

УДК [550.93:552.4+551.24](517.3)

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД БАЗАЛЬНОЙ ПАЧКИ ЦАГАНОЛОМСКОЙ СВИТЫ ДЗАБХАНСКОГО ТЕРРЕЙНА, ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС: РЕЗУЛЬТАТЫ U–Th–Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ, Lu–Hf И Sm–Nd ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

© 2019 г. В. П. Ковач^{1, *}, И. К. Козаков¹, К.-Л. Ван^{2, 3}, Ю. В. Плоткина¹, Х.-Я. Ли², С.-Л. Чун^{2, 3}

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

² Институт наук о Земле, Академия Синика, Тайпей, Тайвань

³ Национальный Университет Тайваня, Тайпей, Тайвань

*e-mail: v.p.kovach@gmail.com

Поступила в редакцию 15.05.2018 г.

Получена после доработки 18.07.2018 г.

Принята к публикации 25.10.2018 г.

Представлены результаты U–Th–Pb геохронологических (LA-ICP-MS) и Hf-изотопных (LA-MC-ICP-MS) исследований детритовых цирконов из песчаников основания тиллитсодержащей майханулской пачки цаганоломской свиты шельфового чехла юго-восточной части Дзабханского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса, а также результаты Nd-изотопных исследований пород в целом. Полученные данные позволили установить, что источниками сноса песчаников майханулской пачки цаганоломской свиты являлись неопротерозойские и раннедокембрийские комплексы пород с архейскими и палеопротерозойскими Hf- и Nd-модельными возрастными, а также магматические породы неопротерозойского возраста, образование которых было связано с плавлением смешанных ювенильных и коровых источников. Возраст песчаников майханулской пачки находится в интервале около 720–660 млн лет. Показано, что в раннем неопротерозое (около 960–780 млн лет) устанавливается масштабное проявление процессов конвергенции, с которыми связаны формирование ювенильной коры и переработка древней континентальной коры в структурах центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. Скорее всего, эти процессы отражают развитие глобальной субдукционной системы в палеоокеанической области обрамления суперконтинента Родиния.

Ключевые слова: Центрально-Азиатский складчатый пояс, Дзабханский террейн, цаганоломская свита, геохронология, детритовые цирконы, неопротерозой.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-592X27563-81>

ВВЕДЕНИЕ

Строение центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) определяется сочетанием неопротерозойских и палеозойских палеоокеанических, островодужных, окраинно-континентальных комплексов и блоков высокометаморфизованных пород, которые обычно рассматриваются как микроконтиненты (рис. 1) (Моссаковский и др., 1993; Беличенко и др., 2003; Кузьмичев, 2004; Kröner et al., 2017a и др.).

Дзабханский микроконтинент был выделен А.А. Моссаковским с соавторами (Моссаковский и др., 1993) и рассматривался как наиболее

крупная структура с раннедокембрийским фундаментом в центральной части ЦАСП. В его состав включались собственно Дзабханский, Отгонский и Байдарикский террейны (блоки), а также Тарбагатайский и Сонгинский выступы с предположительно раннедокембрийским фундаментом (Зайцев, 1990; Моссаковский и др., 1993) (рис. 1). Однако геологические и геохронологические исследования позволили установить раннедокембрийский возраст пород кристаллических комплексов только для северо-западной части Байдарикского террейна (Козаков и др., 1997, 2007), Тарбагатайского выступа (идерский комплекс; Козаков и др., 2011; Kröner et al.,

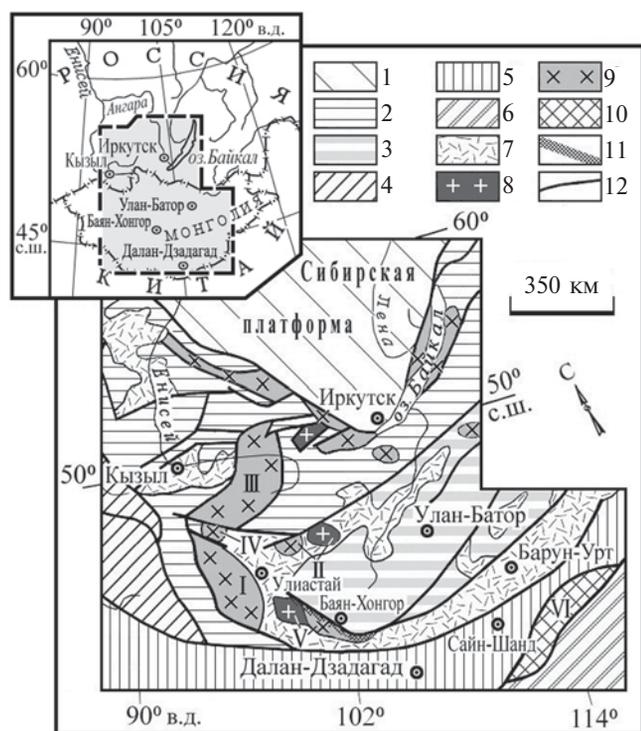


Рис. 1. Схема геологического положения фрагментов докембрийской континентальной коры в структурах восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

1 – древние платформы; 2–10 – структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса: 2 – ранние каледониды, 3 – толщи турбидитного бассейна среднего–позднего палеозоя, 4 – поздние каледониды, 5 – герциниды, 6 – индосиниды, 7 – вулканоплутонические пояса позднего палеозоя–мезозоя, 8–10 – фрагменты континентальной коры с нижнедокембрийским (8), неопротерозойским (9) и позднегерцинидским (10) основанием; 11 – неопротерозойская Баянхонгорская зона; 12 – главные тектонические границы. Римскими цифрами обозначены: I – Дзабханский террейн, II – Тарбагатайский террейн, III – Тувино-Монгольский массив, IV – Сонгинский террейн, V – Байдарикский террейн, VI – Южно-Гобийский микроконтинент.

2015a) и юго-западной части Дзабханского террейна (Bold et al., 2016a) (рис. 2). В образованиях, относимых к фундаменту северной части Дзабханского террейна, установлены комплексы пород только неопротерозойского (960–790 млн лет) возраста (Козаков и др., 2014, 2016). Фактически фундамент Дзабханского и сопредельного Сонгинского террейнов представляет собой гетерогенную структуру, сложенную тектоническими пластинами и блоками пород разного состава и происхождения (Ковач и др., 2013; Козаков и др., 2013, 2014, 2016).

Отличительным признаком микроконтинентов считается наличие перекрывающего фундамент шельфового чехла (Беличенко и др., 2003). В качестве наиболее ранних отложений такого чехла для Дзабханского микроконтинента рассматриваются терригенно-карбонатные образования цаганоломской свиты (Беззубцев, 1963; Геология..., 1973) позднего неопротерозоя (Овчинникова и др., 2012; Rooney et al., 2015). Результаты исследований шельфовых чехлов микроконтинентов широко используются для решения вопросов межрегиональной корреляции, геодинамических и палеоклиматических реконструкций (например, Khomentovsky, Gibsher, 1996; Lindsay et al., 1996; Badarch et al., 2002; Беличенко и др., 2003; Levashova et al., 2010; Овчинникова и др., 2012; Bold et al., 2016b). В то же время такие вопросы, как источники сноса терригенных пород шельфового чехла Дзабханского микроконтинента, роль ранне-

и позднедокембрийских источников, остаются во многом неопределенными.

Для решения этих вопросов были предприняты U–Th–Pb геохронологические и Lu–Hf изотопные исследования детритовых цирконов из песчаников основания тиллитсодержащей майханулской пачки цаганоломской свиты Дзабханского террейна, а также Sm–Nd изотопные исследования терригенных пород этой пачки.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ШЕЛЬФОВОГО ЧЕХЛА ДЗАБХАНСКОГО ТЕРРЕЙНА И ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

В составе шельфового чехла Дзабханского террейна выделяются (снизу вверх) цаганоломская свита эдиакария и согласно перекрывающие ее терригенно-карбонатные толщи баянгольской, саланыгольской и хайрханской свит нижнего кембрия (Беззубцев, 1963; Геология..., 1973).

В основании цаганоломской свиты залегают терригенные породы (гравелиты, валунные алевролиты, тиллиты и песчаники с прослоями аргиллитов), которые выделяются в тайширскую свиту (Гибшер, Хоментовский, 1990) или майханулскую пачку (Brasier et al., 1996) мощностью от 2 до 300 м. Майханулская пачка перекрывается пачкой битуминозных тонкослоистых известняков (20–30 м), которые выше по разрезу сменяются мощной (600–650 м) известняково-доломитовой толщей, далее следует пачка глинистых сланцев (20–30 м) со следами размыва, и завершается разрез пачкой, сложенной преимущественно известняками (350–400 м). Необходимо отметить, что У. Болд с соавторами (Bold et al., 2016b) выделяют в составе цаганоломской группы майханулскую, тайширскую,

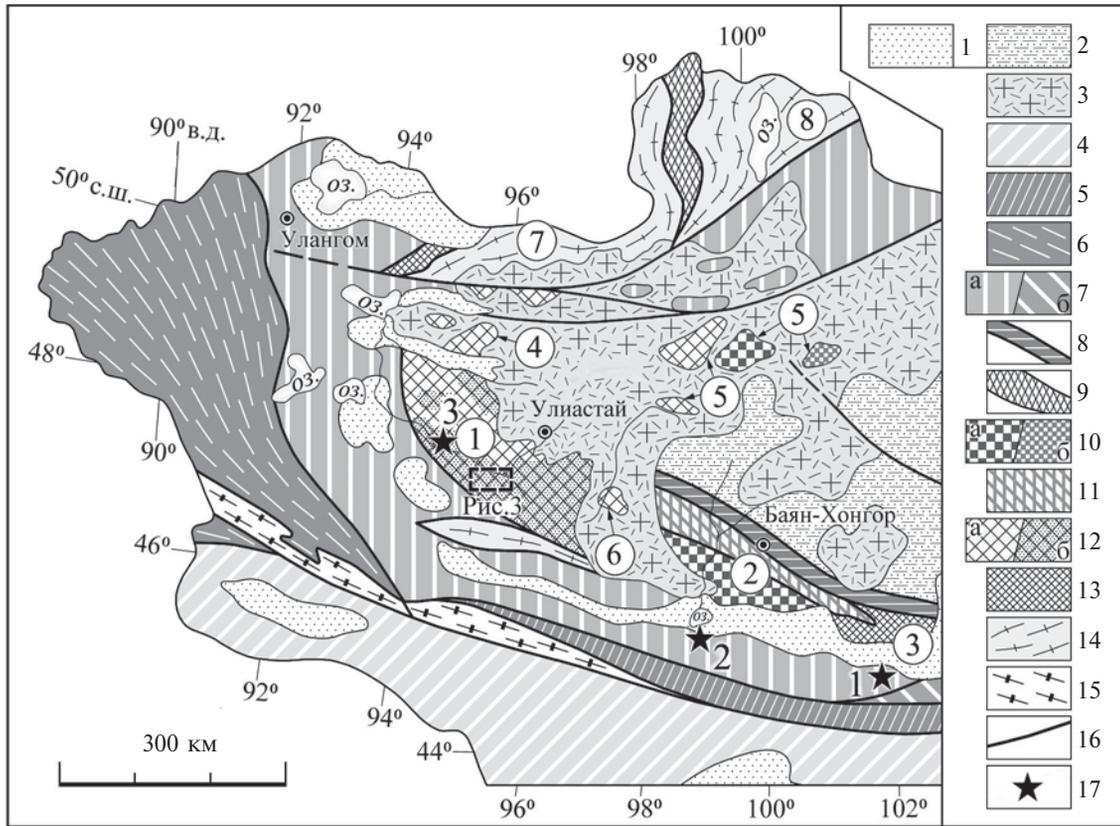


Рис. 2. Схема положения высокоградных метаморфических комплексов в структурах Западной Монголии; построена с использованием (Зайцев, 1990; Козаков и др., 2013).

1 – четвертичные отложения; 2 – турбидитные отложения девона–карбона; 3 – нерасчлененные вулканоплутонические комплексы палеозоя–раннего мезозоя; 4–8 – подвижные пояса: 4, 5 – раннегерцинские подвижные пояса; 4 – палеоокеанические и островодужные комплексы Южно-Монгольской зоны, 5 – отложения континентального склона и пассивной окраины; 6 – позднекаледонские подвижные пояса Монголо-Алтайской зоны; 7 – раннекаледонские подвижные пояса: 7а – палеоокеанические и островодужные комплексы эдиакария–нижнего кембрия Озерной зоны, 7б – отложения пассивной окраины – Идермегский террейр; 8 – неопротерозойские палеоокеанические и островодужные комплексы Баянхонгорской зоны; 9 – раннеопротерозойские подвижные пояса; 10–15 – блоки кристаллических пород: 10 – нижнего докембрия (10а – установленные, 10б – предполагаемые), 11 – нерасчлененные метаморфизованные шельфовые и вулканические толщи Баянхонгорской зоны (неопротерозой), 12–15 – метаморфические комплексы, сформированные в раннем неопротерозое (12а – обнаженные, 12б – предполагаемые под чехлом), в позднем неопротерозое (13), раннем палеозое (14), позднем палеозое (15); 16 – тектонические границы, разломы; 17 – положение объектов с раннеопротерозойскими значениями возрастов: 1 – 983 ± 6 , 956 ± 3 и 954 ± 8 млн лет (SIMS, Demoux et al., 2009); 2 – 955 ± 7 млн лет (SIMS, Kröner et al., 2010); 3 – 959 ± 8 , 944 ± 6 и 930 ± 6 млн лет (SIMS, Козаков и др., 2016). Цифры в кружках: 1 – Дзабханский террейр; 2 – Байдарикский террейр; 3 – Тацаингольский террейр; 4 – Сонгинский террейр; 5 – Тарбагатайский террейр; 6 – Отгонский террейр; 7 – Хан-Хухэйский блок Тувино-Монгольского массива; 8 – Хамардабанский террейр.

хонгорскую, олскую и шургатскую формации, соответствующие вышеописанным пачкам пород цаганоломской свиты.

Для известняков из надтиллитовой пачки цаганоломской свиты, перекрывающих вулканы дзабханской серии (разрез в ущелье Цаган-Гол на северном склоне хребта Хасагт-Хайрхан), установлен возраст 635 ± 23 млн лет (Pb–Pb метод, ID-TIMS; Овчинникова и др., 2012). U–Pb–Th изотопные характеристики известняков свидетельствуют о преобладании в областях сноса ювенильных неопротерозойских образований, а также нижнекорковых пород раннекем-

брийского возраста (Овчинникова и др., 2012). Для таких же известняков, богатых органикой (основание тайширской формации по (Bold et al., 2016b)), получен Re–Os изохронный возраст 659 ± 4 млн лет (Rooney et al., 2015).

Нижекембрийская баянгольская свита мощностью 1100–1200 м включает пачки карбонатных пород, согласно залегает на оолитовых известняках кровли цаганоломской свиты и перекрывается пачкой гравелитов (20 м) саланыгольской свиты, сложенной песчаниками (200–300 м) в нижней части и органогенными известняками (300–400 м) в верхней части разре-

за. Хайрханская свита (мощностью до 500 м) залегает несогласно на баянгольской свите и сложена преимущественно песчаниками с линзами гравелитов и алевролитов. Кембрийские отложения местами с резким угловым несогласием перекрыты ордовикскими конгломератами.

Породы цаганоломской свиты наиболее широко развиты в юго-восточной, восточной и центральной частях Дзабханского террейна. В юго-восточной и центральной частях террейна терригенно-карбонатные отложения цаганоломской свиты несогласно залегают на вулканитах дзабханской серии (рис. 3). Для цирконов из риолитов верхней части разреза дзабханской серии получена оценка возраста 774 ± 4 млн лет, а для циркона из риолитов нижней части разреза — 803 ± 8 млн лет (LA-МС-ICP-MS; Levashova et al., 2010). Позднее U–Pb методом с предварительной химической абразией (CA-ID-TIMS) для единичных зерен циркона из этих же пород были получены оценки возраста 787 ± 1 и 802 ± 1 млн лет для верхней и нижней частей разреза (Bold et al., 2016b). Вулканыты дзабханской серии прорваны щелочными гранитами с возрастом 755 ± 3 млн лет (U–Pb метод по циркону, ID-TIMS; Ярмолюк и др., 2008).

В восточной части Дзабханского террейна толща карбонатных пород цаганоломской свиты полого залегает на гранитоидах с возрастом

862 ± 3 млн лет (U–Pb метод по циркону, ID-TIMS; Козаков и др., 2017). Эти гранитоиды являются типичными постметаморфическими образованиями, возраст которых определяет стабилизацию фундамента Дзабханского террейна.

Непосредственное залегание толщи карбонатных пород шельфового чехла цаганоломской свиты на кристаллических породах установлено также в юго-восточной части Дзабханского террейна. Однако здесь редуцирована базальная тиллитсодержащая майханулская пачка терригенных пород и толща доломитов с несогласием залегает на позднекембрийских мигматизированных гнейсах и прорывающих их неопротерозойских гранитоидах Богдынголского массива с возрастом 717 ± 5 млн лет (U–Pb метод по циркону, ID-TIMS; Козаков и др., 2015).

Для U–Th–Pb геохронологических и Lu–Hf изотопных исследований детритовых цирконов и Sm–Nd изотопных исследований пород в целом были отобраны пробы песчаников из основания тиллитсодержащей майханулской пачки цаганоломской свиты. В сухом русле ручья Баян-гол основание разреза майханулской пачки представлено красноватыми “ржавыми” среднезернистыми полевошпат-кварцевыми песчаниками (проба 7749 в табл. 1; координаты $46^{\circ}50.382'$ с.ш., $95^{\circ}48.371'$ в.д.), с несогласием залегающими на базальтах, которые отнесены к дзабханской свите.

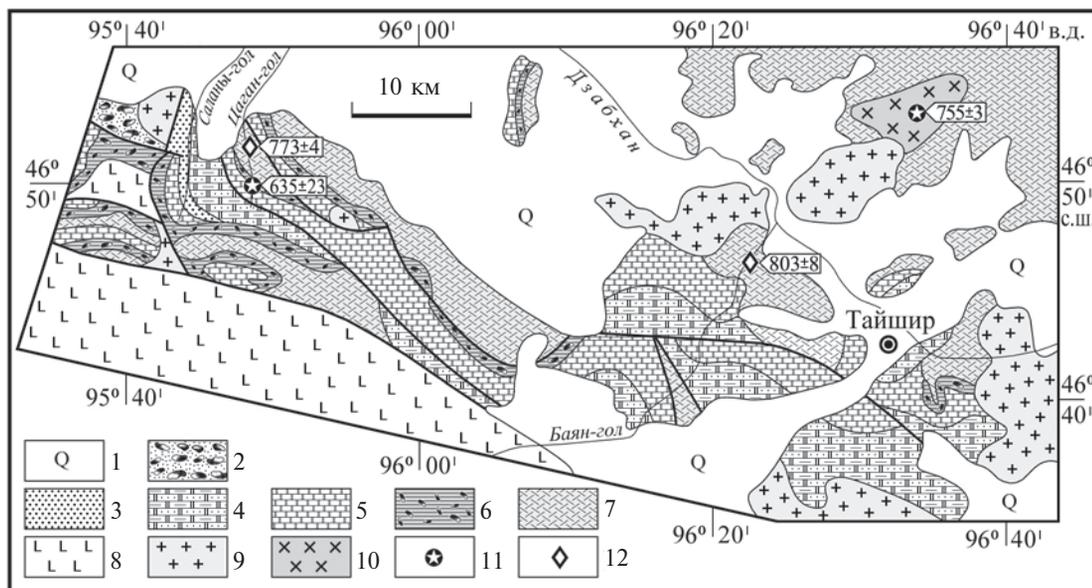


Рис. 3. Схема геологического строения хребта Хасагт-Хайрхан и бассейна р. Дзабхан; построена на основе (Khomentovsky, Gibsher, 1996; Ярмолюк и др., 2008; Овчинникова и др., 2012).

1 – кайнозойские отложения; 2 – ордовикские конгломераты; 3 – терригенная салыньгольская свита; 4 – терригенно-карбонатная баянгольская свита; 5 – карбонатные толщи цаганоломской свиты; 6 – тиллиты майханулской пачки; 7 – вулканогенные породы дзабханской свиты; 8 – эдиакаро-кембрийский офиолитовый комплекс Озерной зоны; 9 – щелочные граниты; 10 – палеозойские гранитоиды; 11 – положение проб известняков цаганоломской свиты (Pb–Pb, 635 ± 23 млн лет, Овчинникова и др., 2012) и щелочных гранитов (U–Pb ID-TIMS, 755 ± 3 млн лет); 12 – положение проб цирконов из вулканитов нижней (LA-ICP-MS, 803 ± 8 млн лет) и верхней (LA-ICP-MS, 773 ± 4 млн лет) частей разреза дзабханской свиты (Levashova et al., 2010).

Рис. 4. Соотношение вулканитов дзабханской серии и терригенно-карбонатных отложений цаганоломской свиты (северный склон хр. Хасагт-Хайрхан, ручей Цаган-гол); составлено на основе (Овчинникова и др., 2012).

1 – известняки; 2 – глинистые сланцы; 3 – доломиты; 4 – гравелиты; 5 – известняки и доломиты с конкрециями фосфоритов; 6 – тиллиты; 7 – песчаники; 8 – песчаники и алевролиты базального горизонта; 9 – вулканогенные породы дзабханской серии; 10 – поверхность размыва. Указаны U–Pb возраста (млн лет) цирконов из риолитов дзабханской серии (ID-TIMS, Bold et al., 2016b) и Pb–Pb возраст (млн лет) известняков надтиллитовой пачки цаганоломской свиты (Овчинникова и др., 2012).

Вверх по разрезу их сменяют тиллиты, глинистые сланцы и серые мелкозернистые полевошпат-кварцевые песчаники (пробы 7748, 7746, табл. 1). Венчают разрез пачки глинистые сланцы и тиллиты (рис. 4). Тиллитсодержащая пачка без признаков несогласия перекрывается маломощной пачкой битуминозных тонкослоистых известняков, которые выше по разрезу сменяются мощной известняково-доломитовой толщей.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Для U–Th–Pb геохронологических исследований (LA-ICP-MS) были случайным образом отобраны 175 зерен детритовых цирконов (фракция >85 мкм) из полевошпат-кварцевого песчаника майханулской пачки цаганоломской свиты. Изучение их морфологических особенностей осуществлялось с помощью оптического микроскопа LEICA DMLP при увеличениях до 500–1000 раз и сканирующего электронного микроскопа АВТ 55 в режимах вторичных электронов и катодолюминесценции.

U–Th–Pb LA-ICP-MS геохронологические исследования детритовых цирконов выполнены в Институте наук о Земле (Академия Синика, Тайпей, Тайвань) с использованием 193-нанометровой ArF эксимерной системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 с ICP масс-спектрометром ThermoFinnigan Element XR. Диаметр пучка лазера составлял 40 мкм, длительность измерения 90 с (30 с – холостое загрязнение, 60 с – абляция). Калибровка производилась по стандартному циркону GJ-1 (Jackson et al., 2004). Для контроля качества данных использовались стандартные цирконы Harvard 91500 и Plešovice. Для них в ходе исследований получены конкордантные оценки возраста соответственно 1063 ± 3 и 339 ± 4 млн лет, что находится в хорошем соответствии с данными, полученными методом ID-TIMS (Wiedenbeck et al., 1995; Sláma et al., 2008).

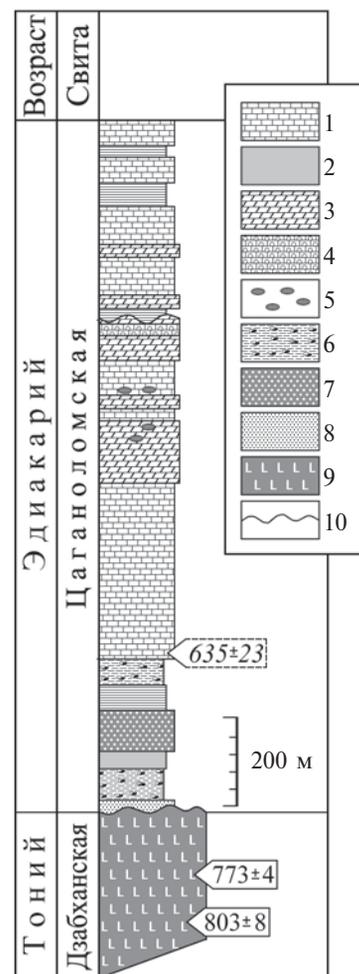


Таблица 1. Содержания петрогенных элементов (мас.%) в песчаниках майханулской пачки цаганоломской свиты

Компоненты	Номер образца		
	7746	7748	7749
SiO ₂	83.13	73.8	85.27
TiO ₂	0.12	0.32	0.2
Al ₂ O ₃	9.44	13.28	6.96
Fe ₂ O ₃	0.97	4.37	1.89
MnO	0.006	0.032	0.048
MgO	0.25	0.7	0.18
CaO	0.22	0.27	0.8
Na ₂ O	2.47	3.35	1.6
K ₂ O	1.26	1.36	0.97
P ₂ O ₅	<0.02	0.03	<0.02
Ппп	2.01	2.3	1.97
Сумма	99.89	99.81	99.9

U–Th–Pb изотопные отношения были рассчитаны в программе GLITTER© (Van Achterbergh et al., 2001). Поправки на обычный Pb рассчитаны по программе ComPbCorr (Anderson, 2002). Расчет конкордантных возрастов (Concordia Ages) производился в программе Isoplot v. 4.15 (Ludwig, 2008). При построении гистограмм и кривых относительной вероятности возрастов, вычислении их пиков по программам AgePick (Gehrels, 2012) использовались только конкордантные ($\pm 2\sigma$) оценки возрастов.

Lu–Hf изотопные LA-MC-ICP-MS исследования цирконов были выполнены с помощью системы лазерной абляции New Wave UP 213 и многоколлекторного ICP масс-спектрометра Nu Plasma HR в Институте наук о Земле (Академия Синика, Тайпей, Тайвань) по методике (Griffin et al., 2000) для тех же “точек”, где были получены U–Th–Pb геохронологические данные. Диаметр лазерного пучка составлял 50 мкм, энергия ~ 0.4 мДж/см², частота 5 Гц. Каждый анализ выполнялся в течение приблизительно двух минут, включая 30 с измерения фона и 80 с абляции образца в потоке He. Одновременно измерялись массы 172, 175, 176, 177, 178, 179 и 180. Данные были нормализованы к отношению $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.7325$. Изобарные интерференции ^{176}Lu и ^{176}Yb с ^{176}Hf корректировались измерением свободных от интерференции изотопов ^{175}Lu и ^{172}Yb . Рекомендованные значения отношений $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu} = 0.02669$ и $^{176}\text{Yb}/^{172}\text{Yb} = 0.5865$ (De Bièvre, Taylor, 1993; Griffin et al., 2000) были использованы при обработке результатов измерений. В качестве внешнего стандарта применял-

ся международный стандарт циркона Mud Tank, для которого получено долговременное среднее значение отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282495 \pm 29$ (2σ , $n = 525$).

Величины $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ и Hf-модельные возрасты $t_{\text{Hf(DM)}}$ были рассчитаны с использованием константы распада $^{176}\text{Lu}-^{177}\text{Hf}$ $1.867 \times 10^{-11}\text{a}^{-1}$ (Söderlund et al., 2004), значения хондритовых отношений $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$ и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$ по (Blichert-Toft, Albarède, 1997), параметров DM ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$) по (Griffin et al., 2004). При расчете “коровых” Hf-модельных возрастов $t_{\text{Hf(C)}}$ использовано среднекоровое отношение $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0093$ (Amelin et al., 1999).

Sm–Nd изотопные исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Изотопные составы Sm и Nd были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511115$ в Nd-стандарте JNdi-1. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd-стандарте JNdi-1 за период измерений составило 0.512108 ± 7 ($n = 10$). Точность определения концентраций Sm и Nd составляет $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.005\%$ (2σ). Уровень холостого опыта не превышал 0.2 нг Sm и 0.5 нг Nd. При расчете величин $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ и модельных возрастов $t_{\text{Nd(DM)}}$ использованы современные значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ для

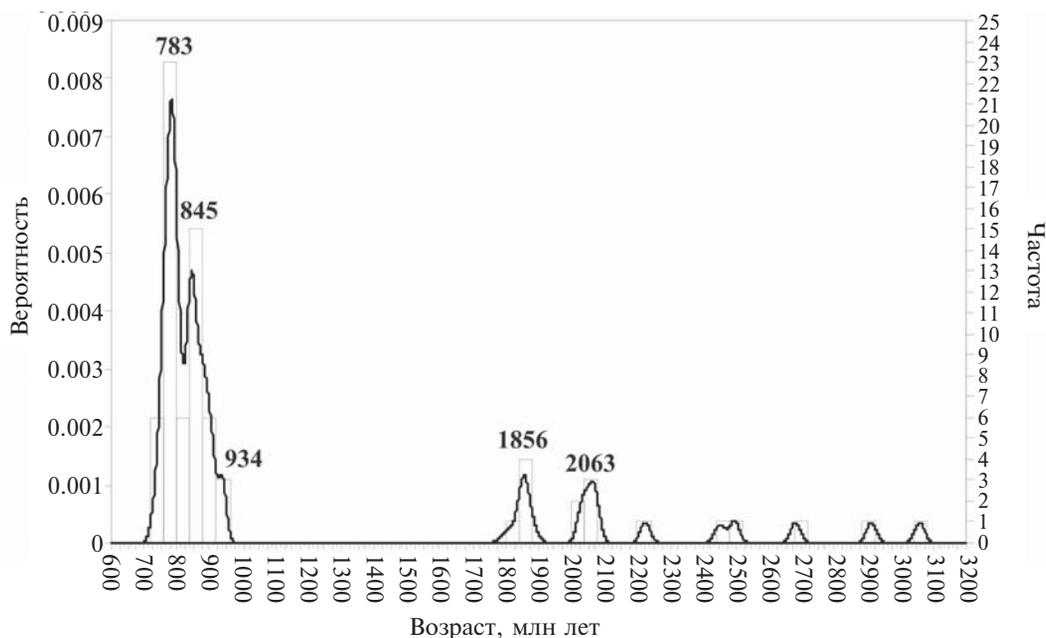


Рис. 5. Гистограмма и кривая относительной вероятности возрастов детритовых цирконов цаганоломской свиты. Цифры на диаграмме соответствуют пикам на кривой относительной вероятности возрастов, рассчитанным по программе AgePick (Gehrels, 2012).

однородного хондритового резервуара (CHUR) по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) и деплетированной мантии (DM) по (Goldstein, Jacobsen, 1988) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$).

РЕЗУЛЬТАТЫ U–Th–Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И Hf-ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

U–Th–Pb (LA-ICP-MS) методом было исследовано 113 зерен цирконов из полевошпатово-кварцевого песчаника майханулской пачки цаганоломской свиты. Для 72 из них получены конкордантные оценки возраста. Результаты исследований представлены в табл. 2.

Конкордантные возрасты изученных детритовых цирконов находятся преимущественно в интервалах 731–939, 1811–1878 и 2030–2075 млн лет. На кривой относительной вероятности возрастов отчетливо проявлены следующие пики: 783 ($n = 28$), 844 ($n = 14$),

885 ($n = 9$), 934 ($n = 3$), 1856 ($n = 5$) и 2067 ($n = 3$) млн лет (рис. 5). Некоторые зерна циркона имеют конкордантные возрасты в интервале от 2225 до 3060 млн лет (табл. 2). Субконкордантные и дискордантные возрасты исследованных цирконов находятся в интервалах 739–901 млн лет ($n = 25$) и 1833–2683 млн лет ($n = 14$). Кроме того, два зерна цирконов имеют мезопротерозойские субконкордантные возрасты 1526 и 1662 млн лет (табл. 2).

Большинство цирконов неопротерозойского возраста, преобладающих в изученном песчанике, представлено неокатанными или слабоокатанными субидиоморфными и идиоморфными кристаллами, что свидетельствует о проксимальных источниках сноса. В режиме катодолюминесценции для них характерна хорошо выраженная тонкая и грубая осцилляторная зональность, свидетельствующая об их магматическом происхождении (рис. 6а–6в). Редко встречаются кристаллы с тонкой оболочкой с высокой люминес-

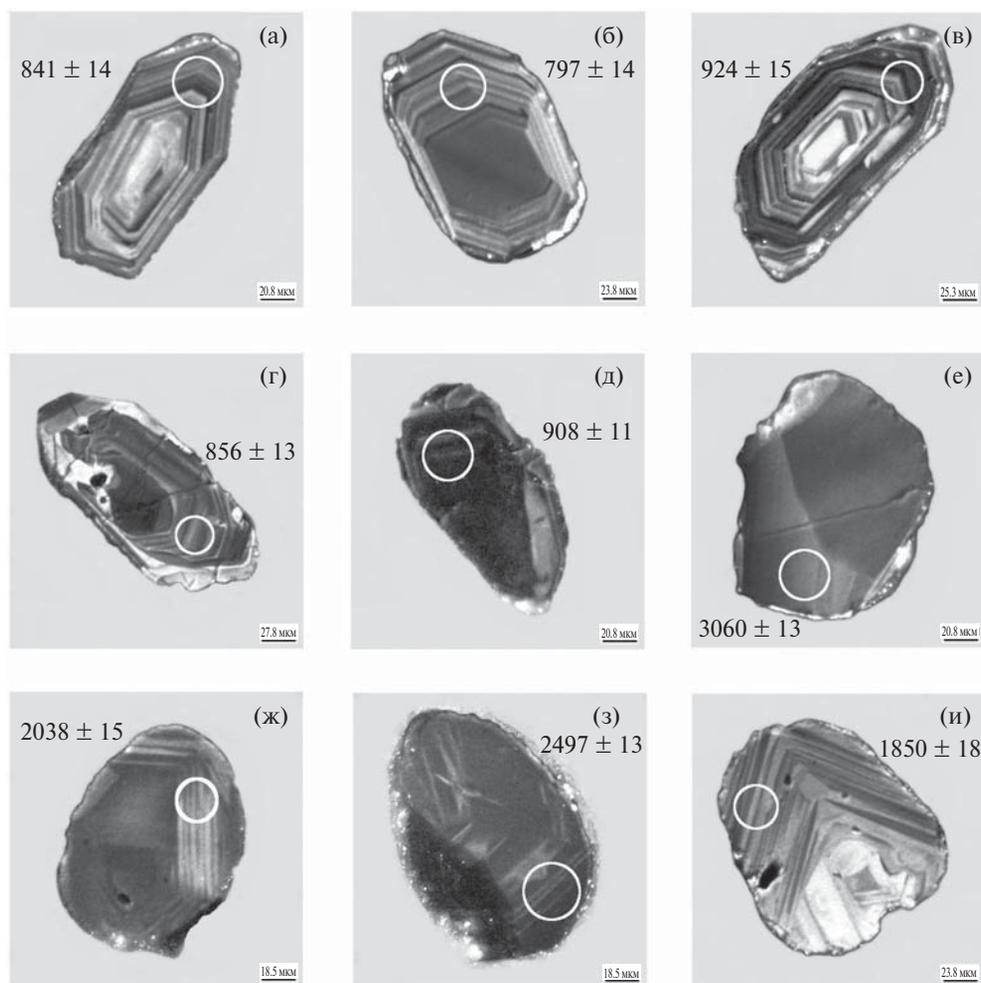


Рис. 6. Микрофотографии кристаллов детритовых цирконов из песчаника цаганоломской свиты, выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55 в режиме катодолюминесценции.

Кругами показаны места анализов, диаметр соответствует приблизительно 30 мкм. Цифры соответствуют конкордантным значениям возраста (млн лет). Погрешности приведены на уровне 2σ.

Таблица 2. Результаты U–Pb LA-ICP-MS исследований цирконов из песчаников майханулской пачки цаганоломской свиты Дзабханского террейна

№ п/п	Th/ U	$^{206}\text{Pb}_e$	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				Конкор- дантный возраст, млн лет	$\pm 2\sigma$				
			$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	$\pm 1\sigma$		$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	$\pm 1\sigma$			$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	$\pm 1\sigma$		
7749-01	0.56		0.0680	0.0004	1.3434	0.0159	0.1434	0.0014	0.84	868	10	865	7	864	8	864	14
7749-02	1.41		0.0664	0.0004	1.2267	0.0155	0.1341	0.0013	0.79	817	11	813	7	811	8	812	14
7749-03	1.06		0.0649	0.0004	1.1425	0.0146	0.1278	0.0013	0.78	770	12	774	7	775	7	774	13
7749-04	0.85		0.0655	0.0007	1.1787	0.0233	0.1305	0.0015	0.58	792	22	791	11	791	9	791	17
7749-07	1.16		0.1252	0.0006	6.5163	0.0700	0.3775	0.0037	0.91	2032	8	2048	9	2065	17	2038	15
7749-08	0.52		0.0678	0.0004	1.3237	0.0154	0.1416	0.0014	0.84	863	10	856	7	854	8	856	13
7749-09	0.61		0.0660	0.0005	1.2038	0.0174	0.1323	0.0014	0.71	807	14	802	8	801	8	802	15
7749-11	0.35		0.0677	0.0003	1.3669	0.0153	0.1464	0.0014	0.87	861	10	875	7	881	8	874	15
7749-12	1.01		0.0653	0.0004	1.1600	0.0148	0.1288	0.0013	0.78	785	12	782	7	781	7	782	13
7749-13	0.68		0.0671	0.0004	1.2871	0.0153	0.1391	0.0014	0.82	842	10	840	7	839	8	840	14
7749-14	1.41		0.0669	0.0005	1.2447	0.0186	0.1350	0.0014	0.69	834	14	821	8	816	8	818	15
7749-15	1.79		0.0657	0.0004	1.1816	0.0165	0.1305	0.0013	0.73	796	13	792	8	791	8	791	14
7749-16	0.58		0.0656	0.0004	1.1907	0.0158	0.1317	0.0013	0.76	794	12	796	7	797	8	797	14
7749-18	0.71		0.0682	0.0004	1.3755	0.0172	0.1463	0.0014	0.79	874	11	879	7	880	8	879	14
7749-20	0.30		0.0657	0.0004	1.2575	0.0180	0.1389	0.0014	0.72	796	14	827	8	839	8	833	15
7749-22	0.81		0.1278	0.0006	6.6408	0.0649	0.3769	0.0035	0.94	2068	7	2065	9	2062	16	2067	12
7749-23	0.60		0.0652	0.0004	1.1564	0.0140	0.1287	0.0012	0.79	780	11	780	7	781	7	780	13
7749-24	1.08		0.0676	0.0003	1.2565	0.0129	0.1347	0.0012	0.90	858	9	826	6	815	7		
7749-25	2.22		0.0638	0.0004	1.0745	0.0147	0.1221	0.0012	0.72	736	13	741	7	743	7	742	13
7749-26	0.93	1.89	0.1204	0.0033	5.5776	0.1988	0.3360	0.0038	0.32	1962	48	1913	31	1867	18	1875	36
7749-27	0.81		0.0644	0.0004	1.1064	0.0136	0.1247	0.0012	0.78	754	11	756	7	757	7	757	13
7749-28	0.76		0.0654	0.0003	1.1674	0.0133	0.1296	0.0012	0.82	786	10	785	6	785	7	785	12
7749-29	0.27		0.0674	0.0003	1.3011	0.0150	0.1400	0.0013	0.82	851	10	846	7	844	8	846	13
7749-30	0.56		0.1151	0.0006	5.3414	0.0607	0.3365	0.0033	0.85	1882	9	1876	10	1870	16	1878	18
7749-31	0.62		0.1693	0.0008	10.5511	0.1131	0.4521	0.0043	0.88	2550	8	2484	10	2405	19		
7749-32	0.73		0.0687	0.0004	1.2432	0.0160	0.1312	0.0013	0.77	891	12	820	7	795	7		
7749-33	0.83		0.0651	0.0005	1.1455	0.0167	0.1276	0.0013	0.68	779	15	775	8	774	7	774	14

7749-34	0.88	0.0690	0.0004	1.4019	0.0172	0.1474	0.0014	0.78	899	11	890	7	886	8	889	14
7749-36	0.35	0.0686	0.0003	1.3364	0.0148	0.1413	0.0013	0.84	886	10	862	6	852	7		
7749-38	0.46	0.1640	0.0007	10.6922	0.1054	0.4729	0.0043	0.92	2497	7	2497	9	2496	19	2497	13
7749-39	1.35	0.0772	0.0004	1.3428	0.0160	0.1262	0.0012	0.79	1126	10	864	7	766	7		
7749-41	0.76	0.0787	0.0004	1.3919	0.0142	0.1283	0.0012	0.89	1164	9	885	6	778	7		
7749-42	0.28	0.0824	0.0004	1.7039	0.0182	0.1501	0.0014	0.86	1254	9	1010	7	901	8		
7749-43	0.70	0.0687	0.0004	1.3925	0.0164	0.1470	0.0014	0.80	890	11	886	7	884	8	885	14
7749-44	0.47	0.0703	0.0003	1.3122	0.0141	0.1354	0.0013	0.86	936	9	851	6	819	7		
7749-45	0.43	0.1284	0.0006	6.7136	0.0709	0.3794	0.0035	0.87	2075	8	2074	9	2073	16	2075	16
7749-47	0.76	0.0658	0.0005	1.1524	0.0163	0.1270	0.0013	0.70	801	14	778	8	771	7	774	14
7749-49	0.58	0.1133	0.0005	5.1916	0.0522	0.3324	0.0031	0.92	1853	8	1851	9	1850	15	1852	14
7749-51	0.48	0.0692	0.0003	1.4365	0.0156	0.1506	0.0014	0.86	904	9	904	6	904	8	904	13
7749-52	0.56	0.1137	0.0005	5.2350	0.0530	0.3339	0.0031	0.91	1860	8	1858	9	1857	15	1859	14
7749-56	0.11	0.1482	0.0006	9.3277	0.0898	0.4565	0.0042	0.94	2325	7	2371	9	2424	18		
7749-57	0.61	0.0686	0.0003	1.3131	0.0134	0.1388	0.0013	0.89	887	9	851	6	838	7		
7749-57	0.57	0.0677	0.0003	1.2177	0.0125	0.1305	0.0012	0.90	859	9	809	6	791	7		
7749-58	1.12	0.1273	0.0006	6.5999	0.0720	0.3762	0.0036	0.87	2060	8	2059	10	2058	17	2060	17
7749-59	0.41	0.1628	0.0007	11.0910	0.1097	0.4942	0.0045	0.93	2485	7	2531	9	2589	20		
7749-60	0.31	0.0949	0.0014	3.3793	0.0712	0.2583	0.0025	0.46	1526	27	1500	17	1481	13	1486	24
7749-61	0.94	0.1398	0.0006	7.9387	0.0808	0.4118	0.0038	0.91	2225	7	2224	9	2223	17	2225	15
7749-62	0.47	0.1021	0.0019	3.9227	0.0968	0.2787	0.0028	0.40	1662	33	1618	20	1585	14	1592	27
7749-63	0.29	0.1189	0.0005	5.5101	0.0561	0.3361	0.0031	0.90	1940	8	1902	9	1868	15		
7749-64	0.79	0.0651	0.0004	1.1509	0.0142	0.1283	0.0012	0.77	777	11	778	7	778	7	778	13
7749-65	0.96	0.1250	0.0006	6.4157	0.0669	0.3725	0.0036	0.93	2028	8	2034	9	2041	17	2030	14
7749-66	0.05	0.1120	0.0012	3.6447	0.0589	0.2359	0.0023	0.60	1833	18	1559	13	1365	12		
7749-71	0.77	0.1658	0.0007	11.6997	0.1170	0.5120	0.0049	0.95	2515	7	2581	9	2665	21		
7749-75	0.49	0.1275	0.0006	6.0602	0.0598	0.3447	0.0033	0.96	2064	7	1985	9	1909	16		
7749-76	0.37	0.0685	0.0003	1.5136	0.0153	0.1604	0.0015	0.94	883	9	936	6	959	8		
7749-77	0.53	0.0656	0.0003	1.1844	0.0136	0.1310	0.0013	0.84	793	10	793	6	794	7	793	13
7749-79	0.61	0.2311	0.0010	19.3653	0.1953	0.6079	0.0058	0.94	3060	7	3060	10	3061	23	3060	13
7749-80	0.31	0.0687	0.0003	1.3921	0.0158	0.1470	0.0014	0.84	890	10	886	7	884	8	886	13

Таблица 2 (окончание)

№ п/п	Th/ U	$^{206}\text{Pb}_c$	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет					Конкордантный возраст, млн лет	$\pm 2\sigma$	
			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$			
7749-81	2.04		0.0677	0.0004	1.2488	0.0149	0.1338	0.0013	0.81	859	823	7	810	7	759	13
7749-82	1.52		0.0647	0.0004	1.1125	0.0135	0.1247	0.0012	0.79	765	759	7	757	7	759	13
7749-83	0.86		0.0629	0.0004	1.1467	0.0159	0.1323	0.0013	0.72	704	776	8	801	7	845	13
7749-84	0.44		0.0672	0.0003	1.2989	0.0149	0.1402	0.0013	0.83	844	845	7	846	8	778	13
7749-86	0.83		0.0651	0.0004	1.1508	0.0147	0.1282	0.0013	0.77	778	778	7	777	7	842	14
7749-87	0.60		0.0669	0.0004	1.2893	0.0161	0.1397	0.0014	0.78	836	841	7	843	8	785	12
7749-91	0.49		0.1723	0.0007	10.3694	0.1014	0.4366	0.0041	0.95	2580	2468	9	2335	18	888	14
7749-94	1.52		0.0653	0.0003	1.1663	0.0132	0.1297	0.0012	0.85	782	785	6	786	7	1850	18
7749-95	0.64		0.0687	0.0003	1.3988	0.0160	0.1477	0.0014	0.84	890	888	7	888	8	797	14
7749-96	0.99		0.1133	0.0006	5.1736	0.0600	0.3312	0.0033	0.85	1853	1848	10	1844	16	763	13
7749-97	1.02		0.0632	0.0004	1.1616	0.0153	0.1333	0.0013	0.75	715	783	7	807	7	841	14
7749-101	1.14		0.0657	0.0004	1.1927	0.0155	0.1317	0.0013	0.75	797	797	7	797	7	924	15
7749-102	0.53		0.0643	0.0004	1.1172	0.0153	0.1260	0.0013	0.73	752	762	7	765	7	860	14
7749-103	0.21		0.0672	0.0004	1.2902	0.0165	0.1393	0.0014	0.77	843	841	7	841	8	797	14
7749-104	1.08		0.0701	0.0004	1.4852	0.0183	0.1537	0.0015	0.79	931	924	7	922	8	812	15
7749-105	0.38		0.0670	0.0004	1.3295	0.0159	0.1439	0.0014	0.81	839	859	7	866	8	762	13
7749-106	1.08		0.0657	0.0004	1.1915	0.0158	0.1316	0.0013	0.74	796	797	7	797	7	828	13
7749-109	1.12		0.0661	0.0005	1.2234	0.0193	0.1342	0.0014	0.66	810	811	9	812	8	760	14
7749-111	1.14		0.0643	0.0004	1.1163	0.0139	0.1259	0.0012	0.78	753	761	7	764	7	2913	13
7749-112	0.46		0.0668	0.0003	1.2600	0.0147	0.1369	0.0013	0.82	830	828	7	827	7	795	14
7749-114	2.04		0.0649	0.0005	1.1168	0.0181	0.1249	0.0013	0.65	769	761	9	759	8	2913	13
7749-115	0.46		0.2111	0.0009	16.6127	0.1676	0.5709	0.0054	0.93	2914	2913	10	2912	22	795	14
7749-116	0.84		0.0656	0.0004	1.1884	0.0153	0.1313	0.0013	0.76	795	795	7	795	7	841	14
7749-119	0.57		0.0724	0.0004	1.3169	0.0159	0.1319	0.0013	0.80	997	853	7	799	7	2453	17
7749-120	0.35		0.0672	0.0004	1.2907	0.0166	0.1393	0.0014	0.77	844	842	7	841	8	2682	16
7749-121	0.38		0.1597	0.0008	10.2050	0.1122	0.4635	0.0045	0.89	2453	2454	10	2455	20		
7749-124	0.42		0.1833	0.0008	13.0030	0.1371	0.5146	0.0049	0.91	2683	2680	10	2676	21		

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД

7749-126	0.74	0.0655	0.0005	1.1752	0.0174	0.1302	0.0013	0.70	789	14	789	8	789	8	789	14
7749-128	0.40	0.1215	0.0006	5.1203	0.0566	0.3056	0.0030	0.88	1979	8	1979	9	1719	15	1719	8
7749-129	0.48	0.1608	0.0007	10.1245	0.0985	0.4567	0.0042	0.94	2464	7	2464	9	2425	18	2425	14
7749-130	1.15	0.0675	0.0005	1.1298	0.0167	0.1215	0.0012	0.68	852	15	852	8	739	7	739	14
7749-131	0.41	0.0685	0.0003	1.3224	0.0147	0.1140	0.0013	0.84	883	10	883	6	845	7	845	12
7749-132	0.76	0.0678	0.0004	1.2884	0.0158	0.1378	0.0013	0.78	862	11	862	7	832	7	832	12
7749-135	0.31	0.0681	0.0003	1.3558	0.0144	0.1444	0.0013	0.87	872	9	872	6	869	8	869	12
7749-136	0.96	0.0653	0.0003	1.1580	0.0129	0.1287	0.0012	0.84	783	10	783	6	780	7	780	12
7749-137	0.42	0.1697	0.0008	10.6806	0.1101	0.4565	0.0043	0.91	2554	7	2554	10	2424	19	2424	12
7749-138	0.29	0.0670	0.0004	1.2800	0.0168	0.1386	0.0014	0.75	837	12	837	7	837	8	837	14
7749-140	0.40	0.0672	0.0003	1.3025	0.0145	0.1405	0.0013	0.85	845	10	845	6	848	8	848	13
7749-142	0.51	0.0674	0.0004	1.3038	0.0160	0.1403	0.0014	0.79	850	11	850	7	846	8	846	14
7749-144	0.72	0.0763	0.0004	1.0562	0.0132	0.1104	0.0010	0.78	1104	11	1104	7	617	6	617	14
7749-145	1.02	0.0640	0.0006	1.0587	0.0181	0.1201	0.0013	0.62	740	18	740	9	731	7	731	14
7749-146	0.61	0.1107	0.0007	4.9495	0.0661	0.3243	0.0034	0.77	1811	11	1811	11	1811	16	1811	23
7749-147	1.15	0.0630	0.0003	1.1521	0.0139	0.1328	0.0013	0.79	707	11	707	7	804	7	804	13
7749-149	1.79	0.0644	0.0004	1.1100	0.0148	0.1250	0.0012	0.73	754	13	754	7	760	7	760	13
7749-150	0.28	0.1834	0.0010	11.9484	0.1393	0.4726	0.0044	0.80	2683	8	2683	11	2495	19	2495	11
7749-152	0.15	0.0694	0.0003	1.4440	0.0142	0.1509	0.0014	0.93	912	8	912	6	906	8	906	11
7749-155	0.05	0.0704	0.0003	1.5205	0.0150	0.1567	0.0014	0.93	939	9	939	6	938	8	938	11
7749-156	0.47	0.0674	0.0004	1.3055	0.0164	0.1405	0.0014	0.76	850	12	850	7	847	8	847	14
7749-159	0.49	0.0652	0.0003	1.1508	0.0124	0.1280	0.0012	0.85	781	10	781	6	776	7	776	12
7749-161	0.57	0.0703	0.0003	1.5201	0.0159	0.1569	0.0014	0.88	936	9	936	6	940	8	940	13
7749-162	0.65	0.0649	0.0003	1.1362	0.0124	0.1269	0.0012	0.85	772	10	772	6	770	7	770	12
7749-163	0.58	0.0657	0.0003	1.1712	0.0131	0.1293	0.0012	0.83	797	10	797	6	784	7	784	12
7749-164	1.75	0.0685	0.0003	1.1839	0.0131	0.1254	0.0012	0.84	883	10	883	6	762	7	762	12
7749-165	0.68	0.0690	0.0004	1.4173	0.0175	0.1489	0.0014	0.77	900	11	900	7	895	8	895	14
7749-166	0.52	0.0695	0.0003	1.2462	0.0135	0.1300	0.0012	0.85	914	9	914	6	788	7	788	14

Примечание. $^{206}\text{Pb}_c$ – содержание обычного свинца, %; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

ценцией, вероятно метаморфогенного генезиса (рис. 6г), а также темные в режиме катодоллюминесценции зерна с плохо выраженной зональностью (рис. 6д).

Цирконы с раннедокембрийскими возрастными обычно представлены окатанными, серыми и темно-серыми в режиме катодоллюминесценции зернами с плохо выраженной и зачастую нарушенной зональностью или незональными (рис. 6е–6з). Для них можно предполагать метаморфогенное происхождение. Реже присутствуют зерна циркона магматического генезиса с хорошо выраженной осцилляционной зональностью (рис. 6и).

Изотопный состав Hf в цирконах различных возрастных групп изменяется в широких пределах (табл. 3, рис. 7). Среди цирконов неопротерозойского возраста можно условно выделить несколько групп: $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от -19.5 до -15.5 , $t_{\text{Hf(C)}} = 2.6$ – 2.3 млрд лет; $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от -8.8 до -6.8 , $t_{\text{Hf(C)}} = 1.9$ – 2.0 млрд лет; $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от -3.4 до $+2.2$, $t_{\text{Hf(C)}} = 1.7$ – 1.4 млрд лет и $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от $+4.4$ до $+6.8$, $t_{\text{Hf(C)}} = 1.4$ – 1.2 млрд лет. При этом в выделенные группы попадают цирконы различного возраста. Так, возрасты цирконов с высокими положительными величинами $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = +4.4$... $+6.8$ варьируют от 924 до 793 млн лет, а возрасты цирконов с отрицательными величинами $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = -19.5$... -15.5 находятся в интервале 938–828 млн лет (табл. 3, рис. 7). Это свидетельствует о различном генезисе и палеотектонической природе источников сноса песчаников майханулской пачки цаганоломской свиты.

Цирконы с палеопротерозойскими и архейскими возрастными характеризуются как отрицательными величинами $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = -13.0$... -2.2 ($t_{\text{Hf(C)}} = 3.4$ – 2.6 млрд лет), так и низкими положительными величинами $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от $+0.1$ до $+2.8$ ($t_{\text{Hf(C)}} = 3.3$ и 2.7 – 2.2 млрд лет).

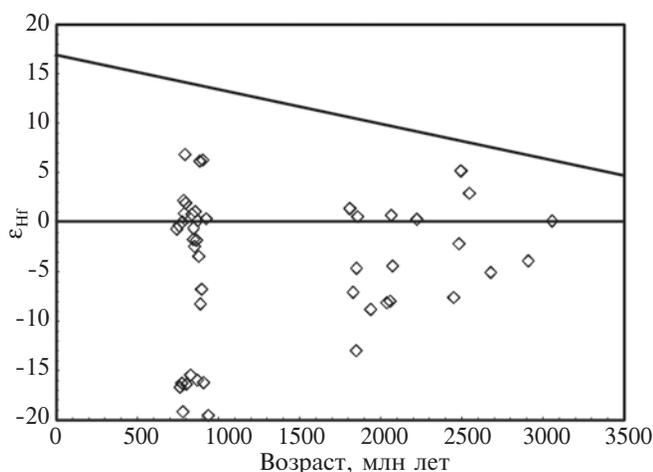


Рис. 7. Диаграмма ϵ_{Hf} –возраст для цирконов из песчаника цаганоломской свиты.

ND-ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕСЧАНИКОВ МАЙХАНУЛСКОЙ ПАЧКИ

Sm–Nd изотопные данные для полевошпат-кварцевых песчаников майханулской пачки цаганоломской свиты приведены в табл. 4. Исследованные песчаники характеризуются отрицательными величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ от -9.5 до -10.7 и палеопротерозойскими значениями Nd-модельных возрастов $t_{\text{Nd(DM)}} = 2.1$ – 1.8 млрд лет. Эти данные свидетельствуют о преимущественной роли в источниках сноса пород с раннедокембрийскими Nd-модельными возрастными.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные и опубликованные ранее данные позволяют в первом приближении оценить нижнюю возрастную границу, а также длительность накопления терригенных пород шельфового чехла Дзабханского террейна и их возможные источники.

Самый молодой пик на кривой относительной вероятности возрастов для детритовых цирконов из исследованных полевошпат-кварцевых песчаников майханулской пачки цаганоломской свиты соответствует ~ 780 млн лет. Сходные результаты получены У. Болд с соавторами (Bold et al., 2016b): конкордантные возрасты детритовых цирконов имеют пик на кривой вероятности около 755 млн лет. Е.Ф. Летниковой с соавторами (Летникова и др., 2016) получены оценки возраста цирконов (U–Th–Pb метод, LA-ICP-MS) из гальки гранитоидов в основании тиллитового горизонта цаганоломской свиты 796 ± 2 и 788 ± 2 млн лет, тогда как максимум возраста детритовых цирконов по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ соответствует ~ 820 млн лет. В восточной части Дзабханского террейна карбонатные породы цаганоломской свиты перекрывают с несогласием постметаморфические гранитоиды с возрастом 862 ± 3 млн лет (U–Pb метод по циркону, ID-TIMS; Козаков и др., 2017), а в юго-восточной (Богдынголский блок) – гранитоиды с возрастом 717 ± 5 млн лет (U–Pb метод по циркону, ID-TIMS; Козаков и др., 2015).

Сопоставление изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ карбонатных пород цаганоломской свиты с вариациями этих отношений в морской воде неопротерозоя и кембрия (Кузнецов и др., 2014) позволяет сделать вывод о том, что карбонатные отложения чехла восточной части Дзабханского террейна накапливались 700–550 млн лет назад, а в Богдынголском блоке около 660–600 млн лет назад (Козаков и др., 2017). Различие возраста базальных горизонтов карбонатного чехла Дзабханского террейна показывает, что этот чехол начал формироваться неодновременно и залегает на разных по составу и происхождению

Таблица 3. Lu–Hf изотопные данные для детритовых цирконов из песчаника майханулской пачки цаганоломской свиты

№ п/п	Возраст, млн лет	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_c$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	$t_{\text{Hf(DM)}}$, млрд лет	$t_{\text{Hf(C)}}$, млрд лет
7749-01	864	0.040481	0.001100	0.000975	0.000022	0.282197	0.000018	-1.8	1.49	1.6
7749-07	2039	0.018222	0.000600	0.000346	0.000011	0.281268	0.000016	-8.1	2.72	2.9
7749-08	856	0.047408	0.002000	0.001045	0.000041	0.282283	0.000014	1.0	1.37	1.5
7749-09	802	0.066508	0.004200	0.001498	0.000096	0.281831	0.000014	-16.4	2.02	2.3
7749-18	879	0.024135	0.000840	0.000524	0.000018	0.282134	0.000024	-3.4	1.56	1.7
7749-22	2067	0.038163	0.003600	0.000862	0.000066	0.281518	0.000018	0.7	2.42	2.5
7749-23	780	0.084081	0.000740	0.001871	0.000018	0.281771	0.000018	-19.2	2.13	2.4
7749-25	742	0.089134	0.002600	0.001995	0.000054	0.282317	0.000025	-0.7	1.36	1.5
7749-27	757	0.087379	0.001000	0.002025	0.000019	0.282318	0.000017	-0.4	1.36	1.5
7749-29	846	0.034640	0.001400	0.001059	0.000058	0.282243	0.000012	-0.6	1.43	1.6
7749-30	1831	0.019095	0.000690	0.000427	0.000012	0.281433	0.000016	-7.1	2.50	2.7
7749-31	2550	0.021186	0.000250	0.000487	0.000004	0.281258	0.000016	2.9	2.74	2.7
7749-33	774	0.062721	0.000560	0.001459	0.000017	0.281850	0.000018	-16.3	1.99	2.3
7749-36	852	0.026035	0.001500	0.000705	0.000023	0.282182	0.000017	-2.4	1.50	1.7
7749-38	2497	0.013661	0.000110	0.000302	0.000003	0.281347	0.000021	5.2	2.61	2.6
7749-43	885	0.011849	0.000250	0.000278	0.000007	0.282397	0.000015	6.1	1.19	1.3
7749-45	2075	0.026527	0.001200	0.000574	0.000026	0.281359	0.000011	-4.4	2.61	2.7
7749-49	1852	0.042633	0.000170	0.000876	0.000003	0.281504	0.000029	-4.6	2.44	2.6
7749-51	904	0.033654	0.002600	0.000835	0.000067	0.282397	0.000014	6.2	1.20	1.3
7749-52	1859	0.026868	0.000970	0.000569	0.000013	0.281634	0.000019	0.5	2.24	2.3
7749-58	2060	0.020735	0.000440	0.000443	0.000009	0.281263	0.000016	-8.0	2.73	2.9
7749-59	2485	0.032074	0.000550	0.000689	0.000013	0.281167	0.000012	-2.2	2.88	2.9
7749-61	2225	0.038789	0.001600	0.000806	0.000027	0.281405	0.000017	0.2	2.57	2.6
7749-63	1940	0.028239	0.003000	0.000613	0.000059	0.281322	0.000015	-8.8	2.67	2.8
7749-77	793	0.048029	0.000310	0.001188	0.000006	0.282487	0.000021	6.8	1.09	1.2
7749-79	3060	0.018009	0.000750	0.000424	0.000014	0.280847	0.000014	0.1	3.29	3.3
7749-80	872	0.039610	0.002000	0.000887	0.000043	0.282245	0.000020	0.1	1.42	1.6
7749-84	845	0.046772	0.003000	0.001128	0.000052	0.282213	0.000015	-1.7	1.47	1.6
7749-86	778	0.088466	0.002100	0.002021	0.000040	0.282315	0.000018	0.0	1.36	1.5
7749-94	785	0.106754	0.001800	0.002393	0.000035	0.282378	0.000017	2.2	1.28	1.4
7749-95	888	0.021546	0.000250	0.000492	0.000005	0.281992	0.000018	-8.3	1.75	2.0
7749-96	1850	0.029349	0.000840	0.000651	0.000014	0.281262	0.000013	-13.0	2.75	3.0
7749-102	763	0.054207	0.001900	0.001239	0.000039	0.281842	0.000013	-16.7	1.99	2.3
7749-104	924	0.040271	0.001200	0.001029	0.000026	0.282221	0.000016	0.3	1.45	1.6
7749-106	797	0.094545	0.001100	0.002014	0.000019	0.282358	0.000031	1.9	1.30	1.4
7749-112	828	0.086110	0.002700	0.001960	0.000067	0.281849	0.000015	-15.5	2.02	2.3
7749-115	2913	0.015911	0.000600	0.000377	0.000010	0.280828	0.000014	-3.9	3.31	3.4
7749-121	2453	0.031873	0.000400	0.000695	0.000015	0.281035	0.000018	-7.6	3.06	3.2
7749-124	2682	0.030679	0.000310	0.000670	0.000007	0.280959	0.000010	-5.1	3.16	3.2
7749-126	789	0.095581	0.001800	0.002138	0.000035	0.282335	0.000028	0.8	1.33	1.4
7749-135	870	0.054591	0.001700	0.001223	0.000042	0.281797	0.000012	-16.0	2.05	2.4
7749-138	837	0.018788	0.000530	0.000481	0.000012	0.282278	0.000011	0.8	1.36	1.5
7749-146	1811	0.032029	0.001200	0.000785	0.000014	0.281695	0.000023	1.3	2.17	2.2
7749-152	908	0.065183	0.002800	0.001555	0.000046	0.281773	0.000020	-16.2	2.11	2.4
7749-161	938	0.002986	0.000100	0.000057	0.000002	0.281635	0.000011	-19.5	2.21	2.6
7749-165	896	0.030725	0.000490	0.000673	0.000010	0.282032	0.000019	-6.8	1.70	1.9

Таблица 4. Sm–Nd изотопные данные для песчаников майханулской пачки цаганоломской свиты

№ обр.	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\sigma$ изм.)	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{\text{Nd(DM)}}$, млн лет
7746	1.07	7.47	0.0865	0.511677 ± 4	–9.8	1762
7748	3.40	19.51	0.1055	0.511734 ± 3	–10.2	1990
7749	2.73	14.80	0.1115	0.511724 ± 3	–10.9	2122

Примечание. Величины $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ рассчитаны на возраст известняков цаганоломской свиты 659 млн лет (Rooney et al., 2015).

частях кристаллического фундамента. Учитывая согласное залегание карбонатных и терригенных пород в разрезе цаганоломской свиты, можно предполагать, что накопление песчаников майханулской пачки происходило в интервале около 720–660 млн лет.

Установленные значения возрастов детритовых цирконов из песчаников майханулской пачки (рис. 5) свидетельствуют о преобладании в их источниках пород неопротерозойских структурно-вещественных комплексов, а хорошая сохранность форм кристаллов цирконов (рис. 6) указывает на пространственную близость, по крайней мере, части неопротерозойских источников сноса к бассейну осадконакопления.

Максимум возраста 783 млн лет (рис. 5) хорошо согласуется с оценками возраста как вулканитов дзабханской серии (Levashova et al., 2010; Bold et al., 2016b), так и постметаморфических гранитоидов Дзабханского и Сонгинского террейнов, а также джаргалантского комплекса Тарбагатайского террейна (Козаков и др., 2011, 2013, 2014; Bold et al., 2016a). Hf-изотопные данные для цирконов этой возрастной группы (рис. 7) также свидетельствуют о размыве магматических комплексов с различными изотопными характеристиками ($\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от –19.2 до –16.3 и от –0.7 до +2.2, $t_{\text{Hf(C)}} = 2.4–2.3$ и $1.5–1.2$ млрд лет), а следовательно имеющих различное происхождение. Необходимо отметить, что кислые вулканиты дзабханской серии характеризуются отрицательными величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ от –15.1 до –8.9, раннедокембрийскими значениями Nd-модельных возрастов $t_{\text{Nd(DM)}} = 2.6–2.1$ млрд лет (Ярмолюк и др., 2016) и, таким образом, могли являться одним из источников детритовых цирконов песчаников цаганоломской свиты. Постметаморфические гранитоиды Дзабханского и Сонгинского террейнов, а также джаргалантского комплекса Тарбагатайского террейна обладают варьирующими величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ от –2.6 до +5.2 и Nd-модельными возрастными в интервале 1.8–1.2 млрд лет (Козаков и др., 2011, 2012, 2014; Ковач и др., 2013) и могли являться источниками детритовых цирконов с Hf-модельными возрастными $t_{\text{Hf(C)}} = 1.5–1.2$ млрд лет.

В кристаллических породах фундамента Дзабханского террейна развиты неопротерозойские гнейсо-граниты (856 ± 2 млн лет), габбро-диориты (860 ± 3 млн лет) и трондьемиты (862 ± 2 млн лет) (U–Pb метод по циркону, ID-TIMS; Козаков и др., 2014a, 2017), а в сопредельном Сонгинском террейне – островодужные риолиты (U–Pb метод по циркону, ID-TIMS, 888 ± 2 млн лет; Ярмолюк и др., 2015), постаккреционные трондьемиты (U–Pb метод по циркону, ID-TIMS, 859 ± 3 млн лет; Козаков и др., 2014) и конгломераты с гальками и валунами трондьемитов с возрастом 874 ± 3 млн лет (U–Pb метод по циркону, ID-TIMS; Козаков и др., 2013). Кроме того, в парагнейсах Дзабхан-Мандалской и Ургамалской зон Дзабханского террейна и баяннурского комплекса Сонгинского террейна установлены детритовые цирконы с конкордантными возрастными в интервале 900–820 млн лет (LA-ICP-MS; Козаков и др., 2014). Эти породы характеризуются широкими вариациями величин $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ от –6.7 до +5.6 и Nd-модельных возрастов $t_{\text{Nd(DM)}} = 2.2–1.2$ млрд лет (Ковач и др., 2013; Козаков и др., 2014), что в целом согласуется с Hf-изотопными характеристиками детритовых цирконов этого возраста из песчаников майханулской пачки ($\epsilon_{\text{Hf}}(t) = -16.0...+6.2$, $t_{\text{Hf(C)}} = 2.4–1.3$ млрд лет).

Островодужные комплексы пород с возрастом 959 ± 8 , 944 ± 6 и 930 ± 6 млн лет установлены в северо-западной части Дзабханского террейна (SIMS, Козаков и др., 2016) и характеризуются положительными величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = +4.4...+6.1$, а цирконы из них – высокими положительными величинами $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = +11.4...+15.9$ и неопротерозойскими Hf-коровыми модельными возрастными 1.0–0.8 млрд лет (Kröner et al., 2017a). Гранито-гнейсы района Бага-Богд Гобийского Алтая имеют возрасты 983 ± 6 , 956 ± 3 и 954 ± 8 млн лет (SIMS, Demoux et al., 2009), умеренно отрицательные величины $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ от –5.5 до –4.0 и палеопротерозойские Nd-модельные возрасты 2.1–2.0 млрд лет (Kröner et al., 2017a). Близкие возрасты установлены для габбро офиолитового комплекса Эрдене-ул (973 ± 12 млн лет), ортогнейсов кристаллического комплекса Замтын-нуру (950 ± 16 , 933 ± 6 , 941 ± 11 и 947 ± 6 млн лет)

и ортогнейсов аккреционного комплекса Алаг-Ханды (940 ± 6 и 953 ± 12 млн лет) (SIMS, Kröner et al., 2010; LA-ICP-MS, Buriánek et al., 2017). Вероятно, подобные образования могли являться источниками детритовых цирконов с возрастом около 934 млн лет.

В настоящее время раннедокембрийские комплексы пород в пределах Дзабханского микроконтинента наиболее полно изучены в Байдарикском и Тарбагатайском террейнах. Цирконы из двупироксеновых тоналитовых гнейсов байдарагинского комплекса Байдарикского террейна имеют возрасты по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ от 2804 ± 17 до 2890 ± 14 млн лет, 2603 ± 26 и 2659 ± 20 млн лет и около 2.55–2.48 млрд лет (SIMS, Козаков и др., 2007; Kröner et al., 2017b). U–Pb (TIMS) возраст цирконов из тоналит-трондьемитовых гнейсов составляет 2646 ± 45 млн лет (Козаков и др., 2007). В бумбугерском комплексе этого террейна ядра детритовых цирконов имеют возрасты по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в интервале 2.61–2.48 млрд лет, 2523 ± 29 млн лет и 2.00–1.72 млрд лет (SIMS, Козаков и др., 2007; Kröner et al., 2017b). Становление син- и пост-метаморфических гранитоидов Байдарикского террейна происходило 2364 ± 6 , 2308 ± 4 , 1854 ± 5 – 1851 ± 7 и 1825 ± 5 млн лет назад (ID-TIMS, Козаков и др., 1997; SIMS, Kröner et al., 2017b). Раннедокембрийские образования Байдарикского террейна характеризуются преимущественно отрицательными величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ от -4.3 до 0.0 и Nd-модельными возрастными в интервалах 3.3–2.9 и 2.4 млрд лет (Козаков и др., 1997; Kröner et al., 2017b).

Для цирконов магматического генезиса из эндербито-гнейсов и чарнокитов идерского комплекса Тарбагатайского террейна установлен возраст в интервале 2546–2522 млн лет, тогда как метаморфогенные цирконы кристаллизовались около 1860–1855 млн лет назад (ID-TIMS, Козаков и др., 2011; SIMS, Kröner et al., 2015a). Они обладают величинами $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от -19.2 до $+2.7$ и модельными возрастными $t_{\text{Hf}(C)} = 3.2$ –2.7 млрд лет, близкими к Nd-изотопным характеристикам пород в целом ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -7.6 \dots +1.6$, $t_{\text{Nd}(DM)} = 3.1$ –2.7 млрд лет) (Козаков и др., 2011; Kröner et al., 2015a).

Эти данные позволяют предполагать, что комплексы пород, подобные образованиям раннедокембрийского фундамента Байдарикского террейна и идерского комплекса Тарбагатайского террейна, могли являться источниками, по крайней мере, части раннедокембрийских детритовых цирконов майханулской пачки цаганоломской свиты, характеризующихся широкими вариациями изотопного состава Hf ($\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от -13.0 до $+2.8$, $t_{\text{Hf}(C)} = 3.4$ –2.2 млрд лет).

В то же время необходимо отметить, что в юго-западной части Дзабханского террейна

выявлены мусковит-биотитовые гнейсы с возрастом 1967 ± 13 млн лет (ID-TIMS, Bold et al., 2016a). Кроме того, установлено, что детритовые цирконы из кварцитов конгломератов и песчаников основания дзабханской серии этого же района имеют конкордантные и субконкордантные возрасты в интервалах 723–855, 1868–2764, 2902–2990 и 3334–3387 млн лет с пиками на кривой вероятности возрастов 778, 2043, 2222, 2491, 2586, 2687, 2939 и 3359 млн лет (пересчитано по данным (LA-ICP-MS; Bold et al., 2016b)). Это свидетельствует о более широком развитии раннедокембрийских образований в южной части Дзабханского террейна, чем предполагалось ранее. Тем не менее, точная идентификация докембрийских источников сноса в настоящее время не представляется возможной.

Полученные геохронологические и Hf-изотопные данные для детритовых цирконов из песчаников майханулской пачки цаганоломской свиты и Nd-изотопные данные для пород в целом подтверждают сделанный ранее вывод о том, что фундамент Дзабханского террейна представляет собой не единый блок раннедокембрийской континентальной коры, а композитный террейн (Козаков и др., 2012, 2014). В его составе представлены островодужные и окраинно-континентальные комплексы раннего неопротерозоя и раннедокембрийские образования.

К настоящему времени и в других структурах центрального сегмента ЦАСП установлено гораздо более широкое, чем предполагалось ранее, развитие метаморфических и магматических пород неопротерозойского возраста. Так, в строении Тувино-Монгольского массива (микроконтинента) принимают участие Шишхидская островная дуга (около 800 млн лет; Kuzmichev et al., 2005), Сархойская окраинно-континентальная дуга (около 780 млн лет; Кузьмичев, Ларионов, 2011) и тоналиты-трондьемиты Сумсунурского комплекса (ID-TIMS, 811–785 млн лет; Кузьмичев, 2004; Ковач и др., 2012), прорывающие неогаргейские образования Гарганского террейна, а также Окинская аккреционная призма (SIMS, 819–813 млн лет; Кузьмичев, Ларионов, 2013; ID-TIMS, 757 ± 16 млн лет; Kuzmichev et al., 2007). В раннем неопротерозое (около 970, 837–812, 790–775 и 735–723 млн лет) происходило становление островодужных и окраинно-континентальных комплексов пород, гранитоидов и внутриплитных вулканитов Восточно-Забайкальского сегмента ЦАСП (Некрасов и др., 2007; Рыцк и др., 2011; Руженцев и др., 2012; Kröner et al., 2015b).

Необходимо отметить, что детритовые цирконы неопротерозойского возраста часто встречаются в терригенных породах центрального сегмента ЦАСП. Такие цирконы установлены, например, в парагнейсах моренского и эрзин-

ского комплексов Западного Сангилена (Козаков и др., 2005), песчаниках дархатской серии (Демонтерова и др., 2011), хубсугульской серии и мурэнской свиты (Летникова и др., 2017) Тувино-Монгольского массива, метатерригенных породах слюдянского комплекса (Kovach et al., 2013), а также корниловской и шубутуйской свит (Школьник и др., 2016) Хамардабанского террейна, уртагольской свиты Тункинского террейна (Резницкий и др., 2015), гнейсах Ольхонского террейна (Гладкочуб и др., 2010; Donskaya et al., 2017), терригенных породах эдиакаро-палеозойских островодужных и окраинно-континентальных террейнов юга Сибири и Монголии (Rojas-Argamonte et al., 2011; Резницкий и др., 2018).

Можно полагать, что в нижнем неопротерозое в пределах Дзабханского террейна и его обрамления, а также в других структурах центрального сегмента ЦАСП представлены фрагменты энсиматических и энсиалических островных дуг, формирование которых происходило в интервалах около 960–930, 890–860 и 810–780 млн лет назад. Породы этих комплексов выступали источником терригенного материала эдиакаро-палеозойских осадочных бассейнов ЦАСП.

ВЫВОДЫ

1. Результаты геохронологических и Hf-изотопных исследований детритовых цирконов из песчаников майханулской пачки цаганоломской свиты шельфового чехла Дзабханского террейна, а также Nd-изотопные исследования пород в целом позволили установить, что источниками их сноса являлись неопротерозойские и раннедокембрийские комплексы пород с архейскими и палеопротерозойскими Hf–Nd модельными возрастными, а также магматические породы неопротерозойского возраста, образование которых связано с плавлением смешанных ювенильных и коровых источников.

2. Возраст песчаников майханулской пачки находится в интервале около 720–660 млн лет.

3. В раннем неопротерозое (около 960–780 млн лет) устанавливается масштабное проявление процессов конвергенции в центральном сегменте ЦАСП, с которыми связаны формирование ювенильной коры и переработка древней континентальной коры в структурах центрального сегмента ЦАСП. Можно предполагать, что эти процессы отражают развитие глобальной субдукционной системы в палеоокеанической области обрамления суперконтинента Родиния (Sawood et al., 2016).

Источники финансирования. Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект 18-17-00229).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Беззубцев В.В. О стратиграфии докембрия и кембрия бассейна р. Дзабхан // Материалы по геологии МНР. М.: Недра, 1963. С. 29–43.

Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараиш И.Г. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 6. С. 554–565.

Геология МНР. Т. 1. Стратиграфия. М.: Недра, 1973. 584 с.

Гибшер А.С., Хоментовский В.В. Разрез цаганоломской и баянгольской свит венда–нижнего кембрия Дзабханской зоны Монголии // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Вопросы региональной стратиграфии. Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1990. С. 79–91.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С. и др. Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 571–588.

Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Резницкий Л.З. и др. История формирования Тувино-Монгольского массива по данным U–Pb-датирования методом LA-ICP-MS детритовых цирконов из песчаника дархатской серии (Западное Прихубсугулье, Северная Монголия) // Докл. АН. 2011. Т. 441. № 3. С. 358–362.

Зайцев Н.С. Тектоника Монголии // Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. М.: Наука, 1990. С. 15–22.

Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б. и др. Новые U–Pb (TIMS) геохронологические данные о возрасте тоналитов сумсунурского комплекса Гарганской глыбы – к дискуссии о палеозойской органике и древних толщах Восточного Саяна // Материалы V Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 158–160.

Ковач В.П., Козаков И.К., Ярмлюк В.В. и др. Этапы формирования континентальной коры Сонгинского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: II. Геохимические и Nd изотопные данные // Петрология. 2013. Т. 21. № 3. С. 451–469.

Козаков И.К., Кирнозова Т.И., Ковач В.П. и др. Позднерифейский возраст кристаллического фундамента карбонатного чехла Дзабханского микроконтинента // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 3. С. 3–12.

Козаков И.К., Ковач В.П., Бибикина Е.В. и др. Позднерифейский этап формирования кристаллических комплексов Дзабханского микроконтинента: геологические, геохронологические и Nd изотопно-геохимические данные // Петрология. 2014. Т. 22. № 5. С. 516–545.

Козаков И.К., Козловский А.М., Ярмлюк В.В. и др. Кристаллические комплексы Тарбагатайского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // Петрология. 2011. Т. 19. № 4. С. 445–464.

Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. Корообразующие процессы в геологическом развитии Байдарикского блока Центральной Монго-

- лии: Sm–Nd изотопные данные // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 240–248.
- Козаков И.К., Кузнецов А.Б., Эрдэнэжаргал Ч. и др.* Неопротерозойские комплексы фундамента шельфового чехла Дзабханского террейна восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 5. С. 3–16.
- Козаков И.К., Натман А., Сальникова Е.Б. и др.* Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 1. С. 1–20.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Вонг Т. и др.* Кристаллические комплексы нижнего докембрия Дзабханского микроконтинента Центральной Азии: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 2. С. 3–24.
- Козаков И.К., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др.* Раннебайкальский кристаллический комплекс в фундаменте Дзабханского микроконтинента раннекаледонской складчатой области Центральной Азии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 3. С. 3–12.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В. и др.* Этапы формирования континентальной коры Сонгинского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: I. Геологические и геохронологические данные // Петрология. 2013. Т. 21. № 3. С. 227–246.
- Козаков И.К., Kröner A., Ковач В.П.* Раннепротерозойский этап в формировании фундамента Дзабханского террейна восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: IX Косыгинские чтения. Материалы Всероссийской конференции. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2016. С. 35–38.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М.* Возможности стронциевой изотопной хемотратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифей и венда) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3–25.
- Кузьмичев А.Б.* Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ, 2004. 192 с.
- Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н.* Сархойская серия Восточного Саяна: неопротерозойский этап (770–800 млн лет), вулканический пояс андийского типа // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 7. С. 875–895.
- Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н.* Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластиков по цирконам // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. С. 45–57.
- Летникова Е.Ф., Вишневская И.А., Летников Ф.А. и др.* Осадочные комплексы чехла Дзабханского микроконтинента: различные бассейны седиментации и источники сноса // Докл. АН. 2016. Т. 470. № 5. С. 570–574.
- Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Летников Ф.А. и др.* Основные этапы тектоно-магматической активности Тувино-Монгольского микроконтинента в докембрии: данные U–Pb-датирования цирконов // Докл. АН. 2017. Т. 474. № 5. С. 599–604.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–33.
- Некрасов Г.Е., Родионов Н.В., Бережная Н.Г. и др.* U–Pb-возраст цирконов из плагиогранитных жил мигматизированных амфиболитов Шаманского хребта (Икат-Багдаринская зона, Витимское нагорье, Забайкалье) // Докл. АН. 2007. Т. 412. № 5. С. 661–664.
- Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М. и др.* U–Pb возраст и Sr-изотопная характеристика надтиллитовых известняков неопротерозойской цаганоломской свиты, бассейн р. Дзабхан, Западная Монголия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 6. С. 28–40.
- Резницкий Л.З., Демонтьева Е.И., Бараиш И.Г. и др.* Нижний возрастной предел и источники метатерригенных пород аллохтона Тункинских гольцов (Восточный Саян) // Докл. АН. 2015. Т. 461. № 6. С. 691–695.
- Резницкий Л.З., Ковач В.П., Бараиш И.Г. и др.* Возраст и источники терригенных пород Джидинского террейна: результаты U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований детритовых цирконов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 5. С. 3–29.
- Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е. и др.* Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.
- Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др.* Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2011. № 5. С. 17–51.
- Школьник С.И., Станевич А.М., Резницкий Л.З., Савельева В.Б.* Новые данные о строении и временном диапазоне формирования Хамардабанского террейна: свидетельства U–Pb LA-ICP-MS датирования цирконов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 1. С. 23–43.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Анисимова И.В. и др.* Позднерифейские щелочные граниты Дзабханского микроконтинента: к оценке времени распада Родинии и формирования микроконтинентов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2008. Т. 420. № 3. С. 375–381.
- Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Сальникова Е.Б. и др.* Строение, возраст и условия формирования раннепротерозойских магматических комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса на примере Холбонурской зоны Сонгинского террейна // Докл. АН. 2015. Т. 465. № 1. С. 73–77.
- Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М. и др.* Состав, источники и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: по данным геохимических и Nd исследований гранитоидов Хангайского зонального магматического ареала // Петрология. 2016. Т. 24. № 5. С. 468–498.

- Amelin Y., Lee D.-C., Halliday A.N., Pidgeon R.T.* Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons // *Nature*. 1999. V. 399. P. 252–255.
- Anderson T.* Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report ^{204}Pb // *Chem. Geol.* 2002. V. 192. P. 59–79.
- Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F.* A new terrane subdivision for Mongolia: implications for Phanerozoic crustal growth of Central Asia // *J. Asian Earth Sci.* 2002. V. 21. P. 87–110.
- Blichert-Toft J., Albarède F.* The Lu–Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle–crust system // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. V. 148. P. 243–258.
- Bold U., Crowley J.L., Smith E.F. et al.* Neoproterozoic to early Paleozoic tectonic evolution of the Zavkhan terrane of Mongolia: implications for continental growth in the Central Asian Orogenic Belt // *Lithosphere*. 2016a. V. 8 (6). P. 729–750.
- Bold U., Smith E.F., Rooney A.D. et al.* Neoproterozoic stratigraphy of the Zavkhan terrane of Mongolia: the backbone for Cryogenian and Early Ediacaran chemostratigraphic records // *Am. J. Sci.* 2016b. V. 316. P. 1–63.
- Brasier M.D., Shields G., Kuleshov V.N., Zhegalo E.A.* Integrated chemo- and biostratigraphic calibration of early animal evolution: Neoproterozoic–early Cambrian of southwest Mongolia // *Geol. Mag.* 1996. V. 133. № 1/4. P. 445–485.
- Buriánek D., Schulmann K., Hrdličková K. et al.* Geochemical and geochronological constraints on distinct Early–Neoproterozoic and Cambrian accretionary events along southern margin of the Baydrag Continent in western Mongolia // *Gondwana Res.* 2017. V. 47. P. 200–227.
- Cawood P.A., Strachan R.A., Pisarevsky S.A. et al.* Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: implications for models of supercontinent cycles // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2016. V. 449. P. 118–126.
- De Bièvre P., Taylor P.D.P.* Table of the isotopic compositions of the elements // *Int. J. Mass Spectrometry and Ion Processes*. 1993. V. 123. P. 149–166.
- Demoux A., Kröner A., Liu D., Badarch G.* Precambrian crystalline basement in southern Mongolia as revealed by SHRIMP zircon dating // *Int. J. Earth Sci.* 2009. V. 98. P. 1365–1380.
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S. et al.* Pre-collisional (> 0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Res.* 2017. V. 42. P. 243–263.
- Gehrels G.* Detrital zircon U–Pb geochronology: current methods and new opportunities // *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*. Eds. Busby C., Azor A. Chichester, UK: Wiley-Blackwell, 2012. P. 47–62.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 87. P. 249–265.
- Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E. et al.* The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-IC-MPS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2000. V. 64. P. 133–147.
- Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R. et al.* Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U–Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons // *Precambrian Res.* 2004. V. 131. P. 231–282.
- 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.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm–Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 67. P. 137–150.
- Khomentovsky V.V., Gibsher A.S.* The Neoproterozoic–lower Cambrian in northern Gobi–Altay, western Mongolia: regional setting, lithostratigraphy and biostratigraphy // *Geol. Mag.* 1996. V. 133. P. 445–485.
- Kovach V., Salnikova E., Wang K.-L. et al.* Zircon ages and Hf isotopic constraints on sources of clastic metasediments of the Slyudyansky high-grade complex, southeastern Siberia: implication for continental growth and evolution of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Asian Earth Sci.* 2013. V. 62. P. 18–36.
- Kröner A., Lehmann J., Schulmann K. et al.* Lithostratigraphic and geochronological constraints on the evolution of the Central Asian Orogenic Belt in SW Mongolia: early Paleozoic rifting followed by late Paleozoic accretion // *Am. J. Sci.* 2010. V. 310. P. 523–574.
- Kröner A., Kovach V.P., Kozakov I.K. et al.* Zircon ages and Nd–Hf isotopes in UHT granulites of the Ider Complex: a cratonic terrane within the Central Asian Orogenic Belt in NW Mongolia // *Gondwana Res.* 2015a. V. 27. P. 1392–1406.
- Kröner A., Fedotova A.A., Khain E.V. et al.* Neoproterozoic ophiolite and related high-grade rocks of the Baikal–Muya belt, Siberia: geochronology and geodynamic implications // *J. Asian Earth Sci.* 2015b. V. 111. P. 138–160.
- Kröner A., Kovach V., Alexeiev D. et al.* No excessive crustal growth in the Central Asian Orogenic Belt: further evidence from field relationships and isotopic data // *Gondwana Res.* 2017a. V. 50. P. 135–166.
- Kröner A., Kovach V., Kozakov I. et al.* Granulites and Palaeoproterozoic lower crust of the Baidarik Block, Central Asian Orogenic Belt of NW Mongolia // *J. Asian Earth Sci.* 2017b. V. 145. Pt. B. P. 393–407.
- Kuzmichev A., Kröner A., Hegner E. et al.* The Shishkid ophiolite, northern Mongolia: a key to the reconstruction of a Neoproterozoic island-arc system in central Asia // *Precambrian Res.* 2005. V. 138. P. 125–150.
- Kuzmichev A., Sklyarov E., Postnikov A., Bibikova E.* The Oka Belt (southern Siberia and northern Mongolia): a Neoproterozoic analog of the Japanese Shimanto Belt? // *The Island Arc*. 2007. V. 16. P. 224–242.
- Levashova N.M., Kalugin V.M., Gibsher A.S. et al.* The origin of the Baidaric microcontinent, Mongolia: constraints from paleomagnetism and geochronology // *Tectonophysics*. 2010. V. 485. P. 306–320.

Lindsay J.F., Brasier M.D., Shields G. et al. Glacial facies associations in a Neoproterozoic back-arc setting, Zavkhan Basin, western Mongolia // *Geol. Mag.* V. 133. № 4. P. 391–402.

Ludwig K.R. Isoplot v. 4.15: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2008. № 4. 76 p.

Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Demoux A. et al. Detrital and xenocrystic zircon ages from Neoproterozoic to Palaeozoic arc terranes of Mongolia: significance for the origin of crustal fragments in the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Res.* 2011. V. 19. P. 751–763.

Rooney A.D., Strauss J.V., Brandon A.D., Macdonald F.A. A Cryogenian chronology: two long-lasting synchronous Neoproterozoic glaciations // *Geology.* 2015. V. 43. № 5. P. 459–462.

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. V. 249. P. 1.

Söderlund U., Pattchet P.J., Vervoort J.D., Isachsen C.E. The ^{176}Lu constant determined by Lu–Hf and U–Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 219. P. 311–324.

Van Acherbergh 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 // Short Course. Ed. Sylvester P.J. St. John's Mineral. Assoc. Can. 2001. V. 29. P. 239–243.

Wiedenbeck M.P.A., Corfu F., Griffin W.L. et al. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses // *Geostandards and Geoanalytical Res.* 1995. V. 19. P. 1–23.

Рецензенты А.Б. Котов, В.Н. Сергеев

AGE AND SOURCES OF TERRIGENOUS ROCKS OF BASAL BENCH OF THE TSAGAAN-OLOM GROUP OF THE DZABKHAN TERRANE: RESULTS OF U–Th–Pb GEOCHRONOLOGICAL, Lu–Hf AND Sm–Nd ISOTOPIC STUDIES

V. P. Kovach¹, I. K. Kozakov¹, K.-L. Wang^{2, 3}, Yu.V. Plotkina¹, H.-Ya. Lee², S.-L. Chung^{2, 3}

¹*Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, St. Petersburg, Russia*

²*Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taipei, Taiwan*

³*National Taiwan University, Taipei, Taiwan*

The results of the U–Th–Pb geochronological (LA-ICP-MS) and Hf-isotope (LA-MC-ICP-MS) studies of detrital zircons from sandstones as well as results of Nd-isotope studies of whole rocks from the tillite-bearing Maikhan-Uul Formation of the Tsagaan-Olom Group of the shelf cover of the southeastern part of the Dzabkhan terrane of the Central Asian Orogenic Belt are considered. The obtained data allowed to establish that the sources of sandstones of the Maikhan-Uul Formation of the Tsagaan-Olom Group were rocks of the Neoproterozoic and the early Precambrian complexes with Archean and Paleoproterozoic Hf and Nd model ages, as well as the Neoproterozoic igneous rocks formed from both juvenile and crustal sources. The age of the sandstones of the Maikhan-Uul is in the range of ca. 720–660 Ma. It is shown that a large-scale manifestation of convergence processes with the formation of the juvenile crust and the re-working of the ancient continental crust is established in the structures of the central segment of the Central Asian Orogenic Belt in the early Neoproterozoic (ca. 960–780 Ma). Most likely, these processes reflect the development of the global subduction system in the paleoceanic region of the Rodinia supercontinent margins.

Keywords: Central Asian Orogenic Belt, Dzabkhan terrane, Tsagaan-Olom Group, geochronology, detrital zircons, Neoproterozoic.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-592X27563-81>