

УДК 553.411 (470.21)

## ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ U-Pb (SHRIMP-RG) И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЦИРКОНА ИЗ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ (W, LI) АПЛИТОВИДНЫХ ГРАНИТОВ МУРМАНСКОГО БЛОКА

Н. М. Кудряшов<sup>1\*</sup>, О. В. Удоратина<sup>2</sup>, А. А. Калинин<sup>1</sup>,  
Е. В. Галеева<sup>1</sup>, М. А. Кобл<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Геологический институт ФИЦ «Кольский научный центр РАН» (ул. Ферсмана, 14, Апатиты, Мурманская обл., Россия, 184209), \*nik@geoksc.apatity.ru

<sup>2</sup> Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН (ул. Первомайская, 54, Сыктывкар, Коми, Россия, 167982)

<sup>3</sup> Стэнфордский университет (Стэнфорд, Калифорния, США, 94305)

В работе приведены результаты геохимического и изотопно-геохронологического изучения циркона из аплитовидных гранитов с шеелитовой и сподуменовая минерализацией. Научный интерес к этим гранитам связан с поиском источников вещества крупнейшего в мире Колмозерского месторождения сподуменовых пегматитов, а также с оценкой потенциального вольфрамового оруденения в пределах Кольской металлогенической провинции. До настоящего времени нет достоверных данных о возрасте сподуменовых пегматитов Колмозерского месторождения, а возраст возможных материнских гранитов укладывается в широкий временной диапазон от 2,7 до 1,9 млрд лет. Циркон в исследованных гранитах характеризуется внутрифазовой неоднородностью, наблюдаются менее измененные, преимущественно центральные, зоны и наиболее измененные краевые зоны. Концентрации урана в каждой из зон сильно варьируют, увеличиваясь в наиболее измененном цирконе в 2–3 раза. По геохимическим характеристикам циркон в гранитах относится к двум типам: магматическому и метасоматическому. Новые U-Pb (по циркону) изотопно-геохронологические данные с возрастом  $2723 \pm 11$  млн лет отражают время кристаллизации аплитовидных гранитов, а возраст  $2207 \pm 15$  млн лет определяет время их метасоматических преобразований, с которыми, возможно, связана шеелитовая и сподуменовая минерализация. Полученные результаты могут служить временными маркерами формирования Колмозерского месторождения сподуменовых пегматитов.

Ключевые слова: U-Pb (SHRIMP-RG) изотопный возраст циркона; шеелитовая и сподуменовая минерализация; редкометалльные пегматиты; Фенноскандинавский щит

Для цитирования: Кудряшов Н. М., Удоратина О. В., Калинин А. А., Галеева Е. В., Кобл М. А. Изотопно-геохронологические U-Pb (SHRIMP-RG) и геохимические

характеристики циркона из редкометалльных (W, Li) аплитовидных гранитов Мурманского блока // Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 2. С. 70–81. doi: 10.17076/geo1544

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФ № 22-27-00589 и является вкладом в выполнение госзадания ГИ КНЦ РАН № 0231-2019-0053.

**N. M. Kudryashov<sup>1\*</sup>, O. V. Udoratina<sup>2</sup>, A. A. Kalinin<sup>1</sup>, E. V. Galeeva<sup>1</sup>, M. A. Coble<sup>3</sup>. ISOTOPE-GEOCHRONOLOGICAL U-Pb (SHRIMP-RG) AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF ZIRCON FROM RARE METAL (W, Li) APLITE GRANITE OF THE MURMANSK BLOCK**

<sup>1</sup> Geological Institute, Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences

(14 Fersmana St., 184209 Apatity, Murmansk Region, Russia), \*nik@geoksc.apatity.ru

<sup>2</sup> Institute of Geology, Komi Science Centre, Ural Branch, Russian Academy of Sciences

(54 Pervomayskaya St., 167982 Syktyvkar, Komi Republic, Russia)

<sup>3</sup> Stanford University, Department of Geological Sciences Research and Development

(Stanford, California, USA, 94305)

The article presents the results of geochemical and isotope geochronological investigations of zircon from aplite granite with scheelite and spodumene mineralization. The mineralized granite is of scientific interest as a possible source of matter for the world's largest spodumene pegmatite Kolmozero deposit, and for the tungsten mineralization in the Kola metallogenic province. As of now, no data are available on the age of the spodumene pegmatite Kolmozero deposit, and the estimated age of possible 'mother' granites is 2.7 to 1.9 Ga. Zircons from the studied granite are characterized by internal inhomogeneity, with less altered central parts and intensely altered outer parts. Uranium content in zircon is changeable as well, being 2–3 times higher in the altered parts of the grains. Zircons are of two geochemical types – magmatic and metasomatic. New isotope geochronological U-Pb data for zircon indicate the  $2723 \pm 11$  Ma age of crystallization of the aplite granite, and  $2207 \pm 15$  Ma age of alteration and, probably, of the formation of spodumene and scheelite mineralization. These figures may indicate the age of the rare metal spodumene pegmatite in the Kolmozero deposit.

Keywords: U-Pb (SHRIMP-RG) isotope age of zircon; scheelite and spodumene mineralization; rare metal pegmatite; the Fennoscandian Shield

For citation: Kudryashov N. M., Udoratina O. V., Kalinin A. A., Galeeva E. V., Coble M. A. Isotope-geochronological U-Pb (SHRIMP-RG) and geochemical characteristics of zircon from rare metal (W, Li) aplite granite of the Murmansk block. *Trudy Karelskogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2022;2:70–81. doi: 10.17076/geo1544

Funding. The study was supported by RSF grant #22-27-00589, and is a contribution to the implementation of state assignment to the Geological Institute KSC RAS #0231-2019-0053.

## Введение

В мире известно множество случаев, когда можно проследить четкую связь между гранитами и пегматитовыми жилами с редкометалльной минерализацией [Černý, 1991; London, 2008, 2018; Tkachev, 2011; Sweetapple, Collins, 2012; Загорский и др., 2014; Анникова и др., 2016; Wang et al., 2017]. Обычно это хорошо структурно развитые гранитные плутоны, геохимические и изотопно-геохронологические характеристики которых надежно указывают на

их связь с пегматитами. В то же время для многих пегматитовых полей родоначальные граниты установить достаточно сложно. Эти трудности связаны с тем, что пегматитовые тела могут быть удалены на многие километры от их источника. Кроме того, длительная геологическая эволюция архейских структур делает задачу поиска источников вещества редкометалльных пегматитов трудноразрешимой. Впрочем, существует и кардинально противоположная точка зрения на генезис некоторых редкометалльных пегматитов. Она заключается в отсутствии

«материнских» гранитов как таковых, определяя дайки и жилы пегматитов как самостоятельный тип гранитов [Бескин, Марин, 2019]. Одним из основных методов решения задачи поиска источников вещества пегматитов являются изотопно-геохронологические исследования гранитов, содержащих редкометалльную минерализацию и пространственно локализованных вблизи пегматитовых полей.

Проявления шеелитовой минерализации в Кольском регионе незначительны, повышенные концентрации вольфрама сосредоточены в основном в Кейвской структуре. В Восточных Кейвах известно проявление вольфрама Нусса, связанное с гидротермально-метасоматическими преобразованиями биотитовых гнейсов лебяжинской свиты на контакте со сланцами червуртской свиты [Басалаев, Калинин, 1991]. Повышенное содержание вольфрама (до 0,1 %) обнаружено в некоторых рудных зонах редкометалльных рудопроявлений Юго-Западных Кейв – Ельозерском и Лаврентьевском, которые, как предполагается, связаны с субщелочными гранитами [Костин, Костина, 1973; Казаков, 1989].

Район исследования располагается в северо-восточной части Кольского региона на границе двух крупных блоков архейского возраста – Мурманского и Кейвского, в верхнем течении реки Ачерйок (рис. 1, а). На основе ревизионно-рекогносцировочных работ Мурманской комплексной геолого-геофизической экспедицией этот участок был выделен как фрагмент Норвежско-Кейвского пояса в пределах Мурманского блока [Костин, Костина, 1970]. Здесь обнажаются микроклинизированные амфибол-биотитовые гнейсы, которые прорываются штокообразными интрузиями и жильными телами аплитовидных лейкократовых гранитов мощностью от 10 до 200 м, протяженностью до 1,5 км. Контакт амфибол-биотитовых гнейсов с гранат-биотитовыми гнейсами (лебяжинская серия) Кейвского блока трассируется выходами габброанортозитов (рис. 1, б). Следует отметить, что позиция изученных гранитов вблизи границы Мурманского блока близка к позиции колмозерских пегматитов.

Аплитовидные лейкократовые граниты имеют розоватый цвет, выделяются массивной мелкозернистой текстурой и гранобластовой структурой. В отличие от вмещающих гнейсов граниты не затронуты общим расщеплением, в различной степени альбитизированы, микроклинизированы и мусковитизированы. Минеральный состав: микроклин – 30–60 %, кварц – 30–45 %, плагиоклаз – 15–35 %, биотит – 1–5 %, мусковит 1–5 %, акцессорные минералы – циркон, апатит, магнетит, шеелит.

По петрохимическим характеристикам аплитовидные граниты отвечают лейкогранитам и щелочным лейкогранитам и относятся к субщелочной серии. Мелкие кристаллы шеелита размером 0,2–0,5 мкм хорошо просматриваются в ультрафиолетовом свете в виде скоплений или отдельных зерен ярко-голубого цвета. Сподуменовая минерализация была отмечена преимущественно в амфибол-биотитовых гнейсах, а также при шлиховом анализе в русле р. Ачерйок, и может быть генетически связана с редкометалльными пегматитами Колмозерского месторождения сподуменовых пегматитов [Костин, Калинкина, 1988]. Колмозерское месторождение сподуменовых пегматитов расположено в нескольких десятках километров от района исследования, в юго-восточной части зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья мезоархейского возраста, с северо-востока оно ограничено гранитоидами Мурманского блока и с юго-запада – субщелочными гранитами Западно-Кейвского массива (рис. 1, а). Жилы и дайки сподуменовых пегматитов секут габброанортозиты Патчемварекского массива с возрастом  $2925 \pm 7$  млн лет [Кудряшов, Мокрушин, 2011]. Время формирования сподуменовых пегматитов месторождения не установлено, также не выявлены и родоначальные граниты, как возможные источники вещества этих пегматитов.

## Методы исследования

Локальное U-Pb изотопно-геохронологическое исследование циркона выполнено в центре SUMAC Стэнфордского университета и Геологической службы США на ионном мультиколлекторном микрозонде SHRIMP-RG по методике, описанной в [Ireland, 1995; Coble et al., 2018]. Катодолюминесцентный анализ выполнен там же на сканирующем электронном микроскопе JEOL LV 5600. Обработка аналитических данных проводилась по программе SQUID-2 [Ludwig, 2009]. Концентрации элементов-примесей (Ti, Fe, Y, REE, Hf, U, Th) были рассчитаны относительно состава циркона Мадагаскар Грин (MAD) [Barth et al., 2010]. Для построения спектров распределения РЗЭ в цирконе значения были нормированы на состав хондрита CI [Boynnton, 1984]. Температура кристаллизации циркона оценивалась с помощью термометра Ti-in-Zrn [Watson, Harrison, 1983]. При построении U-Pb диаграмм с конкордией использовалась программа ISOPLOT/Ex [Ludwig, 2012].

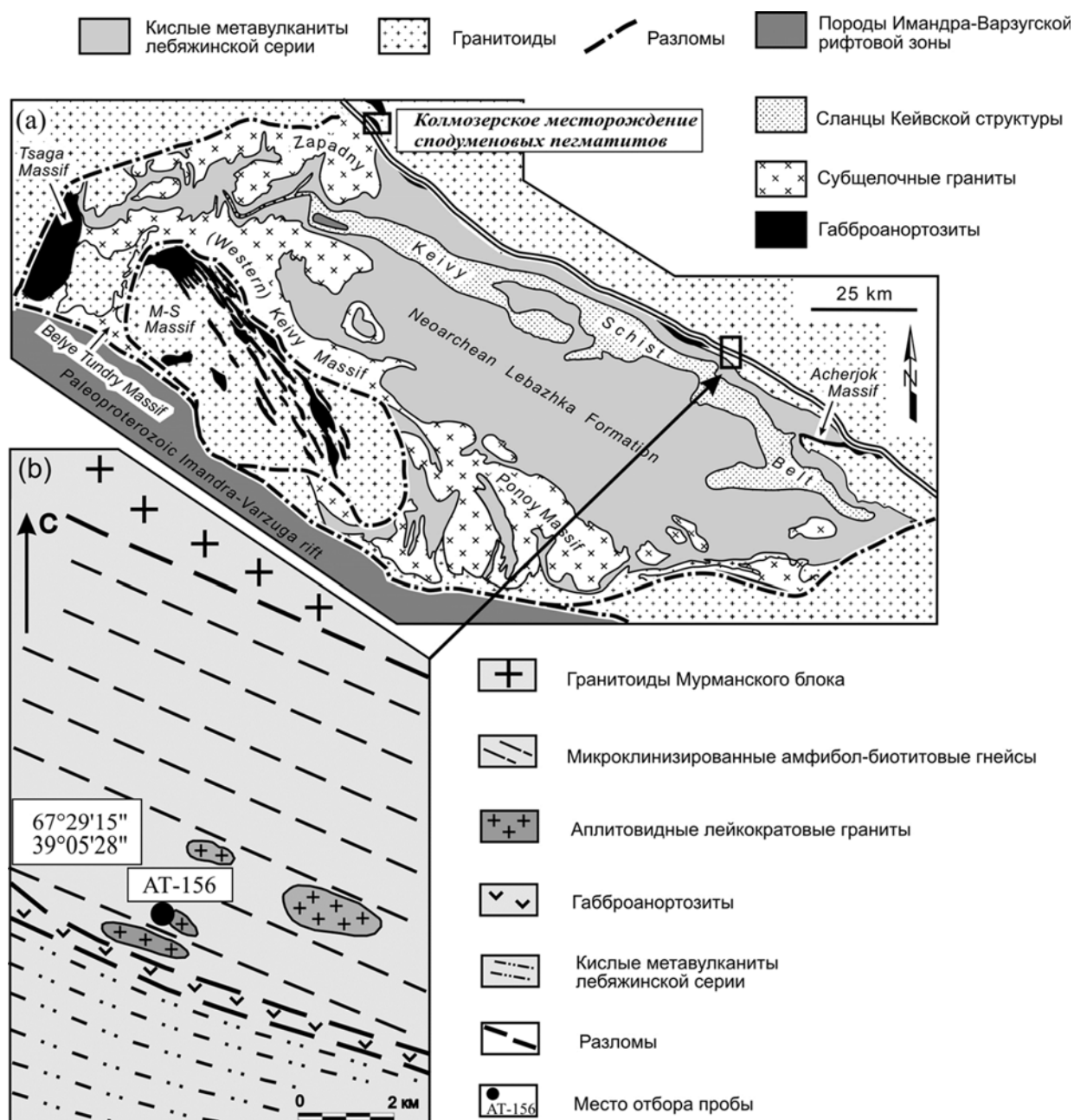


Рис. 1. (a) – схематическая геологическая карта Кейвской структуры ([Mitrofanov, 1996], с упрощениями по: [Balagansky et al., 2021]). M-S – Медвежье-Щучьеозерский массив; (b) – геологическая схема района исследования [Костин, Костина, 1970]

Fig. 1. (a) – schematic geological map of the Keivy Terrane (from [Mitrofanov, 1996], simplified after: [Balagansky et al., 2021]). M-S Massif – Medvezhiye-Shchuchieozersky Massif; (b) – schematic geological map of the research area [Kostin, Kostina, 1970]

## Результаты и обсуждение

Циркон из небольшой интрузии аплитовидных гранитов (проба AT-156, рис. 1, b) представлен в разной степени измененными коричневыми кристаллами дипирамидально-призматического облика размером 100–200 мкм. Включения представлены кварцем, калиевым полевым шпатом и апатитом. В катодо-

люминесценции циркон характеризуется внутрифазовой неоднородностью, центральные части зерен более светлые и полупрозрачные, краевые – темные и непрозрачные. В центре отдельных проанализированных кристаллов наблюдаются участки с тонкой эвгдральной зональностью роста (рис. 2). Наличие подобных структурных зон означает, что первичные кристаллы не всегда находились в равновесии

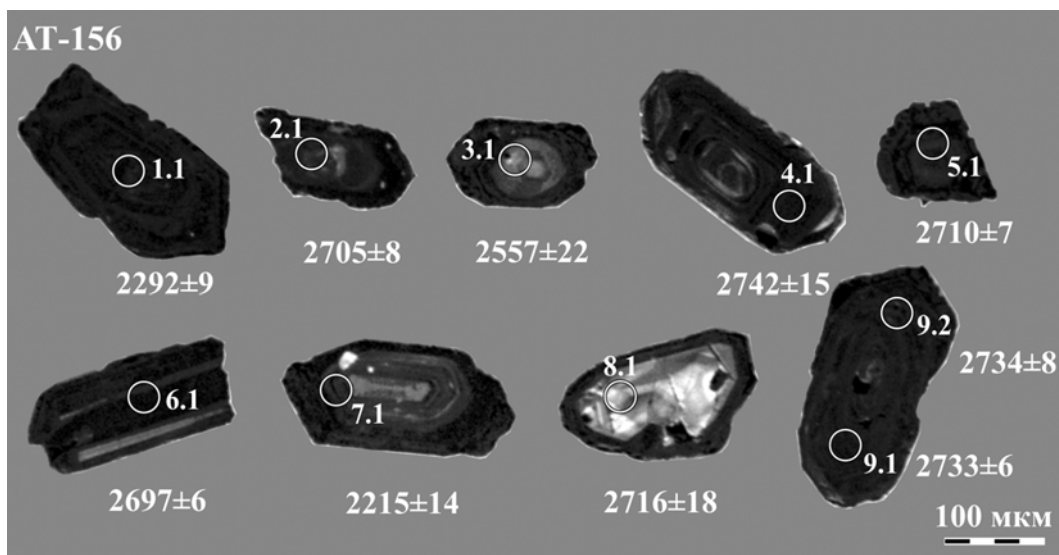


Рис. 2. Катодолюминесцентное изображение циркона из аплитовидных гранитов. Кружками отмечены места анализа и возраст по  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  в млн лет

Fig. 2. Cathodoluminescence images of zircon grains from aplite granite. White circles indicate the analytical spots and  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age, Ma

с кристаллизующейся средой. Механизм образования подобных цирконов сложен и может включать несколько разных процессов [Zamyatin et al., 2017]. Кроме того, способность циркона к изменениям возрастает у цирконов с нарушенной структурой вследствие метамиктности, трещиноватости или пластических деформаций. Наиболее подвержены изменениям цирконы с высокими концентрациями U и Th, значительные нарушения кристаллической структуры происходят при радиоактивном распаде этих элементов [Ewing et al., 2003; Geisler

et al., 2007]. Концентрации U и Th в изученном цирконе из аплитовидных гранитов сильно варьируют, в наиболее измененных зонах содержание урана увеличивается в 2 и более раз. Для магматического циркона обычно отношение  $\text{Th}/\text{U} > 0,1$ , если только циркон не был изменен [Belousova et al., 2002; Grimes et al., 2015], для метаморфических (метасоматических) цирконов обычно  $\text{Th}/\text{U} < 0,1$  [Rubatto, Gebauer, 2000]. В наиболее измененных участках циркона 1.1 и 7.1 отношения  $\text{Th}/\text{U}$  самые низкие и равны 0,13 и 0,03 соответственно (табл. 1).

Таблица 1. Содержание иттрия, редкоземельных элементов, железа и титана (ppm) и температура кристаллизации исследованных цирконов

Table. 1. Content of yttrium, rare earth elements, iron and titanium (ppm) and crystallization temperature in the studied zircons

Точка / Элемент Spot / Element	1.1	2.1	3.1	4.1	5.1	6.1	7.1	8.1	9.1	9.2
Ti <sup>48</sup>	14,3	4,7	55,2	5,3	7,2	1,4	17	22,9	16,2	7,0
Fe	278	102	272	72	162	95	450	142	123	120
Y	492	618	788	638	837	182	1166	1053	632	741
La	10,72	0,16	10,8	0,01	6,72	0,01	0,04	0,77	5,49	9,06
Ce	14	47	90	63	120	4	81	58	77	182
Nd	2,0	1,3	29,6	1,0	26,0	0,1	0,7	6,7	22,4	24,2
Sm	0,5	1,7	8,2	2,1	6,4	0,1	1,9	5,0	4,5	8,8
Eu	0,6	0,3	2,2	0,8	1,7	0,1	0,6	3,1	0,9	2,0
Gd	8,2	13,9	34,9	17,6	28,9	0,8	25,4	49,2	19,5	27,2
Dy	34	55	88	58	75	8	102	124	58	69

Окончание табл. 1  
Table 1 (continued)

Точка / Элемент Spot / Element	1.1	2.1	3.1	4.1	5.1	6.1	7.1	8.1	9.1	9.2
Er	97	119	130	119	154	34	212	182	115	135
Yb	347	225	224	246	313	154	461	280	249	287
Hf	10 631	10 543	7833	10 057	9 158	20 251	10 603	8116	10 867	9861
Th/U	0,13	0,56	0,92	0,76	0,74	0,75	0,03	1,22	0,6	0,55
Eu/Eu*	0,28	0,06	0,13	0,13	0,13	0,16	0,08	0,2	0,1	0,13
Ce/Ce*	2,97	103,3	5,06	481,8	9,05	186,7	253,2	25,21	6,98	12,32
ΣREE	514	463	618	508	732	201	884	709	551	744
ΣLREE	27,2	50,2	138,6	66,0	159,1	4,2	83,6	70,5	109,4	224,1
ΣHREE	486	413	477	441	571	197	800	635	441	518
Yb <sub>n</sub> /La <sub>n</sub>	47,6	2122	30,6	71547	68,7	45 395	16 982	533,7	66,8	46,7
Sm <sub>n</sub> /La <sub>n</sub>	0,07	17,52	1,21	647,99	1,51	46,66	77,96	10,27	1,32	1,56
T(Ti), C °	862	745	1045	758	788	644	883	920	877	785

Спектры РЗЭ в исследованных цирконах имеют в целом дифференцированный характер распределения от легких к тяжелым РЗЭ. Спектры точек 3.1, 5.1, 9.1 и 9.2 сходны между собой, характеризуются общим высоким содержанием РЗЭ (551–744 ppm), пологим спектром легких РЗЭ (Sm<sub>n</sub>/La<sub>n</sub> варьирует от 1,21 до 1,56 ppm), имеют небольшую положительную Ce-аномалию (Ce/Ce\* = 5–12) и обогащены тяжелыми РЗЭ (441–635 ppm) (табл. 1, рис. 3). Описанные спектры распределения характерны для циркона магматического генезиса [Hoskin, 2005]. Спектры точек 2.1, 4.1, 6.1 и 8.1 повторяют в целом общий рисунок вышеописанных точек, но отличаются значительно низким содержанием легких элементов, в частности La (0,01–0,77 ppm). Кроме этого, в них отмечается небольшая отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu\* = 0,06–0,2), а также хорошо выраженная положительная Ce-аномалия (Ce/Ce\* = 25–186). В совокупности спектры распределения этих четырех точек тоже можно отнести к циркону магматического генезиса, но в разной степени измененному наложенными метасоматическими процессами. От вышеприведенных спектров резко отличается точка 1.1 (рис. 3). Этот спектр имеет V-образную форму без выраженных аномалий по Ce и Eu, что указывает на нарушения кристалличности структуры циркона, вызванные гидротермально-метасоматическими процессами [Hoskin, 2005]. Таким образом, рассмотренные особенности распределения редких и редкоземельных элементов позволяют отне-

сти циркон из аплитовидных гранитов к двум типам: магматическому (с наблюдаемыми в некоторых участках циркона изменениями) и метасоматическому.

Определение температуры кристаллизации циркона является важным фактором оценки кристаллизующейся среды. Циркон из аплитовидных гранитов отличается концентрациями Ti в разных зонах. В сильно измененных зонах циркона содержание Ti составляет в среднем 25 ppm, в менее измененных – в среднем 5 ppm, поэтому к температурам кристаллизации циркона, рассчитанным с помощью Ti-термометра [Watson, Harrison, 1983], следует подходить критически. Наиболее корректно использовать только значения температуры, полученные для наименее измененных участков циркона. Для таких участков температурный интервал был оценен как 650–750 °C (табл. 1).

Для девяти проанализированных точек циркона были построены две дискордии. Одна проведена по семи проанализированным точкам (2.1, 4.1, 5.1, 6.1, 8.1, 9.1 и 9.2), другая по двум точкам (1.1 и 7.1) (табл. 2, рис. 4). Для семи точек получен дискордантный возраст 2723 ± 11 млн лет, СКВО = 9,3, по двум точкам была проведена дискордия, возраст которой составил 2207 ± 15 млн лет (рис. 4). Аналитическая точка 3,1 оказалась выше конкордии и в расчет не принималась. Как видно на рис. 4, практически все аналитические данные дискордантны и свидетельствуют о нарушении U-Pb системы за счет частичного выноса свинца.

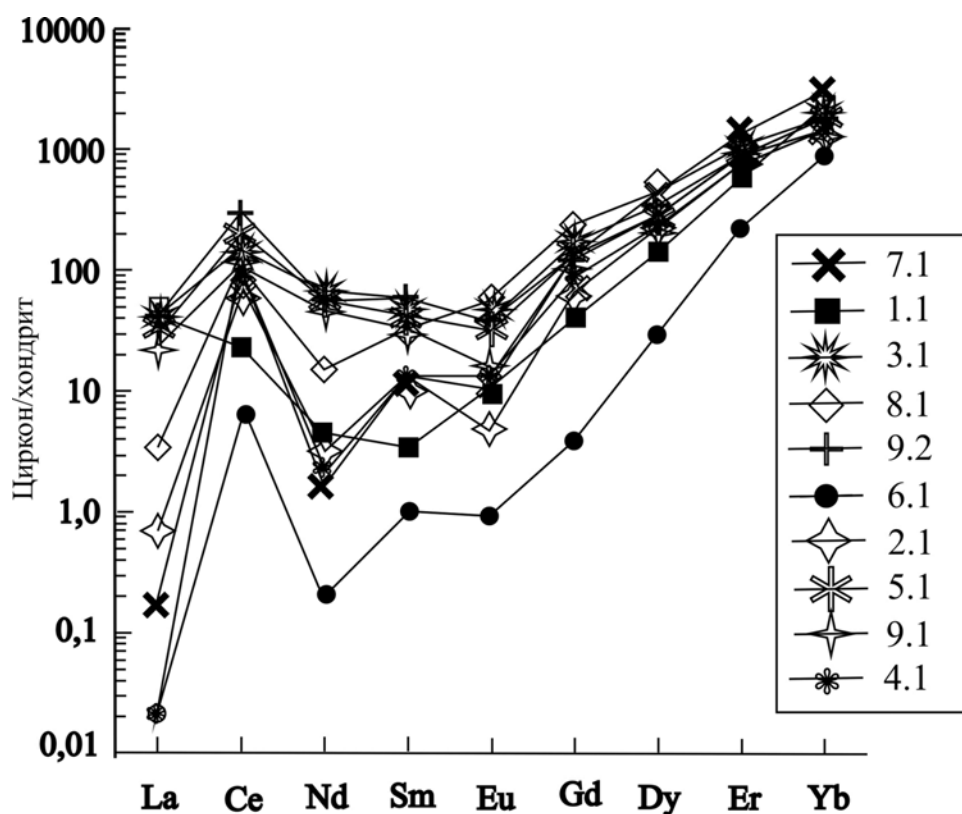


Рис. 3. Распределение РЗЭ в цирконе из аплитовидного гранита, нормирован на хондрит по: [Boynnton, 1984]

Fig. 3. Chondrite-normalized REE patterns for the zircon from aplite granite (data sources from Table 1). Normalizing chondrite values [Boynnton, 1984]

Таблица 2. Результаты U-Pb изотопного исследования циркона из аплитовидного гранита

Table 2. U-Pb isotope data for the zircon from aplite granite

Номер точки Spot no.	$^{206}\text{Pb}_c$ , %	Содержание, мкг/г Content, $\mu\text{g/g}$			$^{232}\text{Th} / ^{238}\text{U}$	Изотопные отношения $\pm$ % Isotope ratios $\pm$ %			Rho	Возраст, млн лет Age, Ma		D, %
		$^{206}\text{Pb}^*$	U	Th		$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$		$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	
AT-156-7.1	0,31	542	1614	1208	0,77	$0,139 \pm 0,8$	$7,5 \pm 2,1$	$0,391 \pm 2,0$	0,92	$2127 \pm 41$	$2215 \pm 14$	+5
AT-156-1.1	0,31	393	1642	207	0,13	$0,145 \pm 0,5$	$5,6 \pm 1,5$	$0,279 \pm 1,4$	0,94	$1519 \pm 21$	$2292 \pm 9$	+35
AT-156-3.1	1,02	55	113	104	0,95	$0,170 \pm 1,3$	$13,4 \pm 2,3$	$0,570 \pm 1,9$	0,82	$2802 \pm 50$	$2557 \pm 22$	-17
AT-156-8.1	0,68	42	105	129	1,26	$0,179 \pm 1,1$	$11,3 \pm 2,1$	$0,460 \pm 1,8$	0,85	$2405 \pm 44$	$2642 \pm 18$	+9
AT-156-9.2	0,25	208	527	291	0,57	$0,181 \pm 0,5$	$11,4 \pm 1,5$	$0,459 \pm 1,4$	0,94	$2413 \pm 31$	$2660 \pm 8$	+10
AT-156-6.1	0,07	286	671	21	0,03	$0,183 \pm 0,4$	$12,5 \pm 1,6$	$0,495 \pm 1,5$	0,97	$2597 \pm 33$	$2683 \pm 6$	+4
AT-156-2.1	0,13	152	348	197	0,58	$0,186 \pm 0,5$	$13,0 \pm 1,6$	$0,508 \pm 1,5$	0,94	$2652 \pm 34$	$2705 \pm 8$	+3
AT-156-5.1	0,14	214	502	373	0,77	$0,186 \pm 0,4$	$12,7 \pm 1,5$	$0,496 \pm 1,4$	0,96	$2587 \pm 33$	$2710 \pm 7$	+5
AT-156-9.1	0,11	252	615	368	0,62	$0,189 \pm 0,4$	$12,4 \pm 1,4$	$0,477 \pm 1,4$	0,97	$2499 \pm 31$	$2733 \pm 6$	+10
AT-156-4.1	0,14	234	519	395	0,79	$0,190 \pm 0,9$	$13,8 \pm 3,6$	$0,525 \pm 3,5$	0,97	$2712 \pm 84$	$2742 \pm 15$	+1

Примечание. Ошибка в калибровке стандарта соответствовала 0,29 %. Погрешности даны на уровне  $1\sigma$ ;  $^{206}\text{Pb}_c$  и  $^{206}\text{Pb}^*$  указывают содержание обыкновенного и радиогенного свинца соответственно. Измеренные отношения скорректированы на  $^{204}\text{Pb}$ , D – дискордантность:  $D = 100 \times [\text{возраст} ((^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / \text{возраст} (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})) - 1]$ , Rho – коэффициент корреляции между ошибками определения отношений  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ . Значения исправлены на масс-фракционирование, холодное загрязнение и обыкновенный свинец по модели [Stacey, Kramers, 1975].

Note. Error in the calibration standard is 0.29 %. The errors are given  $1\sigma$ ,  $^{206}\text{Pb}_c$  and  $^{206}\text{Pb}^*$  – common and radiogenic lead. Corrected ratios and  $^{206}\text{Pb}$  content are corrected for  $^{204}\text{Pb}$ . D is discordance:  $D = 100 \times [\text{age} ((^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / \text{age} (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})) - 1]$ . Rho is the error correlation coefficient of radiogenic  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  versus  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ . Isotope ratios are corrected for mass fractionation, blank and common lead according to the model [Stacey, Kramers, 1975].

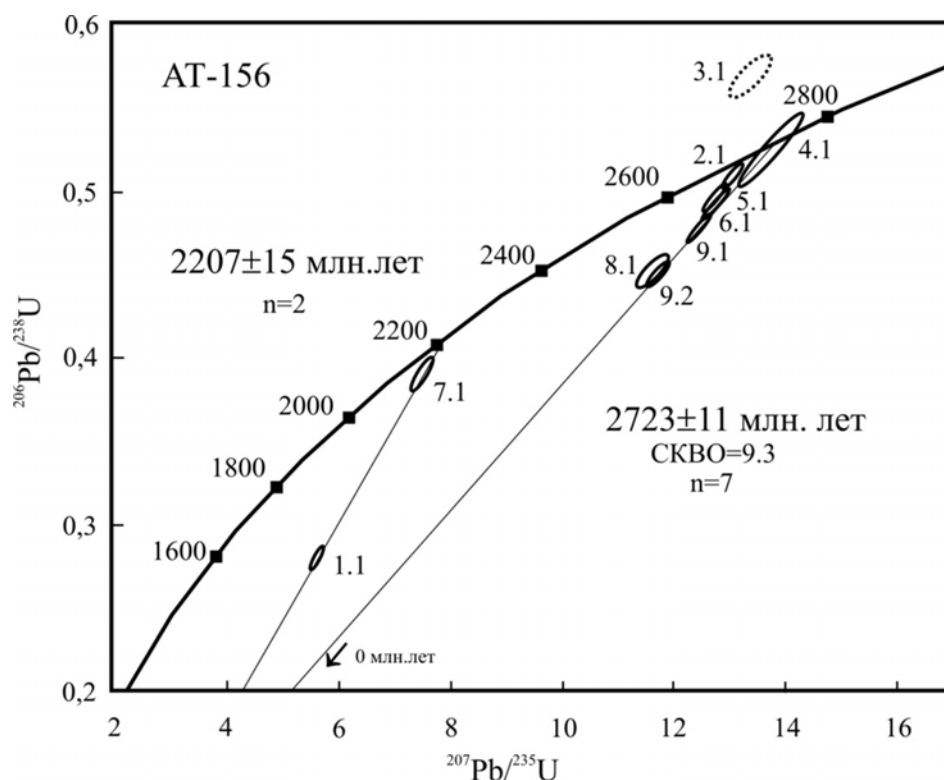


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для циркона из аплитовидного гранита. Сплошные эллипсы – аналитические данные, включенные в расчет дискордии; пунктирные эллипсы – не включенные в расчет дискордии

Fig. 4. Concordia diagram for the zircon from the aplite granite. Solid ellipses – analytical data included in the discordance calculation; dotted ellipses – not included in the discordance calculation

В наименее измененных зонах циркона концентрации урана составляют 100–670 ppm, тогда как в точках 1.1 и 7.1, где изменения максимальны, значения U в 2–3 раза выше и равны 1610–1640 ppm. Таким образом, верхнее пересечение дискордии с конкордией с возрастом  $2723 \pm 11$  млн лет отражает время кристаллизации циркона при формировании аплитовидных гранитов, а возраст  $2207 \pm 15$  млн лет в связи с малым количеством изотопных данных можно лишь предварительно определить как время наложенного метасоматического процесса.

### Заключение

Для большинства гранитоидов, размещенных в пределах Мурманского блока, изотопно-геохронологические данные имеют мезо-неоархейский возраст [Timmerman, Daly, 1995; Козлов и др., 2006]. Возраст регионального метаморфизма амфиболитовой фации пород оценивается как неоархейский – 2,77–2,73 млрд лет [Пушкарев и др., 1978; Кудряшов и др., 2015]. Гранитоиды Мурманского блока через зону глубинного разлома граничат

с породами Кейвского блока (рис. 1). Основу Кейвского блока составляют кислые и средние метавулканы, высокоглиноземистые гнейсы, углеродистые сланцы, кварциты, щелочные граниты и габбро-анортозиты. U-Pb (TIMS) возраст цирконов из метаморфизованных риодацитов лебяжинской свиты составляет  $2871 \pm 15$  млн лет [Беляев, Петров, 2000]. Новые U-Pb (SHRIMP II) изотопно-геохронологические данные циркона из кислых вулкаников лебяжинской свиты определяют время их формирования в  $2678 \pm 7$  млн лет [Balagansky et al., 2021]. Все толщи прорываются субщелочными анорогенными гранитами с возрастом 2,65–2,67 млрд лет [Zozulya, Bayanova, 2005]. U-Pb (SHRIMP-RG) возраст циркона из габбро-анортозитов Ачинского массива определен в  $2674,7 \pm 9,7$  млн лет [Кудряшов и др., 2019]. Полученные изотопно-геохронологические данные  $2723 \pm 11$  млн лет для магматического циркона из аплитовидных гранитов также указывают на неоархейское время их кристаллизации. Процессы интенсивной микроклинизации и последующей мусковитизации как сильно рассланцованных и катаклазированных



вещающих амфибол-биотитовых гнейсов, так и аплитовидных гранитов, по-видимому, сопровождалось появлением акцессорных шеелита, сподумена и других минералов редких металлов. По результатам изотопно-геохронологического изучения метасоматически измененного циркона время этих процессов можно приблизительно оценить в 2,2 млрд лет. Полученные результаты могут служить временными маркерами формирования Колмозерского месторождения сподуменовых пегматитов, более определенно говорить о времени и условиях формирования редкометалльных пегматитов Колмозерского месторождения можно будет только после определения их возраста.

Авторы благодарны всем сотрудникам группы сепарации вещества Геологического института КНЦ РАН, а также А. В. Чернявскому (ГИ КНЦ РАН), В. И. Басалаевой (ГИ КНЦ РАН) и Р. И. Корнейкову (ИХТРЭМС КНЦ РАН) за помощь в проведении полевых исследований и подготовке образцов для геохимических и изотопно-геохронологических исследований.

## Литература

- Анникова И. Ю., Владимиров А. Г., Смирнов С. З., Гаврюшкина О. А. Геология и минералогия Алахаинского месторождения сподуменовых гранит-порфиоров (Горный Алтай, Россия) // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58, № 5. С. 451–475. doi: 10.7868/S0016777016050026
- Басалаев А. А., Калинин А. А. Вольфрамовое оруденение верхнеархейских супракрустальных комплексов Кейвской структуры (Кольский полуостров) // Доклады АН СССР. 1991. Т. 321, № 5. С. 1058–1061.
- Беляев О. А., Петров В. П. Новые аспекты в изучении истории метаморфизма и метаморфической структуры докембрия северо-восточной части Балтийского щита // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Апатиты, 2002. Т. 2. С. 195–207.
- Бескин С. М., Марин Ю. Б. Особенности гранитовых систем с редкометалльными пегматитами // Записки РМО. 2019. Т. 148, № 4. С. 1–16. doi: 10.30695/zrmo/2019.1484.00
- Загорский В. Е., Владимиров А. Г., Макагон В. М., Кузнецова Л. Г., Смирнов С. З., Дьячков Б. А., Анникова И. Ю., Шокальский С. П., Уваров А. Н. Крупные поля сподуменовых пегматитов в обстановках рифтогенеза и постколлизийных сдвигово-раздвиговых деформаций континентальной литосферы // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 2. С. 303–322.
- Казаков Н. В. Новое в изучении минерально-сырьевых ресурсов Мурманской области (медно-никелевые руды, фосфатное сырье, нетрадиционные типы полезных ископаемых). Апатиты, 1989. С. 30–31.
- Козлов Н. Е., Сорохтин Н. О., Глазнев В. Н., Козлова Н. Е., Иванов А. А., Кудряшов Н. М., Мартынов Е. В., Тюремнов В. А., Матюшкин А. В., Осипенко Л. Г. Геология архея Балтийского щита. СПб.: Наука, 2006. 345 с.
- Костин В. А., Костина Н. А. Отчет по результатам ревизионно-рекогносцировочных работ, проведенных в пределах восточной части Мурманского блока гранитоидов (по работам за 1967–69 гг.). Апатиты, 1970. Т. 1. 67 с.
- Костин В. А., Костина Н. А. Состояние и перспективы расширения минерально-сырьевой базы Северо-Запада РСФСР. Л.: Недра, 1973. С. 277–279.
- Костин В. А., Калинкина А. С. Акцессорная сподуменовая минерализация в гнейсах и гранитах восточной части Балтийского щита // Минералогия докембрия Карелии. Петрозаводск, 1988. С. 165–169.
- Кудряшов Н. М., Мокрушин А. В. Мезоархейский габбро-анортозитовый магматизм Кольского региона: петрохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология. 2011. Т. 19, № 2. С. 173–189.
- Кудряшов Н. М., Калинин А. А., Лялина Л. М., Серов П. А., Елизаров Д. В. Геохронологические и изотопно-геохимические характеристики пород, вмещающих рудопроявления золота архейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья (Кольский регион) // Литосфера. 2015. № 6. С. 83–100.
- Кудряшов Н. М., Балаганский В. В., Удортина О. В., Мокрушин А. В., Кобл М. А. Время формирования габбро-анортозитов Ачинского комплекса: U-Pb (SHRIMP RG) изотопно-геохронологическое изучение циркона // Труды Ферсманской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019. № 16. С. 318–322. doi: 10.31241/FNS.2019.16.064
- Пушкарев Ю. Д., Кравченко Е. В., Шестаков Г. И. Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 136 с.
- Balagansky V. V., Myskova T. A., Lvov P. A., Larionov A. N., Gorbunov I. A. Neoproterozoic A-type acid metavolcanics in the Keivy Terrane, northeastern Fennoscandian Shield: Geochemistry, age, and origin // Lithos. 2021. Vol. 380–381. Art. 105899. doi: 10.1016/j.lithos.2020.105899
- Barth A. P., Tani K., Meffre S., Wooden J. L., Coble M. A., Arculus R. J., Ishizuka O., Shukle J. T. Generation of silicic melts in the early Izu-Bonin arc recorded by detrital zircons in proximal arc volcanoclastic rocks from the Philippine Sea // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2017. Vol. 18, iss. 10. P. 3576–3591. doi: 10.1002/2017GC006948
- Belousova E., Griffin W., O'Reilly S. Y., Fisher N. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. Vol. 143. P. 602–622.
- Boynton W. V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry / Ed. P. Henderson. Developments in Geochemistry. 1984. Vol. 2. P. 63–114. doi: 10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3

Coble M. A., Vazquez J., Barth A. P., Wooden J., Burns D., Kylander-Clark A., Jackson S., Vennari C. E. Trace Element Characterization of MAD-559 Zircon Reference Material for Ion Microprobe Analysis // *Geostand. Geoanalytical Res.* 2018. Vol. 42. P. 481–497. doi: 10.1111/ggr.12238

Černý P. Rare-element granite pegmatites. Part I. Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits // *Geosci. Can.* 1991. Vol. 18. P. 49–67.

Ewing R. C., Meldrum A., Wang L., Weber W. J., Corrales L. R. Radiation effects in zircon // *Rev. Mineral. Geochem.* 2003. Vol. 53. P. 387–425.

Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F. Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts // *Elements.* 2007. Vol. 3. P. 43–50.

Grimes C. B., Wooden J. L., Cheadle M. J., John B. E. “Fingerprinting” tectono-magmatic provenance using trace elements in igneous zircon // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2015. Vol. 170. P. 1–26. doi: 10.1007/s00410-015-1199-3

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.

Ireland T. R. Ion Microprobe Mass-Spectrometry: Techniques and Applications in Cosmochemistry and Geochronology // *Advances in Analytical Geochemistry* / Eds. M. Hyman, M. Rowe. UK. 1995. Vol. 2. P. 1–118.

London D. Pegmatites // *Spec. Publ. Can. Mineral.* 2008. Vol. 10. P. 1–368.

London D. Ore-forming processes within granitic pegmatites // *Ore Geology Reviews.* 2018. Vol. 101. P. 349–383. doi: 10.1016/j.oregeorev.2018.04.020

Ludwig K. R. SQUID 2: A User’s Manual. Rev. // *Berkeley Geochronology Centre Special Publication.* 2009. No. 5. P. 1–110.

Ludwig K. R. Isoplot 3.75, a Geochronological Toolkit for Excel // *Berkeley Geochronology Center Special Publication.* 2012. No. 5. P. 1–75.

Mitrofanov F. P. (ed.). Geological Map of the Kola Region (North-Eastern Part of the Baltic Shield). Scale 1:500 000. Apatity: KSC RAS, 1996.

Rubatto D., Gebauer D. Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by ion microprobe: some examples from the Western Alps // *Cathodoluminescence in geosciences* / Eds. M. Pagel, V. Barbin, P. Blanc, D. Ohnenstetter. Springer, Berlin Heidelberg New York, 2000. P. 373–400.

Stacey J. S., Kramers J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. Vol. 26, no. 2. P. 207–221.

Sweetapple M. T., Collins P. L. F. Genetic framework for the classification and distribution of Archean rare metal pegmatites in the North Pilbara Craton, Western Australia // *Econ. Geol.* 2012. Vol. 97. P. 873–895. doi: 10.2113/gsecongeo.97.4.873

Tkachev A. V. Evolution of metallogeny of granitic pegmatites associated with orogens throughout geological time // *Geological Society, London, Special Publications.* 2011. Vol. 350. P. 7–23. doi: 10.1144/SP350.2

Timmerman M. J., Daly J. S. Sm-Nd evidence for late Archean crust formation in the Lapland-

Kola Mobile Belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // *Precambrian Res.* 1995. Vol. 72. P. 97–107.

Wang X., Ren M., Chen J. The muscovite granites: Parental rocks to the Nanling Range tungsten mineralization in South China // *Ore Geology Reviews.* 2017. Vol. 88. P. 702–717. doi: 10.1016/j.oregeorev.2016.07.001

Watson E. B., Harrison T. M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // *Earth and Planetary Science Letters.* 1983. Vol. 64. P. 295–304.

Zamyatin D. A., Shchapova Yu. V., Votyakov S. L., Nasdala L., Lenz C. Alteration and chemical U-Th-total Pb dating of heterogeneous high-uranium zircon from a pegmatite from the Aduiskii massif, middle Urals, Russia // *Miner. Petrol.* 2017. Vol. 111. P. 475–497. doi: 10.1007/s00710-017-0513-3

Zozulya D. R., Bayanova T. B., Eby G. N. Geology and age of the Late Archean Keivy alkaline Province, Northeastern Baltic Shield // *J. Geol.* 2005. Vol. 113. P. 601–608.

## References

Annikova I. Yu., Vladimirov A. G., Smirnov S. Z., Gavryushkina O. A. Geology and mineralogy of the Alakha spodumene granite porphyry deposit, Gorny Altai, Russia. *Geologiya rudnykh mestorozhdenii = Geology of Ore Deposits.* 2016;58(5):451–475. doi: 10.7868/S0016777016050026 (In Russ.)

Balagansky V. V., Myskova T. A., Lvov P. A., Larionov A. N., Gorbunov I. A. Neoproterozoic A-type acid metavolcanics in the Keivy Terrane, northeastern Fennoscandian Shield: Geochemistry, age, and origin. *Lithos.* 2021;380–381:105899. doi: 10.1016/j.lithos.2020.105899

Barth A. P., Tani K., Meffre S., Wooden J. L., Coble M. A., Arculus R. J., Ishizuka O., Shukle J. T. Generation of silicic melts in the early Izu-Bonin arc recorded by detrital zircons in proximal arc volcanoclastic rocks from the Philippine Sea. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2017;18(10):3576–3591. doi: 10.1002/2017GC006948

Basalaev A. A., Kalinin A. A. Tungsten mineralization in the Upper-Archean supracrustal complexes of the Keivy structure (Kola Peninsula). *Doklady AN SSSR = Proceed. of the USSR Academy of Science.* 1991;321(5):1058–1061. (In Russ.)

Belousova E., Griffin W., O’Reilly S. Y., Fisher N. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002;143:602–622.

Belyaev O. A., Petrov V. P. New aspects in the study of metamorphism and metamorphic structure of the Precambrian in the north-eastern part of the Baltic Shield. *Geologiya i poleznye iskopaemye Kol’skogo poluostrova = Geology and Minerals of the Kola Peninsula.* Apatity; 2002. Vol. 2. P. 195–207. (In Russ.)

Beskin S. M., Marin Yu. B. Specific features of granite systems with rare metal pegmatite. *Zapiski RMO = Proceed. of the RMS.* 2019;148(4):1–16. doi: 10.30695/zrmo/2019.1484.00 (In Russ.)

Boynton W. V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *Rare earth element geochemistry. Developments in Geochemistry*. 1984;2:63–114. doi: 10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3

Coble M. A., Vazquez J., Barth A. P., Wooden J., Burns D., Kylander-Clark A., Jackson S., Vennari C. E. Trace Element Characterization of MAD-559 Zircon Reference Material for Ion Microprobe Analysis. *Geo-stand. Geoanalytical Res.* 2018;42:481–497. doi: 10.1111/ggr.12238

Černý P. Rare-element granite pegmatites. Part I. Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geosci. Can.* 1991;18:49–67.

Ewing R. C., Meldrum A., Wang L., Weber W. J., Corrales L. R. Radiation effects in zircon. *Rev. Mineral. Geochem.* 2003;53:387–425.

Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F. Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts. *Elements*. 2007;3:43–50.

Grimes C. B., Wooden J. L., Cheadle M. J., John B. E. “Fingerprinting” tectono-magmatic provenance using trace elements in igneous zircon. *Contrib. Mineral. Petrol.* 2015;170:1–26. doi: 10.1007/s00410-015-1199-3

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;69:637–648.

Ireland T. R. Ion Microprobe Mass-Spectrometry: Techniques and Applications in Cosmochemistry and Geochronology. *Advances in Analytical Geochemistry*. 1995;2:1–118.

Kazakov N. V. New results in the study of mineral resources of the Murmansk Region (copper-nickel ores, phosphates, non-traditional minerals). *Apatity*; 1989. P. 30–31. (In Russ.)

Kostin V. A., Kostina N. A. Report on results of revision- reconnaissance works, carried out in the eastern part of the Murmansk granite block (in 1967–1969). *Apatity*; 1970. Vol. 1. 67 p. (In Russ.)

Kostin V. A., Kostina N. A. Present state and prospects of expansion of the mineral resources base in the north-eastern part of the RSFSR. Leningrad: Nedra; 1973. P. 277–279. (In Russ.)

Kostin V. A., Kalinkina A. S. The accessory spodumene mineralization in gneisses and granites in the eastern part of the Baltic Shield. *Mineralogiya dokembriya Karelii = Mineralogy of the Precambrian in Karelia*. Petrozavodsk; 1988. P. 165–169. (In Russ.)

Kozlov N. E., Sorokhtin N. O., Glaznev V. N., Kozlova N. E., Ivanov A. A., Kudryashov N. M., Martynov E. V., Tyuremnov V. A., Matyushkin A. V., Osipenko L. G. Geology of the Archean of the Baltic Shield. St. Petersburg: Nauka; 2006. 345 p. (In Russ.)

Kudryashov N. M., Balaganskii V. V., Udoratina O. V., Mokrushin A. V., Kobl M. A. Time of formation of gabbro-anorthosite of the Achinsky complex: U-Pb (SHRIMP RG) isotope geochronological study of zircon. *Trudy Fersmanovskoi nauchnoi sessii GI KNTs RAN = Fersman Scientific Session Proceed.* 2019;16:318–322. doi: 10.31241/FNS.2019.16.064 (In Russ.)

Kudryashov N. M., Kalinin A. A., Lyalina L. M., Serov P. A., Elizarov D. V. Geochronological and isotope geochemical characteristics of the rocks hosting gold occurrences in the Archaean Kolmozero-Voron'ya Greenstone Belt (Kola region). *Litosfera = Lithosphere*. 2015;6:83–100. (In Russ.)

Kudryashov N. M., Mokrushin A. V. The Mesoproterozoic gabbro-anorthosite magmatism in the Kola region: petrochemical, geochronological, and isotope geochemical data. *Petrologiya = Petrology*. 2011;19(2):173–189. (In Russ.)

London D. Ore-forming processes within granitic pegmatites. *Ore Geology Reviews*. 2018;101:349–383. doi: 10.1016/j.oregeorev.2018.04.020

London D. Pegmatites. *Spec. Publ. Can. Mineral.* 2008;10:1–368.

Ludwig K. R. Isoplot 3.75, a Geochronological Toolkit for Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*. 2012;5:1–75.

Ludwig K. R. SQUID 2: A User's Manual. *Rev. Berkeley Geochronology Centre Special Publication*. 2009;5:1–110.

Mitrofanov F. P. (ed.). Geological Map of the Kola Region (North-Eastern Part of the Baltic Shield). Scale 1:500 000. Apatity: KSC RAS; 1996.

Pushkarev Yu. D., Kravchenko E. V., Shestakov G. I. Geochronometric reference points in the Precambrian of the Kola Peninsula. Leningrad: Nauka; 1978. 136 p. (In Russ.)

Rubatto D., Gebauer D. Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by ion microprobe: some examples from the Western Alps. *Cathodoluminescence in geosciences*. Springer, Berlin-Heidelberg-New York; 2000. P. 373–400.

Stacey J. S., Kramers J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975;26(2):207–221.

Sweetapple M. T., Collins P. L. F. Genetic framework for the classification and distribution of Archean rare metal pegmatites in the North Pilbara Craton, Western Australia. *Econ. Geol.* 2012;97:873–895. doi: 10.2113/gsecongeo.97.4.873

Timmerman M. J., Daly J. S. Sm-Nd evidence for late Archean crust formation in the Lapland-Kola Mobile Belt, Kola Peninsula, Russia and Norway. *Precambrian Research*. 1995;72:97–107.

Tkachev A. V. Evolution of metallogeny of granitic pegmatites associated with orogens throughout geological time. *Geological Society, London, Special Publications*. 2011;350:7–23. doi: 10.1144/SP350.2

Wang X., Ren M., Chen J. The muscovite granites: Parental rocks to the Nanling Range tungsten mineralization in South China. *Ore Geology Reviews*. 2017;88:702–717. doi: 10.1016/j.oregeorev.2016.07.001

Watson E. B., Harrison T. M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*. 1983;64:295–304.

Zagorskii V. E., Vladimirov A. G., Makagon V. M., Kuznetsova L. G., Smirnov S. Z., D'yachkov B. A., Annikova I. Yu., Shokal'skii S. P., Uvarov A. N. Big fields of spodumene pegmatite under conditions

of rifting and post-collisional shift–pull-apart deformations of the continental lithosphere. *Geologiya i geofizika = Geology and Geophysics*. 2014;55(2):303–322. (In Russ.)

Zamyatin D. A., Shchapova Yu. V., Votyakov S. L., Nasdala L., Lenz C. Alteration and chemical U-Th-total Pb dating of heterogeneous high-uranium zircon from

a pegmatite from the Aduiskii massif, middle Urals, Russia. *Miner. Petrol.* 2017;111:475–497. doi: 10.1007/s00710-017-0513-3

Zozulya D. R., Bayanova T. B., Eby G. N. Ceology and age of the Late Archean Keivy alkaline Province, Northeastern Baltic Shield. *J. Geol.* 2005;113:601–608.

*Поступила в редакцию / received: 02.02.2022; принята к публикации / accepted: 14.03.2022.  
Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов / The authors declare no conflict of interest.*

#### **СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:**

**Кудряшов Николай Михайлович**

канд. геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник

*e-mail: nik@geoksc.apatity.ru*

**Удоратина Оксана Владимировна**

канд. геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник

*e-mail: udoratina@geo.komisc.ru*

**Калинин Аркадий Авенирович**

канд. геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник

*e-mail: kalinin@geoksc.apatity.ru*

**Галеева Елена Викторовна**

аспирант

*e-mail: uthg@mail.ru*

**Кобл Мэтью А.**

исследователь, инженер

*e-mail: coblem@stanford.edu*

#### **CONTRIBUTORS:**

**Kudryashov, Nikolai**

Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher

**Udoratina, Oksana**

Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher

**Kalinin, Arkady**

Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher

**Galeeva, Elena**

PhD Student

**Coble, Matthew A.**

Scientist, Engineer