

U-Pb ВОЗРАСТ И ГЕОХИМИЯ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ КВАРЦИТОВ ДАЛДЫНСКОЙ СЕРИИ (АНАБАРСКИЙ ЩИТ)

© 2020 г. Л. Ю. Сергеева^{a, *}, Н. И. Гусев^a, С. Г. Скублов^{b, c, **}

^aВсероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106 Россия

^bИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199106 Россия

^cСанкт-Петербургский горный университет, 21 линия, 2, Санкт-Петербург, 199106 Россия

*e-mail: sergeeva.luda02@yandex.ru

**e-mail: skublov@yandex.ru

Поступила в редакцию 11.03.2019 г.

После доработки 09.09.2019 г.

Принята к публикации 11.09.2019 г.

В работе представлены результаты датирования U-Pb методом (SHRIMP-II) и изотопно-геохимического исследования (SIMS и Sm-Nd метод) детритового циркона и вмещающих их осадочных пород далдынской серии Анабарского щита, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации. Наиболее древний эоархейский источник сноса с возрастом 3.7 млрд лет, установленный по единичным зернам циркона, подтверждается Nd-модельным возрастом протолита пород ($T_{Nd}(DM)_2$ 3.69–3.71 млрд лет). Преобладающий детритовый циркон с возрастом 3.5 млрд лет отражает доминирование в области питания палеоархейских магматических пород.

Ключевые слова: детритовый циркон, U-Pb метод, Sm-Nd метод, Анабарский щит, гранулиты

DOI: 10.31857/S0016752520060114

ВВЕДЕНИЕ

Древнейшие гранулито-гнейсовые комплексы являются важным источником информации о составе и эволюции ранней континентальной коры Земли (Ножкин, Туркина, 1993). В пределах древних щитов в ассоциации с высокометаморфизованными породами широко распространены метаосадочные породы (кварциты, кальцифиры). Именно датирование циркона из метаосадочных пород комплекса Джек Хиллс, Западная Австралия, позволило установить самый древний из известных на нашей планете возраст минерала и пролить свет на ранние этапы эволюции Земли (Wilde et al., 2001). Поэтому для реконструкции возраста и условий формирования древней континентальной коры Анабарского щита был изучен U-Pb возраст и редкоэлементный состав детритового циркона из кварцитов далдынской серии.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СОСТАВ ПОРОД

На территории Анабарского щита древнейшими образованиями являются породы далдынской серии, распространенные в его центральной ча-

сти. В составе далдынской серии выделяются бекелехская и килегирская толщи, сложенные в разных соотношениях мезо-меланократовыми двупироксеновыми кристаллическими сланцами и плаггиогнейсами, в подчиненных количествах – кварцитами, магнетитосодержащими кристаллическими сланцами и гранатосодержащими двупироксеновыми гнейсами (Лутц, 1964; Гусев и др., 2016). Килегирская толща, по сравнению с бекелехской, более разнообразная по петрографическому составу, в ней распространены метаосадочные породы, в том числе кварциты (до 5%), образующие пласты, прослеживающиеся на несколько километров (Розен и др., 1986). Характерна ритмичность разных порядков, которая выражается в повторяемости в разрезе пластов и горизонтов графит- и силлиманитсодержащих кварцитов, кальцифириров и мраморов, однотипном чередовании по разрезу различных по петрографическому и химическому составу пород: мезократовый гнейс → лейкократовый гнейс → кварцит и (или) силлиманит-, кордиеритсодержащие гнейсы (Гусев и др., 2016). Авторами были изучены пласты кварцитов в килегирской толще, от ее границы с бекелехской толщей и на протяжении 3 км.

В составе далдынской серии наиболее часто встречаются мономинеральные кварциты, а полевошпатовые, гранат-, силлиманит- и магнетит-содержащие и другие разности отмечаются редко. Внешне кварциты представлены серыми, средне- и крупнозернистыми породами, часто с хорошо выраженной полосчатостью, обусловленной линейностью темноцветных минералов. Структура кварцитов гранобластовая, немагнотгранобластовая и мозаичная. Кварц (70–100%) образует изометричные или неправильной формы зерна размером 2–10 мм. Полевые шпаты представлены микроклином 10–12%, плагиоклазом (an_{15-20}) 1–15%. Гранат образует округлые выделения размером 0.5–3 мм, гиперстен – короткотаблитчатые зерна размером 5–10 мм. Игольчатый силлиманит и мелкочешуйчатые биотит и графит составляют до 3–5% от объема породы. В магнетитсодержащих разностях встречается пирит, в сумме содержание рудных минералов обычно не превышает 2–3% (Гусев и др., 2016).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Содержание главных элементов в породах проанализировано XRF методом (ЦЛ ВСЕГЕИ) на спектрометре ARL 9800 (аналитик Б.А. Цимощенко) по стандартной методике.

Датирование циркона U-Pb методом проводилось в ЦИИ ВСЕГЕИ на ионном микрозонде SHRIMP-II по методике (Williams et al., 1998). Для выбора точек анализа использовались изображения зерен циркона в проходящем свете, в режиме катодолюминесценции (CL) и обратно-отраженных электронов (BSE). Результаты U-Pb датирования обработаны с помощью программы Isoplot (Ludwig, 1999).

При изучении изотопной Sm-Nd системы определение концентраций элементов выполнено методом изотопного разбавления, изотопный состав определялся на девятиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме (аналитик Е.С. Богомолов).

Содержание REE и редких элементов в цирконе определялось в точках, которые ранее были продатированы U-Pb методом, на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИАН (аналитики С.Г. Симакин и Е.В. Потапов) по методикам, приведенным в (Hinton, Upton, 1991; Федотова и др., 2008). Размер исследуемого участка минерала не превышал в диаметре 15–20 мкм; относительная ошибка измерения для большинства элементов составляла 10–15%; порог обнаружения элементов в среднем равнялся 10 ppb. При построении спектров распределения REE состав циркона нормировался на состав хондрита CI (McDonough, Sun, 1995). Оценка температуры кристаллизации цир-

кона выполнена с помощью “Ti–в цирконе” термометра (Watson et al., 2006).

Петрохимические модули, использованные при описании состава пород, заимствованы из монографии (Интерпретация ..., 2001), содержащей полные ссылки на первоисточники.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

В изученных четырех образцах кварцитов (обр. 523 (68°42' N, 110°29' E), 820 (69°43' N, 110°27' E), 831-1 (69°43' N, 110°31' E), 847 (69°50' N, 110° 42' E) содержание SiO_2 варьирует от 88.1 до 98.5 мас. %. Кварциты характеризуются низкими величинами алюмокремниевого модуля ($AM = Al_2O_3/SiO_2$) (0.01–0.05), по величине натриевого модуля ($NM = Na_2O/Al_2O_3$) (0.01–0.20) они соответствуют терригенным отложениям (Скляров, 2001). Значения железистого модуля ($JM = FeO + Fe_2O_3 + MnO/Al_2O_3 + TiO_2$) (0.05–0.14) указывают на глиноземистый состав пелитов. Модуль нормированной щелочности ($NKM = Na_2O + K_2O/Al_2O_3$) равен 0.11–0.69. Величина индекса химического выветривания ($CIA = (Al_2O_3/Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O) \times 100$) изменяется в широких пределах (43–90), что косвенно указывает на различные источники сноса.

Суммарное содержание REE в кварцитах варьирует в интервале 24–36 ppm (кроме обр. 831-1 – 9 ppm). Распределение REE имеет дифференцированный характер (отношение $La_N/Yb_N = 9–39$), спектры REE близки к PAAS (Nance, Taylor, 1976), но по сравнению с постархейскими глинистыми сланцами обнаруживают некоторое обеднение REE, что типично для богатых кварцем осадочных пород (Cullers et al., 1975; Nance, Taylor, 1976; Basu et al., 1982). В обр. 820 и 523 отсутствует или слабо проявлена положительная Eu-аномалия ($Eu/Eu^* = 0.93–1.29$), в то время как обр. 831-1 и 847 характеризуются наличием отрицательной Eu-аномалии ($Eu/Eu^* = 0.42–0.59$). В породах установлены низкие содержания Th (0.76–3.95 ppm) и U (0.10–0.58 ppm), величина Th/U отношения составляет в среднем 7.18.

По результатам изучения Sm-Nd изотопной системы были выделены два образца (820 и 831-1), для которых был определен наиболее древний модельный возраст протолита ($T_{Nd} DM_2$ 3.69–3.71 млрд лет). Именно из этих образцов циркон был подвергнут последующему изотопно-геохимическому исследованию.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ И ГЕОХИМИЯ ЦИРКОНА

Образец 820

Циркон из обр. 820 представлен темно-серыми до черных в CL призматическими и короткоприз-

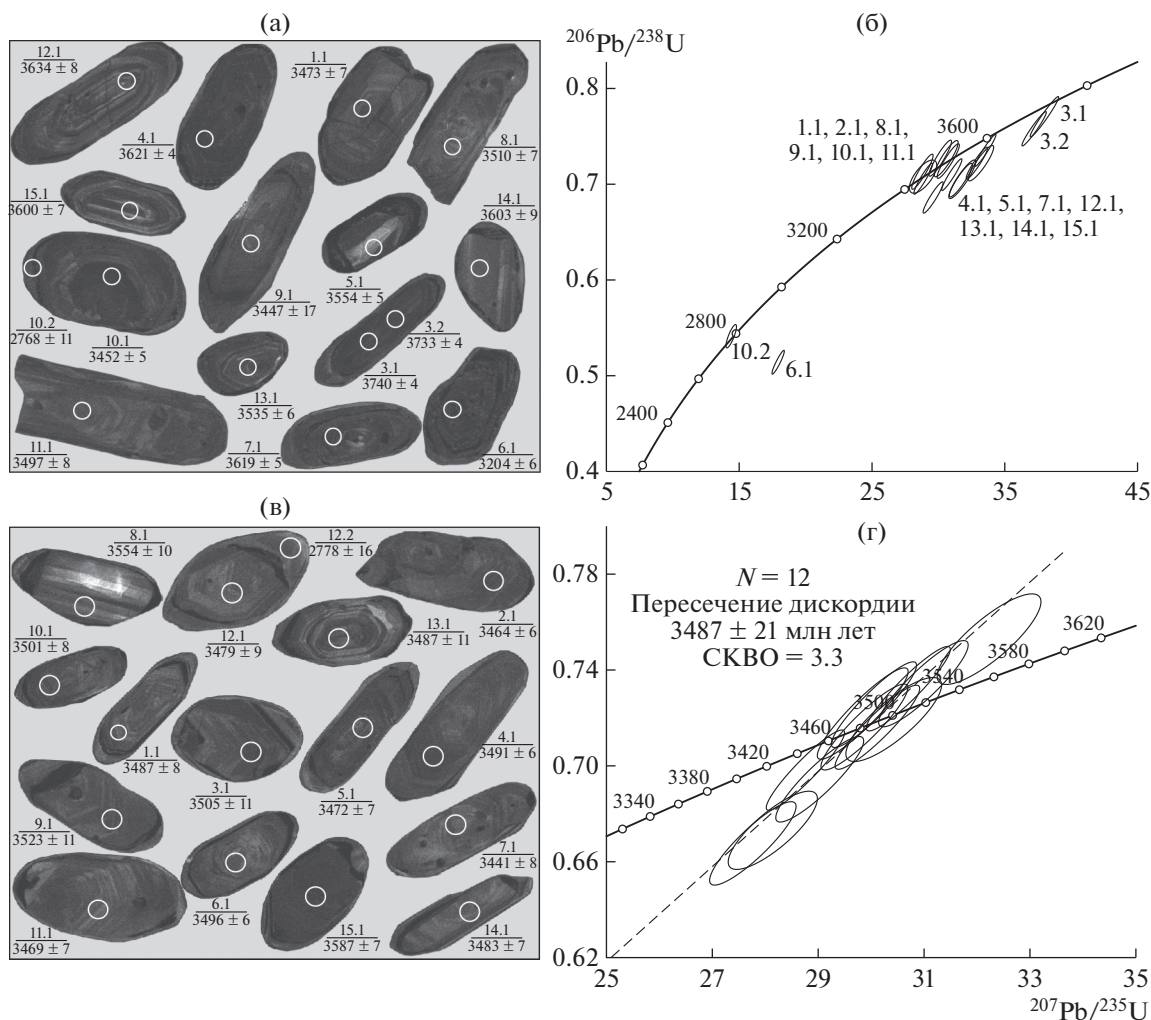


Рис. 1. CL-изображения с положением точек анализа и значением $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста (а, в) и диаграммы с конкордией (б, г) для циркона из кварцитов обр. 820 (а, б) и обр. 831-1 (в, г).

матическими кристаллами длиной 200–500 мкм с коэффициентом удлинения (K_y) 1.6–3.9, слабой окатанности, с реликтами в ядерных частях тонкой осцилляционной и секториальной зональности (рис. 1а). Строение большинства зерен по изображению в CL может рассматриваться как полигенное (рис. 1а). Часто зональность циркона затушевана или “размытая”. В некоторых зернах присутствуют тонкие темно-серые оболочки. Измерения возраста производилось, в основном, по ядерным частям зерен (табл. 1), где также был изучен редкоэлементный состав циркона (табл. 2).

В обр. 820 результаты измерения возраста ядер циркона располагаются на линии конкордии в интервале 3740–3450 млн лет с образованием двух возрастных кластеров в области 3740–3600 и 3510–3450 млн лет (рис. 1г). Наиболее древнее зерно (точки 3.1 и 3.2, табл. 1) с возрастом 3740–3733 млн лет (здесь и далее приводится значение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраста), имеет спектр распределе-

ния REE аналогичный магматическому циркону и на диаграммах (рис. 2а) относится к неизменно-магматическому типу. Популяция из 5 зерен с возрастом 3634–3600 млн лет является субконкордантной (дискордантность 2–5%) и “растягивается” вдоль линии конкордии, вероятно, в связи с потерей радиогенного свинца. Из них только зерно 14.1 с возрастом около 3603 млн лет имеет спектр REE как у магматического циркона, остальные зерна этой популяции обогащены LREE. В частности, зерно 12.1 с ритмичной зональностью наиболее обогащено редкоземельными элементами (суммарное содержание LREE достигает 1146 ppm).

В промежутке между кластерами находятся два циркона со значениями возраста 3554 и 3535 млн лет (точки 5.1 и 13.1, табл. 1), причем зерно 5.1 имеет низкое Th/U отношение 0.06, что характерно для метаморфического циркона. Кроме того, в зернах этого возраста аномальное распределение REE со

Таблица 1. Результаты U-Rb (SHRIMP-II) анализов циркона из кварцитов далдынской серии (Анабарский шит)

Точка анализа	$^{206}\text{Pb}_e$, %	U, ppm	Th, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	Возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, млн лет	Возраст $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, млн лет	D, %	(1) $\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm\%$	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	Rho
Образец 820																
1.1	0.03	126	74.5	0.61	78.8	3523 ± 29	3473 ± 7	-1	1.375	1.1	0.301	0.4	30.1	1.1	0.727	0.92
2.1	0.04	130	113	0.90	79.7	3470 ± 28	3433 ± 7	-1	1.402	1.1	0.293	0.5	28.8	1.1	0.713	0.92
3.1	0.02	255	95.4	0.39	169	3683 ± 31	3740 ± 4	+2	1.298	1.1	0.358	0.3	38.0	1.2	0.771	0.97
4.1	0.05	356	193	0.56	225	3553 ± 25	3621 ± 4	+2	1.36	0.9	0.331	0.3	33.5	1.0	0.735	0.96
5.1	0.05	229	18.1	0.08	140	3459 ± 26	3554 ± 5	+3	1.408	1.0	0.317	0.3	31.0	1.0	0.710	0.95
6.1	0.05	888	400	0.47	392	2674 ± 22	3204 ± 6	+20	1.945	1.0	0.253	0.4	17.9	1.1	0.514	0.93
7.1	0.07	412	301	0.76	256	3504 ± 25	3619 ± 5	+3	1.385	0.9	0.331	0.3	32.9	1.0	0.722	0.94
8.1	0.02	123	58.8	0.49	76.7	3512 ± 28	3511 ± 7	0	1.381	1.0	0.308	0.4	30.7	1.1	0.724	0.92
9.1	0.03	147	73.1	0.51	89.6	3451 ± 27	3447 ± 17	0	1.413	1.0	0.296	1.1	28.9	1.5	0.708	0.68
10.1	0.04	490	395	0.83	297	3442 ± 25	3452 ± 5	0	1.417	0.9	0.297	0.3	28.9	1.0	0.706	0.94
11.1	0.03	123	59.2	0.50	76.6	3521 ± 29	3498 ± 8	-1	1.376	1.1	0.305	0.6	30.6	1.2	0.727	0.89
12.1	0.23	96.0	78.7	0.85	59.7	3503 ± 28	3634 ± 8	+4	1.385	1.0	0.334	0.5	33.2	1.2	0.722	0.89
13.1	0.04	252	296	1.22	148	3368 ± 26	3536 ± 6	+5	1.457	1.0	0.313	0.4	29.6	1.0	0.686	0.94
14.1	0.08	73.4	67.1	0.94	44.5	3440 ± 31	3603 ± 9	+5	1.418	1.2	0.327	0.6	31.8	1.3	0.705	0.90
15.1	0.07	156	103	0.68	94.2	3437 ± 27	3600 ± 7	+5	1.420	1.0	0.326	0.5	31.7	1.1	0.704	0.91
10.2	0.01	746	37.4	0.05	347	2789 ± 21	2768 ± 11	-1	1.848	0.9	0.193	0.6	14.4	1.1	0.541	0.82
3.2	0.02	280	100	0.37	183	3637 ± 27	3733 ± 4	+3	1.319	1.0	0.356	0.3	37.2	1.0	0.758	0.96
Образец 831-1																
1.1	0.03	107	47.7	0.46	64.1	3399 ± 28	3487 ± 8	+3	1.44	1.0	0.303	0.5	29.0	1.2	0.694	0.90
2.1	0.03	247	116	0.48	148	3414 ± 26	3464 ± 6	+1	1.43	1.0	0.299	0.4	28.8	1.1	0.698	0.93
3.1	0.03	209	103	0.51	129	3494 ± 27	3505 ± 11	0	1.39	1.0	0.307	0.7	30.4	1.2	0.719	0.82
4.1	0.03	180	82.4	0.47	113	3542 ± 27	3491 ± 6	-1	1.37	1.0	0.304	0.4	30.7	1.1	0.732	0.93
5.1	0.02	144	84.5	0.61	89.7	3517 ± 27	3472 ± 7	-1	1.38	1.0	0.300	0.4	30.1	1.1	0.726	0.92
6.1	0.05	151	95.6	0.65	93.1	3481 ± 27	3496 ± 7	0	1.40	1.0	0.305	0.4	30.1	1.1	0.716	0.92
7.1	0.02	88.2	46.1	0.54	55.0	3515 ± 29	3441 ± 8	-2	1.38	1.1	0.294	0.6	29.4	1.2	0.725	0.89
8.1	0.02	94.0	65.5	0.72	58.3	3500 ± 30	3554 ± 10	+2	1.39	1.1	0.317	0.6	31.5	1.3	0.721	0.87
9.1	0.02	167	73.1	0.45	108	3618 ± 28	3523 ± 11	-3	1.33	1.0	0.311	0.7	32.2	1.2	0.753	0.83
10.1	0.03	153	76.5	0.52	96.8	3549 ± 27	3501 ± 8	-1	1.36	1.0	0.306	0.5	31.0	1.1	0.734	0.90
11.1	0.02	119	64.2	0.56	73.6	3503 ± 29	3469 ± 7	-1	1.39	1.1	0.300	0.5	29.8	1.2	0.722	0.92
12.1	0.04	82.6	41.9	0.52	47.4	3297 ± 27	3479 ± 9	+6	1.50	1.1	0.302	0.6	27.8	1.2	0.668	0.89
12.2	0.11	132	2.74	0.02	61.5	2786 ± 24	2778 ± 16	0	1.85	1.0	0.194	1.0	14.5	1.4	0.541	0.74
13.1	0.02	163	73.9	0.47	94.3	3318 ± 26	3487 ± 11	+5	1.49	1.0	0.303	0.7	28.1	1.2	0.673	0.81
14.1	0.04	117	67.4	0.60	72.1	3482 ± 28	3483 ± 7	0	1.40	1.0	0.303	0.5	29.9	1.1	0.716	0.91
15.1	0.01	629	526	0.86	389	3497 ± 25	3587 ± 7	+3	1.39	0.9	0.324	0.5	32.1	1.0	0.720	0.89

Примечания. Pb_e и Pb^* – общий и радиогенный свинец. Погрешность калибровки стандарта 0.36%. (1) – коррекция по ^{204}Pb . D – дискордантность. Rho – коэффициент корреляции. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ, погрешности вычисленных возрастов приводятся на уровне 2σ.

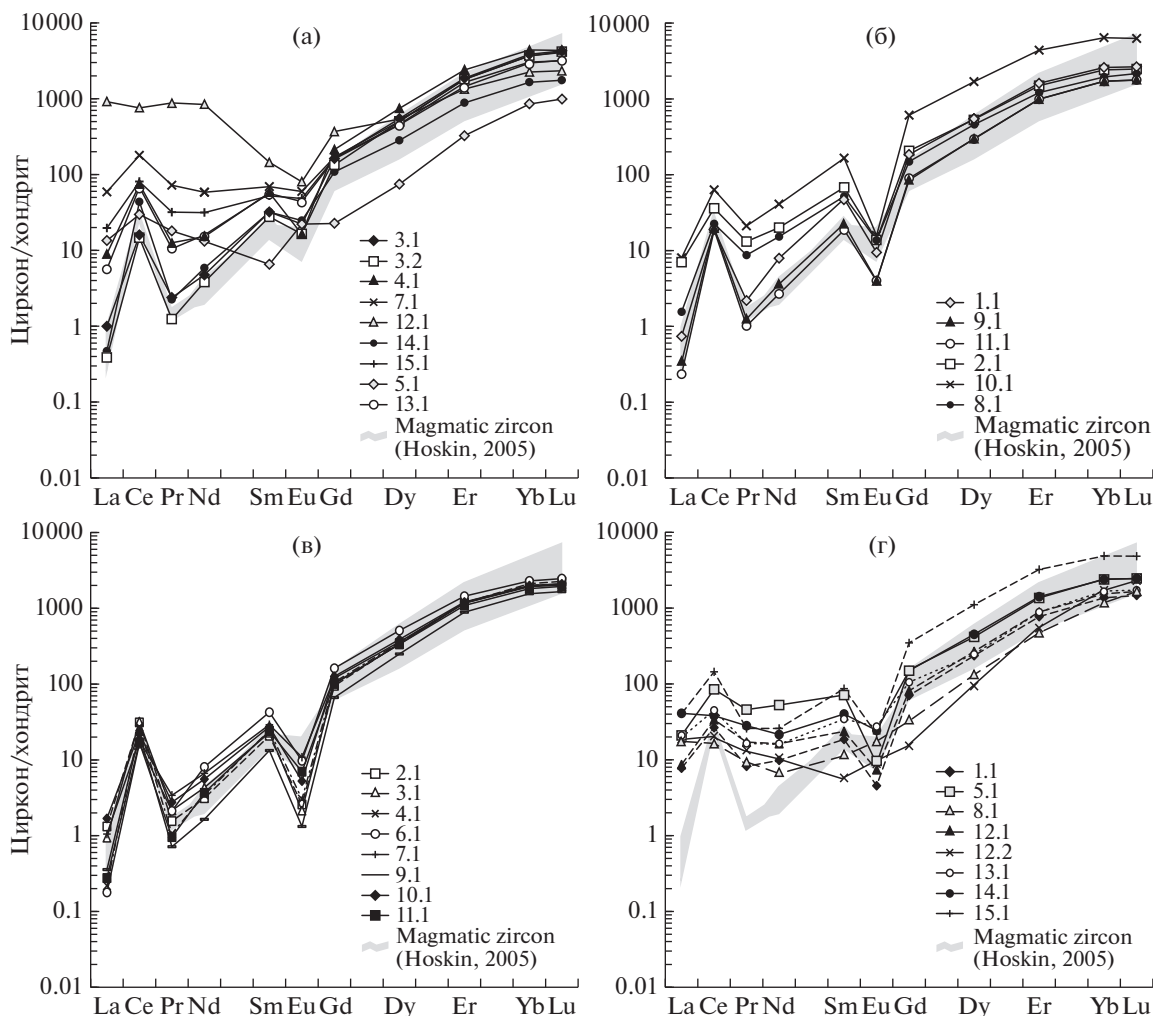


Рис. 2. Распределение REE в цирконе из кварцитов обр. 820 и 831-1 обр. 820 (а и б) и обр. 831-1 (в и г). Нормировано на хондрит CI (McDonough, Sun, 1995).

слабой отрицательной или положительной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 1.82$ и 0.46).

Во второй значительной популяции с возрастом 3510–3452 млн лет три зерна циркона (точки 1.1, 9.1, 11.1) имеют распределение REE как у неизмененного магматического циркона, причем зерно 1.1 с ритмичной зональностью имеет низкое содержание Li 0.02 ppm (рис. 2б, табл. 1). Низкие концентрации Li (<0.04 ppm) характерны для мантийных цирконов и цирконов океанической коры, тогда как в цирконах континентальной коры содержания Li на несколько порядков выше (Ushikubo et al., 2008). Остальные 4 зерна в этом кластере обогащены LREE.

Образец 831-1

Циркон из обр. 831-1 представлен слегка окатанными, призматическими кристаллами длиной 200–300 мкм с коэффициентом удлинения (K_y)

1.6–3.6, темно-серыми в CL, с тонкими серыми оболочками (рис. 1в). В ядрах цирконов зональность, как правило, осцилляционная, в некоторых зернах она затухевана или размыта. Для 12 точек (кроме 7.1, 8.1, 12.2, 15.1) циркона из этой пробы была получена discordia с возрастом верхнего пересечения 3487 ± 11 млн лет (рис. 1г). Цирконы характеризуются величиной Th/U отношения около 0.53, характерным для циркона магматического генезиса (Hoskin, Schallteger, 2003), пониженным содержанием U (83–247 ppm) и Th (42–116 ppm).

Результаты определения возраста циркона из кварцитов обр. 831-1 попадают в компактную область значений. В этой же группе, обогащенной LREE, находится оболочка циркона (точка 12.2, табл. 2) с возрастом 2778 ± 16 млн лет и низким Th/U отношением 0.05, что дает основание считать циркон метаморфическим. В этом цирконе отсутствуют положительная Ce-аномалия и отрицательная Eu-аномалия ($Eu/Eu^* = 1.03$).

Таблица 2. Содержание редких и редкоземельных элементов (ppm) в цирконе из кварцитов далдынской серии (Анабарский щит)

Компонент	Образец 820																
	3.1	3.2	4.1	7.1	12.1	14.1	15.1	5.1	8.1	13.1	1.1	2.1	9.1	10.1	11.1	6.1	10.2
La	0.24	0.09	2.12	14.0	217	0.11	4.66	3.19	0.37	1.33	0.18	1.67	0.08	1.90	0.06	8.72	0.77
Ce	9.82	8.99	45.6	110	465	26.8	49.4	18.2	13.8	41.7	11.6	22.2	12.2	38.9	11.5	59.0	10.8
Pr	0.22	0.11	1.17	6.70	81.6	0.21	2.96	1.68	0.81	0.98	0.20	1.22	0.12	1.96	0.09	2.19	0.48
Nd	2.17	1.74	6.92	26.7	383	2.68	14.4	6.01	6.99	7.29	3.63	9.17	1.65	18.7	1.23	8.09	2.14
Sm	4.76	4.09	8.52	10.3	21.4	4.73	7.76	0.97	7.65	8.34	7.12	10.1	3.35	24.5	2.76	4.10	1.83
Eu	1.25	0.93	0.91	3.37	4.52	1.39	2.73	1.25	0.77	2.48	0.53	0.77	0.22	0.89	0.22	0.86	0.57
Gd	32.3	26.6	42.4	33.7	73.6	21.6	32.8	4.51	29.7	31.8	36.8	41.1	16.9	122	17.9	22.5	6.97
Dy	135	124	184	124	132	69.4	114	18.3	113	111	134	132	73.7	415	72.7	117	49.1
Er	299	289	383	287	215	141	262	52.1	194	231	257	239	159	703	159	313	161
Yb	620	593	706	592	361	265	490	137	314	475	417	389	276	1033	274	718	467
Lu	105	102	106	100	57.5	43.1	77.8	24.4	53.2	79.0	65.2	61.0	43.5	154	43.8	120	78.5
Li	0.70	0.82	0.31	2.00	2.02	0.05	1.06	1.49	0.39	0.93	0.02	3.91	4.25	1.57	0.14	8.13	4.48
P	331	422	238	295	384	101	287	39.1	218	263	137	255	162	483	110	477	261
Ca	4.49	5.64	11.4	107	39.7	6.66	44.7	56.9	3.32	10.6	4.54	8.53	0.96	17.3	0.56	1272	1436
Ti	27.7	23.2	26.4	30.1	31.4	10.2	19.2	24.0	29.6	20.2	18.0	17.7	23.2	66.2	21.3	41.5	31.2
Sr	0.67	0.70	0.81	3.03	1.84	0.43	1.41	2.18	0.45	0.64	0.48	0.53	0.38	1.11	0.37	27.0	29.0
Y	1652	1598	2224	1544	1292	758	1387	263	1358	1288	1417	1361	884	4161	849	1671	761
Nb	43.0	23.5	71.2	37.9	23.5	25.1	20.6	23.9	72.2	38.0	44.7	33.8	59.1	54.4	34.6	28.2	28.3
Ba	0.86	1.57	1.92	3.77	4.05	1.71	2.05	2.68	1.16	1.37	1.66	1.04	1.28	1.62	1.31	10.7	8.16
Hf	12240	11651	10795	10925	8581	9922	11027	11860	10041	10761	10038	9422	10080	9995	9919	11774	13301
Th	111	115	211	355	158	76.2	132.8	18.7	75.9	189	81.2	72.1	62.4	647	64.1	644	49.7
U	453	435	525	655	168	120	282	300	208	271	196	164	182	897	182	1660	952
Th/U	0.24	0.26	0.40	0.54	0.94	0.63	0.47	0.06	0.37	0.70	0.41	0.44	0.34	0.72	0.35	0.39	0.05
Eu/Eu*	0.31	0.27	0.15	0.55	0.35	0.42	0.52	1.82	0.16	0.46	0.10	0.12	0.09	0.05	0.10	0.27	0.48
Ce/Ce*	10.4	21.2	7.00	2.75	0.85	42.5	3.22	1.91	6.11	8.82	14.8	3.76	30.7	4.86	38.3	3.27	4.29
ΣREE	1209	1150	1487	1308	2012	576	1058	268	734	990	934	907	586	2515	583	1374	779
ΣLREE	12.4	10.9	55.8	157	1146	29.8	71.4	29.1	22.0	51.3	15.6	34.2	14.1	61.4	12.8	78.0	14.2
ΣHREE	1190	1134	1422	1137	839	540	976	237	703	928	910	862	569	2428	568	1291	762
Lu _N /La _N	4295	10772	484	69.1	2.56	3739	161	73.8	1388	570	3586	352	5263	781	7596	133	982
Lu _N /Gd _N	26.3	31.1	20.3	24.0	6.32	16.2	19.2	43.7	14.5	20.1	14.3	12.0	20.8	10.3	19.8	43.4	91.1
Sm _N /La _N	32.3	71.7	6.43	1.18	0.16	68.1	2.67	0.49	33.2	10.0	65.0	9.7	67.4	20.6	79.5	0.75	3.81
T (Ti), °C	842	823	836	851	855	745	804	827	849	809	798	796	823	943	815	886	854

Таблица 2. Окончание

Компонент	Образец 831-1															
	2.1	3.1	4.1	6.1	7.1	9.1	10.1	11.1	1.1	5.1	8.1	12.1	12.2	13.1	14.1	15.1
La	0.31	0.22	0.05	0.04	0.25	0.08	0.40	0.07	1.83	4.96	4.15	2.04	4.46	4.66	9.71	9.58
Ce	19.2	19.7	16.8	10.0	11.0	13.3	14.0	10.4	16.3	52.0	10.1	20.7	12.6	27.6	23.4	88.6
Pr	0.14	0.20	0.10	0.20	0.32	0.07	0.26	0.09	0.76	4.26	0.87	1.59	1.25	1.53	2.61	2.41
Nd	1.42	1.97	1.58	3.69	3.04	0.75	2.55	1.68	4.49	24.1	3.01	7.46	4.85	7.31	9.85	11.9
Sm	3.08	3.38	3.63	6.29	4.31	1.97	4.05	3.55	2.75	10.6	1.67	3.50	0.85	5.11	5.94	12.9
Eu	0.15	0.12	0.17	0.55	0.61	0.07	0.30	0.39	0.26	0.50	0.99	0.42	0.54	1.55	1.37	1.24
Gd	18.9	19.9	21.2	32.3	23.9	13.3	25.2	20.3	14.0	30.5	6.47	16.2	3.05	21.0	29.7	69.3
Dy	85.3	82.4	86.8	125	88.8	61.4	95.4	82.8	58.0	103	32.6	66.1	23.1	60.5	111	273
Er	189	188	190	231	187	142	194	174	123	218	75.9	142	87.3	142	227	518
Yb	340	318	324	370	311	251	321	293	220	389	190	248	277	272	385	786
Lu	55.8	51.2	51.1	60.6	49.6	40.8	51.8	47.8	36.2	60.3	40.7	40.8	56.8	42.4	60.6	119
Li	0.77	0.78	0.62	0.50	0.10	0.19	0.61	1.30	1.90	0.76	2.73	0.86	7.74	2.09	0.54	0.96
P	188	149	145	271	135	126	178	193	172	259	120	156	132	250	135	331
Ca	1.01	1.48	10.3	26.7	1.35	0.55	21.2	0.57	0.83	22.6	13.9	9.25	25.6	10.9	24.1	34.3
Ti	22.5	19.4	17.8	13.5	15.9	17.2	17.0	19.6	16.9	21.0	14.2	18.7	23.8	16.8	22.4	36.9
Sr	0.50	0.41	0.51	0.52	0.37	0.32	0.40	0.35	0.29	0.53	0.30	0.40	0.62	0.46	0.69	0.91
Y	1008	994	1016	1247	1005	733	1047	944	683	1133	480	758	446	748	1204	2968
Nb	32.1	29.7	21.8	17.4	19.1	13.5	16.4	20.2	22.8	14.5	16.6	13.8	9.58	23.0	8.78	32.5
Ba	1.22	1.19	0.85	1.28	0.60	1.04	1.11	0.74	0.82	2.06	1.31	0.63	2.50	1.46	2.00	2.57
Hf	12014	11673	11023	9657	9762	12319	10211	10033	10036	10851	10158	10777	17098	10899	10661	9461
Th	129	108	102	81.1	61.1	68.6	82.9	68.8	48.4	128	88.6	64.9	13.2	84.6	82.7	415
U	375	322	305	191	155	242	220	191	145	297	173	164	283	235	240	837
Th/U	0.34	0.34	0.33	0.42	0.40	0.28	0.38	0.36	0.33	0.43	0.51	0.40	0.05	0.36	0.34	0.50
Eu/Eu*	0.06	0.04	0.06	0.12	0.18	0.04	0.09	0.14	0.13	0.08	0.92	0.17	1.03	0.46	0.31	0.13
Ce/Ce*	21.8	22.5	56.9	26.6	9.49	43.0	10.6	33.0	3.34	2.73	1.28	2.78	1.29	2.50	1.12	4.46
ΣREE	713	685	696	840	680	524	709	634	478	897	367	549	472	585	866	1892
ΣLREE	21.1	22.1	18.5	14.0	14.6	14.2	17.2	12.3	23.4	85.4	18.1	31.8	23.2	41.1	45.5	112
ΣHREE	689	659	674	819	660	508	687	618	452	801	346	514	447	537	813	1766
Lu _N /La _N	1714	2210	9511	13787	1918	4656	1246	7037	190	117	94.5	192	123	87.8	60.2	120
Lu _N /Gd _N	23.9	20.8	19.5	15.2	16.8	24.9	16.6	19.0	20.8	16.0	50.9	20.4	151	16.4	16.5	13.9
Sm _N /La _N	15.7	24.2	112	238	27.7	37.3	16.2	86.8	2.40	3.41	0.64	2.74	0.31	1.76	0.98	2.15
T (Ti), °C	820	805	797	770	786	793	792	806	791	813	775	801	826	791	820	873

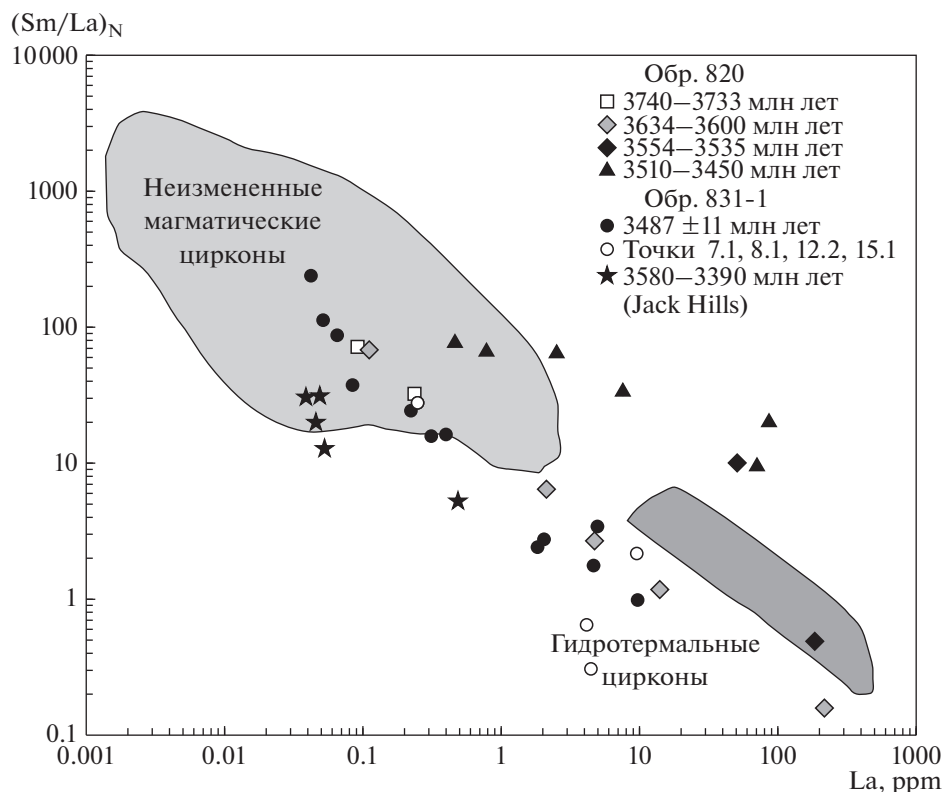


Рис. 3. Положение циркона на дискриминационной диаграмме $La-(Sm/La)_N$. Показаны поля составов магматического (1) и гидротермально-метасоматического циркона (2) по (Hoskin, 2005).

По распределению редких элементов циркон из обр. 831-1 можно разделить на два типа. К первому типу относится циркон с типичным для магматического происхождения характером распределения REE (отношение Lu_N/La_N варьирует от 1246 до 13787, точки 2.1, 3.1, 4.1, 6.1, 7.1, 9.1, 10.1, 11.1 в табл. 2) (рис. 2в). В цирконе этой группы наблюдается положительная Ce-аномалия ($Ce/Ce^* = 9.49-56.9$) и отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu^* около 0.09), величина Th/U отношения в среднем составляет 0.36. Содержание Ca варьирует в пределах от 0.55 до 26.7 ppm, Y – от 733 до 1247 ppm. Для второго типа циркона характерны слабо дифференцированные спектры распределения REE (отношение $(Sm/La)_N$ от 0 до 3) (рис. 2г) с редуцированной положительной Ce-аномалией ($Ce/Ce^* = 1.12-4.46$) и отрицательной Eu-аномалией (Eu/Eu^* в пределах от 0.08 до 0.46), отсутствующей в точках 8.1 и 12.2. Циркон второго типа характеризуется обогащением LREE относительно HREE (LREE варьирует от 18 до 112 ppm). Средняя величина Th/U отношения составляет 0.41 (без учета точки 12.2, в которой также наблюдается anomalously высокое содержание Hf 17098 ppm). В остальных зернах циркона содержание Hf меняется в пределах от 9461 до 10899 ppm. Содержание Y варьирует в диапазоне от 446 до 1204 ppm, увеличиваясь в точке 15.1 до 2968 ppm.

Повышенное содержание LREE в цирконе второго типа не дает основание рассматривать как результат метамиктности циркона, полной или частичной. Все проанализированные зерна циркона из обеих проб, за исключением одной дискордантной точки 6.1 из обр. 820 (табл. 1), конкордантны либо субконкордантны (дискордантность не превышает 5–6%). Этот факт указывает на ненарушенность U-Pb системы в цирконе. Дополнительным независимым критерием нарушения U-Pb системы является содержание неформульного для циркона элемента Ca (Geisler, Schleicher, 2000). Содержание Ca в изученном цирконе положительно коррелируется с содержанием U (коэффициент корреляции $r = 0.78$), но демонстрирует, наряду с U, отсутствие какой-либо связи с количеством LREE ($r = -0.01$ и -0.05 соответственно). Среднее (медианное) содержание Ca сравнительно невысокое и составляет около 10 ppm (табл. 2), что наряду с приемлемыми значениями дискордантности для проанализированного циркона позволяет в целом рассматривать рассчитанные значения U-Pb возраста как отражающие реальные геологические события.

Магматическое происхождение циркона первого типа подчеркивается характерными спектрами распределения REE с отчетливыми Ce- и Eu-аномалиями и положением фигуративных то-

чек на диаграмме $(\text{Sm}/\text{La})_N$ – La (Hoskin, 2005) (рис. 3). В целом, состав циркона из кварцитов далдынской серии близок к составу циркона из кварцитов Джек Хиллс (Maas et al., 1992), отличаюсь от них более дифференцированным характером распределения LREE $(\text{Sm}/\text{La})_N$ на рис. 3).

Таким образом, в обр. 831-1 вероятным источником наиболее древнего циркона с возрастом около 3554 млн лет служили метаморфические породы. Преобладающий циркон с возрастом 3487 ± 11 млн лет имеет геохимические характеристики неизменного магматического циркона, наряду с которыми присутствуют зерна, обогащенные LREE, возможно при кристаллизации во флюидонасыщенных условиях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Установлено, что кварциты из далдынской серии Анабарского щита содержат детритовые цирконы с возрастом в интервале от 3.7 до 2.7 млрд лет. Единичные зерна наиболее древнего детритового циркона с возрастом 3.7 млрд лет свидетельствуют о существовании эоархейских пород на территории Анабарского щита. Время начала формирования эоархейской коры подтверждается данными модельного возраста протолита ($T_{\text{Nd}}(\text{DM})_2$ 3.69–3.71 млрд лет). В кварцитах отчетливо наблюдается преобладание детритового циркона с возрастом около 3.5 млрд лет. Среди циркона этого возраста присутствуют зерна неизменного магматического типа, а также обогащенные LREE, что указывает на кристаллизацию циркона во флюидонасыщенных обстановках. Единичные зерна циркона метаморфического генезиса с возрастом около 3554 млн лет свидетельствуют о палеоархейских метаморфических событиях, предшествующих формированию материала осадочных пород, представленных в настоящее время кварцитами.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (грант 18-35-00229/18 мол а). Изучение геохимии циркона является вкладом в выполнение темы НИР ИГГД РАН (№ 0153-2019-0002).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гусев Н.И., Пушкин М.Г., Круглова А.А., Сергеева Л.Ю., Богомолов В.П., Строев Т.С., Молчанов А.В., Граханов С.А., Матюшков А.Д., Назаров Д.В., Морева Н.В., Николаева Л.С. (2016) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Лист R-49 – Оленек. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 448 с.
- Интерпретация геохимических данных (2001) Складов и др.; Под ред. Складова Е.В. М.: Интернет Инжиниринг, 288 с.
- Лутц Б.Г. (1964) *Петрология гранулитовой фаши Анабарского массива*. М.: Наука, 124 с.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М. (1993) *Геохимия гранулитов канского и жарыжалгайского комплексов комплексов*. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 219 с.
- Розен О.М., Андреев В.П., Белов А.Н., Бибикина Е.В., Злобин В.Л., Ляпунов С.М., Милановский С.Ю., Ножкин А.Д., Рачков В.С., Сонюшкин В.Е., Суханов М.К., Шахотько Л.И. (1988) *Архей Анабарского щита и проблемы эволюции Земли*. М.: Наука, 253 с.
- Федотова А.А., Бибикина Е.В., Симакин С.Г. (2008) Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях. *Геохимия* (9), 980-997.
- Fedotova A.A., Bibikova E.V., Simakin S.G. (2008) Ion-microprobe zircon geochemistry as an indicator of mineral genesis during geochronological studies. *Geochem. Int.* **46** (9), 912.
- Basu A., Blanchard D., Brannon J. (1982) Rare earth elements in the sedimentary cycle: a pilot study of the first leg. *Sedimentology* **29** (5), 737-742.
- Geisler T., Schlicher H. (2000) Improved U-Th–total Pb dating of zircons by electron microprobe using a simple new background modeling procedure and Ca as a chemical criterion of fluid-induced U–Th–Pb discordance in zircon. *Chem. Geol.* **163** (1–4), 269-285.
- Cullers R.L., Basu A., Suttner L. (1988) Geochemical signature of provenance in sand-size material and stream sediments near the Tobacco Root batholith, Montana, USA. *Chem. Geol.* **70** (4), 335-348.
- Hinton R.W., Upton B.G.J. (1991) The chemistry of zircon: Variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths. *Geochim. Cosmochim. Acta* **55** (11), 3287-3302.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Rev. Miner. Geochem.* **53** (1), 27-62.
- Ludwig K.R. (1999) Using Isoplot/Ex, Version 2.01: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*. 1a. 47 p.
- Maas R., Kinny P.D., Williams I.S., Froude D.O., Compton W. (1992) The Earth's oldest known crust: a geochronological and geochemical study of 3900–4200 Ma old detrital zircons from Mt. Narryer and Jack Hills, Western Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta* **56** (3), 1281-1300.
- McDonough W.F., Sun S.-s. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.* **120** (3–4), 223-253.
- Nance W., Taylor S.R. (1976) Rare earth element patterns and crustal evolution I: Australian post-Archean sedimentary rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* **40** (12), 1539-1551.
- Ushikubo T., Kita N.T., Cavosie A.J., Wilde S. A., Rudnick R.L., Valley J.W. (2008) Lithium in Jack Hills zircons: Evidence for extensive weathering of Earth's earliest crust. *Earth. Planet. Sci. Lett.* **272** (3–4), 666-676.
- Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. (2006) Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Miner. Petrol.* **151** (4), 413-433.
- Wilde S.A., Valley J.W., Peck W.H., Graham C.M. (2001) Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and ocean on the Earth 4.4 Gyr ago. *Nature* **409** (6817), 175-178.
- Williams I.S. (1998) *U–Th–Pb geochronology by ion microprobe*. Eds. McKibben M.A., Shanks W.C. III, Ridley W.I. *Rev. Econ. Geol.* **7**, 1-35.