1,72	0,62	1982	29	1906	46	-4
110	0,09081	3,32	3,15220	3,42	0,25174	1,84	0,54	1447	24	1442	62	0
111	0,10681	2,86	4,67823	3,00	0,31765	1,77	0,59	1778	28	1746	51	-2
112	0,07963	3,00	2,13925	3,13	0,19483	1,77	0,57	1148	19	1188	58	4
113	0,10361	3,05	4,06100	3,18	0,28424	1,81	0,57	1613	26	1690	55	5
114	0,08965	2,57	2,86422	2,75	0,23170	1,71	0,62	1343	21	1418	48	6
115	0,09422	4,32	3,29774	4,34	0,25382	2,06	0,47	1458	27	1513	79	4
116	0,09074	2,68	3,41567	2,85	0,27298	1,73	0,61	1556	24	1441	50	-7
117	0,07481	4,52	1,79201	4,54	0,17371	2,02	0,44	1032	19	1064	88	3
118	0,05783	9,82	0,64721	9,65	0,08116	2,87	0,30	503	14	523	202	4
119	0,08639	2,58	3,22194	2,77	0,27048	1,72	0,62	1543	24	1347	49	-13
120	0,09765	3,57	3,92992	3,66	0,29188	1,91	0,52	1651	28	1580	65	-4

Примечание: Rho – коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, D – дискордантность: $D = 100 \times [\text{возраст} (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / \text{возраст} (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]$, серым фоном выделены датировки с $D > |10|\%$.

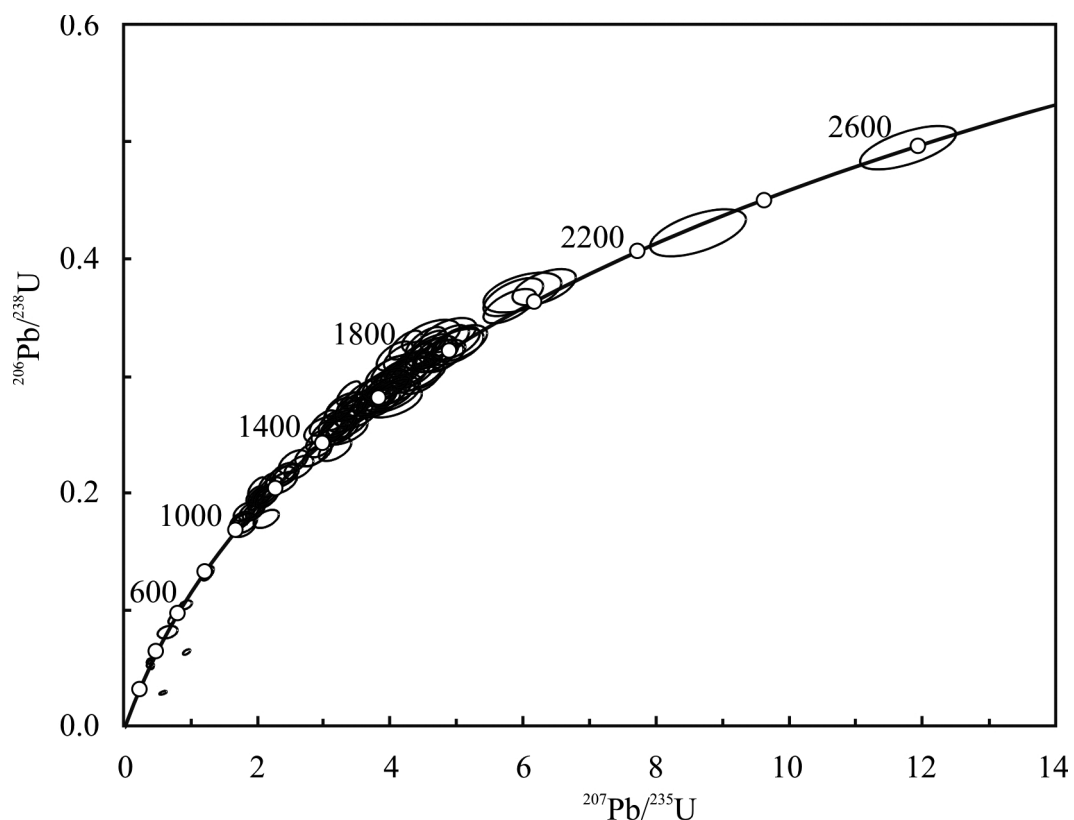


Рис. 2. Диаграмма Аренса-Везерилла с конкордией. Нанесены все анализы детритовых цирконов из обр. 202. Центры эллипсов погрешностей (2σ) – координаты аналитических точек

Обсуждение результатов

Релевантность полученных данных. Наличие в исследованном образце стильпномелана и хлорита свидетельствует о том, что алевропесчаник был метаморфизован в условиях зеленосланцевой фации. На метаморфическую перекристаллизацию указывает также ориентировка чешуек слюдистых минералов в направлении, почти перпендикулярном слоистости, вероятно, параллельно плоскости кливажа. По данным И.П. Новицкого (1976), изменения пород барминской серии в условиях зеленосланцевой фации происходили при температурах 300–500°C, что значительно ниже температуры закрытия U–Pb изотопной системы в цирконах (~900°C), поэтому содержащаяся в них информация о возрасте размываемых пород питающих провинций должна сохраняться. Однако близость сиенитового массива, а также оливин-керсутитовых габбро, базальтов и насыщенность серии дайками и жилами гранитов, долеритов и щелочных габброидов могли привести к омоложению цирконов, так как в результате воздействия флюидов, сопровождающих внедрение магматических тел, возможно нарушение U–Pb изотопной системы цирконов вмещающих пород. Косвенные свидетельства такого омоложения, по-видимому, и несут детритовые цирконы из исследованного алевропесчаника. В числе 26 анализов, исключенных по причине высокой дискордантности, есть пять относительно молодых возрастов по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, варьирующих от 328 до 639 млн лет (табл. 1, № 10, 39, 44, 61 и 63), и одно зерно (№ 118) с возрастом 503 ± 14 млн лет. Последнее определение, несмотря на удовлетворительное значение дискордантности, было исключено из рассмотрения по причине того, что оно не согласуется с геологическим возрастом пород. Все молодые датировки получены по достаточно редким в породе идиоморфным, хорошо ограненным кристаллам циркона, и это заставляет задуматься о возможном влиянии внедрявшихся в этом районе в позднем докембрии и палеозое магматических пород, что могло приводить, в том числе, к регенерации некоторых цирконов.

Источники детритовых цирконов и вероятный седиментационный возраст румяничной свиты. Распределение датировок свидетельствует о том, что при формировании отложений румяничной свиты доминирующая роль принадлежала продуктам размыва ниже- и среднерифейских комплексов, на долю которых приходится 70% датировок в интервале 1019–1644 млн лет, и в меньшей степени источниками сноса являлись породные ассоциации раннепротерозойского возраста (27% датировок в интервале 1654–2323 млн лет), в одном зерне зафиксирован архейский возраст 2582 млн лет. В двух зернах установлены позднерифейские возрасты 981 и 986 млн лет (табл. 1, № 21 и 65), которые можно рассматривать как нижний предел «седиментацион-

ного» возраста румяничной свиты, т.е. накопление осадков происходило не ранее начала позднего рифея.

Время формирования отложений барминской серии. На рис. 3 приведены графики распределения возрастов цирконов из малочернорецкой и ямбозерской свит, представляющих собой среднюю и верхнюю части сводного разреза барминской серии. Обращает на себя внимание сопоставимость результатов по всем трем свитам. Набор возрастов детритовых цирконов из терригенных пород барминской серии Северного Тимана охватывает промежуток времени от начала неопротерозоя до конца мезоархея (1,0–2,9 млрд лет), с максимальным количеством датировок в интервале 1,0–2,0 млрд лет и минимальными возрастными, приуроченными к 1 млрд лет. Общее сходство распределений дает основание считать, что детритовые цирконы поступали в осадочный бассейн, в котором отлагались обломочные породы барминской серии, из близких по составу питающих провинций.

Как считается, область современного Северного Тимана в начале неопротерозоя представляла собой пассивную окраину Балтики – ее Фенноскандинавской части. В составе всех трех коровых блоков, образующих Балтику, – Волго-Уралии, Сарматии и Фенноскандии широко представлены архейские и палеопротерозойские кристаллические комплексы. Мезопротерозойские метаморфические и магматические комплексы развиты почти исключительно в пределах Фенноскандии, за исключением магматических пород машакского уровня (1,36–1,41 млрд лет) на западном склоне Южного Урала, которые, как полагают (Пучков, 2010), могли быть связаны с мезопротерозойским рифтогенезом на окраине Волго-Уралии (блока Протобалтики).

Наиболее вероятные главные провинции, поставившие детритовые цирконы с возрастными, характерными для пород барминской серии, это Фенноскандия и Среднерусский ороген, возникший в 1,75–1,80 млрд лет в результате сочленения Фенноскандии и Волго-Сарматии. По-видимому, весь видимый разрез барминской серии (~5 км) был сформирован в позднем рифее (неопротерозое) за счет накопления продуктов эрозии породных комплексов преимущественно этих провинций, но со временем происходила небольшая смена источников сноса. Применение теста Колмогорова-Смирнова (KS-теста или критерия согласия Колмогорова-Смирнова) к возрастам цирконов из пород барминской серии (табл. 2, рис. 4) показывает значительное сходство распределений возрастов для нижних свит – румяничной и малочернорецкой. Об этом говорит величина KS-коэффициента, составляющая 0,65 и превышающая пороговое значение 0,05, отвечающее стандартному уровню значимости KS-теста, равному 95%. Меньшее, но также значимое сходство имеют спектры цирконовых возрастов для малочернорецкой и ямбозерской свит ($KS = 0,147$),

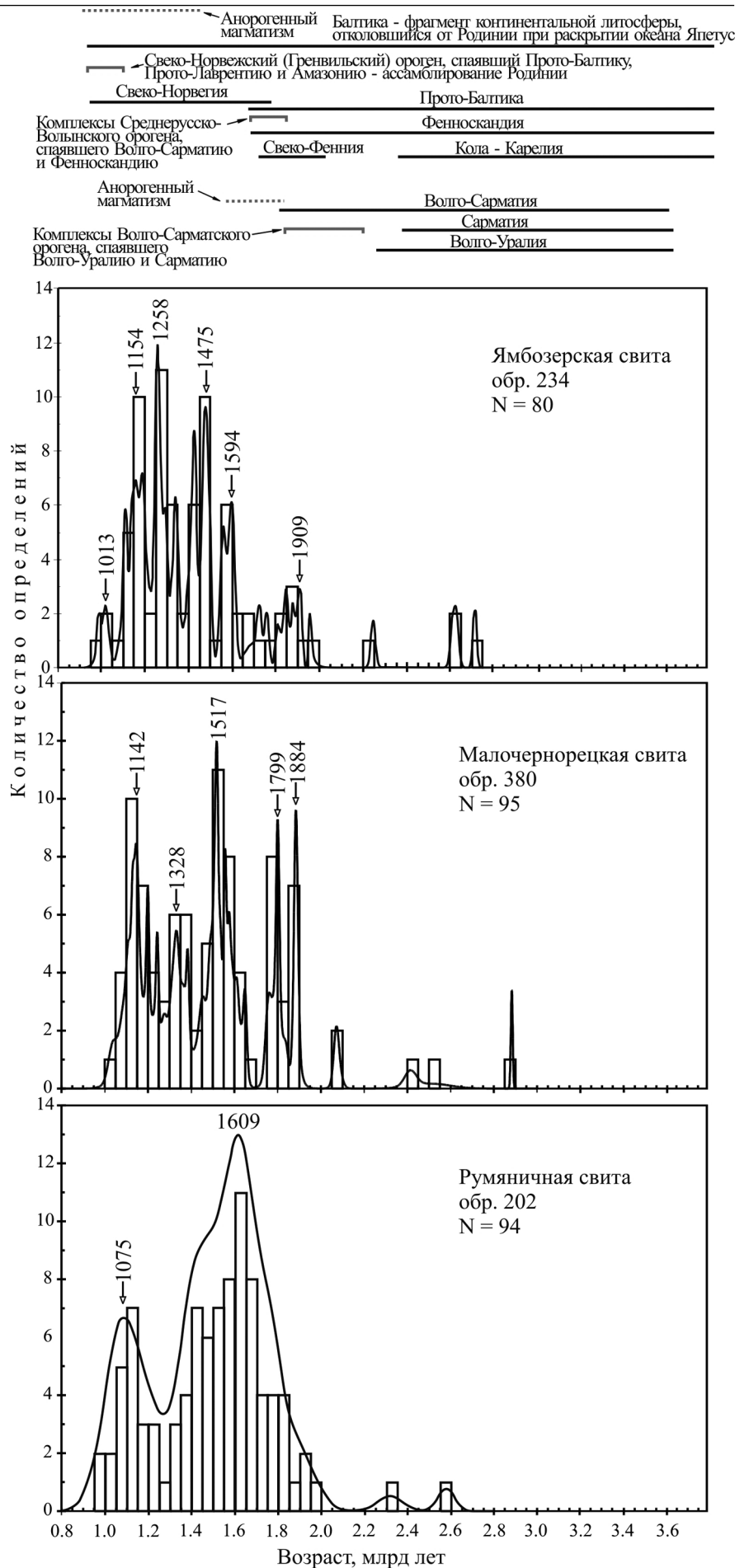


Рис. 3. Сводные графики (гистограммы и кривые плотности вероятности) распределения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов детритовых цирконов из терригенных отложений малочернорецкой (Андреичев и др., 2014) и ямбозерской (Андреичев и др., 2017б) свит барминской серии. Над графиками отрезками отмечены временные диапазоны основных фаз тектогенеза и проявления магматической активности в пределах Балтики (Кузнецов и др., 2014 а, б).

а распределения возрастов цирконов из алевропесчаников нижней (румяничной) свиты и из песчаников верхней (ямбозерской) свиты уже статистически различны ($KS = 0,016$), что находит отражение в постепенном увеличении доли мезопротерозойских цирконов от 60% в алевропесчаниках румяничной свиты до 71% в малочерноречской свите (Андреичев и др., 2014) и далее до 78% в песчаниках ямбозерской свиты (Андреичев и др., 2017а). Увеличение количества цирконов с мезопротерозойскими возрастными группами вверх по разрезу барминской серии можно объяснить возможным более широким выведением на уровень эрозионного среза в раннем неопротерозое в Фенноскандинавской части Балтики коллизионных магматических комплексов и анорогенных гранитоидов с возрастом 1,45–1,67 млрд лет, а также возрастанием роли обломочного материала, поступающего из свеконорвежской части Фенноскандии (Bogdanova et al., 2008).

Таблица 2

Результаты KS-теста для возрастов детритовых цирконов

Свита, № образца	Румяничная Обр. 202	Малочерноречская Обр. 380	Ямбозерская Обр. 234
Румяничная Обр. 202		0,650	0,016
Малочерноречская Обр. 380	0,650		0,147
Ямбозерская Обр. 234	0,016	0,147	

Примечание. Построение кумулятивных кривых распределения и проведение KS-теста выполнены с использованием макроса (Guynn, Gehrels, 2010) для программы MS Excel.

ЛИТЕРАТУРА

Акимова Г.Н. Проблематика верхнепротерозойских отложений Северного Тимана // Региональная геол. и металлогения. 1996. № 5. С. 132–135.

Андреичев В.Л., Ларионов А.Н. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датирование единичных кристаллов циркона из магматических пород Северного Тимана // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тез. докл. I Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2000. С. 26–28.

Андреичев В.Л., Соболева А.А., Герелс Дж. U-Pb-возраст детритовых цирконов из верхнедокембрийских терригенных отложений Северного Тимана // Докл. АН. 2013. Т. 450, № 5. С. 562–566.

Андреичев В.Л., Соболева А.А., Герелс Дж. U-Pb-возраст и источники сноса обломочных цирконов из верхнедокембрийских отложений Северного Тимана // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22, № 2. С. 32–45.

Андреичев В.Л., Соболева А.А., Удоратина О.В. и др. Rb-Sr и U-Pb изотопно-геохронометрические системы в гранитоидах Северного Тимана // Граниты и эволюция Земли: мантия и кора в гранитообразовании. Мат-лы

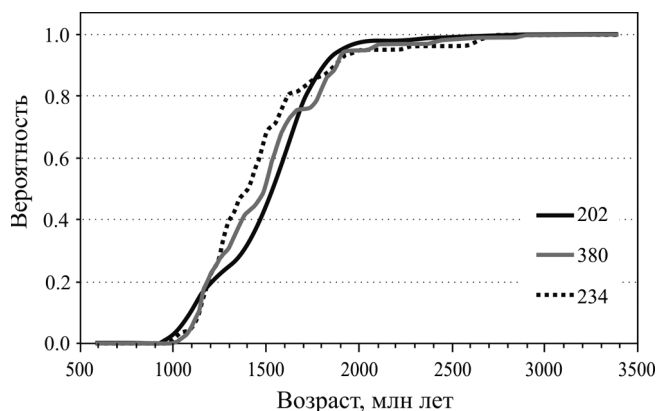


Рис. 4. Кумулятивные кривые изотопных возрастов детритовых цирконов из терригенных пород барминской серии – алевропесчаников румяничной (обр. 202) и малочерноречкой (обр. 380) свит, песчаника ямбозерской свиты (обр. 234)

Румяничная свита составляет основание видимого разреза барминской серии, поэтому средневзвешенный возраст наиболее молодых детритовых цирконов, равный 983 ± 40 млн лет, можно рассматривать как указание на заложение пассивной континентальной окраины в позднем рифее, хотя не исключен и более древний возраст – окончание среднего рифея. Последнее предположение подтверждается минимальным U-Pb возрастом циркона (1096 ± 44 млн лет) из кварцитопесчаников светлинской свиты четлаской серии, которыми начинается верхнедокембрийский разрез Среднего Тимана (Удоратина и др., 2017).

Авторы признательны Н.Б. Кузнецову за конструктивные замечания, способствовавшие существенному улучшению статьи.

Работа выполнена по теме госзадания ГР № АААА-А17-117121270035-0 ИГ Коми НЦ УрО РАН.

III международной геологической конференции. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017а. С. 19–21.

Андреичев В.Л., Соболева А.А., Хоуриган Дж.К. Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из терригенных отложений верхней части докембрийского фундамента Северного Тимана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2017б. Т. 92, вып. 1. С. 10–20.

Бибикова Е.В., Богданова С.В., Горбачев Р.М. и др. Изотопный возраст, природа и структура докембрийской коры в Беларуси // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 6. С. 68–78.

Богданова С.В., Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И. и др. Проект EUROBRIDGE: палеопротерозойская аккреция и коллизия коры в Фенноскандии и Сарматии. Геология и геофизические образы // Строение и динамика литосферы Восточной Европы: Результаты исследований по программе EUROPROBE: Очерки по региональной геологии России / Ред. Н.И. Павленкова. М.: РОСНЕДРА, РАН, ГЕОКАРТ, 2006. С. 221–290.

Верхний докембрий европейского севера СССР (объяснительная записка к схеме стратиграфии) / Ред. В.А. Дедеев, Б.М. Келлер. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1986. 40 с.

- Гецен В.Г. О литологии и условиях осадконакопления докембрийских отложений Северного Тимана // Тектоника и древние толщи Тимана и Приполярного Урала. Сыктывкар: Институт геологии Коми филиала АН СССР, 1968. С. 55–66.
- Гецен В.Г. Строение фундамента Северного Тимана и полуострова Канин. Л.: Наука, 1975. 144 с.
- Журавлев В.С., Забродин В.Е., Раабен М.Е., Черный В.Г. К стратиграфии фундамента Тиманского кряжа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1966. Т. 41, вып. 2. С. 49–75.
- Кузнецов Н.Б. Комплексы проторуалитид-тиманид и позднедокембрийско-раннепалеозойская эволюция восточного и северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Автореф. дисс. ... докт. геол.-минерал. наук. М.: ИФЗ РАН, 2009а. 49 с.
- Кузнецов Н.Б. Кембрийская коллизия Балтики и Арктиды – начальный этап «собирания» северной части позднепалеозойско-раннемезозойской Пангеи // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2009б. Т. 84, вып. 1. С. 18–38.
- Кузнецов Н.Б., Алексеев А.С., Белоусова Е.А. и др. Тестирование моделей поздненевандской эволюции северо-восточной периферии Восточно-Европейской платформы на основе первых результатов U/Pb-изотопного датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из верхне-невандских песчаников Юго-Восточного Беломорья // Докл. АН. 2014а. Т. 458, № 3. С. 313–317.
- Кузнецов Н.Б., Натанов Л.М., Белоусова Е.А. и др. Первые результаты U/Pb-датирования и изотопно-геохимического изучения детритных цирконов из поздне-докембрийских песчаников Южного Тимана (увал Джем-Парма) // Докл. АН. 2010. Т. 435, № 6. С. 798–805.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацкило А.В. и др. 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. 2014б. Т. 455, № 4. С. 427–432.
- Новицкий И.П. Петрология метаморфического комплекса полуострова Канин и Северного Тимана. Автореф. дисс. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1976. 24 с.
- Оловянишников В.Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 164 с.
- Оловянишников В.Г. Геологическое развитие Северного Тимана и полуострова Канин. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 80 с.
- Пучков В.Н. Структурные связи Приполярного Урала и Русской платформы. Л.: Наука, 1975. 203 с.
- Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Самсонов А.В., Бибикина Е.В., Петрова А.Ю., Герасимов В.Ю. Тектонические этапы формирования Среднерусского складчатого пояса, центральная часть кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы: геохимия, геохронология и петротектоника // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Тез. докл. XXXVIII Тектонического совещания М.: Моск. ун-т, 2005. Т. 2. С. 169–171.
- Удортатина О.В., Бурцев И.Н., Никулова Н.Ю., Хубанов В.Б. Возраст метапесчаников верхнедокембрийской четласской серии Среднего Тимана на основании U-Pb датирования детритных цирконов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2017. Т. 92, вып. 5. С. 15–32.
- Хубанов В.Б., Буянтуев 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.
- Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatschev R. et al. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Res. 2008. Vol. 160. P. 23–45.
- Claesson S., Bogdanova S.V., Bibikova E.V., Gorbatschev R. Isotopic evidence of Palaeoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton // Tectonophysics. 2001. Vol. 339. P. 1–18.
- Cocks L.R.M., Torsvik T.H. Baltica from the late Precambrian to mid Palaeozoic: the gain and loss of a terranes's identity // Earth Sci. Rev. 2005. Vol. 72. P. 39–66.
- Fedo C.M., Sircombe K.N., Rainbird R.H. Detrital zircon analysis of sedimentary record // Zircon / Eds. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. Vol. 53. P. 277–303.
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS / Ed. P.J. Sylvester. Laser ablation ICP-MS in the Earth sciences: Current practices and outstanding issues // Mineral. Assoc. Canada. Short Course. 2008. Vol. 40. P. 308–311.
- Ireland T.R., Williams I.S. Considerations in zircon geochronology by SIMS // Zircon / Eds. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. Vol. 53. P. 215–241.
- 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. Vol. 211. P. 47–69.
- Košler J., Fonncland H., Sylvester P. et al. U-Pb dating of detrital zircons for sediment provenance studies – a comparison of laser ablation ICP-MS and SIMS techniques // Chem. Geol. 2002. Vol. 182. P. 605–618.
- Košler J., Sylvester P.J. Present trends and the future in geochronology: laser ablation ICP-MS // Zircon / Eds. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. Vol. 53. P. 243–275.
- Larionov A.N., Andreichev V.L., Gee D.G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / Eds. D.G. Gee, V. Pease. Geol. Soc. London. Mem. 2004. Vol. 30. P. 69–74.
- Ledent D., Patterson C., Tilton G.R. Ages of zircon and feldspar concentrates from Northern American Beach and river sands // J. Geol. 1964. Vol. 72. P. 112–122.
- Ludwig K.R. User's manual for Isoplot 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ. 2012. N 5. 75 p.
- Sláma J., Košler J., Condon D.J. et al. Plešovice zircon – A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // Chem. Geol. 2008. Vol. 249. P. 1–35.
- Tatsumoto M., Patterson C. Age studies of zircon and feldspar concentrates from the Franconia sandstone // J. Geol. 1964. Vol. 72. P. 232–242.
- Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L. 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. 2001. Vol. 29. P. 239–243.

Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F. et al. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // *Geostandards Newsletter*. 1995. Vol. 19. P. 1–23.

Willner A.P., Sindern S., Metzger R. et al. Typology and single grain U/Pb ages of detrital zircons from Proterozoic sandstones in the SW Urals (Russia): early time marks at the eastern margin of Baltica // *Precambrian Res.* 2003. Vol. 124. P. 1–20.

Сведения об авторах: *Андреичев Валентин Леонидович* – докт. геол.-минерал. наук, гл. науч. сотр. группы изотопной геохимии ИГ Коми НЦ УрО РАН, *e-mail:* izo@geo.komisc.ru; *Соболева Анна Алексеевна* – канд. геол.-минерал. наук, доц., ст. науч. сотр. лаб. петрографии ИГ Коми НЦ УрО РАН, *e-mail:* aa_soboleva@mail.ru; *Хубанов Валентин Борисович* – канд. геол.-минерал. наук, рук. группы ИСП-масс-спектрометрии в лаб. инструментальных методов анализа ГИН СО РАН, *e-mail:* khubanov@mail.ru; *Соболев Иван Дмитриевич* – мл. науч. сотр. лаб геологии рудных месторождений ИГЕМ РАН, *e-mail:* sobolev_id@mail.ru