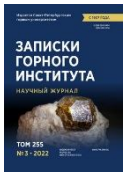
ISSN 2411-3336; e-ISSN 2541-9404

ЗАПИСКИ ГОРНОГО ИНСТИТУТА

Journal of Mining Institute

Сайт журнала: pmi.spmi.ru



Научная статья
УДК 553.411 (470.21)

U-Pb (SHRIMP-RG) возраст циркона из редкометалльных (Li, Cs) пегматитов месторождения Охмыльк зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья (северо-восток Фенноскандинавского щита)

Н.М.КУДРЯШОВ[1]✉, **О.В.УДОРАТИНА**[2], **А.А.КАЛИНИН**[1], **Л.М.ЛЯЛИНА**[1], **Е.А.СЕЛИВАНОВА**[1], **М.ДЖ.ГРОУВ**[3]
[1] *Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия*
[2] *Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН, Сыктывкар, Россия*
[3] *Стэнфордский университет, Стэнфорд, Калифорния, США*

***Как цитировать эту статью*:** Кудряшов Н.М., Удоратина О.В., Калинин А.А., Лялина Л.М., Селиванова Е.А., Гроув М.Дж. U-Pb (SHRIMP-RG) возраст циркона из редкометалльных (Li, Cs) пегматитов месторождения Охмыльк зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья (северо-восток Фенноскандинавского щита) // Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 448-454. DOI: 10.31897/PMI.2022.41

Аннотация. Приведены результаты изотопно-геохронологического изучения циркона из редкометалльных пегматитов месторождения Охмыльк. Достоверные данные о возрасте лепидолит-сподумен-поллуцитовых пегматитов этого и других пространственно расположенных в пределах архейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья месторождений отсутствовали. Предполагаемые оценки указывали на широкий временной диапазон, укладывающийся в период 2,7-1,8 млрд лет. Циркон в исследованных пегматитах характеризуется внутрифазовой неоднородностью, где выделяются центральные и краевые зоны. В центральных зонах наблюдаются незначительные изменения, они имеют пятнистую структуру и обогащены включениями оксидов урана. По результатам рентгеноструктурного анализа в этих зонах полностью сохранилась кристалличность циркона. В краевых зонах циркона произошла полная перекристаллизация с изменением первоначальной U-Pb изотопной системы. Новые U-Pb (по циркону) изотопно-геохронологические данные возрастом 2607±9 млн лет отражают время кристаллизации пегматитовых жил месторождения Охмыльк. Изотопные данные с возрастом ~1,7-1,6 млрд лет указывают на более поздние гидротермально-метасоматические преобразования. Полученные результаты свидетельствуют о неоархейском времени образования месторождения Охмыльк на рубеже 2,65-2,60 млрд лет, отражая глобальную эпоху пегматитообразования, с которой связаны формирования крупнейших мировых редкометалльных месторождений.

***Ключевые слова*:** редкометалльные (Li, Cs) пегматиты; U-Pb изотопный возраст; SHRIMP-RG; циркон; месторождение Охмыльк; Фенноскандинавский щит

Благодарность. Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (грант № 22-27-00589).

Поступила: 18.04.2022 ***Принята: 25.05.2022*** ***Онлайн: 26.07.2022*** ***Опубликована: 26.07.2022***

Введение. Редкометалльные пегматиты являются важным источником редких металлов, включая литий, цезий, тантал, ниобий, бериллий, рубидий, скандий, редкие земли, и распространены на всех континентах в широком возрастном интервале – от раннего докембрия до палеозоя [1-5]. Характерной особенностью редкометалльных пегматитов является их приуроченность к докембрийским зеленокаменным поясам, заложенным вдоль зон древних глубинных разломов. Установлено четкое проявление редкометалльной минерализации в пегматитовых жилах при их залегании в породах основного состава. Важными задачами при изучении редкометалльных пегматитов являются установление их генетической связи с гранитами (если она есть) и определение времени рудной минерализации. Ответы на эти вопросы связаны с изотопно-геохронологическими исследованиями, направленными на установление времени формирования как родоначальных для пегматитов гранитов, так и непосредственно самих пегматитов. Зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья приурочен к центральной части сутурной зоны, отделяющей Мурманский домен от Центрально-Кольского и Кейвского доменов. Пояс представлен осадочно-вулканогенными породами позднеархейского возраста (2,9-2,5 млрд лет). В его пределах сконцентрированы месторождения редкометалльных пегматитов (Li, Cs с попутными Nb,

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Ta, Be). В северо-западной части пояса расположены месторождения лития и цезия Охмыльк, Васин-Мыльк, Оленинское и Полмостундра, в юго-восточной части – крупнейшее месторождение сподуменовых пегматитов Колмозерское. Пегматитовые поля ряда месторождений, обнажающиеся в северо-западной части пояса, размещены среди амфиболитов. Колмозерские сподуменовые пегматиты прорывают интрузивное тело габбро-анортозитов Патчемварекского массива возрастом 2,93 млрд лет [6]. Возраст пегматитов, выделяемых в пределах пояса, по изотопно-геохронологическим определениям разными методами оценивается в широком диапазоне – 2,7-1,8 млрд лет [7-10]. Учитывая сложную и многостадийную историю формирования гранит-пегматитовых систем, для изотопно-геохронологического изучения наряду с цирконом стали все чаще использовать и другие акцессорные минералы-геохронометры: апатит, микролит, касситерит, минералы группы колумбита-танталита, граната и др. [11-15]. Так, в пегматитах лепидолит-поллуцитового месторождения Васин-Мыльк были выделены две резко отличающиеся по составу генерации циркона: высокоурановые единичные кристаллы ранней генерации и основная масса практически безуранового высокогафниевого циркона поздней генерации. Для циркона поздней генерации, в котором содержания урана составляли всего 0,2-0,3 ppm, не представлялось возможным определение U-Pb возраста [9], поэтому был проанализирован U-Pb (ID TIMS) методом микролит ранней генерации, возраст которого составил 2,45 млрд лет [8]. Не существует и общепринятой точки зрения относительно генетической принадлежности пегматитов к тем или иным гранитоидам, установленных в районе размещения пегматитовых жил пояса. Определения возрастных данных для гранитоидов как возможных источников вещества редкометалльных пегматитов северо-западного поля оценивается ~ 2,5 млрд лет, для юго-восточной части пояса, в районе размещения сподуменовых пегматитов Колмозерского месторождения, определен возраст турмалин-мусковитовых гранитов 2,8-2,7 млрд лет [16, 17].

Геологическая характеристика месторождения Охмыльк. Лепидолит-сподуменовые пегматиты месторождения Охмыльк залегают в амфиболитах полмостундровой свиты осадочно-вулканогенных толщ зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья и располагаются на контакте со ставролит-биотитовыми гнейсами и олигоклазовыми гнейсо-гранитами (рис.1). Пегматитовое поле месторождения занимает около 600 м^2, прослеживается по простиранию на 1,25 км и характеризуется высокой насыщенностью пегматитовыми жилами удлиненной линзообразной формой, приближающейся к эллипсообразной. Жилы залегают несогласно во вмещающих их амфиболитах, обладая северо-западным простиранием и юго-западным падением под пологими углами, в отличие от северо-западного простирания и крутого северо-восточного падения амфиболитов. Пегматиты содержат многочисленные ксенолиты амфиболитов и биотитовых гнейсов. Ксенолиты окружены турмалиновой коркой и веером конусовидных кристаллов турмалина, перпендикулярных их поверхности. Жильные тела различаются формой, внутренним строением и минеральным составом, но в пределах пегматитового поля может быть обозначена общая тенденция в смене сложных, зональных жил с богатой минерализацией, развитых на юго-востоке поля, жилами с простым строением и составом на северо-западе [18]. Хорошо выраженное зональное строение наблюдается как в поперечных сечениях жил, так и по простиранию и осложнено частой перемежаемостью участков различного состава. Сподумен встречается во всех центральных зонах, достигая в среднем порядка 10 %. Другой особенностью пегматитов является ориентированное расположение столбчатых кристаллов сподумена и турмалина, растущих перпендикулярно зальбандам по всей мощности жил. На месторождении выделяются три типа пегматитов со взаимными переходами: мусковит-турмалиновый (с черным турмалином); мусковит-сподумен-турмалиновый (с черным турмалином); лепидолит-кунцит-турмалиновый (с розовым турмалином).

В пегматитах пояса Колмозеро-Воронья установлено более 80 минералов, представляющих классы: силикаты и их аналоги, оксиды и гидроксиды, соли кислородных кислот (фосфаты, карбонаты), сульфиды и их аналоги, галогениды, самородные элементы. К особенностям минералогии рассматриваемых гранитных пегматитов отнесены:

- полигенеративность, установленная для всех породообразующих минералов (кварц, микроклин, плагиоклазы, мусковит, сподумен) и многих второстепенных и акцессорных (группы колумбита, гранатов, турмалина, трифилина и др.);
- наличие поздней стадии рекристаллизации и формирования агрегатов сахаровидного альбита в ус ловиях существенно закрытой системы;

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 448-454 DOI: 10.31897/PMI.2022.41
© Н.М.Кудряшов, О.В.Удоратина, А.А.Калинин, Л.М.Лялина, Е.А.Селиванова, М.Дж.Гроув, 2022

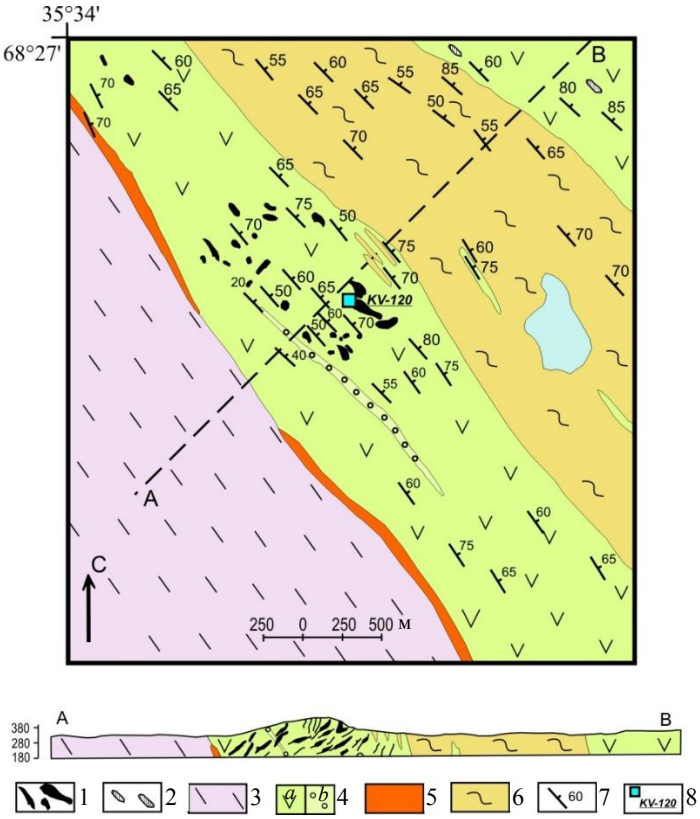


Рис.1. Месторождения редкометалльных пегматитов Охмыльк (составлена И.В.Гинзбург (1950) с авторскими изменениями)

1 – лепидолит-сподумен-турмалиновые пегматиты; 2 – мусковит-турмалиновые пегматиты; 3 – олигоклазовые гнейсо-граниты; 4 – амфиболиты: *а* – массивные, *b* – овоидные; 5 – биотитовые гнейсы с прослоями гранат-биотитовых гнейсов; 6 – ставролит-биотитовые гнейсы и мусковитовые кварциты; 7 – элементы залегания; 8 – место отбора пробы для изотопно-геохронологических исследований

• слабо изученное гипергенное минералообразование, но представляющее интерес для понимания процессов миграции ряда элементов и ореолов их рассеяния, как поисковых критериев [18-20] (среди гипергенных установлены ранее неизвестные для этих пегматитов минералы: берманит, группа артурита, рансье-ит, тодорокит).

Методология. Для получения минералогической информации циркон изучался в штуфных образцах, из отдельных кусочков которых были подготовлены плоскополированные препараты (аншлифы). В штуфных образцах циркон проанализирован рентгеноструктурным методом: порошковые рентгенограммы получены фотометодом на УРС-55, камера РКД 114,6 мм, 40 kV, 15 mA, Fe-излучение. Внутренняя анатомия циркона исследовалась в аншлифах с помощью сканирующего электронного микроскопа LEO-1450 (Carl Zeiss Microscopy, Германия), оборудованного системой с рентгеновским энергодисперсионным детектором ULTIM MAX 100 (OXFORD Instruments, Британия). Локальное U-Pb изотопно-геохронологическое исследование циркона было выполнено в центре SUMAC Стэнфордского университета и Геологической службы США на ионном мультиколлекторном микрозонде SHRIMP-RG по методике, описанной в [21, 22]. Обработка аналитических данных проводилась по программе SQUID-2. Определение Ti, Fe, Y, REE, Hf, U, Th происходило одновременно при воздействии вторичных ионов на выбранную точку на поверхности циркона, т.е. в точке датирования. Концентрации элементов-примесей были рассчитаны относительно состава циркона Мадагаскар Грин (MAD) [23]. Для построения спектров распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в цирконе значения были нормированы на состав хондрита CI [24]. Температура кристаллизации циркона оценивалась с помощью термометра Ti-in-Zrn [25]. При построении U-Pb диаграмм с конкордией использовалась программа ISOPLOT/Ex.

Результаты и обсуждение. Циркон, выделенный из пробы KV-120, представлен идиоморфными, изометричными и близкими к изометричным дипирамидальными, дипирамидально-призматическими полупрозрачными трещиноватыми кристаллами, реже – ксеноморфными зернами серого и серо-коричневого цвета. Размеры не превышают 1 мм и часто составляют 0,3-0,5 мм. Индивиды циркона развиты преимущественно с альбитом и кварцем. Нередки срастания циркона с минералами группы колумбита (рис.2, *а*), что указывает на частично одновременную кристаллизацию танталита-(Mn) и внешних участков циркона. По данным [26] танталит-(Mn) является наиболее поздней генерацией минералов группы колумбита.

Внутренние зоны циркона проявляют признаки незначительного вторичного (посткристаллизационного) изменения в виде участков с пятнистой структурой (рис.2, *а*), но в этих зонах нет видимых пористых зон, характерных для сильно измененного циркона [27, 28]. Во внутренних участках циркона содержатся многочисленные микронных размеров включения других фаз, среди которых преобладают U(±Pb)-оксиды (рис.2, *б*). Изометричные формы (квадратные и шестиугольные сечения) включений, высокая степень идиоморфизма и качественный состав позволяют рассматривать их

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

DOI: 10.31897/PMI.2022.41

Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 448-454
© Н.М.Кудряшов, О.В.Удоратина, А.А.Калинин, Л.М.Лялина, Е.А.Селиванова, М.Дж.Гроув, 2022

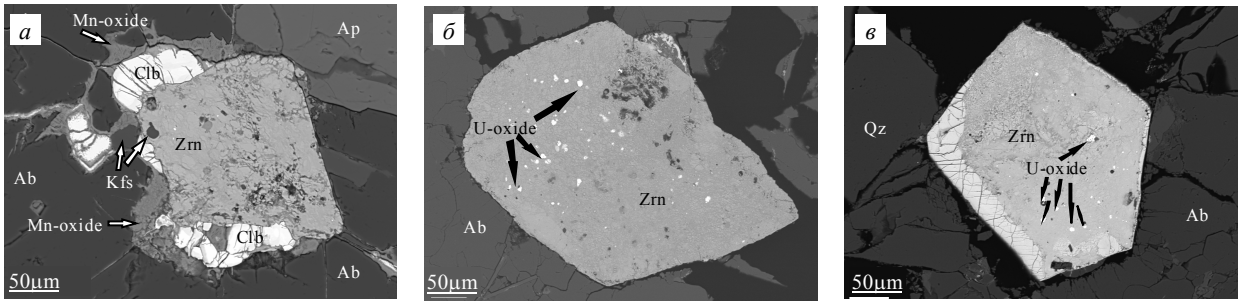


Рис.2. Циркон в отраженных электронах (BSE): *а* – взаимоотношения циркона с акцессорными и породообразующими минералами; *б* – включения оксидов урана в цирконе; *в* – перекристаллизованная кайма (светлая в BSE) вокруг первичного циркона, содержащего включения оксидов урана

Zrn – циркон; Qz – кварц; Ab – альбит; Ap – апатит; Kfs – калиевый полевой шпат; Clb – колумбит; Mn-oxide – оксид марганца; U-oxide – оксид урана

как кубические и кубоктаэдрические кристаллы уранинита UO_2, сингенетически кристаллизовавшиеся с цирконом. Таким образом, процессы посткристаллизационного изменения неглубоко затронули исходный циркон из пегматитов, сохранив его кристаллическое состояние. На кристаллическое состояние циркона указывают и проведенные рентгеноструктурные исследования. В строении циркона присутствует фазовая неоднородность, выраженная наличием узких, идиоморфно обрастающих циркон, внешних кайм (рис.2, *в*). Внешние каймы более светлые, однородные, имеют различную мощность и проявлены не на всех индивидах. Каймы разбиты трещинами, радиально расходящимися от границы с внутренней зоной. Граница между внутренней и внешней зонами четкая, без постепенных переходов (рис.2, *в*).

Спектры РЗЭ в исследованных цирконах имеют дифференцированный характер распределения от легких к тяжелым. Спектры точек 1.1, 1.2, 2.1 и 4.1 похожи, характеризуются общим высоким содержанием РЗЭ (300-722 ppm), относительно пологим спектром легких РЗЭ (Sm_n/La_n варьирует от 0,96 до 34,7), имеют положительную Ce-аномалию (Ce/Ce* = 5-46) и обогащены тяжелыми РЗЭ (283-719 ppm) (табл.1, рис.3). Описанные спектры распределения характерны для циркона магматического генезиса [29]. Спектры точек 3.1 и 3.2 повторяют общий рисунок приведенных спектров, но заметно отличаются. Так, для них характерно очень низкое общее содержание РЗЭ (11-12 ppm) и резкое обеднение тяжелыми РЗЭ (7,9-10,1 ppm). Отмечается небольшая отрицательная Er-аномалия и хорошо выраженная положительная Ce-аномалия (Ce/Ce* = 10-13). Подобный спектр распределения РЗЭ отражает процесс перекристаллизации исходного циркона. Таким образом, рассмотренные особенности распределения редких и редкоземельных элементов позволяют выделить в пределах кристаллов циркона две зоны: обогащенную РЗЭ первичного циркона и значительно обедненную этими элементами. Из табл.1 также видны низкие содержания иттрия (Y = 8-9 ppm) в каймах по сравнению с его внутренними зонам (Y = 400-700 ppm).

Определение температуры кристаллизации циркона является важным фактором оценки кристаллизующейся среды. Циркон из редкометалльных пегаматитов месторождения отличается концентрациями Ti в разных зонах: во внутренних, измененных зонах циркона содержание Ti составляет в среднем 10 ppm; в перекристаллизованных краевых – около 65 ppm. К температурам кристаллизации циркона, рассчитанным с помощью Ti-термометра, следует подходить осторожно, поскольку для более точной оценки температур кристаллизации содержания Ti в цирконе не должны превышать 30 ppm [25]. Для внутренних участков циркона значения температуры можно оценить в 600-800 °С, для внешних кайм (точки 3.1 и 3.2) – более 900 °С (табл.1).

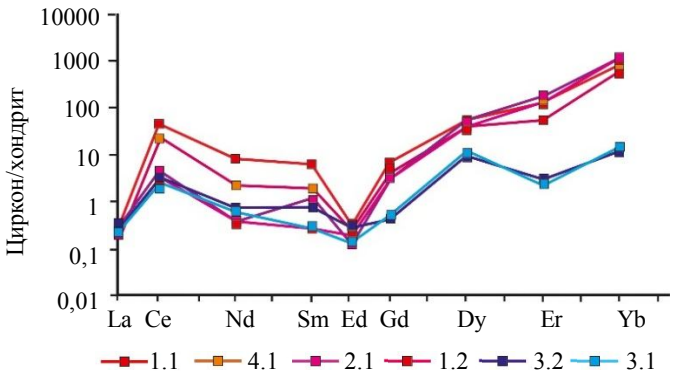


Рис.3. Распределение РЗЭ в цирконе из редкометалльных пегматитов (нормирован на хондрит по [24])

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 448-454 DOI: 10.31897/PMI.2022.41
© Н.М.Кудряшов, О.В.Удоратина, А.А.Калинин, Л.М.Лялина, Е.А.Селиванова, М.Дж.Гроув, 2022

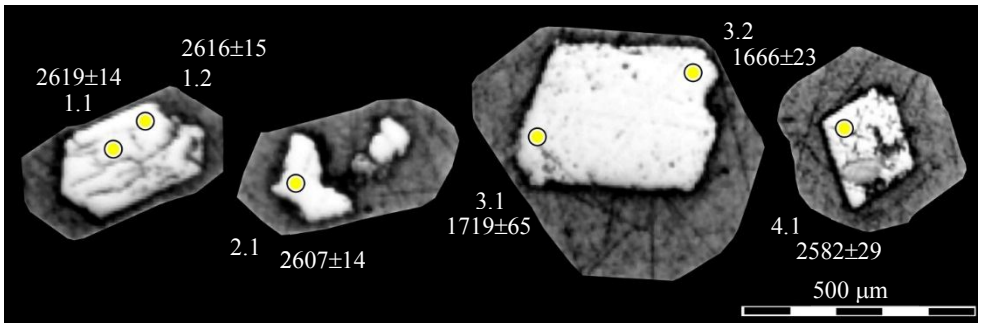


Рис.4. Кристаллы циркона в отраженном свете с нанесенными на них аналитическими точками, соответствующим табл.1 и 2, и результатами датирования (по $^{207}Pb/^{206}Pb$, млн лет)

Светлое – участки циркона, вскрытые для анализа

Таблица 1

Содержание редкоземельных и редких элементов (ppm), температура кристаллизации циркона

Элемент	Точка циркона					
	1.1	1.2	2.1	3.1	3.2	4.1
Ti^{48}	13,9	2,96	24,7	42,6	83,5	1,09
Fe	0,54	0,07	0,50	0,19	0,71	1,80
Y	668	736	399	8,1	9,1	22,6
La	0,050	0,052	0,047	0,042	0,046	0,033
Ce	38,7	3,21	1,85	1,88	2,38	25,9
Nd	4,17	0,13	0,12	0,26	0,22	0,83
Sm	1,08	0,18	0,03	0,03	0,10	0,27
Eu	0,013	0,005	0,012	0,005	0,013	0,009
Gd	1,46	0,56	0,99	0,095	0,076	0,71
Dy	41,9	38,8	23,5	5,78	4,02	20,3
Er	59,8	74,6	41,9	0,35	0,47	15,9
Yb	500	605	476	3,9	3,3	246
Hf	64757	73206	72867	112747	98096	167955
Eu/Eu*	0,88	0,05	0,22	0,29	0,44	0,06
Ce/Ce*	45,7	21,4	13,0	9,65	12,6	5,29
ΣREE	647	722	544	12,3	10,6	300
ΣLREE	42,9	3,38	2,02	2,18	2,66	16,7
ΣHREE	603	719	543	10,1	7,87	283
Yb_n/La_n	14768	17243	14774	136	106	11178
Sm_n/La_n	34,7	5,5	0,96	1,15	3,63	3,36
T(Ti), °C	778	643	838	903	994	573

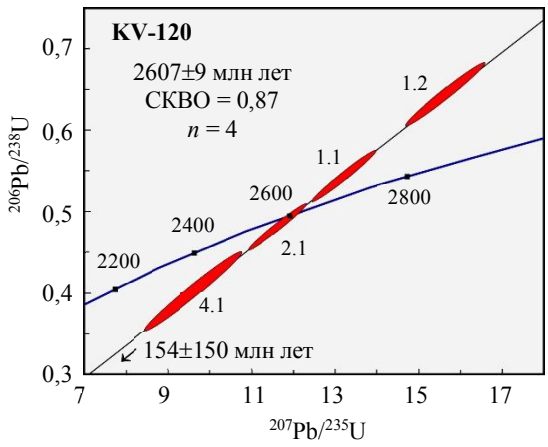


Рис.5. Конкордия для циркона из редкометалльных пегматитов месторождения Охмыльк

Для проанализированных точек циркона (1.1, 1.2, 2.1 и 4.1) была построена дискордия (табл.1, рис.4, 5). Для них получен дискордантный возраст 2607±9 млн лет, СКВО = 0,87 (рис.5). Аналитические точки 3.1 и 3.2, вероятно, отражают возрасты краевой перекристаллизованной зоны одной из граней кристалла и в расчет дискордии не включались. Как видно на рис.5, все аналитические данные дискордантны и свидетельствуют о нарушении U-Pb системы за счет неравномерного распределения урана и свинца в точках измерения. В перекристаллизованных каймах циркона (3.1 и 3.2) концентрации урана составили 0,17-0,19 %, тогда как в неизмененных точках циркона (1.1, 1.2, 2.1 и 4.1) содержание урана в несколько раз выше и составляет 3,01-4,12 %. Таким

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

образом, верхнее пересечение дискордии с конкордией, отвечающее возрасту 2607±9 млн лет, можно принять за возраст кристаллизации циркона. Полученный возраст циркона около 1,7-1,6 млрд лет отвечает более позднему гидротермально-метасоматическому этапу. Аналитические данные с возрастом ~1,7-1,6 млрд лет свидетельствуют о более позднем, предположительно, гидротермально-метасоматическом процессе.

Таблица 2

Результаты U-Pb изотопного исследования циркона из пегматитов месторождения Охмыльк

Номер точки	$^{206}Pb_c$, %	Содержания, %		$^{232}Th/^{238}U$	Изотопные отношения, %			RhO	Возраст, млн лет		*D*, %
		$^{206}Pb^*$	U		$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$		$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	
KV-120-4.1	0,02	2,19	4,12	0,056	0,139±0,8	9,593±10,1	0,403±10,1	0,985	2184±23	2582±29	+18
KV-120-1.1	0,06	1,59	3,15	0,053	0,145±0,5	13,201±4,9	0,543±5,1	0,985	2796±22	2619±14	+7
KV-120-1.2	0,07	1,78	3,69	0,085	0,170±1,3	15,656±5,0	0,645±5,2	0,985	3209±28	2616±15	−18
KV-120-2.1	0,06	1,54	3,01	0,021	0,179±1,1	11,634±5,1	0,482±5,1	0,985	2536±29	2607±14	+3
KV-120-3.2	0,02	0,06	0,17	0,011	0,181±0,5	4,570±7,3	0,324±7,4	0,997	1810±33	1666±23	−8
KV-120-3.1	0,06	0,08	0,19	0,011	0,183±0,4	6,886±5,6	0,474±5,3	0,950	2503±25	1719±65	−31

Примечание. Ошибка в калибровке стандарта соответствовала 0,29 %. Погрешности даны на уровне 1σ, ^{206}Pbc и $^{206}Pb^*$ указывают содержания обыкновенного и радиогенного свинца соответственно. Измеренные отношения скорректированы на ^{204}Pb, *D* – дискордантность: $D = 100 \cdot [\text{возраст}\ (^{207}Pb/^{206}U) / \text{возраст}\ (^{206}Pb/^{238}U) - 1]$; RhO – коэффициент корреляции между ошибками определения отношений $^{206}Pb/^{238}U$ и $^{207}Pb/^{235}U$. Значения исправлены на масс-фракционирование, холостое загрязнение и обыкновенный свинец по модели [30].

Заключение. Циркон месторождения Охмыльк кристаллизовался на пегматитовом этапе в парагенетической ассоциации с группой пирохлора, молибденитом-I, арсенопиритом и уранинитом-I [18, 20]. Избыток урана циркон захватывал в свою кристаллическую решетку в качестве изоморфной примеси, где кристаллизовался в виде самостоятельной фазы – уранинита (UO_2). Под воздействием водных флюидов и за счет радиоактивного распада высокоурановый циркон приобрел незначительные посткристаллизационные изменения, которые не носили интенсивный характер, что способствовало сохранности кристаллического состояния циркона. Флюидная фаза способствовала выносу части радиогенного свинца, о чем свидетельствует дискордантное положение аналитических данных при изотопно-геохронологических исследованиях. Циркон метасоматического этапа, проявленный в виде внешних кайм на первичном цирконе, образовался совместно с минералами групп колумбита, трифилина, апатита, турмалина и бериллом [20]. Полученный изотопный возраст циркона 2607±9 млн лет определяет время его кристаллизации и служит надежной оценкой времени формирования месторождения Охмыльк, отражая глобальную эпоху пегматитообразования, с которой связаны формирования крупнейших мировых редкометалльных месторождений [26]. Образование внешних кайм циркона связано с его полной перекристаллизацией в палеопротерозойское время (1,7-1,6 млрд лет назад).

Авторы выражают благодарность профессору А.В.Волошину за поддержку и помощь при изучении пегматитов Кольского региона, а также сотрудникам группы сепарации вещества Геологического института ФИЦ КНЦ РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Černý P.* Rare-element granite pegmatites. Part I. Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits // Geoscince Canada. 1991. Vol. 18. № 2. P. 49-67.

2. *London D.* Pegmatites // The Canadian Mineralogist. Special Publication. Quebec: Society of Economic Geologists. 2008. Vol. 10. 368 p. DOI: 10.2113/gsecongeo.103.8.1730

3. *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

4. *Tkachev A.V.* Evolution of metallogeny of granitic pegmatites associated with orogens throughout geological time // Geological Society. 2011. Vol. 350. P. 7-23. DOI: 10.1144/SP350.2

5. *Mccauley A., Bradley D.C.* The global age distribution of granitic pegmatites // The Canadian Mineralogist. 2014. Vol. 52. Iss. 2. P. 183-190. DOI: 10.3749/canmin.52.2.183

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

6. *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.

7. *Пушкарев Ю.Д., Кравченко Е.В., Шестаков Г.И.* Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 136 с.

8. *Кудряшов Н.М., Лялина Л.М., Апанасевич Е.А.* Возраст редкометалльных пегматитов месторождения Васин-Мыльк (Кольский регион): результаты геохронологического U-Pb-исследования микролита // Доклады Академии наук. 2015. Т. 461. № 4. С. 437-441. DOI: 10.7868/S0869565215100205

9. *Kudryashov N.M., Skublov S.G., Galankina O.L. et al.* Abnormally high-hafnium zircon from rare-metal pegmatites of the Vasin-Mylk deposit (the northeastern part of the Kola Peninsula) // Geochemistry. 2019. Vol. 80. Iss. 3. DOI: 10.1016/j.geoch.2018.12.001

10. *Морозова Л.Н.* Колмозерское литиевое месторождение редкометалльных пегматитов: новые данные по редкоэлементному составу (Кольский полуостров) // Литосфера. 2018. Т. 18. № 1. С. 82-98. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-082-098

11. *Chew D.M., Sylvester J.P., Tubrett M.N.* U-Pb and Th-Pb dating of apatite by LA-ICPMS // Chemical Geology. 2011. Vol. 280. Iss. 1-2. P. 200-216. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2010.11.01

12. *Ризванова Н.Г., Скублов С.Г., Черемазова Е.В.* Возраст гидротермальных процессов в центрально-иберийской зоне (Испания) по данным U-Pb датирования касситерита и апатита // Записки Горного института. 2017. Т. 225. С. 275-283. DOI: 10.18454/PMI.2017.3.275

13. *Скублов С.Г., Красоткина А.О., Макеев А.Б. и др.* Первые данные о возрасте (U-Pb метод, TIMS, LA-ICP-MS) рутила из полиминерального рудопроявления Ичетью, Средний Тиман // Записки Горного института. 2018. Т. 232. С. 357-363. DOI: 10.31897/PMI.2018.4.357

14. *Salnikova E.B., Chakhmouradian A.R., Stifeeva M.V. et al.* Calcic garnets as a geochronological and petrogenetic tool applicable to a wide variety of rocks // Lithos. 2019. Vol. 338-339. P. 141-154. DOI: 10.1016/j.lithos.2019.03.032

15. *Hao-Cheng Yu, Kun-Feng Qiu, Callum J. et al.* HetheringtonApatite as an alternative petrochronometer to trace the evolution of magmatic systems containing metamict zircon // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2021. Vol. 176. № 68. DOI: 10.1007/s00410-021-01827-z

16. *Кудряшов Н.М., Удоратина О.В., Кобл М.А., Стешенко Е.Н.* Оценка времени формирования редкометалльных пегматитов зоны Колмозеро-Воронья на основе изотопно-геохронологического исследования циркона (SHRIMP RG) из турмалин-мусковитовых гранитов // Материалы VII Российской конференции по изотопной геохронологии, 20-22 ноября 2017, Москва, Россия. Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской Академии наук (Москва), 2018. С. 161-163.

17. *Kudryashov N.M., Udoratina O.V., Coble M., Steshenko E.N.* Geochronological and Geochemical Study of Zircon from Tourmaline-Muscovite Granites of the Archaean Kolmozero-Voronya Greenstone Belt: Insights into Sources of the Rare-Metal Pegmatites // Minerals. 2020. Vol. 10. Iss. 9. № 760. DOI: 10.3390/min10090760

18. *Соседко А.Ф.* Материалы по геологии и геохимии гранитных пегматитов. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 152 с.

19. *Волошин А.В., Пахомовский Я.А.* Минералогия тантала и ниобия в редкометалльных пегматитах. Л.: Наука, 1988. 240 с.

20. *Гордиенко В.В.* Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. Л.: Недра, 1970. 240 с.

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

22. *Coble M.A., Vazquez J., Barth A.P. et al.* Trace Element Characterization of MAD-559 Zircon Reference Material for Ion Microprobe Analysis // Geostandards and Geoanalytical Research. 2018. Vol. 42. Iss. 4. P. 481-497. DOI: 10.1111/ggr.12238

23. *Barth A.P., Tani K., Meffre S.* Generation of silicic melts in the early Izu-Bonin arc recorded by detrital zircons in proximal arc volcaniclastic rocks from the Philippine Sea // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2017. Vol. 18. Iss. 10. P. 3576-3591. DOI: 10.1002/2017GC006948

24. *McDonough W.F., Sun Sh.S.* The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120. Iss. 3-4. P. 223-253. DOI: 10.1016/0009-2541(94)00140-4

25. *Ferry J.M., Watson E.B.* New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2007. Vol. 154. P. 429-437. DOI: 10.1007/s00410-007-0201-0

26. *Badanina E.V., Sitnikova M.A., Gordienko V.V. et al.* Mineral chemistry of columbite-tantalite from spodumene pegmatites of Kolmozero, Kola Peninsula (Russia) // Ore Geology Reviews. 2015. Vol. 64. P. 720-735. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2014.05.009

27. *Nasdala L., Hanchar J.M., Rhede D. et al.* Retention of uranium in complexly altered zircon: An example from Bancroft, Ontario // Chemical Geology. 2010. Vol. 269. Iss. 3-4. P. 290-300. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2009.10.004

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

29. *Hoskin P.W.O.* Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2005. Vol. 69. Iss. 3. P. 637-648. DOI: 10.1016/j.gca.2004.07.006

30. *Stacey J.S., Kramers I.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planetary Science Letters. 1975. Vol. 26. Iss. 2. P. 207-221. DOI: 10.1016/0012-821X(75)90088-6

***Авторы*: Н.М.Кудряшов,** *канд. геол.-минерал. наук, ведущий научный сотрудник, nik@geoksc.apatity.ru, https://orcid.org/0000-0003-0918-0995* (*Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия*), **О.В.Удоратина,** *канд. геол.-минерал. наук, ведущий научный сотрудник, https://orcid.org/0000-0001-9956-6271* (*Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН, Сыктывкар, Россия*), **А.А.Калинин,** *канд. геол.-минерал. наук, ведущий научный сотрудник, https://orcid.org/0000-0003-4952-0333* (*Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия*), **Л.М.Лялина,** *канд. геол.-минерал. наук, ведущий научный сотрудник, https://orcid.org/0000-0002-5875-5348* (*Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия*), **Е.А.Селиванова,** *канд. геол.-минерал. наук, ведущий научный сотрудник, https://orcid.org/0000-0002-1116-7549* (*Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия*), **М.Дж.Гроув,** *профессор геол. наук, https://orcid.org/0000-0002-7536-0559* (*Стэнфордский университет, Стэнфорд, Калифорния, США*).

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0