

Л. К. ЛЕВСКИЙ, Е. С. БОГОМОЛОВ (ИГГД РАН, ВСЕГЕИ),
А. Ф. ЛОБИКОВ, Л. А. КОПЫТЧЕНКО (ИГГД РАН),
А. В. ТРАВИН (ИГМ СО РАН)

Изотопное датирование сланцев Северо-Западного Приладожья

U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и Ar/Ar методы изотопной геохронологии были применены для определения возраста породообразующих минералов (гранаты, ставролиты, биотиты, мусковиты), выделенных из метаморфических сланцев Северо-Западного Приладожья. Значительная вариация измеренных значений возраста для всех изотопных систем и минералов от 1860 до 1625 млн лет обусловлена двумя причинами: метаморфогенным образованием и перекристаллизацией первичных минералов и вторичными гидротермально-метасоматическими процессами.

Ключевые слова: *метаморфические сланцы, гранат, ставролит, биотит, мусковит, изотопные системы.*

L. K. LEVSKY, E. S. BOGOMOLOV (IPGG RAS, VSEGEI),
A. F. LOBIKOV, L. A. KOPYTCHENKO (IPGG RAS),
A. V. TRAVIN (IGM SB RAS)

Isotope dating of the schist from the Northwest Ladoga area

U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr and Ar/Ar isotopic geochronological methods were used for age determinations in rock-formed minerals: garnets, staurolites, biotites and muscovites separated from the metamorphic schists of Northwest Ladoga area. Essential variations of measured dates for all isotopic systems and minerals from 1860 to 1625 Ma were caused by two reasons: the first is formation of metamorphic minerals and recrystallisation of primary formed minerals and the second is the secondary hydrothermal metasomatic processes.

Keywords: *metamorphic schists, garnet, staurolite, biotite, muscovite, isotopic systems.*

Введение. В настоящее время для изучения эволюции метаморфических комплексов широко используются изохимические фазовые диаграммы [6], с помощью которых можно проследить процесс метаморфического преобразования минеральных ассоциаций, начиная с низких значений температур и давлений (проградная фаза), достижения максимума и снижения температуры вплоть до охлаждения (ретроградная фаза). В ходе перемещения вдоль «метаморфической петли» отмечается образование первичных минералов, их частичная или полная рекристаллизация, образование новых минералов и восстановление предшествующих, но уже как вторичных [8, 9, 12, 18]. Для докембрийских комплексов метаморфический процесс может занять миллионы, десятки миллионов лет и более, эпизодически затухая и вновь активизируясь.

Однако хронологические реперы на «петле» представлены более чем скромно. Как в упомянутых выше работах, так и других публикациях для этой цели в основном используется акцессорный монацит и его U-Pb система, причем измерения выполняются *in situ*, что дает известные преимущества подобному подходу. Очевидно, существует необходимость расширения круга геохронометрических тандемов: изотопная система – породообразующий минерал: U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, K-Ar – ставролиты, гранаты, биотиты, мусковиты. Все в целом обеспечивает переход от плоской P-T-картины к объемной изотопной композиции P-T-t. В настоящей работе, касающейся изотопной части исследований, сделана попытка продвижения в этом направлении.

Места отбора проб. Породы в изучаемом регионе представляют метапелиты с отчетливо выраженной сланцеватостью, шелковистым блеском, обусловленным присутствием мелкозернистого мусковита и большим количеством порфиروبластов ставролита и граната. Ставролит представляет пойкилитовые порфиробласты размерами до нескольких сантиметров. В них, как правило, содержатся включения слюды и кварца, обычные включения граната. Согласно работе [2], ставролиты являются более поздними образованиями по сравнению с гранатом и кордиеритом, однако все они обнаруживают синкинематическую кристаллизацию. Для метаморфических сланцев Приладожья, конкретно для метапелитов в пос. Леппясюръя, имеются два определения P-T-условий их формирования, выполненные путем применения двух минеральных пар: ставролит + гранат (515°C и 3,1 кбар) и биотит + гранат (575°C и 4,1 кбар) [7]. Химический состав ставролита: SiO₂ 32,35–37,45; TiO₂ 0,60–0,62; Al₂O₃ 43,92–50,15; Fe₂O₃ 12,82–13,59; FeO 9,8–12,06; MgO 1,03–1,72; MnO 0,08–0,18; CaO 1,18–1,44; ZnO 0,14; H₂O⁺ 0,53–1,01; Σ = 99,78–100,70 [5]. Гранат образует хорошо ограниченные кристаллы красного цвета размером до 2–4 мм, по химическому составу он близок к альмандину (74 %), содержит включения углистого вещества, возможно, ильменита.

Для геохронологических исследований отобран ряд проб из высокоглиноземистых сланцев ладожской серии (рис. 1): пр. 244 – в пределах пос. Леппясюръя (61°51.225' с. ш., 031°21.266' в. д.),

пр. 245 – в 6 км по дороге Леппясюрья–Суйстамо (61°53.007' с. ш., 031°15.371' в. д.), пр. 246 – в 4 км от предыдущей точки по этой же дороге вблизи р. Саркайоки (61°53.573' с. ш., 031°11.405' в. д.). Также были отобраны пробы из сланцев на юге – о-в Тулолансаари – пр. 288 (61°40.761' с. ш., 030°56.230' в. д.) и о-в Мякисало – пр. 289 (61°47.705' с. ш., 031°00.150' в. д.) и 292 (61°41.384' с. ш., 031°01.718' в. д.). Если залегание пород в пределах опробования точек 244 и 245 субгоризонтальное (рис. 2), то в остальных обнажениях они залегают практически вертикально, нередко перемежаясь пластовыми телами кристаллических пород (рис. 3). Выделение минералов из сланцев проводилось по стандартной методике.

Химические процедуры и масс-спектрометрический анализ. Исследование Rb-Sr и Sm-Nd систем пород и минералов осуществлялось с применением метода изотопного разбавления для определения концентраций рубидия, стронция, самария и неодима. В предварительно растертые навески проб добавлялись взвешенные количества растворов смешанных индикаторов ^{87}Rb - ^{84}Sr и ^{149}Sm - ^{150}Nd . Затем подготовленные таким образом пробы разлагались в смеси азотной и плавиковой кислот. Выделение рубидия и стронция для изотопного анализа производилось путем катионообменной хроматографии на смоле марки AG50W-X8, а самария и неодима для изотопного анализа – в две ступени. Первая – катионообменная хроматография на смоле AG50W-X8 для отделения редкоземельных элементов от общей массы вещества пород и минералов. Вторая – экстракционная хроматография с использованием жидкого катионообменного экстрагента HDEHP на тефлоновом носителе.

Изотопный анализ Rb, Sr, Sm и Nd осуществлялся на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме. Коррекция на изотопное фракционирование стронция производилась при помощи нормализации измеренных значений по отношению $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8,37521$. Нормализованные отношения приводились к значению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71025$ в международном изотопном стандарте NBS-987. Коррекция на изотопное фракционирование неодима производилась при помощи нормализации измеренных значений по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$. Нормализованные отношения приводились к значению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511860$ в международном изотопном стандарте La Jolla. Погрешность определения содержаний Rb, Sr, Sm и Nd составила 0,5 %, а уровень холостого опыта – 30 pg для Rb и Sr, 10 pg – Sm и 20 pg – Nd.

Анализ параметров международного стандартного образца BCR-1 дал следующие результаты содержаний Rb 45,9 и Sr 329 мкг/г, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0,4027 \pm 19$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,705013 \pm 16$ (средние значения из восьми определений); Sm 6,45 и Nd 28,4 мкг/г, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1383 \pm 3$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512654 \pm 8$ (средние значения из десяти определений). Построение изохронных зависимостей и вычисление возраста исследованных пород, а также первичного отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и параметра ϵ_{Nd} осуществлялось по программе ISOPLOT [14] с использованием следующих значений констант: $\lambda_{^{87}\text{Rb}} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$, $\lambda_{^{147}\text{Sm}} = 6,54 \cdot 10^{-12} \text{ год}^{-1}$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0,512638$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0,1967$ [7, 11]. При расчетах вводились следующие значения относительных погрешностей определения



Рис. 1. Карта Северо-Западного Приладожья. На основе Государственной геологической карты Российской Федерации, м-б 1 : 1 000 000 (новая серия), лист Р-(35)-37 – Петрозаводск. Гл. редактор Ю. Б. Богданов. ВСЕГЕИ, 2000 г.

Звёздочками отмечены места отбора проб

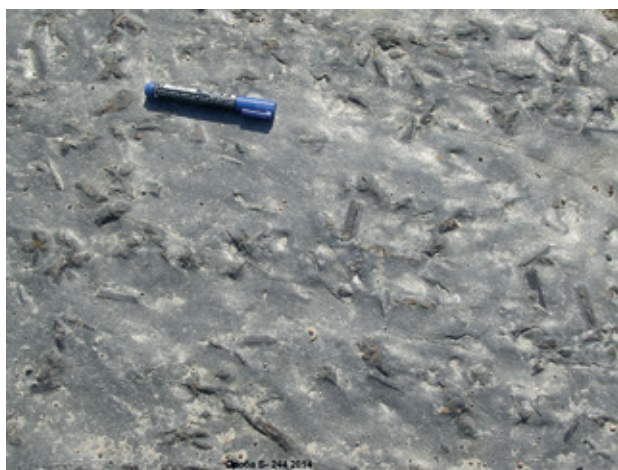


Рис. 2. Гранат-ставролит-мусковитовый сланец в горизонтальном залегании (пр. 244)



Рис. 3. Гранат-ставролит-мусковитовый сланец в вертикальном залегании (пр. 246)

Rb-Sr и Sm-Nd данных: 0,5 % — для отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$; 0,01 % — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; 0,003 % — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Определение параметра ϵ_{Nd} производилось с точностью $\pm 0,5$.

Анализ содержания U и Pb и масс-спектрометрический анализ изотопного состава Pb в ставролитах и гранатах изложен в работе [4]. Определение K-Ar возраста мусковитов проводилось Ar/Ar методом на установке АРГУС в Институте геологии и минералогии СО РАН.

Результаты исследования. Гранаты. В табл. 1 представлены данные по содержанию Sm и Nd, а также измеренные значения возраста для гранатов, вычисленные с использованием породы в целом как опорной для двухточечной изохроны. Надо заметить, что применение обычных методов сепарации минералов, в том числе метод ручного отбора с использованием бинокля, не всегда обеспечивает получение «чистой» культуры. Микропримеси размером < 10 мкм удалить трудно. Наиболее «опасные» примеси в случае использования Sm-Nd метода — фосфаты (монацит, ксенотим, табл. 1), чье содержание РЗЭ на 2-3 порядка больше, чем в гранатах. Таким образом, присутствие фосфатных примесей в гранате делает невозможным получение реального возраста собственно граната Sm-Nd методом. Измеренное значение будет отвечать возрасту фосфатов, точнее, возрасту ксенотима (но не монацита), для которого характерно высокое отношение Sm/Nd, что и создает возможность использования этого минерала для определения возраста. Ксенотим может оказаться древнее граната (обр. 288, 292), и в этом случае он является включением, но может быть и моложе (обр. 244–246), тогда он — обрастание (табл. 1). Конечно, возможно и синхронное образование граната и фосфатов. В любом случае

использование концентрированной серной кислоты для удаления фосфатов является необходимым при применении Sm-Nd метода для гранатов.

Для измерения возраста гранатов был также использован U-Pb метод. Результаты измерений представлены в табл. 2 и в пределах ошибки совпадают с данными, полученными Sm-Nd методом.

Ставролиты. Для определения возраста ставролита был использован U-Pb метод, единственно возможный для этого минерала [4]. По отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст ставролита равен 1693 ± 29 млн лет (табл. 2).

Слюды. Биотит. Rb-Sr метод был использован для определения возраста по этим минералам. В качестве опорной точки брались результаты измерений для породы в целом. Предпочтительным минералом был бы плагиоклаз с низкой величиной Rb/Sr отношения и, соответственно, низким нерадиогенным значением отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, близким к первичному. Однако, если отношение $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в биотите, как правило, достаточно высокое (≥ 100), выбор опорного минерала крайне незначительно скажется на правильном значении возраста. Для обр. 292 отсутствуют Rb-Sr данные для породы в целом, и поэтому в качестве опорного минерала используется ставролит с достаточно низким отношением $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (табл. 3).

Мусковит. Величина отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ варьирует от 0,860 до 4,28 (максимальное измеренное значение), т. е. очень низкое, что не позволяет построить надежную двухточечную изохрону. Единственным выходом из такого положения является применение K-Ar метода. В настоящей работе используется Ar/Ar вариант метода. Результаты измерений приведены в табл. 4. Основная, если не единственная, причина уменьшения величины отношения Rb/Sr в мусковитах — существенно

Таблица 1

Sm-Nd данные для гранатов и фосфатов

Образец	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	t, млн лет	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$
244 вал	4,777	24,33	0,1187	0,511585 \pm 4		
244 гранат	2,056	3,741	0,3324	0,514111 \pm 6	1797 \pm 19	-2,5
244 гранат*	0,682	0,135	3,0756	0,547778 \pm 68	1860 \pm 9,5	-1,9
245 вал	5,059	29,48	0,1037	0,511433 \pm 4		
245 гранат	1,945	2,586	0,4551	0,515415 \pm 8	1723 \pm 14	-2,9
245 гранат*	1,112	0,240	2,819	0,543502 \pm 14	1795,3 \pm 9,2	-2,1
246 вал	3,061	13,08	0,1415	0,511546 \pm 4		
246 гранат	2,056	5,460	0,2276	0,512351 \pm 8	1423 \pm 43	-11,2
246 гранат*	0,681	0,212	1,951	0,533211 \pm 16	1819,8 \pm 9,8	-8,4
288 вал	4,832	24,98	0,1169	0,511378 \pm 7		
288 гранат	1,178	5,293	0,1345	0,511664 \pm 3	2465 \pm 220	0,8
288 гранат*	0,247	0,180	0,8301	0,519880 \pm 24	1812 \pm 11	-6,0
292 вал	4,564	21,49	0,1284	0,511569 \pm 6		
292 гранат	3,755	12,54	0,1810	0,512284 \pm 6	2064 \pm 74	-2,7
292 гранат*	1,024	0,169	3,710	0,555652 \pm 26	1870,5 \pm 9,5	-4,4
апатит**	101,3	563,7	0,1087	0,512639 \pm 5		
монацит**	38,61	235,3	0,0992	0,512330 \pm 8		
ксенотим**	713,7	371,9	1,1627	0,521462 \pm 7		

* Обработка H₂SO₄, **образцы из коллекции Ю. С. Полеховского.

U-Pb данные для гранатов и ставролитов

Образец	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm 2\sigma$	R	Pb, ppm	U, ppm
244 гранат	99,783 ± 1,0	24,121 ± 0,58	127,54 ± 10,71	0,98	0,145	0,236
245 гранат	202,68 ± 1,4	36,336 ± 0,902	52,1 ± 0,536	0,88	0,232	0,319
245 гранат	184,51 ± 0,9	34,238 ± 0,533	99,418 ± 0,605	0,84	0,391	1,003
246 гранат	112,8 ± 0,6	26,094 ± 0,313	55,561 ± 0,265	0,84	0,369	0,201
244 гранат*	239,46 ± 1,3	39,774 ± 0,879	58,664 ± 0,487	0,90	0,486	0,391
245 гранат*	279,97 ± 2,7	44,558 ± 2,1	55,311 ± 1,56	0,85	0,146	0,231
246 гранат*	147,9 ± 2,8	29,972 ± 1,54	80,407 ± 1,7	0,87	0,120	0,130
244 гранат**	155,26 ± 0,6	30,195 ± 0,313	42,581 ± 0,161	0,83	0,027	0,099
245 гранат**	381,55 ± 2,6	56,577 ± 2,04	152,89 ± 2,12	0,89	0,176	0,234
246 гранат**	291,29 ± 0,4	45,699 ± 0,313	55,771 ± 0,16	0,90	0,080	0,153
244 ставролит	67,104 ± 0,2	20,684 ± 0,139	57,869 ± 0,171	0,83	0,419	1,178
244 ставролит***	67,13 ± 0,3	20,663 ± 0,127	57,777 ± 0,171	0,84	0,334	0,601
245 ставролит	47,014 ± 0,2	18,629 ± 0,141	80,896 ± 0,197	0,83	0,564	0,730
246 ставролит	53,871 ± 0,1	18,941 ± 0,114	58,601 ± 0,145	0,84	0,885	1,677
244 ставролит*	79,945 ± 0,9	21,945 ± 0,809	62,122 ± 0,83	0,72	0,243	0,480
245 ставролит*	29,145 ± 0,1	16,85 ± 0,075	39,889 ± 0,093	0,83	0,320	0,257
246 ставролит*	52,825 ± 0,2	18,451 ± 0,108	55,436 ± 0,159	0,73	0,451	0,948
244 ставролит**	80,534 ± 0,3	21,981 ± 0,136	58,032 ± 0,170	0,87	0,306	0,532
245 ставролит**	41,666 ± 0,2	18,055 ± 0,089	51,948 ± 0,123	0,91	0,463	0,446
246 ставролит**	64,437 ± 0,2	19,595 ± 0,116	59,755 ± 0,158	0,77	0,563	0,911

* Обработка HBr, ** обработка H₂SO₄, *** повторный анализ.

Rb-Sr данные для биотитов

Образец	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	t, млн лет	IR
244 вал	88,10	98,85	2,5924	0,773790 ± 24		
244 биотит	364,8	9,659	147,96	4,337774 ± 168	1705,7 ± 8,4	0,71023 ± 45
245 вал	128,9	167,8	2,2339	0,768960 ± 10		
245 биотит	546,8	19,94	97,345	3,040772 ± 163	1662,3 ± 8,2	0,71560 ± 39
246 вал	133,6	79,02	4,950	0,841706 ± 30		
246 вал*	158,7	90,48	5,1349	0,843103 ± 25		
246 биотит	533,9	17,34	112,66	3,42506 ± 15	1669,1 ± 8,5	0,72298 ± 86
246 биотит*	575,2	8,130	394,97	10,228481 ± 110	1675,4 ± 8,2	0,71948 ± 87
Б-2011-288 вал	146,5	93,31	4,5932	0,834800 ± 10		
Б-2011-288 биотит	316,1	4,181	459,76	11,986744 ± 130	1704,6 ± 8,3	0,72226 ± 79
Б-2011-289 вал	139,3	165,3	2,4518	0,772093 ± 10		
Б-2011-289 биотит	259,9	8,126	118,27	3,559631 ± 117	1674,9 ± 8,3	0,71308 ± 42
Б-2011-292 ставролит	0,627	1,522	1,197	0,745950 ± 85	1621,8 ± 7,9	0,71806 ± 21
Б-2011-292 биотит	312,4	8,411	142,28	4,032745 ± 354	1625,0 ± 8,0	0,71143 ± 39

* Повторный полный анализ.

Rb-Sr данные для мусковитов

Образец	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$t_{\text{Ar/Ar}}$, млн лет	IR, Ar/Ar	IR, 1700
244*	94,08	317,1	0,8597	$0,734958 \pm 34$		0,713802	0,713942
244*	82,17	219,5	1,0854	$0,741895 \pm 10$		0,715185	0,715362
244*	56,14	172,2	0,9449	$0,736092 \pm 7$		0,712840	0,712993
245**	165,4	150,6	3,200	$0,793063 \pm 71$	1712 ± 10	0,714316	0,714837
246**	170,2	116,3	4,279	$0,824649 \pm 26$	1669 ± 10	0,722026	0,720047
246**	168,4	138,8	3,5379	$0,804973 \pm 13$	1669 ± 10	0,720124	0,718487
246**	196,4	174,9	3,2737	$0,795117 \pm 59$	1669 ± 10	0,716604	0,715090
288	64,48	157,8	1,1855	$0,748436 \pm 22$		0,719263	0,719456
289	130,4	150,3	2,5234	$0,774540 \pm 20$		0,712443	0,719454
292	100,2	123,6	2,3546	$0,766396 \pm 10$		0,708453	0,708837

* Повторные измерения мусковита 244, **рассчитано на Ar/Ar возраст мусковитов.

избыточное содержание стронция, хотя и рубидий также варьирует в два раза от минимального в обр. 244 до максимального в обр. 245. Привнос стронция и изменение содержания рубидия определенно свидетельствуют о метаморфическом процессе (процессах) как причине подобного нарушения замкнутости Rb-Sr системы мусковитов.

Обсуждение результатов. Для высокотемпературных метаморфических процессов поведение изотопных систем в большинстве случаев в достаточной степени предсказуемо после прохождения пика температуры ($\geq 900\text{--}1000^\circ\text{C}$), при котором предшествующая хронологическая информация стирается, сохраняясь только для температуроустойчивых систем, как U-Pb система в цирконе. Далее на ретроградном этапе при снижении температуры возрастные данные для различных тандемов изотопная система – минерал распределяются согласно зонам закрытия конкретной изотопной системы в конкретном минерале от сравнительно устойчивых систем – U-Pb в монаците (температура закрытия $\sim 750\text{--}800^\circ\text{C}$), вплоть до низкотемпературных – K-Ar или Rb-Sr системы в биотитах (температура закрытия $\sim 350\text{--}400^\circ\text{C}$). Зоны закрытия изотопных систем в значительной степени зависят от внешних условий, главным образом от присутствия или отсутствия флюидной фазы [10]. В первом случае перенос ионов будет активизирован, во втором, наоборот, затруднен. В этой связи часто используемый термин «температура закрытия изотопной системы» не стоит рассматривать как строгое понятие, но тем не менее относительная последовательность закрытия в большинстве случаев сохраняется. В случае умеренно-температурного метаморфизма осадков ($T \sim 500\text{--}600^\circ\text{C}$) имело место образование первичных минералов, как монацит, ксенотим, гранат, мусковит [12]. Sm-Nd и U-Pb возрастные данные для гранатов, полученные в настоящей работе (1795–1860 млн лет), совпадают с более ранними результатами для минералов Северного Приладожья [1]. Несмотря на меньшую температурную устойчивость указанных выше изотопных систем для гранатов по сравнению с цирконами и монацитами, изотопный возраст сохранился при пиковых P-T условиях метаморфизма и соответствует проградной стадии.

В то же время K-Ar возраст мусковитов, Rb-Sr возраст биотитов и U-Pb возраст ставролитов демонстрируют «дефицит» возрастных значений, который обязан полной или частичной потере радиогенных изотопов. Измеренный для этих минералов возраст 1669–1712, 1621–1705 и 1689–1693 млн лет соответствует регрессивной стадии метаморфизма, что позволяет сделать приблизительную оценку длительности метаморфизма в изучаемом регионе величиной ~ 100 млн лет.

В условиях низкотемпературного метаморфизма ($T \sim 500\text{--}550^\circ\text{C}$), при котором осадки трансформируются в минералы, в свою очередь превращающиеся в другие минералы, образуются первичные и вторичные минералы и процесс растягивается на десятки миллионов лет, становясь непрерывным или эпизодическим [10, 16, 17], и в этом одна из причин вариабельности возрастных данных для минералов. Для сланцев Северо-Западного Приладожья метаморфический процесс завершился гидротермально-метасоматическим этапом, который отчетливо проявляется в случае мусковитов, обогащенных стронцием (табл. 4), привнесенным карбонатным флюидом. Вариация возрастных данных для гранатов и биотитов также в большей или меньшей степени зависит от влияния гидротермально-метасоматического процесса. Близкая ситуация отмечена для соседней прионежской структуры [3]. Возрастные данные для цирконов, часть из которых определенно имеет гидротермальное происхождение [13, 15], варьируют от 177 до 289 млн лет. Время метасоматической активности можно оценить по возрасту ксенотимовых обрастаний на гранате (табл. 1) как позднекембрийское (< 1423 млн лет).

Заключение. Проведенные исследования подтверждают возможность получения большого объема геохронологической информации для метаморфических комплексов, используя мультиизотопный и мультиминеральный подходы. В то же время очевидно, что однозначная временная идентификация процессов и событий может быть получена путем объединения результатов изотопной геохронологии с данными метаморфической петрологии и минералогии.

Работа поддержана грантом РФФИ 17-05-00265.

1. Балтыбаев Ш.К., Левченко О.А., Левский Л.К. Свекофеннский пояс Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. — СПб.: Наука, 2009. — 327 с.
2. Великославинский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. — Л.: Наука, 1972. — 190 с.
3. Гольцин Н.А., Лохов К.И., Капитонов И.Н. и др. Полистадийное преобразование высокоуглеродистых пород людикувия Онежского прогиба // Регион. геология и металлогения. 2010. № 41. — С. 66–79.
4. Левский Л.К., Лобиков А.Ф. Ставролит — U-Pb изотопный геохронометр // Записки РМО. 2015. № 2. — С. 1–13.
5. Федькин В.В. Ставролит. — М.: Наука, 1978. — 271 с.
6. Baba S., Osanai Y., Nakano N. et al. Counterclockwise P-T path and isobaric cooling of metapelites from Brattnipene, Sor Rondane Mountains, East Antarctica: Implications for a tectonothermal event at the proto-Gondwana margin // Precambrian Research. 2012. Vol. 234. — P. 210–228.
7. De Paolo D.J., Wasserburg G.J. Nd isotopic variations and petrogenetic models // Geophys. Res. Lett. 1976. Vol. 3. — P. 249–252.
8. Florence F.P., Spear F.S. Influences of reaction history and chemical diffusion on P-T calculations for staurolite schists from the Littleton Formation, northwestern New Hampshire // American Mineralogist. 1993. Vol. 78. — P. 345–359.
9. Gasser D., Jerabek P., Faber C. et al. Behavior of geochronometers and timing of metamorphic reactions during deformation at lower crustal conditions: phase equilibrium modeling and U-Pb dating of zircon, monazite, rutile and titanite from the Kalak Nappe Complex, northern Norway // J. Metamorphic Geol. 2015. Vol. 33 (5). — P. 513–534.
10. Guiraud M., Powell R., Rebay G. H₂O in metamorphism and unexpected behavior in the preservation of metamorphic mineral assemblages // J. Metamorphic Geol. 2001. Vol. 19. — P. 445–454.
11. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 50. — P. 139–155.
12. Janots E., Engi M., Berger A. et al. Prograde metamorphic sequence of REE minerals in pelitic rocks of the Central Alps: implications for allanite–monazite–xenotime phase relations from 250 to 610 °C // J. Metamorphic Geol. 2008. Vol. 26. — P. 509–526.
13. Kerrich R., King R. Hydrothermal zircon and baddeleyite in Val-d'Or Archean mesothermal gold deposits: characteristics, compositions, and fluid-inclusion properties, with implications for timing of primary gold mineralization // Can. J. Earth Sci. 1993. Vol. 30. — P. 2335–2350.
14. Ludwig K.R. User's Manual for ISOPLOT/Ex, a Geochronological toolkit for Microsoft Excel. Vers. 2.05d // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 1999. N 1. — 49 p.
15. Rubin J.N., Henry C.D., Price J.G. Hydrothermal zircons and zircon overgrowths, Sierra Blanca Peaks, Texas // American Mineralogist. 1989. Vol. 74. — P. 865–869.
16. Sanislav I.V., Bell T.H. The inter-relationships between long-lived metamorphism, pluton emplacement and changes in the directions of bulk shortening during orogenesis // J. Metamorphic Geol. 2011. Vol. 29. — P. 513–536.
17. Sanislav I.V., Shah A.A. The problem, significance and implications for metamorphism of 60 million years of multiple phases of staurolite growth // Journal Geological Society of India. 2010. Vol. 76. — P. 384–398.
18. Spear F.S., Kohn M.J., Florence F.P., Menard T. A model for garnet and plagioclase growth in polydeformed schists: implications for thermobarometry and P-T path determinations // J. Metamorphic Geol. 1991. Vol. 8. — P. 683–696.
1. Baltybaev S.K., Levchenko O.A., Levsky L.K. Svecofenniskij pojas Fennoskandii: prostanstvenno-vremennaya korrelyaciya ranneproterozojskih ehndogennyh processov [Svecofennian belt of Fennoscandia: space-time correlation of Early Proterozoic endogenous processes]. St. Petersburg: Nauka. 2009. 327 p.
2. Velikoslavinsky D.A. Sravnitel'naya harakteristika regional'nogo metamorfizma umerennyh i nizkih davlenij [Comparative characteristics of regional metamorphism of moderate and low pressures]. Leningrad: Nauka. 1972. 190 p.
3. Gol'tsin N.A., Lohov K.I., Kapitonov I.N. et al. Polistadicheskoe transformirovanie vysokouglerodistykh porod lyudikiuviya Onegskogo progiba // Region. geologiya i metallogeniya. 2010. No 41, pp. 66–79. (In Russian).
4. Levsky L.K., Lobikov A.F. Staurolite U-Pb isotope geochronometer. Zapiski Rossijskogo mineralogicheskogo obshchestva. 2015. No 2, pp. 1–13. (In Russian).
5. Fed'kin V.V. Staurolite [Staurolit]. Moscow: Nauka. 1978. 271 p.
6. Baba, S., Osanai, Y., Nakano N., Owada, M., Hokada, T., Horie, K., Adachi, T., Toyoshima, T. 2012: Counterclockwise P-T path and isobaric cooling of metapelites from Brattnipene, Sor Rondane Mountains, East Antarctica: Implications for a tectonothermal event at the proto-Gondwana margin. Precambrian Research. Vol. 234. 210–228.
7. De Paolo, D.J. and Wasserburg, G.J. 1976: Nd Isotopic Variations and Petrogenetic Models. Geophys. Res. Lett., Vol. 3. 249–252.
8. Florence, F.P., Spear, F.S. 1993: Influences of reaction history and chemical diffusion on P-T calculations for staurolite schists from the Littleton Formation, northwestern New Hampshire. American Mineralogist. Vol. 78. 345–359.
9. Gasser, D., Jerabek, P., Faber, C., Stunitz, H., Menegon, L., Corfu, F., Erambert, M., Whitehouse, M.J. 2015: Behavior of geochronometers and timing of metamorphic reactions during deformation at lower crustal conditions: phase equilibrium modeling and U-Pb dating of zircon, monazite, rutile and titanite from the Kalak Nappe Complex, northern Norway. J. Metamorphic Geol. Vol. 33 (5). 513–534.
10. Guiraud, M., Powell, R., Rebay, G. 2001: H₂O in metamorphism and unexpected behavior in the preservation of metamorphic mineral assemblages. J. Metamorphic Geol. Vol. 19. 445–454.
11. Jacobsen, S.B., Wasserburg, G.J. 1980: Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. Earth Planet. Sci. Lett. Vol. 50. 139–155.
12. Janots, E., Engi, M., Berger, A., Schwarz J., Spandler, C. 2008: Prograde metamorphic sequence of REE minerals in pelitic rocks of the Central Alps: implications for allanite–monazite–xenotime phase relations from 250 to 610 °C. J. Metamorphic Geol. Vol. 26. 509–526.
13. Kerrich, R., King, R. 1993: Hydrothermal zircon and baddeleyite in Val-d'Or Archean mesothermal gold deposits: characteristics, compositions, and fluid-inclusion properties, with implications for timing of primary gold mineralization. Can. J. Earth Sci. Vol. 30. 2335–2350.
14. Ludwig, K.R. 1999: User's Manual for ISOPLOT/Ex, a Geochronological toolkit for Microsoft Excel. Vers. 2.05d. Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 1. 49.
15. Rubin, J.N., Henry, C.D., Price, J.G. 1989: Hydrothermal zircons and zircon overgrowths, Sierra Blanca Peaks, Texas. American Mineralogist. Vol. 74. 865–869.
16. Sanislav, I.V., Bell, T.H. 2011: The inter-relationships between long-lived metamorphism, pluton emplacement and changes in the directions of bulk shortening during orogenesis. J. Metamorphic Geol. Vol. 29. 513–536.
17. Sanislav, I.V., Shah, A.A. 2010: The problem, significance and implications for metamorphism of 60 million years of multiple phases of staurolite growth. Journal Geological Society of India. Vol. 76. 384–398.
18. Spear, F.S., Kohn, M.J., Florence, F.P., Menard, T. 1991: A model for garnet and plagioclase growth in polydeformed schists: implications for thermobarometry and P-T path determinations. J. Metamorphic Geol. Vol. 8. 683–696.

Левский Лев Константинович – доктор хим. наук, профессор, зав. лабораторией, ИГГД РАН¹; вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ². <l.k.levskii@ipgg.ru>

Богомолов Евгений Сергеевич – канд. геол.-минерал. наук, ст. науч. сотрудник, ИГГД РАН¹; вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ². <e.bogomolov@mail.ru>

Лобиков Александр Федорович – канд. геол.-минерал. наук, ст. науч. сотрудник, ИГГД РАН¹. <kach9ky@yandex.ru>

Копытченко Лариса Александровна – вед. инженер, ИГГД РАН¹. <loura2002@mail.ru>

Травин Алексей Валентинович – зав. лабораторией, Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН). Пр. Академика Коптюга, 3, Новосибирск, 630090, Россия. <travin@igm.nsc.ru>

Levsky Lev Konstantinovich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, Head of laboratory, IPGG RAS¹; Leading Researcher, VSEGEI². <l.k.levskii@ipgg.ru>

Bogomolov Evgeny Sergeevich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Senior Researcher, IPGG RAS¹; Leading Researcher, VSEGEI². <e.bogomolov@mail.ru>

Lobikov Alexander Fyodorovich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Senior Researcher, IPGG RAS¹. <kach9ky@yandex.ru>

Kopytchenko Larisa Alexandrovna – Leading Engineer, IPGG RAS¹. <loura2002@mail.ru>

Travin Aleksey Valentinovich – Head of laboratory, V. S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the Russian Academy of Sciences (IGM SB RAS). 3 Pr. Academica Koptuga, Novosibirsk, 630090, Russia. <travin@igm.nsc.ru>

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук (ИГГД РАН). Наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034, Россия.

RAS Institute of the Precambrian Geology and Geochronology (IPGG RAS). 2 Naberezhnaya Makarova, St. Petersburg, 199034, Russia.

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.

A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia.