
МИНЕРАЛЫ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ

РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА АРХЕЙСКОГО ВОЗРАСТА ИЗ ЯТУЛИЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ФЕННОСКАНДИИ

© 2020 г. д. члены В. Ф. Смолькин^{1, *}, С. Г. Скублов^{2, 3, **}, В. Р. Ветрин^{4, 5, ***}

¹Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН,
Моховая ул., 11, стр. 11, Москва, 125009 Россия

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

³Санкт-Петербургский горный университет, 21 линия, 2, Санкт-Петербург, 199106 Россия

⁴Геологический институт, Кольский научный центр РАН,
ул. Ферсмана, 14, Апатиты, Мурманская обл., 184209 Россия

⁵Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов,
ул. Версаева, 15, Москва, 121357 Россия

*e-mail: v.smolkin@sgm.ru

**e-mail: skublov@yandex.ru

***e-mail: vetrin.val@gmail.com

Поступила в редакцию 24.06.2020 г.

После доработки 22.07.2020 г.

Принята к публикации 07.10.2020 г.

Ранее в ятулийских терригенных породах восточной части Фенноскандинавского щита (Карельский и Кольский регионы) был обнаружен детритовый циркон с возрастом 3.65–3.87 млрд лет (Кожевников и др., 2010; Смолькин и др., 2011, 2019). В нижележащих сумий-сариолийских комплексах и в архейском фундаменте породы аналогичного возраста неизвестны. С целью установления области сноса и состава источников впервые был изучен геохимический состав (редкоземельные и редкие элементы) детритового циркона из ятулийских красноцветных гравелитов лучлом-польской свиты Печенгской структуры, кварцитов Воломской синклинали и цементно конгломератов западной части Онежской мульды, расположенных на значительном удалении друг от друга. Возраст зерен детритового циркона колеблется преимущественно от 2.70 до 3.23 млрд лет. Установлено, что преобладающая их часть представлена магматическим типом. Зерна и внешние оболочки зональных зерен с наименьшим возрастом (2.70–2.72 млрд лет) отнесены к метаморфическому типу. Присутствует также “пористый” циркон, испытавший флюидное воздействие. Основными источниками для циркона магматического типа были тоналитовые и трондьемитовые гнейсы, кислые гранулиты, широко развитые в окружении изученных структур и обнаруженные в нижней части Кольской сверхглубокой скважины, а также гнейсы и амфиболиты Водлозерского блока. Источником детритового циркона с возрастом 3.65–3.87 млрд лет были трондьемитовые гнейсы Сиуруа, залегающие в Северной Финляндии. Их размыв и перенос циркона происходил в период 2.2–2.1 млрд лет, вдоль западной окраины бассейна Свекофеннского – Пре-Лабрадорского палеоокеана, который существовал на начальном этапе формирования суперконтинента Колумбия.

Ключевые слова: Кольский регион, Карельский регион, палеопротерозой, ятулий, эо-архей, Печенгская структура, Воломская синклиналь, Онежская мульда, детритовый циркон, геохронология, редкие и редкоземельные элементы

DOI: 10.31857/S086960552006012X

Циркон является одним из наиболее универсальных минералов-геохронометров, так как высокая прочность и химическая устойчивость его в широком диапазоне $P-T$ условий обуславливает его сохранность в магматических и терригенных породах. С развитием локальных методов изотопных исследований циркона появилась возможность не только определить возраст кристаллизации и метаморфических преобразований детритового циркона, но и диагностировать первичные источники, содержащие циркон. Особая роль детритового циркона выявилась при реконструкции наиболее раннего (гадейского) этапа формирования континентальной коры.

Пионерами изучения детритового циркона методами локального анализа в породах раннего докембрия в пределах Кольского и Карельского регионов стали Т.А. Мыскова (ИГГД РАН) и В.Н. Кожевников (ИГ КарНЦ РАН). Основной вклад ими был сделан в изучении терригенных пород архейского и протерозойского возраста, в том числе кольской серии (Мыскова и др., 2005, 2016), ятулийских кварцитов и конгломератов Карелии (Кожевников и др., 2010а). В цементе конгломератов были обнаружены зерна циркона с $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастом 3872 ± 39 млн лет. В разновозрастных породах Кольского региона, а именно в красноцветных гравелитах Печенгской структуры, также был найден циркон с $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастом 3698 ± 8 млн лет (Смолюкин и др., 2010, 2019), который существенно превышает возраст циркона в нижележащих кварцитах кувнеринийокской и базальных конгломератах телевинской свит. Магматические породы с подобным возрастом на территории рассматриваемых регионов не известны. Поэтому существует проблема поисков первичного источника древнего циркона.

Для решения этой проблемы авторы выполнили анализ редкоэлементного состава детритового циркона из терригенных пород ятулийского возраста Кольского и Карельского регионов, в которых ранее был обнаружен древний циркон с возрастом более 3.5 млрд лет (Кожевников и др., 2010а; Смолюкин и др., 2011). Основными объектами исследований являются красноцветные гравелиты лучломпольской свиты Печенгской структуры (проба П-21), кварциты Воломской синклинали (проба S-3976) и конгломераты Онежской мульды (проба 5883).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПРОБ, ВОЗРАСТ ЦИРКОНА

Печенгская структура, расположенная на северо-западе Кольского региона, является северо-западным фрагментом палеопротерозойского Печенгско-Варзугского пояса. Выполняющие ее метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы залегают на эродированной поверхности расслоенной интрузии габброноритов г. Генеральской. Интрузия прорывает породы архейского фундамента, в составе которого преобладают породы тоналит-трондьемит-гранодиоритового комплекса (ТТК), эндербиты и высокоглиноземистые гнейсы кольской серии. Возраст габброноритов г. Генеральской колеблется в пределах 2505–2496 млн лет (Amelin et al., 1995; Баянова и др., 1999), возраст андезибазальтов маярвинской свиты, залегающих на базальных конгломератах, перекрывающих габбронориты, равен 2340 ± 3 млн лет. Контакт базальных конгломератов и подстилающих пород архейского фундамента обнажен на поверхности и пересечен Кольской сверхглубокой скважиной (СГ-3) на глубине 6842 м (Кольская сверхглубокая, 1998).

Проба П-21 отобрана в западной части Печенгской структуры из красноцветных гравелитов лучломпольской свиты, залегающих на маломощной коре выветривания субщелочных вулканитов наземной фации (2.21 млрд лет) и перекрытых доломитами, содержащими включения биогерм строматолитов (Смолюкин и др., 1996).

Циркон из пробы П-21 представлен хорошо окатанными, прозрачными и полупрозрачными зернами со штриховкой, размером в пределах 50–140 мкм. Зерна имеют хорошо выраженные признаки осцилляционной магматической и, реже, секторальной зональности. Ранее циркон был изучен методом LA-ICP-MS (ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) по методике (Williams, 1998). Для всей совокупности циркона

(61 зерно) был определен конкордантный возраст (Смолькин и др., 2019). Основная их часть имеет $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст в интервале 2.70–2.82 млрд лет, меньшая часть – в интервале 2.84–3.70 млрд лет. Наиболее четко на гистограмме распределения возраста выражены два максимума со значениями 2.72 и 2.78 млрд лет, менее выражены максимумы – 2.85 и 2.97 млрд лет. Наиболее древний возраст (3698 ± 8 млн лет) установлен для окатанного обломка крупного зерна с тонкой осцилляционной зональностью.

Проба S-3976 характеризует кварциты из восточной части Воломской синклинали, расположенной на северо-западе от Онежской мульды, в 150 км от места взятия пробы 5883. Кварциты входят в состав ятулийского надгоризонта, который залегает с угловым несогласием на андезизбазальтовых вулканитах сумия (2.5–2.4 млрд лет) и полимиктовых конгломератах сариолия (2.4–2.3 млрд лет), перекрывающих породы архейского фундамента (Геология Карелии, 1987).

Циркон из пробы S-3976 представлен окатанными зернами размером 150–350 мкм с коэффициентом удлинения, равным 1.1–3.3. Большая часть зерен имеет осцилляционную зональность. Изотопный анализ циркона выполнен методом LA-ICP-MS в Лазерхрон центре (Аризонский университет, г. Тусон, США) по методике (Gehrels et al., 2008). По данным В.Н. Кожевникова с соавторами (2010а) основная часть циркона (42 зерна) имеет $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст, заключенный в интервале 2.70–3.00 млрд лет; меньшая часть (8 зерен) – 3.00–3.40 млрд лет. Наиболее четко на гистограмме распределения возраста выражен максимум 2.82 млрд лет, менее выражены два других максимума – 2.97 и 3.13 млрд лет. Два зерна с возрастом 2.61 и 2.65 млрд лет имеют низкое содержание U, что обусловлено его выносом в результате метаморфических преобразований. Возраст наиболее древних зерен равен 3650 ± 22 млн лет ($U = 123$, $\text{Th}/U = 0.67$) и 3837 ± 42 млн лет ($U = 116$, $\text{Th}/U = 0.48$).

Проба циркона 5883 характеризует кварц-полевошпатовый цемент мелкогалечных кварцевых конгломератов верхнего горизонта туломозерской свиты, залегающего в западном борту Онежской мульды. По данным В.Н. Кожевникова с соавторами (2010а) основная часть циркона (19 зерен) имеет $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст 2.70–3.05 млрд лет, меньшая часть (8 зерен) – 3.05–3.30 млрд лет. Наиболее четко выражен максимум 2.91 млрд лет, менее выражены три других максимума со значениями 2.75, 2.88 и 3.23 млрд лет. Наиболее древний возраст – 3872 ± 39 млн лет ($U = 9$, $\text{Th}/U = 0.59$), установлен для ядра зонального зерна; возраст его метаморфической оболочки равен 2715 ± 46 млн лет.

Циркон с возрастом 2.61–2.65 млн лет (проба 3976) и 2.70–2.75 млн лет (проба 5883) с учетом низкого содержания U и Th/U отношения, а также повышенной дискордантности, отнесен нами к метаморфическому типу.

Характерной особенностью циркона из рассматриваемых трех проб, отобранных на значительном удалении друг от друга, является отсутствие циркона с возрастом моложе 2.70 млрд лет, сближенность возрастных пиков – 2.82–2.88, 2.91–2.97, 3.13–3.23 млрд лет и наличие древнего циркона с возрастом в интервале 3.65–3.87 млрд лет.

МЕТОДИКА

Для решения поставленной цели – определения первичных источников сноса детритового циркона архейского возраста в ятулийских породах – авторами был выполнен анализ содержаний редкоземельных и редких элементов в цирконе из проб П-21 (20 точек), S-3976 (29 точек) и 5883 (12 точек). Определение содержания в цирконе элементов-примесей выполнено на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН, г. Ярославль) в тех же участках, что и локальный U-Pb изотопный анализ, по стандартной методике (Федотова и др., 2008). Размер кратера не превышал в диаметре 20 мкм; относительная ошибка измерений для большинства элементов составляла 10–15%; порог обнаружения элементов в среднем равен 10 ppb. Температура кристаллиза-

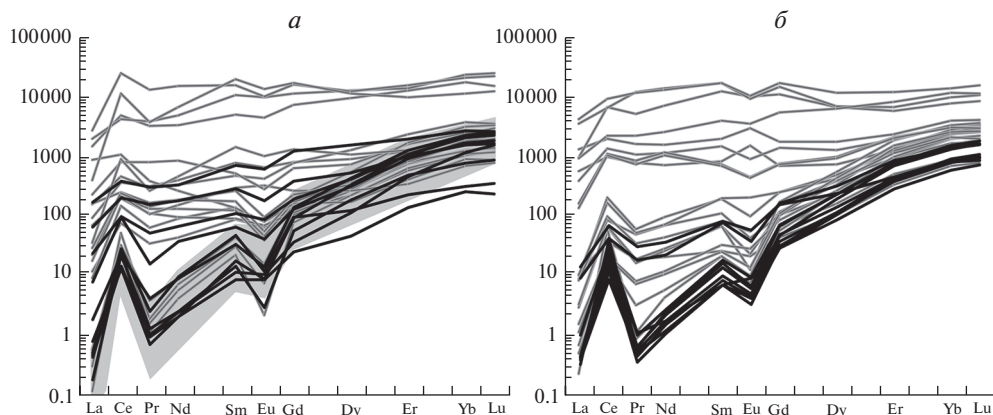


Рис. 1. Спектры распределения REE, нормированные к хондриту CI, в детритовом цирконе из гравелитов Печенги (проба П-21), ятулийских кварцитов (проба S-3976) и цемента конгломератов (проба 5883) Карелии. *a* – циркон с $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастом моложе 3 млрд лет, *б* – древнее 3 млрд лет. Черным цветом показаны спектры для циркона пробы П-21, темно-серым цветом – для циркона из проб S-3976 и 5883. Поле серого цвета – мезоархейские тоналитовые гнейсы основания разреза СГ-3 по (Ветрин и др., 2016).

Fig. 1. REE distribution spectra normalized to CI chondrite in detrital zircon from Pechenga gravelites (sample P-21), Jatulian quartzites (sample S-3976) and cement conglomerates (sample 5883) from Karelian. *a* – zircon with a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age younger than 3 Ga, *b* – older than 3 Ga. Black color shows the spectra for the P-21 zircon sample, dark gray color – for samples S-3976 and 5883. Grey field – Mesoarchean tonalite gneiss of the base of the SG-3 after (Vetrin et al., 2016).

ции циркона рассчитана с помощью Ti-в-цирконе геотермометра (Watson et al., 2006). Нормирование спектров распределения REE в цирконе выполнялось относительно хондрита CI (McDonough, Sun, 1995).

РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ЦИРКОНА

Содержание редкоземельных и редких элементов в цирконе трех изученных проб приведены в табл. 1 и 2, нормированные спектры распределения REE в цирконе – на рис. 1.

Спектры распределения REE в цирконе из пробы П-21 с возрастом моложе 3.0 млрд лет (табл. 1, 2683–2971 млн лет) можно разделить на две примерно равные по количеству подгруппы. Для первой из них установлены дифференцированные спектры распределения с ростом от легких к тяжелым REE (Lu_N/La_N отношение в среднем составляет 1909) и четко выраженными Ce-положительной и Eu-отрицательной аномалиями (рис. 1, *a*). Такие спектры являются характерными для циркона магматического генезиса (Балашов, Скублов, 2011). Циркон из второй подгруппы характеризуется повышенным содержанием легких REE и редуцированными Ce- и Eu-аномалиями. Для отдельных зерен циркона из этой подгруппы установлено пологое распределение тяжелых REE (Lu_N/Gd_N отношение уменьшается с 19.4 до 3.4, табл. 1). Отмеченные особенности, включая пониженную для ряда точек величину Th/U отношения, свойственны для циркона, образованного в результате воздействия флюидов (Noskin, 2005), и в случае с пологим распределением тяжелых REE – для циркона метаморфического генезиса (Балашов, Скублов, 2011). Значительная часть циркона из ятулийских терригенных пород Карелии отличается повышенным содержанием REE и вышележающим характером спектров их распределения (табл. 2, рис. 1, *a*).

Таблица 1. Содержание редких элементов (ppm) в цирконе из пробы П-21
Table 1. Contents of trace elements (ppm) in zircon from sample P-21

207Pb/206Pb возраст, ±, млн лет	Возраст моложе 3000 млн лет										Возраст древнее 3000 млн лет									
	2683	2701	2709	2718	2729	2777	2790	2854	2878	2971	3009	3037	3051	3099	3128	3135	3219	3339	3628	3698
Номер точки	8	2	6	9	5	5	7	5	8	5	31	10	60	4	19	50	58	22	43	20
La	16.7	44.2	0.12	20.1	0.13	6.11	0.05	0.21	0.11	0.47	0.09	3.36	0.08	0.09	0.24	0.10	0.11	2.16	0.10	0.10
Ce	137	260	18.6	63.5	14.6	66.2	15.2	8.92	9.77	14.7	14.2	43.7	24.7	5.30	17.9	17.8	12.0	26.1	9.38	7.26
Pr	15.8	30.8	0.26	160	0.13	5.24	0.09	0.07	0.41	0.06	0.06	2.87	0.05	0.05	0.10	0.09	0.04	1.73	0.03	0.06
Nd	90.3	164	4.83	18.6	1.27	33.3	1.02	1.02	1.24	4.49	1.10	17.04	0.81	0.55	0.81	1.24	0.69	10.2	0.49	1.00
Sm	45.7	113	7.57	10.4	2.33	17.7	1.38	2.87	1.83	5.46	2.43	12.59	1.49	1.06	1.06	2.76	1.25	11.6	1.05	2.07
Eu	11.0	37.0	0.72	249	0.2	5.42	0.53	0.54	0.64	0.87	0.37	3.35	0.28	0.52	0.19	0.54	0.25	2.17	0.23	0.34
Gd	82.7	268	20.9	28.5	12.3	41.1	5.41	19.8	7.89	29.9	13.8	32.1	7.52	5.88	6.38	14.6	9.66	33.4	5.83	10.0
Dy	142	411	33.5	82.8	50.4	113	12.4	88.3	30.3	114	58.1	60.1	29.0	27.0	28.1	58.8	49.5	80.2	21.8	35.8
Er	174	340	39.6	162	84.8	183	24.1	192	79.4	221	126	75.0	72.5	65.6	63.6	129	114	141	46.7	73.2
Yb	274	463	55.3	295	135	360	44.9	357	205	392	231	141	136	150	130	253	222	225	96.5	133
Lu	44.2	69.3	9.48	48.9	22.9	64.6	6.24	59.8	41.4	67.0	41.5	25.4	24.4	27.6	24.0	45.9	40.9	40.6	18.5	21.8
Li	119	67.3	43.5	69.3	7.25	110	45.4	88.1	52.8	15.0	21.0	74.7	36.0	30.6	46.9	47.7	40.9	24.6	36.2	14.8
P	101	377	269	187	143	121	11.0	353	128	204	172	134	178	134	96.4	303	154	190	109	150
Ca	184	370	54.7	438	995	105	21.1	28.8	22.8	90.6	16.4	87.6	13.5	22.1	60.7	12.7	16.8	51.9	12.3	13.1
Ti	97.9	153	22.6	27.1	3.11	57.7	9.91	1.89	9.48	8.34	11.6	34.2	14.4	5.25	12.7	12.5	7.33	23.0	3.37	21.3
Sr	5.86	13.0	0.69	530	0.65	2.97	0.43	1.23	0.56	0.64	0.66	2.49	0.40	0.53	0.16	0.43	0.51	1.07	0.45	0.32
Y	1103	2464	275	834	561	1124	137	1037	406	1273	690	494	361	339	423	728	633	816	252	400
Nb	13.4	24.3	6.21	14.1	3.75	7.23	17.9	20.3	17.4	9.17	9.40	21.8	5.44	47.6	20.3	7.17	8.56	6.41	6.70	11.4
Ba	114	311	2.11	64.0	2.95	61.2	0.93	2.59	2.80	1.31	1.33	37.4	1.18	3.06	2.50	1.80	2.20	17.9	0.57	1.85
Hf	12410	8813	13038	11092	12775	13829	4680	11844	9226	11645	11936	10797	11319	10278	12860	11013	12965	11735	13322	10728
Th	345	1661	156	160	72.7	450	304	89.9	51.5	115	34.6	193	57.1	21.9	50.5	60.1	40.4	169	44.7	12.8
U	505	408	215	237	228	379	105	429	164	212	66.6	232	112	97.6	120	122	130	64.9	220	52.7
Th/U	0.68	4.08	0.73	0.67	0.32	1.19	2.90	0.21	0.31	0.54	0.52	0.83	0.51	0.22	0.42	0.49	0.31	2.61	0.20	0.24
Eu/Eu*	0.55	0.65	0.18	0.44	0.10	0.61	0.59	0.22	0.52	0.21	0.20	0.51	0.26	0.63	0.22	0.26	0.22	0.34	0.29	0.23
Ce/Ce*	2.04	1.70	25.3	857	26.8	2.83	55.4	17.7	21.8	8.07	46.3	3.40	95.6	19.2	27.9	44.9	43.9	3.26	39.6	22.6
ΣREE	1034	2200	191	715	324	895	111	731	377	851	489	417	297	284	273	524	451	575	201	284
ΣLREE	260	499	23.8	85.7	16.1	111	16.4	10.2	11.2	20.1	15.4	66.9	25.7	5.99	19.1	19.2	12.8	40.2	10.0	8.43
ΣHREE	717	1551	159	617	305	761	93.1	717	364	824	471	334	270	276	253	501	436	521	189	274
Lu _N /La _N	25.4	15.1	753	234	1680	102	1295	2795	3556	1374	4369	72.7	3060	2857	969	4466	3689	181	1767	2103
Lu _N /Gd _N	4.32	2.09	368	13.9	15.1	12.73	9.33	24.4	42.4	18.1	24.3	6.40	26.2	37.9	30.5	25.5	34.3	9.83	25.7	17.8
Sm _N /La _N	4.37	4.09	100	831	28.4	4.65	47.4	22.3	26.2	18.6	42.6	6.00	31.1	18.3	7.09	44.7	18.7	8.61	16.7	33.2
T(Ti), °C	994	1059	820	839	649	925	742	615	738	727	756	865	776	689	764	763	716	822	655	814

Table 2. (Contd.)

207Pb/206Pb возраст, ±, млн лет	S-3976										5883									
	возраст древнее 3000 млн лет					возраст древнее 3000 млн лет					возраст моложе 3000 млн лет					возраст древнее 3000 млн лет				
	3140	3160	3160	3160	3281	2706	2715	2715	2725	2819	2846	2941	3223	3225	3231	3245	3299			
Номер точки	35	61	61	58-2	27	22	38	40	39	16	45	21	23	36	28	39	68			
La	867	269	231	1444	108	2.30	0.12	0.08	0.03	5.70	0.15	7.43	2.24	0.06	0.75	2.12	0.84			
Ce	4215	24.3	1444		108	97.2	20.5	34.1	18.7	137	21.5	156	132	39.5	43.1	55.8	44.4			
Pr	1152	1.85	215		5.14	6.34	0.16	0.19	0.11	12.8	0.37	14.1	46.6	0.11	1.60	4.81	1.84			
Nd	6689	9.9	1235		34.6	43.3	2.76	3.55	2.04	64.4	4.22	89.5	30.5	2.09	12.6	33.7	13.6			
Sm	2660	4.13	618		31.1	21.8	4.90	5.33	3.49	19.7	6.93	41.7	30.5	3.36	10.8	17.3	10.7			
Eu	547	1.25	206		12.1	2.80	0.45	0.90	0.13	2.31	0.94	5.73	5.85	0.54	1.38	2.54	0.76			
Gd	3095	9.23	1135		53.3	36.2	21.6	22.2	16.5	30.8	30.6	48.8	53.0	13.7	24.5	21.9	35.8			
Dy	1767	27.1	1618		110	102	70.5	72.4	57.6	73.7	91.4	86.9	126	42.4	87.6	60.9	142			
Er	1124	56.7	1379		156	196	126	134	108	147	171	139	207	84.0	227	120	313			
Yb	1668	117	1958		281	397	213	211	187	319	284	282	400	146	477	270	560			
Lu	275	20.0	291		44.1	66.9	35.1	36.4	30.1	50.8	45.0	51.0	66.5	23.0	82.8	48.6	87.5			
Li	5.88	46.3	28.6		34.9	52.5	17.9	9.11	24.8	147	16.9	84.8	93.2	39.5	75.7	67.8	73.6			
Ca	3278	47.6	3295		43.3	39.4	9.16	24.1	3.29	78.7	6.09	88.8	43.6	12.7	88.0	44.0	24.5			
Ti	182	3.85	996		14.7	10.1	25.9	38.5	14.7	21.3	31.7	14.9	24.3	21.6	8.16	9.7	13.8			
Sr	40.6	3.49	19.2		1.56	1.58	0.79	1.01	0.75	4.43	0.81	0.80	2.04	0.86	3.70	0.96	1.61			
Y	13916	347	11961		1012	1236	828	840	681	946	1092	934	1418	538	1289	779	1934			
Nb	70.2	3.08	21.5		20.3	25.9	12.2	10.3	7.34	37.5	6.28	32.6	2.80	9.86	11.3	22.9	14.2			
Ba	102	6.71	111		14.8	3.10	1.07	1.03	0.95	5.58	1.67	7.17	6.57	1.47	22.1	3.67	3.21			
Hf	8065	9198	11578		5949	7823	7328	7132	7844	8180	7385	7293	6077	6886	7830	8242	8610			
Th	689	39.4	486		45.9	158	36.4	22.0	41.0	221	51.9	349	211	64.5	62.1	101	168			
U	1338	214	1725		142	147	53.0	20.9	71.5	550	73.1	242	304	87.8	212	195	194			
Th/U	0.51	0.18	0.28		0.32	1.07	0.69	1.05	0.57	0.40	0.71	1.44	0.69	0.73	0.29	0.52	0.87			
Eu/Eu*	0.58	0.62	0.75		0.91	0.30	0.13	0.25	0.05	0.29	0.20	0.39	0.44	0.24	0.26	0.40	0.12			
Ce/Ce*	1.02	2.64	1.57		7.15	6.16	36.8	68.7	78.7	3.89	22.1	3.67	8.75	120	9.53	4.23	8.66			
ΣREE	24060	274	10329		838	972	496	520	424	863	656	921	1076	355	968	638	1210			
ΣLREE	12923	38.7	3124		151	149	23.5	37.9	20.8	220	26.2	267	187	41.8	58.1	96.4	60.7			
ΣHREE	7930	230	6381		644	798	467	476	399	621	622	607	853	309	898	521	1138			
Lu _N /La _N	3.06	71.8	12.2		163	280	2913	4573	9808	85.9	2941	66.1	286	3799	1062	221	1005			
Lu _N /Gd _N	0.72	17.6	2.08		6.70	15.0	13.1	13.2	14.7	13.3	11.9	8.45	10.2	13.5	27.3	17.9	19.8			
Sm _N /La _N	4.91	2.46	4.29		19.1	15.2	67.5	111	189	5.54	75.2	8.99	21.8	92.5	22.9	13.1	20.5			
T(Ti), °C	1085	665	1419		778	744	835	878	778	814	856	779	828	816	725	740	772			

Циркон из пробы П-21 с возрастом древнее 3.0 млрд лет характеризуется, за небольшим исключением, близостью спектров распределения REE (рис. 1, б), отличающихся высокой степенью дифференцированности (Lu_N/La_N отношение в среднем составляет 2910, табл. 1). Циркон из ятулийских терригенных пород Карелии аналогичного диапазона возраста систематически отличается от циркона из пробы П-21 как повышенным уровнем всех REE, так и “плоским” спектром их распределения с исчезновением отрицательной Eu-аномалии и даже инверсией знака Eu-аномалии на положительный.

Анализ распределения REE в выделенных по значению $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраста двух группах циркона из пробы П-21 свидетельствует о том, что более древний циркон отличается от циркона моложе 3 млрд лет пониженным содержанием примесных элементов: Li (37 и 62 ppm соответственно), Ca (31 и 132 ppm), Ti (39 и 15 ppm), Sr и Ba, а также значительно меньшим содержанием Th (в среднем 68 и 340 ppm соответственно), U (121 и 288 ppm) и Y (513 и 921 ppm) (табл. 1). Температура кристаллизации циркона, определенная по Ti-в-цирконе геотермометру (Watson et al., 2006), несущественно отличается для сравниваемых групп из пробы П-21 и составляет в среднем около 810 и 760 °C соответственно для циркона моложе и древнее 3 млрд лет (табл. 1). Эти значения температуры могут отвечать температуре кристаллизации как магматических пород (например, гранитоидов), так и высокоградиентному метаморфизму. Такие же значения были получены для циркона из пробы 5883 (в среднем около 810 и 775 °C соответственно, табл. 2). Рассчитанные температуры для циркона из пробы S-3976 заметно выше – в среднем около 970 °C, однако их нельзя расценивать как отражающие термальный режим кристаллизации циркона, поскольку повышенное содержание ряда несовместимых элементов (например, Ca – в среднем около 1400 ppm) указывает на интенсивное флюидное воздействие, привносящее в циркон в том числе и титан.

Несмотря на определенные различия в составе, в том числе и по REE, на дискриминационной диаграмме La – Sm_N/La_N , отражающей соотношение легких REE (рис. 2), подавляющая часть фигуративных точек циркона из обеих возрастных групп пробы П-21 попадает в поле неизмененного магматического циркона. Меньшее количество точек относится к области составов “пористого” циркона, испытавшего флюидное воздействие. Циркон из ятулийских терригенных пород Карелии характеризуется широкой вариацией состава – часть точек относится к полю неизмененного магматического циркона, другая часть, преимущественно с возрастом менее 3.0 млрд лет, попадает в поле “пористого” циркона и даже в область “гидротермального” циркона. Одним из критериев флюидного воздействия является повышенное содержание Ca, которое установлено для небольшой части циркона из обоих регионов с возрастом моложе 3 млрд лет.

На дискриминационной диаграмме Y – U/Yb (рис. 3) фигуративные точки циркона из гравелитов Печенги (проба П-21) располагаются в континентальном поле и, более того, в области континентальных гранитоидов. Точки для циркона с возрастом древнее 3.0 млрд лет, по сравнению с цирконом моложе 3.0 млрд лет, смещены в левую нижнюю часть этого поля за счет более умеренного содержания Y и U (табл. 1). Положение на данной диаграмме точек циркона из гравелитов Печенги приближено к составам циркона из ТТГ провинции Сьюпериор архейского возраста и детритового циркона гадейского возраста из кварцитов Джек Хиллз (Австралия). Наблюдается определенное сходство по составу с цирконом архейского возраста из санукитоидов провинции Сьюпериор (рис. 3), однако для последних установлено пониженное содержание тяжелых REE, и как следствие – повышенное U/Yb отношение (Bouvier, 2012).

На дискриминационных диаграммах Y–U, Y–Yb/Sm и Hf–Y (Ветрин и др., 2016) точки состава циркона двух групп образуют либо единое поле (на диаграммах Y–U, Hf–Y), либо частично перекрываются (на диаграмме Y–Yb/Sm). На этих же диаграммах циркон из пробы П-21 попадает в поля гранодиоритов, тоналитов и базитов, а

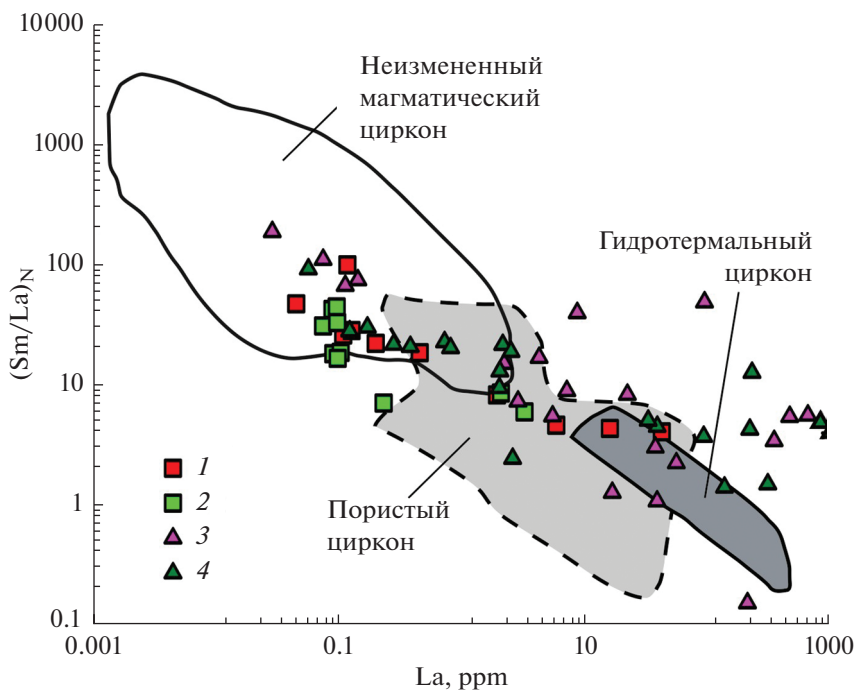


Рис. 2. Соотношение La – Sm_N/La_N в цирконе. 1 и 2 – циркон из пробы П-21 моложе 3.0 (1) и древнее 3.0 (2) млрд лет; 3 и 4 – циркон из проб S-3976 и 5883 моложе 3.0 (3) и древнее 3.0 (4) млрд лет. Поля составов циркона различного типа показаны по (Hoskin, 2005; Bouvier et al., 2009; Grimes et al., 2009).

Fig. 2. La – Sm_N/La_N ratio in zircon. 1 and 2 – zircon from samples P-21 younger than 3.0 (1) and older than 3.0 (2) Ga; 3 and 4 – zircon from samples S-3976 and 5883 younger than 3.0 (3) and older than 3.0 (4) Ga. Fields of various types of zircon compositions are shown after (Hoskin, 2005; Bouvier et al., 2009; Grimes et al., 2009).

также наблюдается значительное перекрытие полей циркона как обеих групп, так и тоналитовых гнейсов из нижней части разреза СГ-3 (на диаграммах Y–U, Hf–Y).

РЕКОНСТРУКЦИЯ ИСТОЧНИКОВ ЦИРКОНА

Для реконструкции источников изученного циркона применен график соотношения возраста и Th/U отношения отдельно для циркона из красноцветных гравелитов и гнейсов кольской серии и для циркона из различных областей Фенноскандии. Состав циркона из красноцветных гравелитов и гнейсов кольской серии в значительной степени перекрывается как по возрасту, так и по вариации Th/U отношения (рис. 4). Наибольшие вариации наблюдаются для интервала возраста 2.70–2.80 млрд лет, что отражает как несколько источников циркона, так и процесс их метаморфического преобразования.

По данным Т.А. Мысковой с соавторами (2016), протолит гнейсов кольской серии отвечает комплексу магматитов кислого состава с ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возрастом циркона около 2.91 млрд лет. Возраст гранулитового и амфиболитового метаморфизма колеблется в пределах от 2707 до 2636 млн лет. Три зерна циркона с возрастом около 3461 млн лет были отнесены к ксеногенным. Ранее сообщалось о находке ксеногенного циркона с возрастом 3548 ± 12 и 3592 ± 15 млн лет (Мыскова и др., 2005). В кольских гнейсах

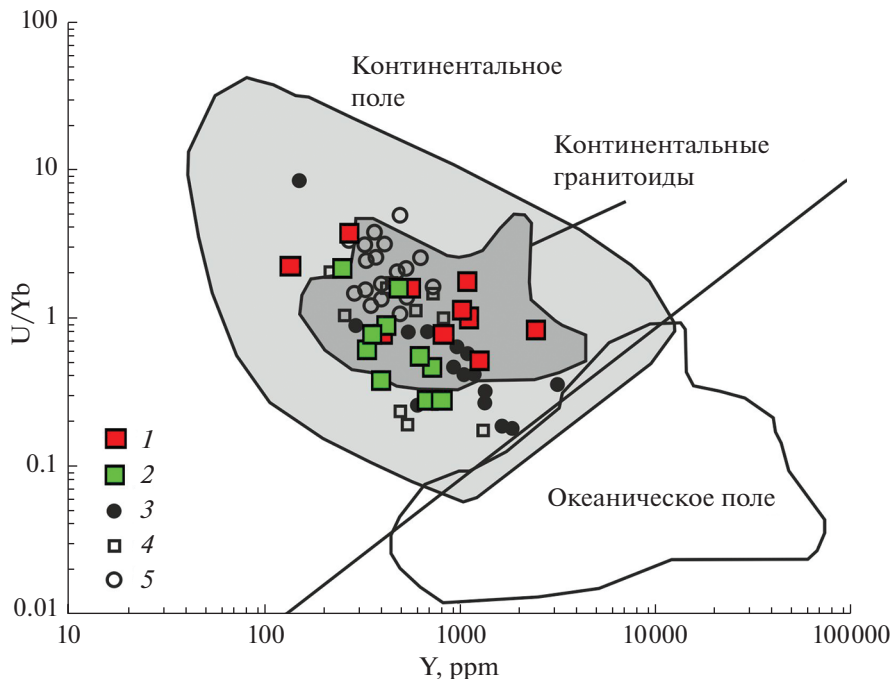


Рис. 3. $Y - U/Yb$ отношение в цирконе. 1 и 2 – циркон из пробы П-21 моложе 3.0 (1) и древнее 3.0 (2) млрд лет; 3 – циркон из кварцитов Джек Хиллз, Австралия (древнее 3.9 млрд лет); 4–5 – комплекс ТТГ (4) и санукитоиды (5) провинции Сьюперииор, Канада. Поля составов циркона по (Mutanen, Huhma, 2003; Grimes et al., 2015).

Fig. 3. $Y - U/Yb$ ratio in zircon. 1 and 2 – zircon from the P-21 sample younger than 3.0 (1) and older than 3.0 (2) Ga; 3 – zircon from the Jack Hills quartzite, Australia (older than 3.9 Ga); 4–5 – the TTG complex (4) and sanukitoids (5) of the Superior Province, Canada. Fields of zircon compositions after (Mutanen, Huhma, 2003; Grimes et al., 2015).

(вблизи г. Мурманск) был обнаружен более древний ксеногенный циркон с $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастом 3695 ± 5 млн лет (Вауанова et al., 2020).

С учетом того, что циркон в красноцветных гравелитах с возрастом до 3.0 млрд лет представлен преимущественно магматическим типом, гнейсы кольской серии с возрастом 2.71–2.64 млрд лет не могли быть основным источником циркона. Это же относится к ксеногенным цирконам в связи с их незначительным количеством в гнейсах. Необходимо также иметь в виду, что гнейсы кольской серии залегают в северном обрамлении Печенги, и в случае их размыва размывались бы также более молодые граниты типа Нейден Северной Норвегии с возрастом 2.48 млрд лет. Однако в красноцветных гранулитах, в отличие от базальных конгломератов телевинской свиты, циркон моложе 2.70 млрд лет полностью отсутствует. Из этого следует, что область сноса терригенного материала во время образования лучломпольской свиты не могла быть на севере, а, более вероятно, располагалась на юге относительно Печенгского бассейна.

Пронализируем более обширные данные по циркону из пород Северной Финляндии (Сиуруа, Тойоттаманселька, Исокумпу), северо-западного обрамления Печенги и вскрытых СГ-3, а также Карельского мегаблока (Онежская мульда, Волоцкая синклиналь, Маткалахтинский зеленокаменный пояс, Водлозерский блок), из Мурманского и Терского мегаблоков (рис. 5).

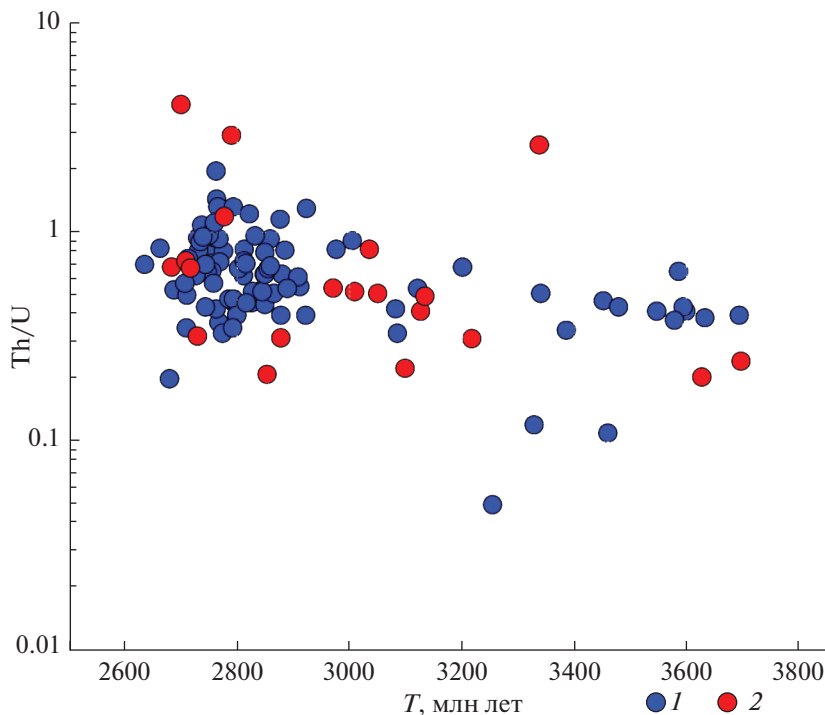


Рис. 4. Сравнение состава и возраста циркона из гнейсов кольской серии без метаморфических оболочек (1) и красноцветных гравелитов Печенги (2). 1 – по данным (Мыскова и др., 2005, 2010; Мыскова, Милькевич, 2016; Bayanova et al., 2020).

Fig. 4. Comparison of the composition and age of zircon from gneiss of the Kola series without metamorphic rims (1) and red-colored gravelites of Pechenga (2). 1 – according to (Myskova et al., 2005, 2010; Myskova, Milkevich, 2016; Bayanova et al., 2020).

Анализ приведенных данных позволяет сделать вывод о множестве источников циркона для терригенных пород ятулийского возраста. Источником циркона с возрастом 2.8–2.9 млрд лет могли выступать кислые гранулиты Исокумпу, тоналитовые гнейсы 8-й и 10-й толщ, вскрытых Кольской сверхглубокой скважиной СГ-3; с возрастом 3.0–3.1 млрд лет – тоналитовые гнейсы Тойоттаманселька; с возрастом 3.1–3.2 млрд лет – амфиболиты и, частично, гнейсы Водлозерского блока; с возрастом 3.3–3.7 млрд лет – трондьемитовые гнейсы Сиуруа.

Обратимся к данным палеорекострукции палеодинамической обстановки кратона Лавроскандия (Минц, 2016), в пределах которого отлагались ятулийские терригенные породы. В период 2.2–2.1 млрд лет на его территории существовал Свекофеннский – Пре-Лабрадорский палеоокеан (рис. 6). Можно предположить, что циркон поступал в изученные нами ятулийские терригенные отложения из источников архейского возраста (Исокумпу, Тойоттаманселька, Водлозеро и Сиуруа), которые залегали в северо-восточном обрамлении этого палеоокеана.

ВЫВОДЫ

Для установления первичных источников древнего архейского вещества в ятулийских терригенных породах восточной части Фенноскандинавского щита был выполнен анализ редкоэлементного состава детритового циркона, возраст которого колеблется от 2.70 до

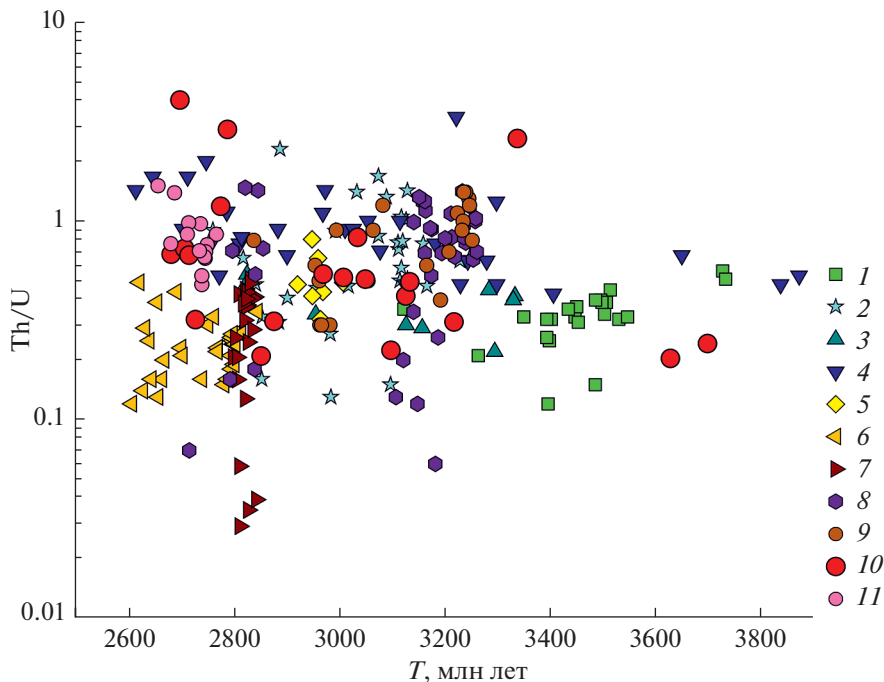


Рис. 5. Состав циркона из пород различных комплексов Фенноскандинавского щита. 1 – тронджемитовые гнейсы Сиуруа (Mutanen, Huhma, 2003); 2 – тоналитовые гнейсы Тойоттаманселька (Kröner, Compston, 1990); 3 – кварциты Маткалахтинского зеленокаменного пояса Карелии (Кожевников, Скублов, 2010б); 4 – конгломераты Онежской мульды (Кожевников и др., 2010а); 5 – кислые гранулиты Исокумпу (Mutanen, Huhma, 2003); 6 – ТТГ северо-западного архейского обрамления Печенги (Levchenkov et al., 1995), 7 – тоналитовые гнейсы СГ-3 (Ветрин и др., 2016); 8 – тоналитовые гнейсы и 9 – амфиболиты Водлозерского блока (Сергеев и др., 2007); 10 – красноцветные гравелиты Печенги (настоящая работа); 11 – неоархейские тоналиты Терского и Мурманского мегаблоков (Daly et al., 2001; Ветрин и др., 2013).

Fig. 5. The composition of zircon from rocks of various complexes of the Fennoscandian Shield. 1 – trondhjemite gneiss of Siurua (Mutanen, Huhma, 2003); 2 – tonalite gneiss of Tojottamanselka (Kröner, Compston, 1990); 3 – quartzite of Matkalahta Greenstone Belt of Karelian (Kozhevnikov, Skublov, 2010b); 4 – conglomerates of Onega mould (Kozhevnikov et al., 2010a); 5 – acidic granulite of Isokumpu (Mutanen, Huhma, 2003); 6 – TTG of northwest of the Archean framing of Pechenga (Levchenkov et al., 1995), 7 – tonalite gneiss of SG-3 (Vetrin, et al., 2016); 8 – tonalite gneiss and 9 – amphibolite of the Vodlozero block (Sergeev et al., 2007); 10 – red-colored gravelites of Pechenga (this study); 11 – Neoproterozoic tonalites of Tersk and Murmansk megablocks (Daly et al., 2001; Vetrin et al., 2013).

3.87 млрд лет. Выделяются следующие возрастные интервалы: 2.82–2.88, 2.91–2.97, 3.13–3.23 млрд лет; наиболее древние зерна имеют возраст 3.65–3.87 млрд лет.

Преобладающая часть зерен детритивного циркона представлена магматическим типом. Часть зерен и внешние оболочки зональных зерен с возрастом 2.70–2.72 млрд лет отнесены к метаморфическому типу, что согласуется с возрастом амфиболитового и гранулитового метаморфизма в породах фундамента (Мыскова и др., 2016). Присутствует также “пористый” циркон, испытавший флюидное воздействие. Основными источниками для циркона магматического типа были тоналитовые и тронджемитовые гнейсы, кислые гранулиты, залегающие в обрамлении и фундаменте изученных структур, а также гнейсы и амфиболиты Водлозерского блока.

Циркон был изучен из достаточно удаленных друг от друга районов, которые располагались, судя по геодинамическим реконструкциям, в пределах северо-восточного

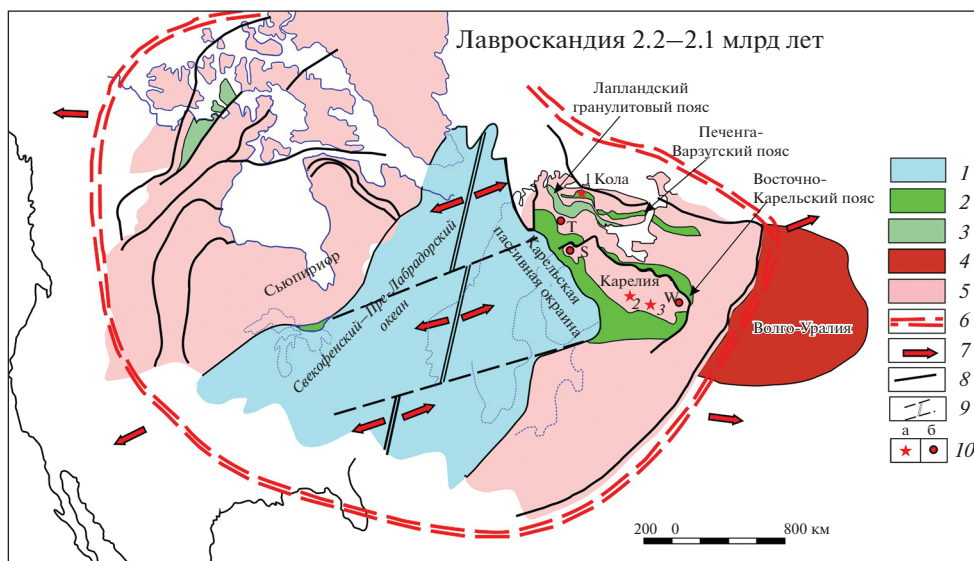


Рис. 6. Модель палеопротерозойской эволюции Лавро-Русского внутриконтинентального коллизийного орогена в период существования Свеккофеннского – Пре-Лабрадорского океана, 2.2–2.1 млрд лет по (Минц, 2018, с упрощениями). 1 – океан; 2 и 3 – палеопротерозойские осадочно-вулканогенные (2) и гранулитовые пояса (3); 4 и 5 – архейские гранулитогнейсы (4) и гранит-зеленокаменные ассоциации (5); 6 – предполагаемые границы влияния суперплюма; 7 – ориентировка растяжения; 8 – главные тектонические границы; 9 – направление раскрытия океана; 10 – местоположение проб (а): 1 – П-21, 2 – S-3976, 3 – 5883, районов (б): W – Водлозерский блок, S – Сиуруа, Т – Тойоттаманселька.

Fig. 6. Model of Paleoproterozoic evolution of the Lavo-Russian intracontinental collisional orogen during the existence of the Svecofennian–Pre-Labradoric ocean, 2.2–2.1 Ga (after (Mints, 2018) with simplifications). 1 – ocean; 2 and 3 – Paleoproterozoic sedimentary-volcanogenic (2) and granulite belts (3); 4 and 5 – Archean granulite-gneiss (4) and granite-greenstone associations (5); 6 – assumed boundaries of superplume influence; 7 – orientation of extension; 8 – main tectonic boundaries; 9 – direction of ocean opening, 10 – location of samples (a): 1 – P-21, 2 – S-3976, 3 – 5883, districts (b): W – Vodlozersky block, S – Siurua, T – Tojottamanselka.

обрамления Свеккофеннского – Пре-Лабрадорского палеоокеана, разделяющего в период 2.2–2.1 млрд лет кратоны Сьюпириор и Карельский. Наиболее вероятным источником детритового циркона с возрастом 3.65–3.87 млрд лет могли быть трондьемитовые гнейсы Сиуруа, залегающие в Северной Финляндии. Это предположение не исключает, что в будущем, возможно, будут обнаружены более близкорасположенные первичные источники сноса.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят С.Г. Симакина и Е.В. Потапова (ЯФ ФТИАН) за помощь в исследовании циркона и признательны В.Н. Кожевникову (ИГ КарНЦ РАН) за возможность исследовать циркон из ятулийских пород Карелии. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 17-05-00592), в рамках тем НИР ИГГД РАН (№ 0153-2019-0002) и ГИ КНЦ РАН (№ 0226-2019-0052).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балашов Ю.А., Скублов С.Г. Контрастность геохимии магматических и вторичных цирконов // Геохимия. **2011.** № 6. С. 622–633.
 Баянова Т.Б., Смолькин В.Ф., Левкович Н.В., Рюнгенен Г.И. U–Pb возраст пород расслоенной интрузии г. Генеральской, Кольский полуостров // Геохимия. **1999.** № 1. С. 3–13.

Ветрин В.Р., Белоусова Е.А., Чупин В.П. Редкие элементы и Lu–Hf систематика циркона из плагиогнейсов Кольской сверхглубокой скважины: вещество палеоархейской коры в мезоархейских метавулканитах // *Геохимия*. **2016**. № 1. С. 105–125.

Ветрин В.Р., Чупин В.П., Яковлев Ю.Н. Метаосадочные породы фундамента палеопротерозойской Печенгской структуры: источники терригенного материала, палеогеодинамические условия формирования // *Литосфера*. **2013**. № 5. С. 3–25.

Геология Карелии. Под ред. В.А. Соколова. Л.: Наука, **1987**. 231 с.

Кожевников В.Н., Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Медведев П.В., Сыстра Ю., Валенсия В. Хадей-архейские детритовые цирконы из ятулийских кварцитов и конгломератов Карельского кратона // *Докл РАН*. **2010а**. Т. 431. № 1. С. 85–90.

Кожевников В.Н., Скублов С.Г. Детритовые цирконы из архейских кварцитов маткалахтинского зеленокаменного пояса, Карельский кратон: гидротермальные изменения, минеральные включения, изотопные возрасты // *Докл. РАН*. **2010б**. Т. 430. № 5. С. 681–685.

Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. М.: МФ “Технонефтегаз”, **1998**. 260 с.

Миц М.В. Геодинамическая модель интерпретации объемной модели глубинного строения Svecofennского аккреционного орогена // *Труды КарНЦ РАН*, **2018**. № 2. **2018**. С. 62–76.

Мыслова Т.А., Бережная Н.Г., Глебовицкий В.А., Милькевич Р.И., Лепехина Е.Н., Матуков Д.И., Антонов А.В., Сергеев С.А., Шулеико И.К. Находки древнейших цирконов с возрастом 3600 млн. лет в гнейсах кольской серии Центрально-Кольского блока Балтийского щита (U–Pb, SHRIMP-II) // *Докл. РАН*. **2005**. Т. 402. № 1. С. 82–86.

Мыслова Т.А., Глебовицкий В.А., Милькевич Р.И., Бережная Н.Г., Скублов С.Г. Уточнение состава и возраста глиноземистых гнейсов Урагубской зеленокаменной структуры позднего архея, Кольский полуостров // *ЗРМО*. **2010**. № 3. С. 15–21.

Мыслова Т.А., Милькевич Р.И. Глиноземистые гнейсы кольской серии Балтийского щита (геохимия, первичная природа и возраст протолита) // *Труды КНЦ РАН*. **2016**. № 10. С. 34–62.

Сергеев С.А., Бибикова Е.В., Матуков Д.И., Лобач-Жученко С.Б. Возраст пород и метаморфических процессов водлозерского комплекса Балтийского щита (по результатам анализа цирконов U–Th–Pb изотопным методом на ионном микрозонде SHRIMP II) // *Геохимия*. **2007**. № 2. С. 229–236.

Смолякин В.Ф., Кожевников В.Н., Капитонов И.Н. Первые результаты локального U–Pb датирования циркона (SHRIMP-II) из метаосадков и турбидитов Печенгской структуры и геодинамические реконструкции // *Минералогия, петрология и полезные ископаемые Кольского региона. Труды VIII Всероссийск. (с международным участием) Ферсмановской научн. сессии, посвященной 135-летию со дня рождения акад. Д.С. Белянкина (18–19 апреля 2011г.)*. Апатиты: изд-во К & М, **2011**. С. 208–213.

Смолякин В.Ф., Межеловская С.В., Межеловский А.Д. Источники обломочного материала терригенных толщ Печенгской структуры по данным изотопного анализа детритового циркона (SIMS SHRIMP-II, LA-ICPMS) // *Докл. РАН*. **2019**. Т. 488. № 6. С. 645–650.

Смолякин В.Ф., Скуфьин П.К., Митрофанов Ф.П., Мокроусов В.А. Раннепротерозойская Печенгская структура: стратиграфия, вулканизм и седиментогенез // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. **1996**. Т. 4. № 1. С. 82–100.

Федотова А.А., Бибикова Е.В., Симакин С.Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // *Геохимия*. **2008**. № 9. С. 980–997.

Trace Elements Composition of Detrital Zircon of Archean Age from Jatulian Terrigenous Rocks of Fennoscandia

V. F. Smolkin^{1,*}, S. G. Skublov^{2,3,**}, and V. R. Vetrin^{4,5,***}

¹*Vernadsky State Geological Museum RAS, Moscow, Russia*

²*Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Saint Petersburg, Russia*

³*Saint-Petersburg Mining University, Saint Petersburg, Russia*

⁴*Geological Institute, Kola Science Centre RAS, Apatity, Russia*

⁵*Institute of Mineralogy, Geochemistry and Crystal Chemistry of Rare Elements, Moscow, Russia*

*e-mail: v.smolkin@sgm.ru

**e-mail: skublov@yandex.ru

***e-mail: vetrin.val@gmail.com

Previously, detrital zircon with an age of 3.65–3.87 Ga was found in the Jatulian terrigenous rocks of the eastern part of the Fennoscandian Shield (Karelian and Kola regions)

(Kozhevnikov et al., 2010; Smolkin et al., 2011, 2019). Rocks of the similar age in the underlying Sumian-Sariolian complexes and the Archean basement were not known. With the aim of establishing the field of demolition and the composition of its sources, for the first time there was studied geochemical composition (rare earth and trace elements) of detrital zircon from Jatulian red-colored gravelites of the Luchlombo Formation of the Pechenga structure, Volomskaya syncline quartzites, and cement conglomerates in the western part of the Onega depression, located at a considerable distance from each other. The age of detrital zircon grains ranges mainly from 2.70–3.23 Ga. It is established that the predominant part of them is represented by the magmatic type. Grains and rims of zonal grains with the minimum age (2.70–2.72 Ga) are classified as metamorphic. There is also a “porous” zircon that has experienced a fluid effect. The principal sources for magma-type zircon were tonalite, trondhjemite gneisses, and acidic granulites that were widely developed in the environment of the studied structures and detected in the lower part of the Kola Superdeep, as well as gneisses and amphibolites of the Vodlozersky Block. The source of detrital zircon with an age of 3.65–3.87 Ga was the trondhjemite gneiss of Siurua, located in Northern Finland. Their erosion and transfer of zircon took place during the period of 2.2–2.1 Ga, along the Western edge of the basin of the Svecofennian-Pre-Labrador Paleoocean, which existed at the initial stage of the formation of the supercontinent Columbia.

Keywords: Kola region, Karelian region, Paleoproterozoic, Jatulian, Paleoarchean, Eoarchean, Pechenga structure, Volomskaya syncline, Onega depression, detritic zircon, geochronology, trace and rare-earth elements

REFERENCES

- Amelin Yu.V., Heaman L.M., Semenov V.S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting. *Precam. Reseach.* **1995.** Vol. 75. P. 31–46.
- Balashov Yu.A., Skublov S.G. Contrasting geochemistry of magmatic and secondary zircons. *Geochem. Int.* **2011.** Vol. 49. N 6. P. 594–604.
- Bayanova T., Kunakkuzin E., Serov P., Steshenko E., Borisenko E., Larionov A., Turkina O. The old grey gneisses and tonalite-trondhjemite granodiorites in the Fennoscandian Shield: ID-TIMS and SHRIMP data. *Open J. Geol.* **2010.** Vol. 10. P. 124–136.
- Bayanova T.B., Smolkin V.F., Levkovich N.L., Ryungenen G.I. U-Pb age of rocks of the Mt. General'skaya layered intrusion, Kola Peninsula. *Geochem. Int.* **1999.** Vol. 37. N 1. P. 1–10.
- Bouvier A.S., Ushikubo T., Kita N.T., Cavosie A.J., Kozdon R., Valley J.W. Li isotopes and trace elements as a petrogenetic tracer in zircon: insights from Archean TTGs and sanukitoids. *Contrib. Miner. Petrol.* **2012.** Vol. 163. P. 745–768.
- Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J., De Jong K., Guise P., Bogdanova S., Gorbatshev R., Bridgwater D. Ion microprobe U–Pb zircon geochronology and isotopic evidence for a trans-crustal suture in the Lapland–Kola Orogen, northern Fennoscandian Shield. *Precam. Reseach.* **2001.** Vol. 105. P. 289–314.
- Fedotova A.A., Bibikova E.V., Simakin S.G. Ion microprobe zircon geochemistry as an indicator of mineral genesis during geochronological studies. *Geochem. Int.* **2008.** Vol. 47. N. 9. P. 912–927.
- Gehrels G.E., Valencia V.A., Ruiz J. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U–Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **2008.** Vol. 9. Q03017.
- Geology of Karelia. V.A. Sokolov (Ed.). Leningrad: Nauka, **1987.** 231 p. (in Russian).
- Grimes C.B., John B.E., Cheadle M.J., Mazdab F.K., Wooden J.L., Swapp S., Schwartz J.J. On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from *in situ* ocean lithosphere. *Contrib. Miner. Petrol.* **2009.** Vol. 158. P. 757–783.
- Grimes C.B., Wooden J.L., Cheadle M.J., John B.E. “Fingerprinting” tectono-magmatic provenance using trace elements in igneous zircon. *Contrib. Miner. Petrol.* **2015.** Vol. 170. P. 46.
- Hoskin P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **2005.** Vol. 69. P. 637–648.
- Kola Superdeep, Scientific Results and Research Experience. Moscow: “TECHNONEFTEGAS”, **1998.** 260 p. (in Russian).
- Kozhevnikov V.N., Skublov S.G., Marin Y.B., Medvedev P.V., Systra Y., Valencia V. Hadean-Archean detrital zircons from Jatulian quartzites and conglomerates of the Karelian craton. *Dokl. Earth Sci.* **2010a.** Vol. 431. N 1. P. 318–323.

Kozhevnikov V.N., Skublov S.G. Detritic zircons from the Archean quartzites of the Matlakhta greenstone belt of the Karelian Craton: Hydrothermal alterations, mineral inclusions, and isotope age. *Dokl. Earth Sci.* **2010b**. Vol. 430. N 1. P. 223–227.

Kröner A., Compston W. Archaean tonalitic gneiss of Finnish Lapland revisited: zircon ion-microprobe ages. *Contrib. Miner. Petrol.* **1990**. Vol. 104. P. 348–352.

Levchenkov O.A., Levsky L.K., Nordgulen Ø., Dobrzhinetskaya L.F., Vetrin V.R., Cobbing J., Nillson L.P., Sturt B.A. U-Pb zircon ages from Sörvaranger, Norway and the western part of the Kola Peninsula, Russia. *Nor. Geol. Unders. Spec. Publ.* **1995**. N 7. P. 29–47.

McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* **1995**. Vol. 120. P. 223–253.

Mints M.V. 3D model of the deep structure of the Svecofennian accretionary orogen: a geodynamic interpretation. *Proc. Karelian Sci. Centre RAS.* **2018**. N 2. P. 62–76 (in Russian).

Mutanen T., Huhma H. The 3.5 Ga Siurua trondhjemitic gneiss in the Archaean Pudasjärvi Granulite Belt, northern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland.* **2003**. Vol. 75. P. 51–68.

Myškova T.A., Glebovitsky V.A., Mil'kevich R.I., Berezhnaya N.G., Skublov S.G. Improvement of composition and age of aluminum gneisses of the Uragubskaya greenstone later archaean structure, Kola Peninsula. *Zapiski RMO (Proc. Russian Miner. Soc.)*. **2010**. N 3. P. 15–21 (in Russian).

Myškova T.A., Glebovitsky V.A., Mil'kevich R.I., Shuleshko I.K., Berezhnaya N.G., Lepekhina E.N., Matukov D.I., Antonov A.V., Sergeev S.A. Findings of the oldest (3600 Ma) zircons in gneisses of the Kola Group, Central Kola Block, Baltic Shield: evidence from U–Pb (SHRIMP-II data). *Dokl. Earth Sci.* **2005**. Vol. 402. N 4. P. 547–550.

Myškova T.A., Mil'kevich R.I. The aluminous gneisses of Kola Series, Baltic Shield (geochemistry, nature and age of protolith). *Proc. Karelian Sci. Centre RAS.* **2016**. N 10. P. 34–62 (in Russian).

Sergeev S.A., Bibikova E.V., Matukov D.I., Lobach-Zhuchenko S.B. Age of the magmatic and metamorphic processes in the Vodlozero complex, Baltic shield: an ion microprobe (SHRIMP II) U–Th–Pb isotopic study of zircons. *Geochem. Int.* **2007**. Vol. 45. N 2. P. 198–205.

Smolkin V.F., Kozhevnikov V.N., Kapitonov I.N. First results of local U–Pb dating of zircon (SHRIMP-II) from metasediments and turbidites of the Pechenga structure and geodynamic reconstructions. In: *Mineralogy, Petrology and Mineral Resources of the Kola Region. Proc. VIII all-Russian conf. Fersman sci. session dedicated to the 135th anniversary of the birth of academician D.S. Belyankin (April 18–19, 2011)*. Apatity: K&M, **2011**. P. 208–213 (in Russian).

Smolkin V.F., Mezhelovskaya S.V., Mezhelovsky A.D. Sources of terrigenous clastic material of the Pechenga ore-bearing structure from data of detrital zircon isotopic analysis (SIMS SHRIMP-II, LA-ICPMS). *Dokl. Earth Sci.* **2019**. Vol. 488. N 2. P. 1245–1249.

Smolkin V.F., Skuf'in P.K., Mitrofanov F.P., Mokrousov V.A. Stratigraphy and volcanism in the Early Proterozoic Pechenga structure (Kola Peninsula). *Strat. Geol. Corr.* **1996**. Vol. 4. N 1. P. 78–94.

Vetrin V.R., Belousova E.A., Chupin V.P. Trace element composition and Lu–Hf isotope systematics of zircon from plagiogneisses of the Kola superdeep well: Contribution of a Paleoproterozoic crust in Mesoproterozoic metavolcanic rocks. *Geochem. Int.* **2016**. Vol. 54. N 1. P. 92–111.

Vetrin V.R., Chupin V.P., Yakovlev Yu.N. Metasedimentary gneisses of the basement of Paleoproterozoic Pechenga structure: Terrigenous sources of the material, paleogeodynamic condition of the formation. *Lithosphere.* **2013**. N 5. P. 3–25 (in Russian).

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Miner. Petrol.* **2006**. Vol. 151. P. 413–433.

Williams I.S. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe. *Rev. Econ. Geol.* **1998**. Vol. 7. P. 1–35.