

УДК 551.71

ВОЗРАСТ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ СУПРАКРУСТАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА КАСКАМСКОГО БЛОКА ТЕРРЕЙНА ИНАРИ (СЕВЕРО-ВОСТОК КОЛЬСКО-НОРВЕЖСКОЙ ОБЛАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)

© 2023 г. А. Б. Вревский^{1,*}, член-корреспондент РАН А. Б. Кузнецов¹, П. А. Львов²

Поступило 31.03.2023 г.

После доработки 18.04.2023 г.

Принято к публикации 25.04.2023 г.

Впервые определен U–Th–Pb-возраст (SIMS) магматического ($T = 730\text{--}744^\circ\text{C}$) циркона из средних и кислых метавулканитов супракрустального комплекса каскамского блока террейна Инари, расположенного на северо-западе Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита – 1923–1926 млн лет. Новые данные позволяют отнести метавулканиты к калевийскому надгоризонту палеопротерозоя. Источником первичных расплавов метариодацитов и метабазальтов каскамского блока террейна Инари была палеопротерозойская континентальная литосфера не моложе 2390–2384 млн лет с существенным вкладом ювенильного материала ($\epsilon\text{Nd}(T) = +1.2\text{--}+2.8$). Возраст вулканогенно-осадочных пород каскамской свиты и вепсия Южно-Печенгской зоны в пределах погрешности определения U–Th–Pb-возраста моложе пространственно сопряженных тоналитов массива Куройви (1936 ± 7 млн лет, $\epsilon\text{Nd}(T) = +0.1$) и гранитоидных массивов Южно-Печенгской зоны (1950–1940 млн лет). Это доказывает, что этап гранитообразования разделял два геодинамических режима в Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита – ранний этап континентального рифтогенеза ятулийско-людиковийского времени (2300–1970 млн лет назад) и этап, сходный с надсубдукционными обстановками формирования континентальной коры террейна Инари (1926–1850 млн лет).

Ключевые слова: Фенноскандинавский щит, террейн Инари, каскамская свита, U–Th–Pb-возраст, палеопротерозой

DOI: 10.31857/S2686739723600674, **EDN:** WGGZOA

В Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита среди целого ряда разновозрастных тектонических доменов, террейнов и структурных элементов земной коры, выделенных с различной степенью геолого-геофизического и геохронологического обоснования, наименее изученным и, соответственно, с наиболее неопределенной геодинамической историей формирования раннедокембрийской континентальной коры является микрократон [1] или террейн Инари [2, 3]. Пространственно большая и наименее изученная часть террейна Инари расположена между палеопротерозойскими структурами Пасвик-Полмак-Печенгского интракратона

тонного палеорифта и Лапландского гранулитового пояса. Этот террейн протягивается в юго-восточном направлении более чем на 300 км от каледонид на территории северной Норвегии и Северной Финляндии до Верхнетуломского водохранилища в Русской Лапландии [2]. На территории России террейн Инари граничит на юго-западе с Лоттинско-Сальнотундровским блоком Лапландского гранулитового пояса, а на северо-востоке его граница проходит вдоль вулканогенно-осадочных комплексов Тальинской структуры Южно-Печенгской зоны, которые обрамляют палеопротерозойские (~1.95 млрд лет) массивы плагиогранитов, гранодиоритов и тоналитов (Каскельярвский, Шуониярвский, Маунъяврский и др.) [4, 5] (рис. 1).

Задачами исследования являлось определение изотопного возраста и положения вулканогенно-осадочных пород каскамской свиты в хроностратиграфической шкале палеопротерозоя Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита, что имеет важное значение для понимания

¹Институт геологии и геохронологии докембрия
Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

²Всероссийский научно-исследовательский
геологический институт имени А.П. Карпинского,
Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: avrevsky@mail.ru

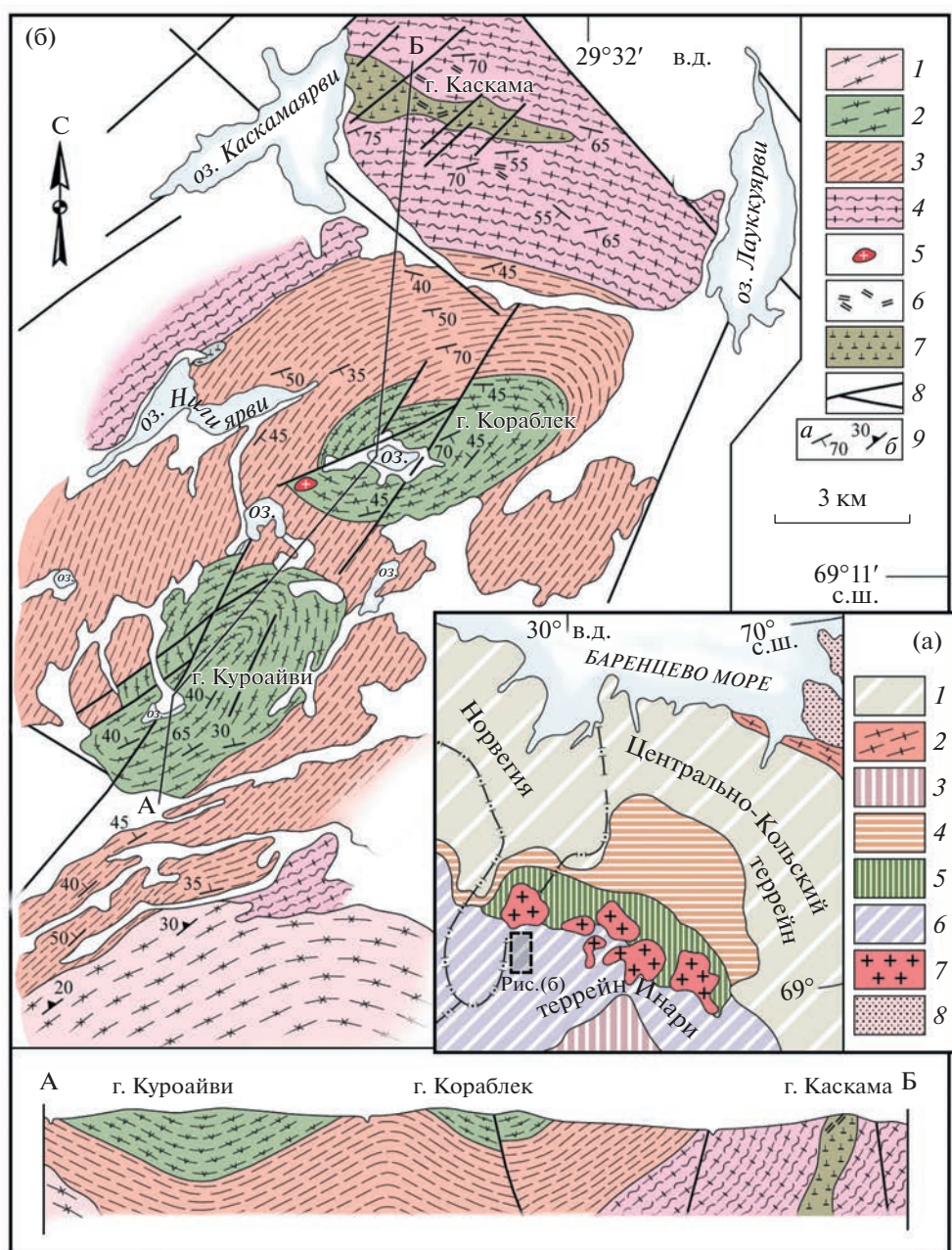


Рис. 1. Схема геологического строения каскамской структуры [6, с изменениями]. На врезке (а) 1 – Центральн-Кольский террейн, 2 – Мурманский террейн, 3 – Лапландский гранулитовый пояс, 4 – Северо-Печенгская зона, 5 – Южно-Печенгская зона, 6 – террейн Инари, 7 – интрузии тоналитов и плагиогранитов, 8 – осадки венда. (б) 1 – тоналитовые гнейсы, 2–4 – супракрустальный комплекс каскамской свиты (2 – верхняя, 3 – средняя и 4 – нижняя толщи), 5 – плагиомикроклиновые граниты, 6 – метагаббро, 7 – дайки метагипербазитов, 8 – разрывные нарушения, 9 – структурные элементы: а – сланцеватость, б – гнейсовидность

геологического строения, состава и возраста пород террейна Инари и аргументации геодинамических условий формирования двух пространственно сопряженных с террейном и практически одновременно (2.3–1.85 млрд лет) развивавшихся, контрастных тектонических структур – интракратонного рифта Пасвик-Полмак-Печенга и Лапландского гранулитового коллизионного пояса.

Исследователи в разные годы на северо-западе Кольского полуострова в пределах, соответствующих современным представлениям о тектонических границах террейна Инари, выделяли в крупных синклинальных структурах существенно вулканогенную каскамскую свиту [6, 7], а в мелких межблоковых синклиналях и моноклиналях – аннамскую свиту, с преобладанием терригенных

пород и проявлением коматиит-толеитового магматизма. Установленный неоархейский U—Th—Pb-возраст 2718 ± 7 млн лет никеленосных перидотитов Аллареченского месторождения, входящих в состав вулканоплутонического комплекса аннамской свиты, позволяет рассматривать породы свиты в качестве возрастных и формационных аналогов зеленокаменных поясов неоархея Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита [8].

На территории северо-запада Кольского полуострова наиболее сохранившимися и доступными для исследования фрагментами супракrustального комплекса каскамской свиты являются две сопряженные синклиналильные структуры, протяженностью более 25 км в районе тундр Куройви—Кораблекк—Каскама—Шуорт в 40 км к юго-западу от Печенгской структуры (рис. 1).

Нижняя часть осадочно-вулканогенного комплекса каскамской свиты (более 3000 м) представлена преимущественно различными амфиболитами и Bt—Amp-сланцами, по составу отвечающими толеитовым и глиноземистым метабазальтам. Характерной особенностью разреза является присутствие тел метагипербазитов, мощностью 15–20 м и протяженностью более 300 м, состав которых отвечает коматиитам и коматиитовым базальтам. Выше лежащая средняя толща Bt—Ms-, Grt—Bt—Amp-гнейсов и сланцев с прослоями амфиболитов слагает две синклиналильные структуры (рис. 1). В верхней части средней толщи залегает несколько пачек мощностью 20–30 м мелкозернистых плагиосланцев, лейкократовых биотит-полевошпатовых гнейсов и амфиболитов. Отсутствие в них первичных структурно-текстурных признаков метаосадочных пород и низкое значение химического индекса зрелости ($CIA = 45–51$) позволяют рассматривать их как метаморфизованные аналоги кислых и средних вулканитов и их туфов. В районе южного склона г. Куройви установлено структурное несогласие Bt—Amp-гнейсов средней толщи каскамской свиты с тоналитовыми гнейсами рамы (рис. 1).

Ядерные части синклиналей (рис. 1) сложены верхней толщей каскамской свиты, представленной преимущественно мелко- и среднезернистыми сланцеватыми и массивными амфиболитами с прослоями Act—Chl-сланцев по составу сходных с коматиитовыми базальтами, толеитовыми и глиноземистыми метабазальтами нижней толщи разреза.

Для определения возраста каскамской свиты и стратиграфической корреляции с палеопротерозойскими вулканогенно-осадочными комплексами “северной” и “южной” зон Печенгской структуры было проведено U—Th—Pb-датирование циркона из метариодацита (обр. 9—3а) и метаандезита (обр. 16/17-4б) верхней толщи свиты. Для

уточнения соотношения каскамской свиты с окружающими гнейсами был определен U—Th—Pb-возраст циркона из тоналитовых гнейсов массива Куройви, имеющих структурное несогласие с Bt—Amp-гнейсами средней толщи каскамской свиты. U—Th—Pb-датирование выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ) по методике [9]. Для оценки вероятности метаморфогенного происхождения циркона и/или влияния свекофеннских тектоно-метаморфических процессов на его U—Pb-изотопную систему, было проведено исследование состава редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) в точках локального датирования циркона с минимальной степенью дискордантности на микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН РАН). Для определения источника исходных расплавов метавулканических пород были изучены Sm—Nd-системы в образцах. Расстворение образцов и выделение Sm и Nd проводились по методике [10]. Среднее значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в изотопном стандарте La Jolla составило 0.512097 ± 0.000008 (2σ , $n = 4$).

Зерна циркона, выделенные из метариодацита (обр. 9—3а), имеют призматический магматический габитус кристаллов, размером 200×100 мкм, и с корродированными гранями и плоскостями призм, практически не сохранивших зональность из-за наложенной метаморфической перекристаллизации, которая проявилась в развитии зон обрастания вершин пирамид кристаллов (рис. 2). В катодolumинесценции вторичные изменения кристаллографических очертаний выражены присутствием пятнистых и амбовидных форм с низкой интенсивностью катодной люминесценции. Для 11 зерен циркона по 11 аналитическим точкам (табл. 1 приложение) рассчитано средневзвешенное значение возраста 1924 ± 5 млн лет $СКВО = 0.58$ (рис. 3).

Из метаандезита (обр. 16/17-4б) выделена популяция из 16 зерен циркона светло-коричневого цвета (рис. 2). Большинство зерен имеет изометричный габитус ($Ky = 1–1.5$), размером $100–120 \times 80–90$ мкм, с сохранившимися вершинами призм и хорошо выраженной в катодной люминесценции осцилляционной зональностью. Средневзвешенное значение возраста вычислено по 19 аналитическим точкам — 1923 ± 6 млн лет, $СКВО = 0.23$ (рис. 3).

Из тоналитовых гнейсов (обр. 202 б) г. Куройви, имеющих структурное несогласие с Bt—Amp гнейсами каскамской свиты (рис. 1), была выделена популяция длиннопризматических ($Ky = 4–6$) кристаллов циркона со сглаженными вершинами, размером $300–400 \times 10$ мкм (рис. 2). Циркон имеет хорошо выраженную в катодной люминесценции осцилляционную зональность. По 11 аналитическим точкам (табл. 1) было рассчитано сред-

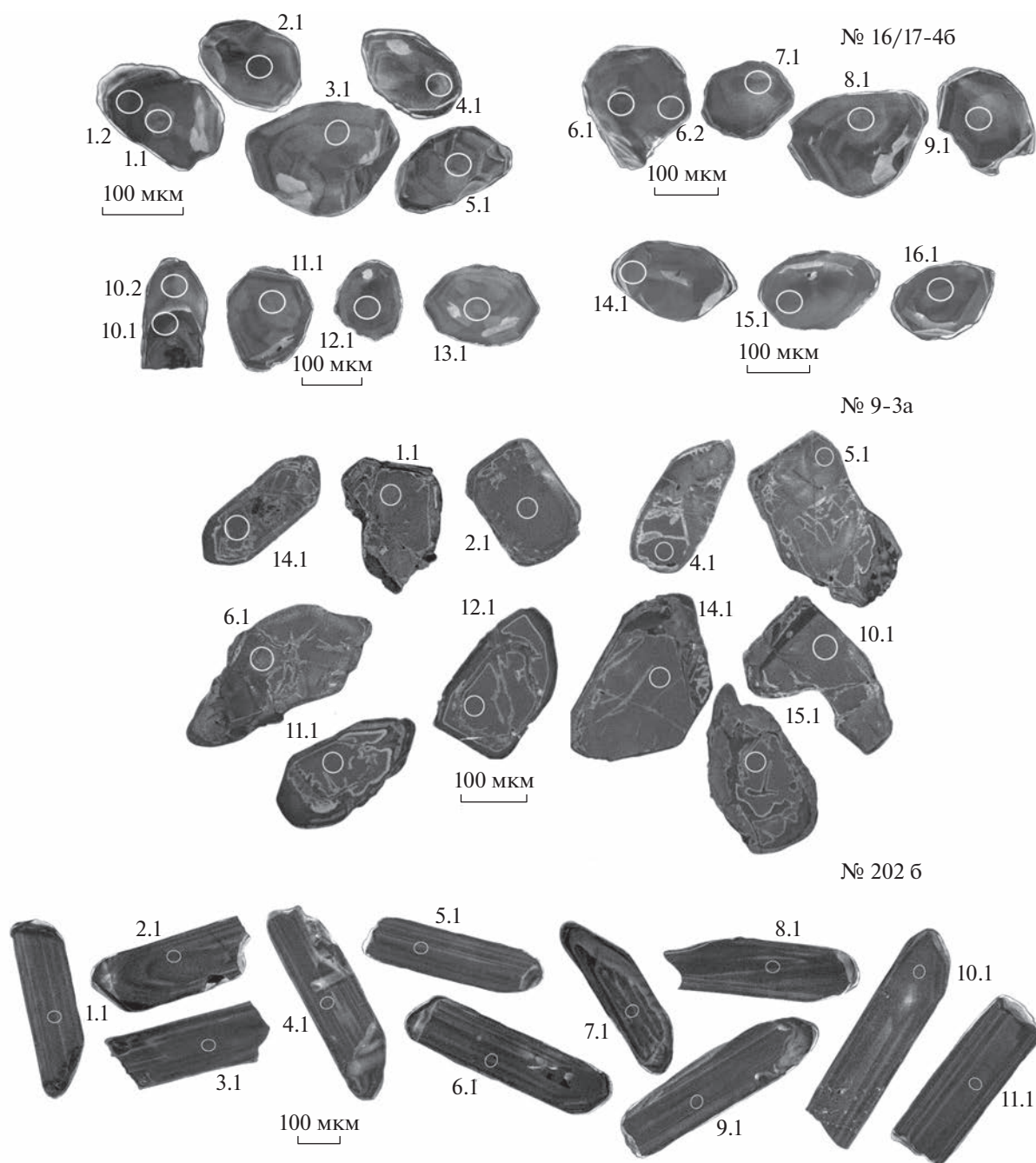


Рис. 2. Микрофотографии кристаллов циркона из метаандезита (16/17–46), метариодацита (9–3а) и тоналита (202 б) в режиме катодолуминесценции. Цифры на фото соответствуют аналитическим точкам в табл. 1 (приложение), диаметр кратера ~ 20 мкм.

невзвешенное значение возраста 1936 ± 7 млн лет, СКВО = 0.31 (рис. 3).

Содержание РЗЭ в трех кристаллах циркона из метариодацитов и одного из метаандезита характеризуется фракционированным распределением, характерным для магматического циркона [11] с обогащением тяжелыми РЗЭ ($\text{Lu}_N/\text{Gd}_N = 27\text{--}19$), положительной Се- ($\text{Ce}^* = 2.8\text{--}7.3$) и отрицательной

Eu- ($\text{Eu}^* = 0.22\text{--}0.29$) аномалиями (табл. 2 приложение, рис. 4). Все зерна циркона характеризуются малыми вариациями высокого содержания Hf (10 100–10 600 мкг/г) и низкими значениями Th/U-отношения (0.08–0.11). Геохимический состав редких и редкоземельных элементов в цирконе из метаандезита практически идентичен таковому в метариодацитах за исключением более

Таблица 1. Результаты U–Th–Pb (SHRIMP II)-геохронологических исследований циркона из плагиогнейса (№ 202 б), метаандезита (№ 16/17-46) и метариодацита (№№ 9-3а)

№ образца, аналит. точка	U, мкг/г	Th мкг/г	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*/\text{мкг/г}$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	Возраст				err corr	$D\pm\%$
											$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$		
202 б-1.1	398	111	0.28	146	2.7750	1.0	0.1184	0.6	5.882	1.2	1983	18	1932	11	0.853	-2.6
202 б-2.1	549	190	0.35	121	2.8390	1.1	0.1189	0.7	5.775	1.3	1945	18	1940	12	0.847	-0.3
202 б-3.1	395	110	0.28	166	2.8400	1.0	0.1193	0.6	5.792	1.2	1944	17	1946	11	0.862	0.1
202 б-4.1	556	201	0.36	120	2.8180	1.0	0.1183	0.7	5.788	1.2	1957	18	1931	12	0.835	-1.3
202 б-5.1	414	108	0.26	171	2.7910	1.0	0.1186	0.6	5.857	1.2	1974	17	1935	10	0.868	-2.0
202 б-6.1	503	75	0.15	126	2.8130	1.0	0.1193	0.7	5.849	1.2	1961	17	1946	12	0.843	-0.7
202 б-7.1	607	228	0.38	150	2.8760	1.0	0.1189	0.7	5.693	1.2	1922	17	1939	12	0.843	0.9
202 б-8.1	469	150	0.32	187	2.7920	1.0	0.1182	0.6	5.838	1.1	1973	17	1929	10	0.875	-2.2
202 б-9.1	447	104	0.23	144	2.8070	1.0	0.1188	0.6	5.835	1.2	1964	17	1938	11	0.851	-1.3
202 б-10.1	389	87	0.22	135	2.8390	1.0	0.1181	0.6	5.734	1.2	1945	17	1927	11	0.849	-0.9
202 б-11.1	389	87	0.22	120	2.7790	1.1	0.1188	0.7	5.892	1.3	1981	18	1938	13	0.838	-2.2
16/17-46-1.1	210	7	0.03	66	2.7550	1.6	0.1183	0.83	5.920	1.8	1996	27	1931	15	0.89	-3.3
16/17-46-1.2	605	28	0.05	186	2.7990	1.5	0.1179	0.48	5.806	1.6	1969	26	1924	8.6	0.95	-2.3
16/17-46-2.1	414	18	0.04	126	2.8370	1.5	0.1178	0.60	5.727	1.6	1947	26	1923	11	0.93	-1.2
16/17-46-3.1	230	8	0.04	64	3.1150	1.6	0.1177	0.87	5.211	1.8	1795	25	1922	16	0.88	7.1
16/17-46-4.1	197	10	0.05	61	2.7890	1.6	0.1177	0.86	5.820	1.8	1976	27	1922	15	0.88	-2.7
116/7-46-5.1	325	16	0.05	100	2.7910	1.5	0.1178	0.65	5.820	1.7	1974	26	1923	12	0.92	-2.6
16/17-46-6.1	529	36	0.07	160	2.8520	1.5	0.1182	0.52	5.712	1.6	1937	25	1929	9.3	0.95	-0.5
16/17-46-6.2	223	11	0.05	70	2.7350	1.6	0.1171	0.89	5.900	1.8	2009	28	1912	16	0.88	-4.8
16/17-46-7.1	287	13	0.05	88	2.8090	1.6	0.1177	0.70	5.777	1.7	1963	26	1921	13	0.91	-2.1
16/17-46-8.1	206	10	0.05	64	2.7670	1.6	0.1173	0.85	5.840	1.8	1989	28	1915	15	0.89	-3.7

Таблица 1. Окончание

№ образца, аналит. точка	U, мкг/г	Th мкг/г	Th/U	²⁰⁶ Pb*, мкг/г	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*	±%	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±%	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±%	Возраст				err corr	D±%
											²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±%	²⁰⁷ / ²⁰⁶ Pb	±%		
16/17-46-9.1	253	12	0.05	77	2.8150	1.6	0.118	0.77	5.780	1.7	1960	26	1926	14	0.90	-1.7
16/17-46-10.1	281	20	0.07	82	2.9670	1.6	0.1184	0.76	5.504	1.8	1873	26	1933	14	0.90	3.2
16/17-46-10.2	135	7	0.05	42	2.7760	1.6	0.1175	1.10	5.840	2.0	1983	28	1919	20	0.83	-3.3
16/17-46-11.1	215	10	0.05	67	2.7430	1.6	0.1173	0.81	5.900	1.8	2004	27	1916	15	0.89	-4.4
16/17-46-12.1	204	10	0.05	64	2.7630	1.6	0.1181	0.88	5.890	1.8	1991	27	1927	16	0.87	-3.2
16/17-46-13.1	230	11	0.05	71	2.7810	1.6	0.1174	0.80	5.820	1.8	1980	27	1917	14	0.89	-3.2
16/17-4a-14.1	167	6	0.04	53	2.7300	1.6	0.1186	0.92	5.990	1.8	2012	28	1935	16	0.87	-3.8
16/17-4a-15.1	255	12	0.05	79	2.7880	1.6	0.1183	0.75	5.850	1.7	1976	27	1930	13	0.90	-2.3
16/17-46-16.1	195	10	0.05	61	2.7680	1.6	0.1169	0.82	5.820	1.8	1988	27	1909	15	0.89	-4.0
9-3a-15.1	901	106	0.12	258	2.999	1.5	0.11795	0.48	5.423	1.6	1855	24	1925	8.5	3.80	1.0
9-3a-11.1	1143	124	0.11	329	2.988	1.5	0.11750	0.43	5.423	1.6	1861	24	1919	7.7	3.07	1.0
9-3a-12.1	987	100	0.10	286	2.967	1.5	0.11792	0.47	5.479	1.6	1872	24	1925	8.4	2.82	1.0
9-3a-9.1	895	79	0.09	261	2.951	1.5	0.11736	0.50	5.484	1.6	1881	24	1916	8.9	1.86	0.9
9-3a-14.1	911	93	0.10	267	2.929	1.5	0.11799	0.48	5.554	1.6	1893	25	1926	8.5	1.72	1.0
9-3a-5.1	643	50	0.08	189	2.927	1.5	0.11835	0.56	5.576	1.6	1895	25	1932	10	1.94	0.9
9-3a-4.1	896	98	0.11	264	2.914	1.5	0.11833	0.47	5.599	1.6	1902	25	1931	8.5	1.55	1.0
9-3a-2.1	774	84	0.11	229	2.909	1.5	0.11862	0.51	5.623	1.6	1905	25	1936	9.2	1.61	0.9
9-3a-6.1	775	84	0.11	229	2.906	1.5	0.11733	0.50	5.567	1.6	1906	25	1916	9	0.50	0.9
9-3a-10.1	614	54	0.09	182	2.904	1.5	0.11755	0.61	5.581	1.6	1907	25	1919	11	0.62	0.9
9-3a-1.1	602	58	0.10	179	2.896	1.5	0.11734	0.59	5.586	1.6	1912	25	1916	11	0.21	0.9

Примечание. Звездочкой отмечены изотопные отношения, исправленные на измеренный ²⁰⁴Pb. Погрешности определения изотопных отношений приведены на уровне одна сигма, а погрешности оценок – двух сигма, err corr – коэффициент корреляции ошибок, D±% – процент дискордантности.

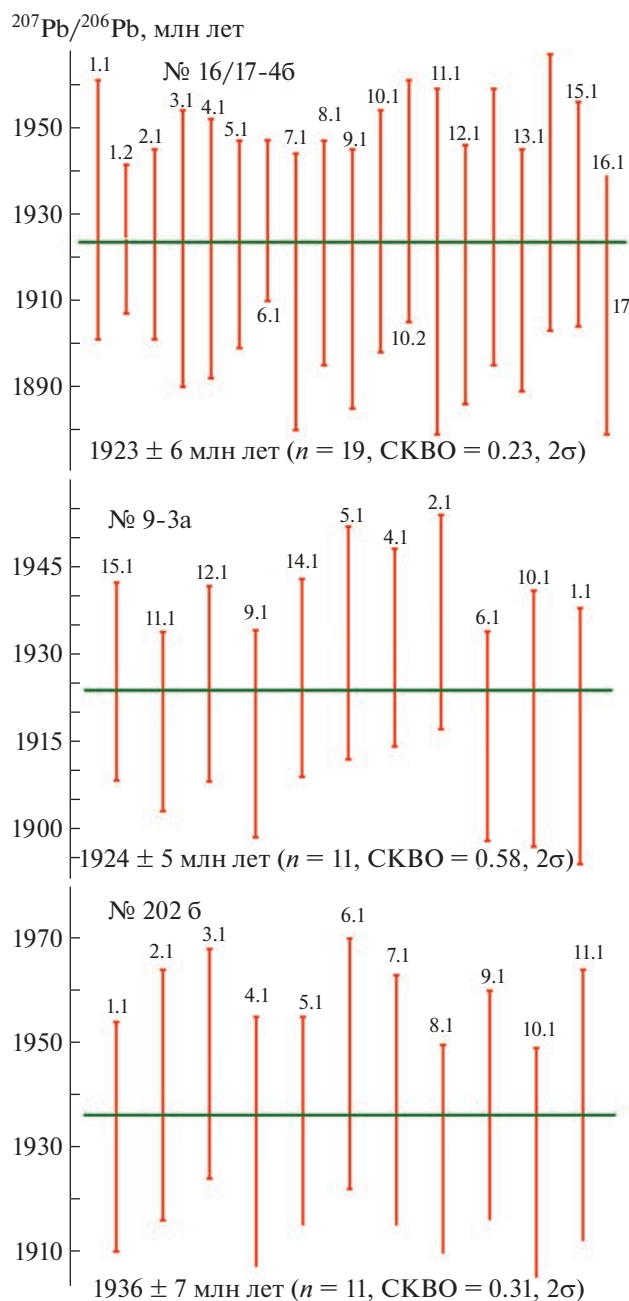


Рис. 3. Диаграммы средневзвешенного значения возраста циркона по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ из метаандезита (16/17–46), метариодацита (9–3а) и тоналита (202 б).

низкой концентрации U и Th, но с близким значением $\text{Th}/\text{U} = 0.1$.

Оценка температур кристаллизации циркона из кислых и средних метавулканитов с использованием Ti-термометра [12] продемонстрировала узкий интервал значений 730–744°C (табл. 2, приложение), что близко к температурам кристаллизации риолитовых расплавов [13] и значительно выше температуры (650–670°C) метаморфических преобразований каскамской свиты [6].

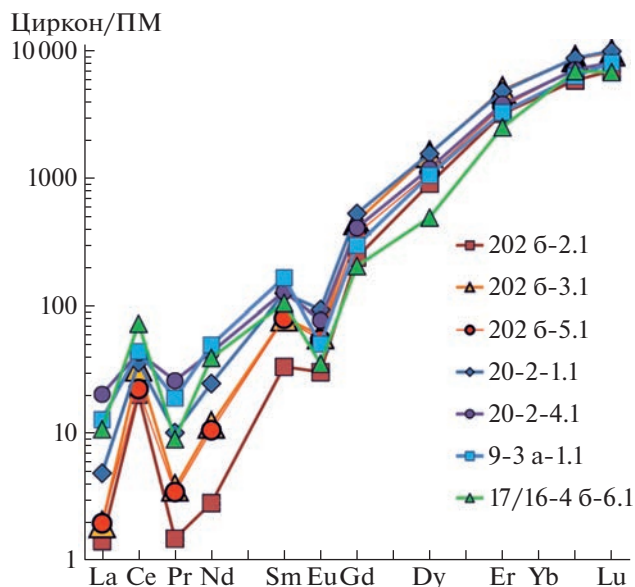


Рис. 4. Распределение P3Э в цирконе из метаандезита (16/17–46), метариодацита (9–3а) и тоналита (202б). Содержания P3Э нормированы по примитивной мантии (ПМ) [15].

Циркон из тоналитового гнейса характеризуется фракционированным (магматическим) распределением $\text{TP3Э} (\text{Lu}/\text{Gd})_{\text{N}} = 21\text{--}29$, положительной Ce- ($\text{Ce}^* = 8.5\text{--}13.7$) и отрицательной Eu- ($\text{Eu}^* = 0.22\text{--}0.25$) аномалиями (табл. 2 приложение, рис. 4) и низкими значениями Th/U -отношения (0.6–0.9). Температура кристаллизации изученного циркона оценивается в 714–732°C, что несколько ниже таковой для циркона из метаандезитов.

Высокие положительные значения $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ от +1.1 до +2.8, полученные для метариодацита, метаандезита и метабазальта (табл. 3), свидетельствуют о ювенильной природе исходных расплавов. Источником первичных расплавов метариодацитов и метабазальтов, вероятно, были разные части (мантийные и коровые) континентальной литосферы с возрастом не моложе 2390–2378 млн лет. Тоналитовые гнейсы массива Куройви характеризуются более коровым составом источника ($\epsilon\text{Nd}(\text{T}) = +0.1$) и близким с риодацитами временем отделения протолита первичных расплавов от DM ($\text{T}_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2404$ млн лет).

В обобщенном виде имеющиеся изотопные данные ([14] и ссылки там) позволяют детализировать этапы развития палеопротерозойского интракратонного рифтогенеза Печенгской структуры и ее обрамления и ограничить накопление отложений ятулия и людиговия “Северной” зоны возрастными рамками 2300–1970 млн лет, а вулканогенно-осадочных пород вепсия “Южной” зоны – 1900–1750 млн лет. Очевидный временной

Таблица 2. Содержание (г/т) редкоземельных и редких элементов в цирконе из метариодацита (20-2 и 9-3а), метаандезита (16/17-4б) и тоналита (202 б)

№ обр.	20-2	20-2	9-3а	17/16-4б	202 б	202 б	202 б
точка	1.1	4.1	1.1	6.1	2.1	3.1	5.1
La	1.17	4.87	3.08	2.60	0.34	0.47	0.47
Ce	22.38	26.66	27.31	45.09	12.53	20.34	13.84
Pr	0.96	2.44	1.78	0.85	0.14	0.35	0.33
Nd	11.54	20.06	22.71	18.09	1.32	5.41	4.90
Sm	18.65	19.16	24.63	15.68	5.00	12.11	11.89
Eu	5.29	4.39	2.87	2.01	1.73	3.35	3.11
Gd	105.73	81.56	59.66	40.92	47.83	91.69	73.54
Dy	384.98	293.61	261.23	121.41	224.00	381.55	270.35
Er	772.42	612.16	528.67	403.34	514.45	789.93	584.96
Yb	1412.38	1149.29	1018.78	1117.68	947.19	1406.65	1150.16
Lu	245.16	200.00	198.87	167.68	171.19	238.29	204.39
Ti	8.59	9.61	9.82	10.09	8.83	8.76	7.60
Hf	10 104	10632	10458	11058	9687	9829	9883
Th	69	55	58	23	523	782	487
U	641	666	521	350	609	852	791
Th/U	0.11	0.08	0.11	0.07	0.86	0.92	0.62
Eu*	0.29	0.29	0.22	0.23	0.22	0.22	0.25
Ce*	5.11	1.87	2.82	7.34	13.76	12.14	8.52
Lu _N /Gd _N	19	20	27	33	29	21	22
T(Ti), °C	730	740	741	744	732	731	719

Таблица 3. Результаты Sm–Nd-изотопных исследований

№ обр.	порода	U–Pb-возраст млн лет	Sm мкг\г	Nd мкг\г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ε (0)	εNdT	TDM
103	метабаза	1923	2.339	10.756	0.13143	0.511867	–15.0	1.1	2378
16/17-4б	метаандезит	—	1.736	6.534	0.16065	0.512324	–6.1	2.8	
—	то же	—	1.697	6.413	0.15991	0.512314	–6.3	2.8	
9-3а	метариодацит	1928	1.971	7.301	0.13557	0.511922	–14.0	1.2	2390
20-2	то же	1926	0.521	2.121	0.13113	0.511847	–15.4	0.8	2384
202 б	тоналит	1950	5.41	28.09	0.11731	0.511625	–19.8	0.1	2404

разрыв в ~70 млн лет между формированием вулканогенно-осадочных комплексов “Южной” и “Северной” зон “заполнен” этапом мощного гранитообразования в “купольных” структурах гранитоидных массивов (Шуониярвинский, Каскельярвинский, Маунъяврский и Куроайви) с возрастом 1950–1936 млн лет на юго-западной границе Южно-Печенгской зоны и в Каскамском блоке террейна Инари.

Полученные в этой работе новые данные о возрасте (1923–1926 млн лет) средних и кислых метавулканитов каскамской свиты террейна Инари позволяют полагать, что, согласно стратиграфической шкале палеопротерозойского карельского комплекса, каскамская свита относится к

калевийскому надгоризонту, а вулканогенно-осадочный комплекс вепсия Южно-Печенгской зоны наращивает разрез палеопротерозоя Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита. Впервые показано, что возраст тоналитов массива Куроайви (1936 ± 7 млн лет) так же, как и гранитоидных массивов Южно-Печенгской зоны (1950–1940 млн лет), в пределах погрешностей определения U–Pb-возраста, древнее вулканогенно-осадочных пород каскамской свиты и вепсия Южно-Печенгской зоны. Таким образом, период гранитообразования, вероятно, отделяет два различных геодинамических этапа развития литосферы – континентального рифтогенеза ятулийско-людиковийского времени от режимов сходных с надсубдукционными обстановками

формирования континентальной литосферы террейна Инари (1926–1850 млн лет).

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках госзадания FMUW-2022-0004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Barbey P., Raith M.* The granulite belt of Lapland. In: *Granulites and crustal evolution*. Vielzeuf D. and Vidal Ph. (eds.). Kluwer Acad. Publ. 1990. P. 111–132.
2. *Daly S.J., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J.* The Lapland-Kola orogeny: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // *Geological Society of London. Memoirs*. 2006. V. 32. P. 579–598.
3. *Lahtinen R., Huhma H.* A revised geodynamic model for the Lapland-Kola orogen // *Precambrian Res.* 2019. V. 330. P. 1–19.
4. *Ветрин В.Р., Туркина О.М., Родионов Н.В.* U-Pb возраст и условия формирования гранитоидов южного обрамления Печенгской структуры (Балтийский щит) // *ДАН*. 2008. Т. 418. № 6. С. 806–810.
5. *Скуфьин П.К., Баянова Т.Б., Смолькин В.Ф. и др.* К проблеме гранитообразования в раннепротерозойских рифтогенных поясах на примере Южно-Печенгской зоны Кольский полуостров // *Геохимия*. 2003. № 3. С. 266–274.
6. *Кременецкий А.А.* Метаморфизм основных пород докембрия и генезис амфиболитов. М., 1979. С. 26–57.
7. *Беляев О.А.* Разрезы докарельских образований северо-запада Кольского полуострова (Южное обрамление Печенгского синклиория) // *Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляции*. Апатиты. 1978. С. 19–25.
8. *Вревский А.Б., Турченко С.И.* Возраст, изотопные особенности и формационный тип пород и руд Аллареченского сульфидного Cu-Ni месторождения Фенноскандинавского щита // *Петрология*. 2021. Т. 29. № 4. С. 388–410.
9. *Williams I.S.* U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: *McKibben M.A., Shanks W.C. and Ridley W.I.* (eds): *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes* // *Reviews in Economic Geology*. 1998. V. 7. P. 1–35.
10. *Горохов И.М., Мельников Н.Н., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В., Турченко Т.Л.* Sm-Nd систематика тонкозернистых фракций нижекембрийских “синих глин” Северной Эстонии // *Литология и полез. ископаемые*. 2007. № 5. С. 536–551.
11. *Федотова А.А., Библикова Е.В., Симакин С.Г.* Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минералов при геохронологических исследованиях // *Геохимия*. 2008. № 9. С. 980–997.
12. *Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B.* Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2006. V. 151. P. 413–433.
13. *Anderson A.T., Davis A.M., Lu F.* Evolution of the Bishop Tuff rhyolitic magma based on melt and magnetite inclusions and zoned phenocrysts // *J. Petrol.* 2000. V. 41. P. 449–473.
14. *Арзамасцев А.А., Степанова А.В., Самсонов А.В. и др.* Базитовый магматизм северо-восточной части Фенноскандии (2.06–1.86 млрд лет): геохимия вулканитов и корреляция с дайковыми комплексами // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2020. Т. 28. № 1. С. 3–40.
15. *McDonough W.F., Sun S.-S.* The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 223–253.

AGE AND STRATIGRAPHIC POSITION OF THE SUPRACRUSTAL COMPLEX (THE KASKAMA BLOCK, INARI TERRANE, NORTH-EAST KOLA-NORWEGIAN REGION OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD)

A. B. Vrevsky^{a, #}, Corresponding Member of the RAS A. B. Kuznetsov^a, and P. A. Lvov^b

^a*Institute of Precambrian geology and geochronology, Russian Academy of Sciences, St-Petersburg, Russian Federation*

^b*A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, St-Petersburg, Russian Federation*

[#]*E-mail: avrevsky@mail.ru*

New data of U-Th-Pb age (SIMS) of magmatic ($T = 730–744^{\circ}\text{C}$) zircon from intermediate and acid metavolcanics (1923–1926 Ma) of the supracrustal complex in the Kaskama block of the Inari terrane (north-west of the Kola-Norwegian region of the Fennoscandian shield) were obtained, which makes it possible to attribute them to the Kalevian suprahorizon. The source of primary melts of metariodacites and metabasalts in the Kaskama block was the paleoproterozoic continental lithosphere not younger than 2390–2384 Ma. It is shown that the age of the tonalites of the Kuroaivi massif (1936 ± 7 Ma, $\epsilon\text{Nd}(T) = +0.1$) as well as the granitoid massifs of the Southern Pechenga zone (1950–1940 Ma), are older, within the errors of U-Th-Pb age determinations, than the volcano-sedimentary rocks of the Kaskama unit and the Vepsian of the Southern Pechenga zone. This period of granite formation separates the early geodynamic stages of the continental rifting at the Yatulian-Ludikovian time from regimes, similar to the suprasubductional formation of the continental lithosphere, of the Inari terrane (1926–1850 Ma).

Keywords: Fennoscandian shield, Inari terrane, Kaskama unit, U-Th-Pb age, Paleoproterozoic