

УДК 550.93:552.4 (551.72)

ИСТОЧНИКИ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЭОЛОВОГО МАССИВА “ПЕСКИ” ЧАРСКОЙ ВПАДИНЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ: ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U–Th–Pb (LA-ICP-MS)-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА

© 2023 г. Т. М. Сковитина^{1,*}, член-корреспондент РАН А. Б. Котов^{2,**}, Д. В. Лопатин¹, В. П. Ковач², И. Н. Бучнев², Е. В. Адамская², О. В. Бобровская³

Поступило 22.12.2022 г.
После доработки 12.01.2023 г.
Принято к публикации 16.01.2023 г.

Результаты U–Th–Pb (LA-ICP-MS)-геохронологических исследований детритового циркона (фракция более 50 мкм) из позднекайнозойских отложений крупного эолового массива “Пески” Чарской впадины восточного фланга Байкальской рифтовой зоны показывают, что в них доминирует детритовый циркон с возрастными 263–265 и 1861–1864 млн лет. Только для отдельных зёрен циркона получены архейские оценки возраста. Вполне возможно, это обусловлено тем, что циркон этого возраста присутствует в “мелких” фракциях, изучение которого не представляется возможным в силу технологических особенностей использованного метода геохронологических исследований. Исходя из геологической ситуации в качестве единственного источника детритового циркона раннепротерозойского возраста, можно рассматривать только граниты кодарского комплекса. Источник детритового циркона с возрастом 263–265 млн лет остается загадкой. На территории Алданского щита массивы гранитоидов такого возраста не известны, но они широко распространены в его западном обрамлении.

Ключевые слова: песчаные отложения, детритовый циркон, геохронология, Чарская впадина, Байкальская рифтовая зона

DOI: 10.31857/S2686739722602915, **EDN:** FFUDEN

Эоловый массив “Пески”¹ размером около 4,5 × 10 км расположен в центральной части Чарской впадины, на левобережье р. Чары, между двух ее притоков — рек Верхний и Средний Саукан (рис. 1). Он является особо охраняемой природной территорией Забайкальского края и имеет статус комплексного памятника природы регионального значения с 1980 г. [1]. Это самый крупный массив незакрепленного эолового рельефа,

где представлены барханы и барханные цепи высотой до 40–45 м и протяженностью до 500–700 м, чередующиеся с межгрядовыми понижениями и котловинами выдувания [2, 3].

Чарская впадина расположена в верхнем течении р. Чара (левый приток р. Олёкма) между хребтом Кодар с северо-запада и Каларским и Удоканским хребтами с юго-востока (рис. 1). При общей протяженности порядка 125 км впадина начинается в окрестностях двух озер — Большое Леприндо и Леприндокан на юго-западе, а заканчивается на северо-востоке в пяти км к югу от Сулуматского порога. Представляя собой относительно просто очерченную депрессию, вытянутую в северо-восточном направлении, она считается последней хорошо развитой в морфологическом отношении впадиной байкальского типа в рельефе восточного фланга Байкальской рифтовой зоны, так как следующую за ней к востоку Токкинскую впадину трудно отнести к крупным рифтам — она имеет эмбриональный характер [3, 4].

¹ В научно-популярной литературе его называют: “пустыня в миниатюре”, “сибирские Каракумы”, “забайкальская Сахара”, “самая северная пустыня мира” и др.

¹Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

²Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

³Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: skovit71@gmail.com

**E-mail: abkotov-spb@mail.ru

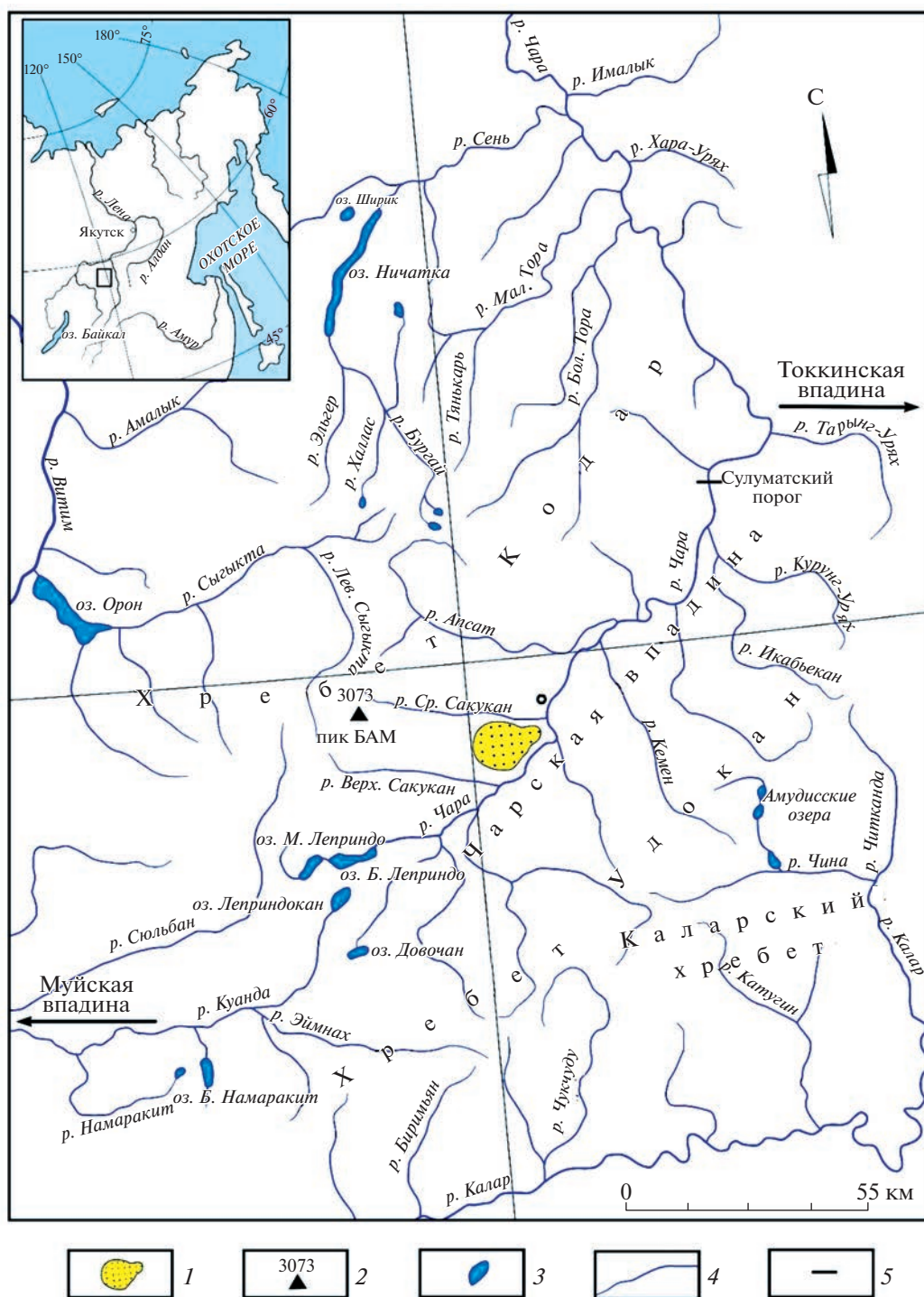


Рис. 1. Схема расположения эолового массива “Пески” Чарской впадины. 1 – эоловый массив, 2 – горные пики, 3 – озера, 4 – реки, 5 – пороги.

На юго-западе Чарская впадина отделена горной междувпадинной перемычкой от Муйской рифтовой впадины, хотя структурно связана с ней через Куандинскую и Сюльбанскую впадины-сателлиты, а на северо-востоке отделена невысокой

междувпадинной перемычкой от Токкинской впадины. Горная перемычка между Чарской и Муйской впадинами обладает многочисленными следами живой тектоники и характеризуется повышенной сейсмической активностью, что, по

мнению В.П. Солоненко и соавт. [4], объясняется “схождением” здесь нескольких крупных кайнозойских разломов.

Геоморфологические ландшафты Чарской впадины чрезвычайно молоды. В них отражены многочисленные свидетельства продолжающегося развития рифтогенного рельефа [3]. Новейшая структура тектонического рельефа впадины и ее горного окружения рассмотрена в [5].

Мощность осадочных отложений Чарской впадины оценивается в 1500–2000 м, а их общий объем достигает 2700 км³ [6]. Описание строения разрезов рыхлых отложений впадины, в том числе и массива “Пески”, приведены в ([3, 7–9] и др.).

История исследований массива “Пески”, а также существующие взгляды на время его образования и механизмы формирования (аллювиальный, пролювиальный, аллювиально-пролювиальный, аллювиально-озерный, флювиогляциальный, озерно-ледниковый, эоловый) слагающих его песков обсуждаются в [10].

Несмотря на большой объем данных, полученных для позднекайнозойских песчаных отложений Чарской впадины, вопрос об их источниках остается открытым. На основании первых результатов Sm–Nd-исследований песков этого массива было высказано предположение, что их главными источниками послужили палеопротерозойские терригенные породы удоканской серии [11], которые в свою очередь сформировались благодаря разрушению архейских магматических пород Чара-Олёкминского геоблока Алданского щита и пород ювенильной континентальной коры палеопротерозойских орогенов, располагавшихся, вероятно, в его южном и западном обрамлении (в современных координатах) [12].

В настоящей работе представлены результаты U–Th–Pb (LA-ISP-MS)-геохронологических исследований детритового циркона из отложений массива “Пески”, которые позволяют во многом дополнить существующую информацию об их источниках.

Для U–Th–Pb (LA-ISP-MS)-геохронологических исследований были отобраны три пробы песков, места отбора которых и их координаты, показаны на рис. 2. Выделение детритового циркона из этих проб проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Изучение морфологических особенностей циркона осуществлялось с помощью сканирующего электронного микроскопа “TESCAN” VEGA3 в режиме вторичных электронов и катодолюминесценции. Геохронологические исследования проводились только для детритового циркона из размерных фракций более 50 мкм.

U–Th–Pb (LA-ICP-MS)-геохронологические исследования циркона выполнены в ИГГД РАН с помощью системы лазерной абляции NWR-213 с

камерой TwoVolumeTwo, совмещенной с ICP-масс-спектрометром ELEMENT XR. Диаметр “пучка” лазера составлял 25 мкм, длительность измерения – 100 с (40 с – холостой по газу, 60 с – абляция). Калибровка производилась по стандартному циркону GJ-1 [13]. Для контроля качества аналитических данных использованы стандартные цирконы Harvard 91500 и Plešovice. Для стандартного циркона Harvard 91500 в ходе исследований получены средневзвешенные оценки возраста по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 1068 ± 5 млн лет (2σ , $n = 40$, СКВО = 0.44, вероятность = 0.999) и по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 1067 ± 6 млн лет (2σ , $n = 40$, СКВО = 0.080, вероятность = 1.000). Для стандартного циркона Plešovice в ходе исследований получена средневзвешенная оценка возраста по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 336 ± 2 млн лет (2σ , $n = 43$, СКВО = 0.23, вероятность = 1.000). Полученные для стандартных цирконов значения возраста хорошо совпадают с рекомендованными данными (Harvard 91500: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – 1066.01 ± 0.61 млн лет, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – 1063.51 ± 0.39 млн лет; Plešovice: $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – 337 ± 2 млн лет) [14]. U–Th–Pb-изотопные отношения рассчитаны в программе GLITTER 4.0 GEMOC [15]. Поправки на обычный свинец вводились с помощью программы ComPb [16]. Расчет конкордантных возрастов производился в программе IsoplotR [17]. Для построения гистограмм, кривых относительной вероятности распределения возрастов и расчета максимумов возрастов [18] использованы только конкордантные оценки возраста циркона.

Полученные результаты приведены на рис. 3. Они показывают, что в отложениях эолового массива “Пески” среди детритового циркона из крупной фракции доминирует циркон с возрастными 263–265 и 1861–1864 млн лет. Только для отдельных зерен циркона получены архейские оценки возрастов.

Циркон с возрастными 263–265 и 1861–1864 млн лет представлен слабо окатанными и практически неокатанными кристаллами. Большинство из них характеризуются отчетливо выраженной тонкой и грубой осцилляторной зональностью, характерной для циркона магматического генезиса. Кроме того, в них присутствуют частично и полностью раскристаллизованные расплавные включения.

Не вызывает сомнений, что источником детритового циркона с возрастом 1861–1864 млн лет послужили граниты кодарского комплекса (1864–1876 млн лет, [19]), крупные массивы которых обрамляют Чарскую впадину и слагают водоразделы Кодарского и Удоканского хребтов (рис. 3). Источник детритового циркона с возрастом 263–265 млн лет остается загадкой. На территории Алданского щита массивы гранитоидов такого возраста не известны. Они широко распространены в его западном обрамлении. То есть можно пред-

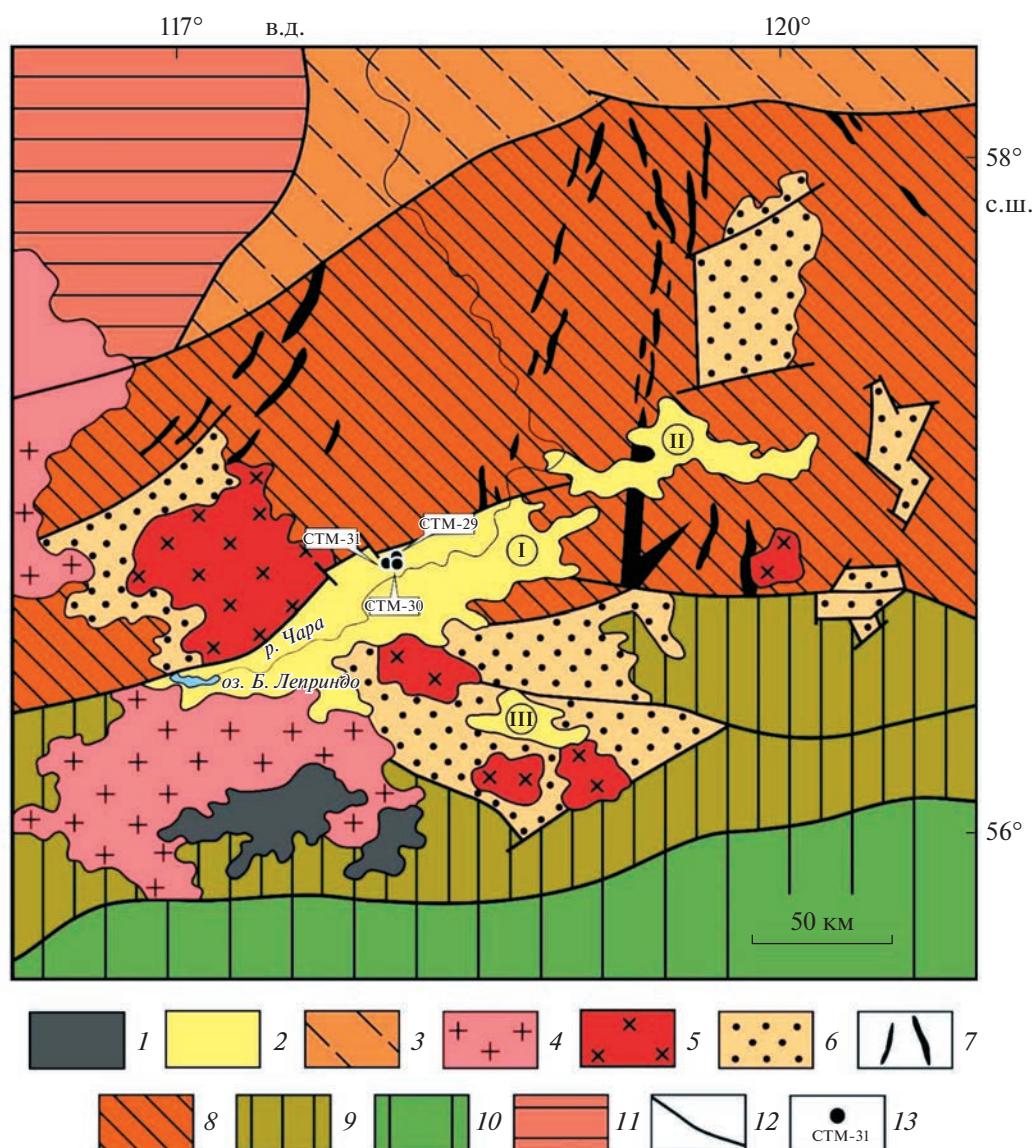


Рис. 2. Схема геологического строения западной части Алданского щита по [20]. 1 – кайнозойские платобазальты (N₂-Q); 2 – кайнозойские песчаные отложения рифтовых впадин; 3 – мезозойские, палеозойские и верхнепротерозойские платформенные отложения; 4 – фанерозойские гранитоиды; 5 – палеопротерозойские граниты кодарского комплекса; 6 – метаосадочные породы удоканской серии; 7 – слабо метаморфизованные осадочные и вулканические породы зеленокаменных поясов субганского комплекса; 8 – мезо- и палеорейские тоналит-трондьемитовые ортогнейсы и мезоархейские интрузивные гранитоиды Чаро-Олёкминского геоблока Алданского щита; 9 – зона сочленения Алданского щита и Центрально-Азиатского подвижного пояса (Становой структурный шов); 10 – Селенгино-Становой супертеррейн Центрально-Азиатского подвижного пояса; 11 – Байкальская складчатая область; 12 – разрывные нарушения; 13 – места отбора проб для геохронологических исследований: СТМ-29 (координаты: 56°52'37.5" с.ш. и 118°10'57.6" в.д.); СТМ-30 (координаты: 56°51'57.4" с.ш. и 118°10'13.3" в.д.); СТМ-31 (координаты: 56°51'43.0" с.ш. и 118°09'41.3" в.д.). Римскими цифрами в кругах обозначены рифтовые впадины: I – Чарская, II – Токкинская, III – Каларская.

полагать, что его перенос осуществлялся субширотными (в современных координатах) магистральными реками. Удивляет, что среди детритового циркона из крупной фракции очень мало зерен циркона докембрийского возраста, хотя выходы раннедокембрийских пород окружают Чарскую впадину и, также как массивы гранито-

идов кодарского комплекса, расположены на обрамляющих ее с севера и с юга хребтах. Вполне возможно, что циркон этого возраста присутствует в “мелких” фракциях, изучение которого не представляется возможным в силу технологических особенностей использованного метода геохронологических исследований.

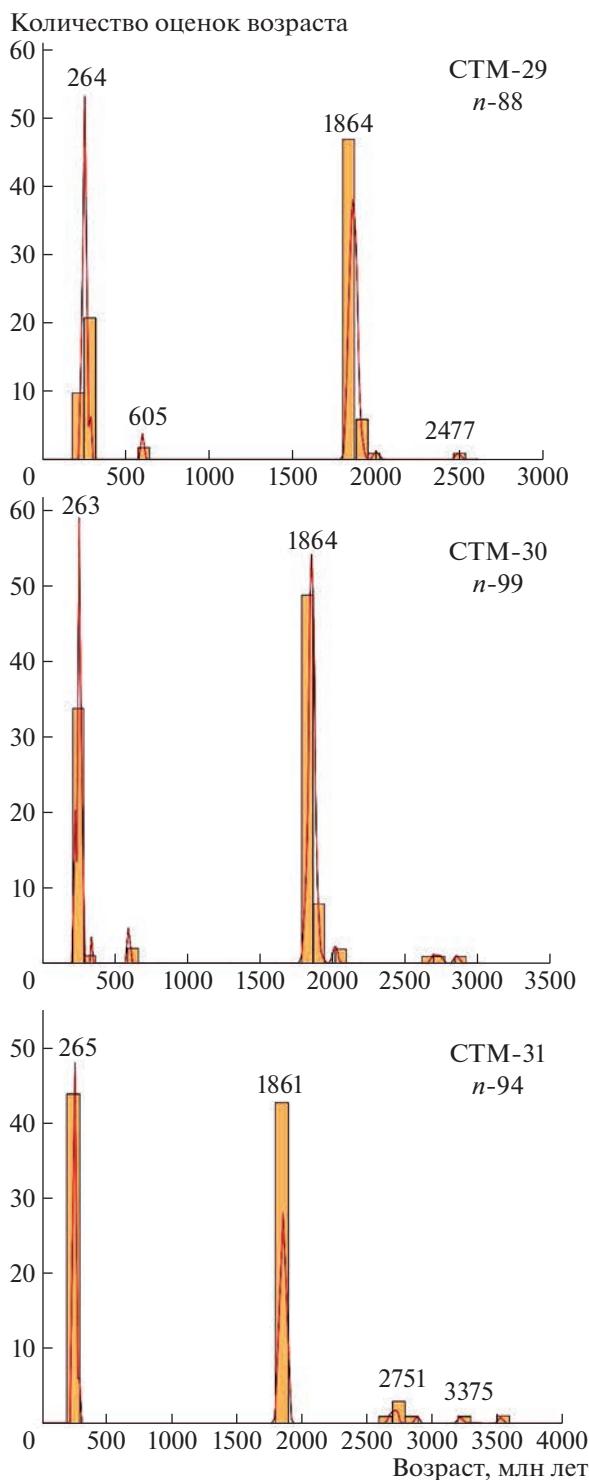


Рис. 3. Гистограммы распределения возрастов и кривые относительной вероятности возрастов детритового циркона из отложений эолового массива “Пески”.

С первого взгляда, полученные данные не совпадают с результатами ранее выполненных Sm–Nd-изотопно-геохимических исследований песчаных отложений эолового массива [11]. Причина этого состоит в разной разрешающей возможно-

сти Sm–Nd- и U–Th–Pb (LA-ICP-MS)-методов. В обычной практике для U–Th–Pb (LA-ICP-MS)-геохронологических исследований используют зерна циркона размером более 50 мкм. Другими словами, циркон из более мелких фракций, доля

которого в каждой конкретной пробе может достигать 50%, остается вне поля нашего внимания, хотя он может нести очень важную геохронологическую информацию о его источниках. Кроме того, для интерпретации геохронологических данных, полученных U—Th—Pb (LA-ICP-MS)-методом, используют только конкордантные или субконкордантные оценки возрастов циркона. Однако существуют магматические комплексы, в породах которых присутствует циркон, для которого в принципе невозможно получить конкордантные оценки возраста, что также вносит определенные ограничения в интерпретацию результатов геохронологических исследований детритового циркона.

Sm—Nd-метод позволяет получить информацию о среднем модельном возрасте пород, слагающих области сноса, т.е. учитывать вклад практически всех пород, принимающих участие в их геологическом строении, в том числе обладающими контрастными изотопными характеристиками. Таким образом, наиболее рациональным подходом к идентификации источников и определению областей сноса терригенного материала, исходного для осадочных пород разного возраста, является комплексное использование Sm—Nd-изотопно-геохимических и U—Th—Pb (LA-ICP-MS)-геохронологических исследований.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают свою искреннюю благодарность ведущему инженеру Института земной коры СО РАН Н.В. Тирских за помощь в подготовке иллюстраций к статье, А.И. Мисюре и М.В. Бережко за неоценимую помощь в проведении полевых исследований в Чарской впадине (Забайкальский край, Дальневосточный федеральный округ).

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках проектов РНФ (№№ 19-17-0020521, 21-17-00164).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Потапова Н.А., Назырова Р.И., Забелина Н.М., Исаева-Петрова Л.С., Коротков В.Н., Очагов Д.М. Сводный список особо охраняемых природных территорий Российской Федерации (справочник). (Отв. ред. Д.М. Очагов) Ч. II. М.: ВНИИприроды, 2006. 364 с.
2. Преображенский В.С. Барханы и гидролакколиты Чарской котловины // Природа. 1961. № 5. С. 56—62.
3. Лопатин Д.В. Геоморфология восточной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Изд-во “Наука”, 1972. 114 с.
4. Солоненко В.П., Тресков А.А., Курушин Р.А., Мишарина Л.А. Павлов О.В., Пшенников К.В., Солоненко М.А., Фомина Е.В., Хилько С.Д. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М: “Наука”, 1966. 231 с.
5. Уфимцев Г.Ф., Честнов А.И. Тектонический рельеф Станового нагорья // Геология и разведка. 2001. № 3. С. 3—10.
6. Logatchev N.A., Zorin Yu.A. Baikal rift zone: structure and geodynamics // Tectonophysics. 1992. V. 208. P. 273—286.
7. Музис А.И. К вопросу о стратиграфии кайнозойских отложений Северного Забайкалья / В сб. “Четвертичный период Сибири”. М.: Наука, 1966. С. 145—154.
8. Кривоногов С.К. Осадконакопление во впадинах Байкальской рифтовой зоны в позднем плейстоцене и голоцене / Автореф... дис. док. геол.-мин. наук. Иркутск, 2010. 32 с.
9. Еникеев Ф.И., Потемкина В.И., Старышко В.Е. Стратиграфия и эволюция климата растительности позднего кайнозоя Северного Забайкалья. Новосибирск: Акад. Изд-во “Гео”, 2013. 131 с.
10. Еникеев Ф.И. Урочище Пески Чарской впадины (Северное Забайкалье) // География и природные ресурсы. 2014. № 4. С. 73—80.
11. Котов А.Б., Сковитина Т.М., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Лопатин Д.В., Скляр Е.В., Толмачева Е.В., Бобровская О.В. Новые данные о возрасте континентальной коры западной части Алданского щита: результаты изотопно-геохимических Sm—Nd исследований кайнозойских песчаных отложений Чарской и Токкинской впадин // ДАН. 2017. Т. 475. № 3. С. 291—294.
12. Подковыров В.Н., Котов А.Б., Ларин А.М., Котова Л.Н., Ковач В.П., Загорная Н.Ю. Источники и области сноса раннепротерозойских терригенных пород удоканской серии южной части Кодаро-Удоканского прогиба: результаты изотопно-геохимических исследований // ДАН. 2006. Т. 408. № 2. С. 223—227.
13. 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.
14. Horstwood M.S.A., Košler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton Ch., Pearson N.J., Sircombe K., Sylvester P., Vermeesch P., Bowring J.F., Condon D.J., Schoene B. Community-derived standards for LA-ICP-MS U—(Th—) Pb geochronology — Uncertainty propagation, age interpretation and data reporting // Geostand. Geoanal. Res. 2016. V. 40. P. 311—332.
15. 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 // In: Sylvester P.J. (Ed.), Short Course Mineralogical Assoc. Canada, St. John's. 2001. V. 29. P. 239—243.
16. Andersen T. Correction of common lead in U—Pb analyses that do not report ^{204}Pb // Chem. Geol. 2002. V. 192. P. 59—79.
17. Vermeesch P. IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology // Geosci. Front. 2018. V. 9. P. 1479—1493.
18. Gehrels G.E. Detrital zircon U—Pb geochronology: current methods and new opportunities // In: Tectonics of Sedi-

- mentary Basins: Recent Advances. Eds. Busby C., Azor A. Chichester, UK: Wiley-Blackwell, 2012. P. 45–62.
19. Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Гладкоцуб Д.П., Саватенков В.М., Великославинский С.Д., Сквитина Т.М., Ризванова Н.Г., Сергеева Н.А., Водовозов В.Ю. Граниты рапакиви кодарского комплекса (Алданский щит): возраст, источники и тектоническое положение // Петрология. 2021. Т. 29. № 4. С. 339–364.
20. Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Автореф. докт. дисс. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. 78 с.

SOURCES OF THE LATE CENOZOIC DEPOSITS FROM THE AEOLIAN “SANDS” MASSIF IN THE CHARA BASIN OF THE BAIKAL RIFT ZONE: FIRST RESULTS OF U–TH–PB (LA-ICP-MS) GEOCHRONOLOGICAL STUDY OF DETRITAL ZIRCON

T. M. Skovitina^{a, #}, Corresponding Member of the RAS A. B. Kotov^{b, ##}, D. V. Lopatin^a, V. P. Kovach^b, I. N. Buchnev^b, E. V. Adamskaya^b, and O. V. Bobrovskaya^c

^a*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

^b*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation*

^c*St. Petersburg University, St. Petersburg, Russian Federation*

[#]*E-mail: skovit71@gmail.com*

^{##}*E-mail: abkotov-spb@mail.ru*

The results of U–Th–Pb (LA-ICP-MS) geochronological studies of detrital zircon (fraction more than 50 μm) from the Late Cenozoic deposits of the large aeolian “Sands” massif of the Chara Basin of the eastern flank of the Baikal Rift Zone show that they are dominated by detrital zircon with ages of 263–265 and 1861–1864 Ma. Archean ages have been obtained only for individual zircon grains. Quite possibly, this is due to the fact that zircon of this age is present in “small” fractions, the study of which is not possible due to the technological features of the method of geochronological studies used. Based on the geological situation, only granites of the Kodar complex can be considered as the only source of detrital zircon of the Early Proterozoic age. The source of detrital zircon with an age of 263–265 Ma remains a mystery. Granitoids of this age are not known on the territory of the Aldan Shield. They are widespread in its western frame.

Keywords: sand deposits, detrital zircon, geochronology, Chara Basin, Baikal Rift Zone