

УДК 552.321.1+552.331.1 (1-924.14.16)

ГРАНИТЫ РАПАКИВИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА (НА ПРИМЕРЕ КАРЕЛИИ)

Л. П. Свириденко

Институт геологии Карельского научного центра РАН

Статья посвящена сопоставлению гранитов рапакиви с овоидной структурой и безовоидных лейкогранитов на примере Салминского массива с применением микрозондового анализа. Кристаллизация в сопоставляемых типах гранитов характеризуется от раннемагматической стадии до гидротермальной. Близкие по химическому и минеральному составу граниты рапакиви и биотитовые граниты резко различаются геохимически, что определяется разницей флюидного состава. Овоиды ортоклаза по своей сути не являются порфиоровыми вкрапленниками. Овоидная структура гранитов рапакиви обеспечивается перегретостью гранитного расплава (950–900 °С) при низком P_{H_2O} .

К л ю ч е в ы е с л о в а: граниты рапакиви, овоидная структура, кристаллизация, флюид, порфиоровый вкрапленник.

L. P. Sviridenko. THE RAPAKIVI GRANITES OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD (THE CASE OF KARELIA)

The article is devoted to a comparison of rapakivi granites with ovoidal texture and the associated non-ovoidal granites through microprobe analysis of such granite types from the Salmi pluton. The crystallisation of the granites ranges from the early magmatic to the hydrothermal stage. The ovoidal rapakivi granites and the associated biotite granites are comparable in their petrographic and chemical composition, but different geochemically due to differences in the fluid composition. The orthoclase ovoids are not porphyritic megacrysts in essence. The ovoidal texture of the rapakivi granites is due to the rapid growth of ovoids at the crystallization of the overheated dry melt (950–900 °C and low P_{H_2O}).

К e y w o r d s: rapakivi granites, ovoidal texture, crystallization, fluid, porphyritic megacryst.

Введение

Фенноскандинавский щит является классическим регионом развития гранитов рапакиви, где они наблюдаются в составе крупных plutonov, образующих широтный пояс в его южной краевой зоне. Термин «рапакиви» введен Седерхольмом [Sederholm, 1891], где под рапакиви понимаются не только породы, содержащие

овоиды калишпата, окаймленные олигоклазой оболочкой, но и генетически близкие им граниты. При таком определении понятия «структура рапакиви» и «гранит рапакиви» не тождественны. Последний обычно употребляется как геологический термин и включает различные структурные разновидности близких по составу, времени и условиям формирования гранитов. В их число попадают, таким образом, и

редкометалльные безовоидные граниты. Эта неопределенность способствовала возникновению термина «рапакивиподобный гранит», что отнюдь не прояснило «гранит рапакиви». Уже более 100 лет идет обсуждение этого термина. Согласно А. Симонену [Simonen, 1980], граниты рапакиви – это преимущественно крупнозернистые порфиroidные граниты с крупными овоидами ортоклаза, многие из которых окружены плагиоклазовой оболочкой. И. Хапала и О. П. Рямо [Haapala, Rämö, 1992] рассматривают граниты рапакиви как граниты А-типа (анорогенные), характеризующиеся присутствием, по крайней мере в крупных батолитах, гранитных разновидностей со структурой рапакиви.

А. М. Ларин, основываясь на этом определении термина «гранит рапакиви», на большом фактическом материале провел типизацию магматических ассоциаций, содержащих граниты рапакиви, и охарактеризовал эволюцию металлогенических процессов, связанных с их развитием [Ларин, 2011]. Полихронность рудообразования в рассматриваемой А. М. Лариным флюидно-магматической системе как единой затрудняет выявление локальных кризисов поисков конкретных рудопроявлений.

Не углубляясь в сложность рассматриваемой проблемы, отметим лишь, что на примере Салминского плутона ранее показано [Sviridenko, 1994], что в его пределах существуют два геохимических типа гранитов (овоидные граниты рапакиви и безовоидные граниты), различающиеся по флюидному составу. Более того, эти типы гранитов имеют за пределами Салминского плутона соответствующие им по геохимии дайки, что позволило выделить две вулканоплутонические ассоциации: кварцевый порфир-рапакиви-гранитную и онгонит-редкометалльногранитную [Свириденко, 2003]. Ранее также допускалась возможность существования двух типов магм в Выборгском массиве [Vorma, 1976].

Проблеме рапакиви был посвящен международный проект 315 «Корреляция гранитов рапакиви и сопутствующих пород в глобальном масштабе» (1991–1996). При подведении общих итогов [Haapala et al., 1996] граниты габбро-анортозит-рапакиви-гранитного магматизма геохимически характеризуются как единые образования с повышенным содержанием Si, Fe, F, K, Zn, Ga, Rb, Zr, Hf, Th, U редких земель (кроме Eu) и пониженным содержанием Ca, Mg, Al, P и Sr, для которых свойственна единая эволюционная направленность кристаллизации. Иначе говоря, овоидные разновидности и безовоидные относятся к гранитам рапакиви. Главной причиной этого, по-видимому, является отсутствие четкого определения термина «гранит рапакиви».

На современном уровне изученности к гранитам рапакиви следует относить лишь те граниты, которые имеют овоидальную форму калишпата. Для этого типа гранитов, независимо от того, в составе какого конкретного массива они находятся, свойственны свои структурные, петрологические и геохимические особенности.

Использование микрозондового анализа для различных генераций породообразующих минералов, в том числе и включений в овоидах, позволяет рассмотреть эту проблему на новом уровне, что и является главной задачей настоящей статьи, где приводится сопоставление гранитов рапакиви и биотитовых лейкогранитов Салминского массива.

Граниты рапакиви

В составе Салминского плутона (рис. 1) выделяются три разновидности овоидных гранитов рапакиви [Свириденко, 1968]: выборгит, питерлит и крупноовоидный порфиroidный гранит, сопоставимые с соответствующими гранитами Выборгского плутона, где они впервые были выделены. Выборгит – это крупноовоидный гранит рапакиви, содержащий на отдельных овоидах олигоклазовые оболочки. Питерлит сопоставим с выборгитом по структуре, но олигоклазовые оболочки на овоидах калишпата обычно отсутствуют (рис. 2). По времени внедрения овоидные разновидности гранитов перемежаются с безовоидными: выборгит, равномернозернистый биотитовый гранит, питерлит, неравномернозернистый биотитовый гранит и крупноовоидный порфиroidный гранит с мелкозернистой основной массой. Такое соотношение установлено при непосредственном наблюдении их контактов [Свириденко, 1968] и впоследствии подтверждено геохронологическими исследованиями [Larin et al., 1996]. Возраст самых ранних гранитов (выборгитов) оценивается в 1540,6–1537,9 млн лет, равномернозернистых биотитовых гранитов – в 1538,4–1535 млн лет и питерлитов – в 1535,3–1534 млн лет. Необходимо особо отметить, что безовоидные граниты не являются завершающими, так как самые поздние в Салминском массиве – это крупноовоидные порфиroidные граниты.

Наибольший объем в Салминском плутоне (см. рис. 1) занимают самые ранние граниты рапакиви – выборгиты, отличающиеся разнообразием петрографического состава, включающего оливиновые и пироксеновые разновидности гранитов, которые известны и в других плутонах рапакиви под названием «тирилиты» [Vaasjoki, Rämö, 1989]. Их присутствие рез-

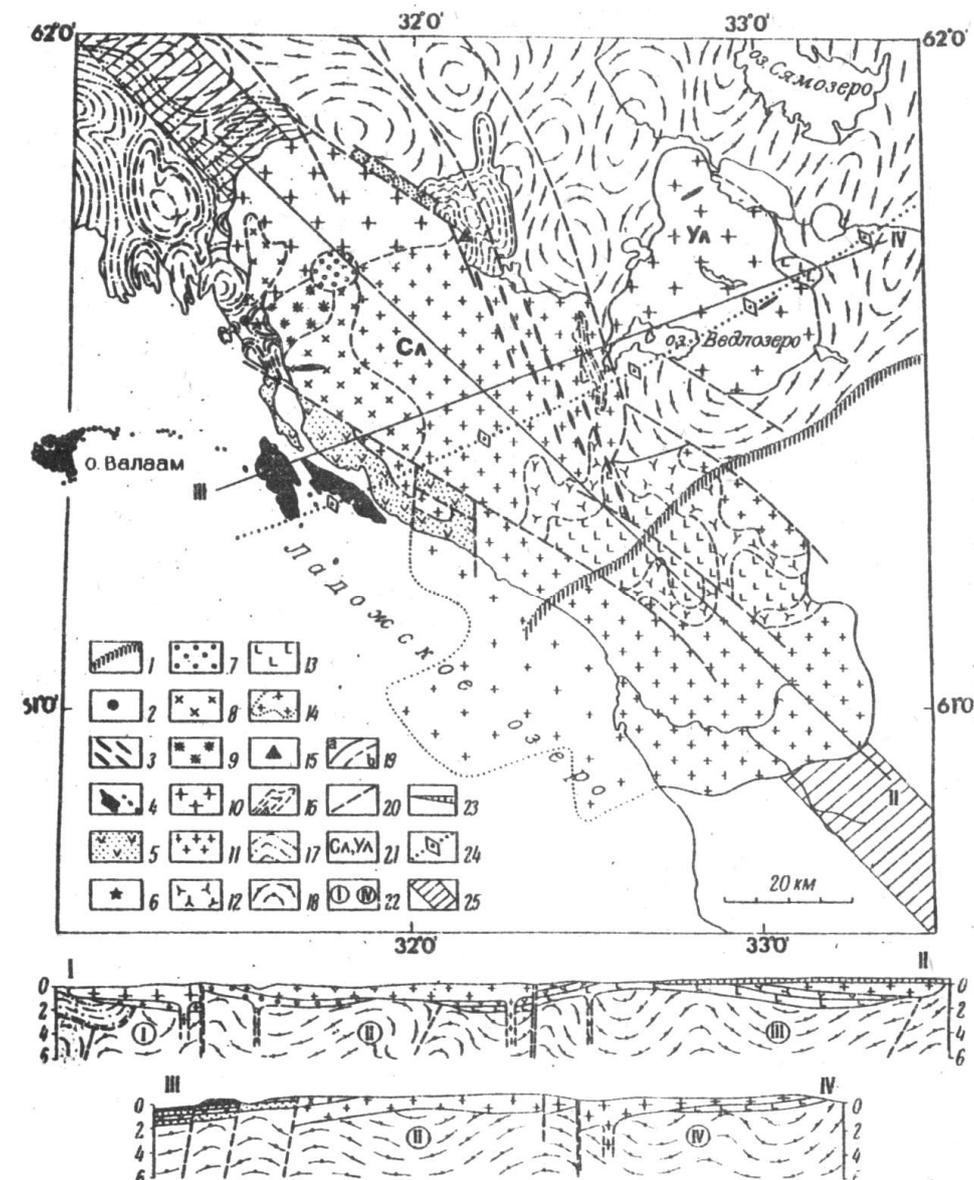


Рис. 1. Схема строения Салминского массива гранитов рапакиви:

1 – граница палеозойского чехла; 2 – Хопунваарский нект габбро-долеритов; 3 – дайки габбро-долеритов, гиабобазальтов (сортավалитов); 4 – Валаамский силл габбро-долеритов; 5 – терригенные и вулканогенные породы салминской свиты; 6 – жилы и дайки туффизитов. Граниты рапакиви: 7 – крупноовоидные порфиroidные с мелкозернистой структурой основной массы; 8 – неравномернозернистые, порфиroidные биотитовые; 9 – питерлиты; 10 – равномернозернистые биотитовые; 11 – выборгиты; 12 – габбро-нориты; 13 – габбро-анортозиты; 14 – предполагаемое распространение пород Салминского массива в акватории Ладожского озера; 15 – вулканическая постройка людиковийских базальтов в Туломозерской структуре; 16 – Туломозерская ятулийско-людиковийская структура; 17 – ладожская и сортавальская серии Северного Приладожья; 18 – гнейсы, тоналиты и тоналито-гнейсы купольных структур; 19 – геологические границы: прослеженные (а), предполагаемые (б); 20 – зоны разломов; 21 – Салминский (Сл) и Уляегский (Ул) массивы; 22 – блоки в раме Салминского массива (разрез); 23 – палеозойский чехол (разрез); 24 – ось краевой радиальной флексуры Полканова; 25 – шовная зона Карельского и Свекофеннского геоблоков

ко изменяет окраску гранита от розовато-серой до зеленовато-серой. Выборгиты с безводными темноцветными силикатами широко распространены в восточной части массива, где обнажается нижняя часть пластовой интрузии выборгитов. Зеленовато-серая окраска обусловлена кристаллизацией гранита в условиях низкой активности кислорода.

В раннемагматическую стадию кристаллизации выборгитов, при температуре порядка 900–950 °С [Sviridenko, 1996], одновременно с ортоклазом кристаллизуются фаялит, авгит, ферросилит и плагиоклаз ранней генерации (табл. 1, 2), преимущественно андезин. Состав плагиоклаза в гранитах рапакиви варьирует в широком интервале (от андезина до альбита). При этом плагио-

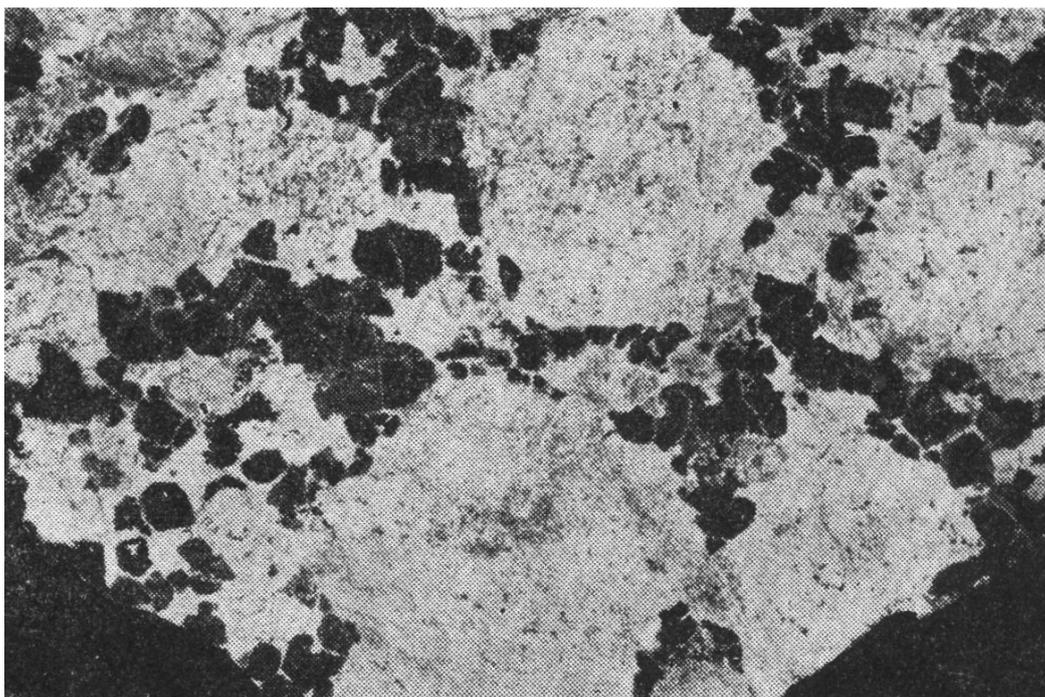


Рис. 2. Питерлит. Пришлифованный образец. $\times 2$

клас среднего состава широко распространен в выборгите. Его эволюция объясняется, с одной стороны, уменьшением щелочности расплава в процессе кристаллизации, с другой стороны, дезанортитизация связана с постмагматическими процессами. Иногда устанавливается неоднородность состава даже в пределах одного зерна. В питерлите плагиоклаз в целом более кислый, но присутствие во включении овоидов питерлита (табл. 3) плагиоклаза среднего состава свидетельствует о сопоставимости его кристаллизации с плагиоклазом выборгитов.

Кристаллизация безводных темноцветных минералов объясняется прежде всего повышенной щелочностью. При этом роль двуокиси углерода, несмотря на высокие концентрации [Sviridenko, 1994], сводится к пассивному разбавлению [Рябчиков, 1975], снижающему

равновесное давление воды. Высокая щелочность расплава раннемагматической стадии обязана резкому преобладанию в его составе калия над натрием.

Безводные темноцветные силикаты (фаялит, авгит, ферросилит) встречаются лишь в виде редких зерен. Главным породообразующим минералом гранитов рапакиви является ортоклаз, равновесный с плагиоклазом ранней генерации (андезином). Их равновесная кристаллизация обеспечена высокой щелочностью расплава. В ассоциации с ортоклазом в гранитах рапакиви широко развит феррогастингсит (см. табл. 1). Это типичный минерал выборгитов [Sahama, 1947]. Он замещает пироксены и кристаллизуется при более высоком P_{H_2O} в конце раннемагматической стадии.

Таблица 1. Микронзондовые анализы оливина, пироксена и амфибола выборгитов Салминского массива

Минерал	фаялит	авгит	ферросилит				гастингсит					
			1	2	1-А	1-Б	1	1-А		1-Б	2	113-1
№ обр.	113-1	113-1	1	2	1	1	1	1	2	1	1	1
SiO ₂	29,75	49,73	45,43	47,75	49,41	50,46	42,25	41,84	39,9	40,35	39,79	41,17
TiO ₂							2,53	1,45	0,7	2,5	1,93	1,93
Al ₂ O ₃		1,34			1,4		9,51	8,91	9,68	9,29	9,04	7,7
FeO	65,63	26,07	44,5	41,46	41,16	41,56	27,56	29,3	30,99	27,32	30,43	27,85
MnO	1,23		1,85		1,25	1,68			1,02			
MgO	2,55	7,92	1,72	3,01	2,46	3,56	3,59	3,38	1,51	3,25	2,06	4,74
CaO		11,34	0,7	0,79	3,03	1,18	10,74	11,14	11,06	11,01	11,37	10,62
Na ₂ O							2,15	1,69	1,59	1,84	2,36	1,88
K ₂ O		0,4					1,7	1,35	1,55	1,46	1,86	1,2
Cl							0,57	0,45	0,68	0,45	0,62	0,27
Сумма	99,16	96,8	94,2	93,01	98,71	98,44	100,6	99,51	98,68	97,47	99,46	97,36

Таблица 2. Микрозондовые анализы плагиоклаза Салминского массива

граниты рапакиви								
минерал	№ обр.	№	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
выборгит	1-А	1	58,92	25,26	6,96	7,91	0,39	99,44
		2	60,51	24,87	6,68	8,57		100,63
	1-Б	1	63,51	23,01	4,14	9,57		100,23
		2	65,4	21,59	2,27	10,65		99,91
		3	65,93	21,75	1,64	11,36		100,68
	2	1	64,56	22,94	3,51	9,96		100,97
		2	67,57	20,95		10,88		99,4
	4	1	62,54	22,14	4,09	9,79	0,4	98,96
		2	63,25	22,8	3,62	10,09		99,76
		3	67	20,75	2,45	10,59		100,79
		4	67,3	20,42	0,81	11,64		100,17
	113-2	1	62,43	24,51	5,5	8,87		101,31
		2	66,02	20,89	2,08	10,81		99,8
		3	68,17	19,13	0,47	11,5		99,27
	питерлит	17	1	67,75	20,77	0,96	11,47	
2			68,59	19,34		12,05		99,98
18		1	69,06	19,42		11,92		100,4
		1	64,43	21,73	2,5	11,07		99,73
		2	65,14	21,04	1,48	11,03		98,69
16		3	67,34	20,43	0,76	11,51		100,04
		1	65,12	22,56	3,75	9,8	0,45	101,68
порфиоровидный гранит	6	2	65,71	22,39	2,9	10,84		101,84
		3	65,85	20,51	1,89	10,9		99,15
		1	61,1	25,02	6,09	8,69	0,4	101,3
	140	2	61,11	24,99	6,72	8,23	0,58	101,63
		3	66,98	20,19	1,35	11,41		99,93
		4	67,82	20,02	0,77	11,78		100,39
		5	67,92	20,27	0,85	11,56		100,6
	биотитовые лейкограниты							
р/м/з	9	1	68,75	19,57	-	12,61		100,93
неравно- мерно- зер- нистые	10	1	66,24	20,7	1,51	11,2		99,65
		2	66,45	21,44	0,75	10,63		99,27
		3	67,35	20,37	0,64	11,84		100,2
	136	1	67,1	20,02	-	12,37		99,49

Таблица 3. Микрозондовые анализы минералов-включений в овоиде питерлита. Салминский массив

Минерал	Калишпат	плагиоклаз					Биотит		Каолинит	
SiO ₂	63,93	61,62	65,25	67,57	71,04	36,41	41,71	46,31	46,84	
TiO ₂						3,46	3,87			
Al ₂ O ₃	18,63	21,4	21,27	19,39	21,63	12,95	14,62	37,41	36,85	
FeO						29,75	26,36			
MgO						2,28	2,28			
CaO		3,35	1,87	1,32	0,92					
Na ₂ O	2,73	8,63	11,23	10,66	12,65					
K ₂ O	14,11			0,79		8,4	8,8			
BaO	1,11									
Cl						0,59	0,7			

По вещественному составу выборгиты сопоставимы с субщелочными гранитами Кольского полуострова [Батиева, 1976; Ветрин, 1984, 1987]. Питерлиты и крупноовоидные порфиоровидные граниты по сумме щелочей, превышающей 8 %, также являются субщелочными, но оливин и пироксен встречены лишь в единичных случаях среди зеленовато-серых разновидностей питерлита. Питерлиты отличаются от выборгитов более высоким содержанием кварца и более низким содержанием темноцветных минералов.

Раннемагматическая стадия кристаллизации гранитов рапакиви осуществляется уже при подъеме сильно флюидизированного гранитного расплава с низов земной коры, где он образуется при котектическом плавлении в условиях низкого P_{H_2O} . Расплавы такого типа, обогащенные углеродсодержащими газами, характеризуются быстрым взрывным внедрением [Летников, 1999]. Кристаллизация кварц-ортоклазовой котектики гранитов рапакиви протекала почти изотермически при низком P_{H_2O} . Именно перегретость гранитного расплава, а также совпадение высокой скорости роста зародышей при почти изотермической кристаллизации, обеспечили формирование овоидной структуры. Большую информацию о петрологии гранитов дают впервые представленные микрозондовые анализы овоида питерлита (см. табл. 3), где в виде включений обнаружены плагиоклаз, биотит и каолинит. Соотношение овоидов и основной массы (см. рис. 2) находится в соответствии с минеральным составом включений в овоиде. Непостоянный состав плагиоклаза и биотита,

а также наличие каолинита свидетельствуют об их совместной кристаллизации с овоидом калишпата. Поэтому можно считать, что овоид – это не кристалл. Имеющийся фактический материал позволяет лишь поставить проблему, для решения которой необходимы дополнительные сведения по составу включений в овоиде выборгита. Результаты экспериментальных исследований с гранитными флюидизированными расплавами показали [Летников, 1997], что в неравновесных условиях процессы самоорганизации определяются силами и скоростями флюидной декомпрессии. Декомпрессия флюидизированного расплава гранитов рапакиви при быстром подъеме с больших глубин земной коры неизбежна. При этом каждый овоид – это обособленная гранитная система, которая по последовательности кристаллизации минералов магматической и постмагматической стадий сопоставима с последовательностью кристаллизации гранита рапакиви в целом.

Плагноклаз включений (см. табл. 3) имеет переменный состав от олигоклаза до альбита. Биотит характеризуется несколько повышенной концентрацией титана и магния, что свойственно биотиту выборгитов. Гидротермальная стадия отчетливо проявлена присутствием каолинита и кварца. Каолинит образует мелкую «сыпь» на зернах альбита, а также отдельные зерна с включениями кварца, альбита и паризита. Кварц наблюдается в виде отдельных зерен и неправильной формы прожилков. Последние секутся микропрожилками рутила. Важно особо подчеркнуть, что соотношение между минералами, включенными в овоидах, фиксирует проявление как магматического, так и постмагматического процессов кристаллизации гранитов рапакиви.

Позднемагматическая стадия проявляется при заполнении магматической камеры поднявшейся магмой. Температура ее снижается, что приводит к повышению P_{H_2O} . Критерием повы-

шения P_{H_2O} , понижения температуры и щелочности расплава является кристаллизация биотита вместо ортоклаза. В новых условиях совместно с биотитом кристаллизуется олигоклаз. Реакционные соотношения между калишпатом овоида и олигоклазом оболочки говорят об их неравновесности и неустойчивости ортоклаза в новых условиях. Температура этого рубежа соответствует 750 °С [Свириденко, 1968].

Завершение магматической стадии в гранитах рапакиви проявлено нечетко. Ход кристаллизации вполне отвечает условиям насыщенности водой, поскольку известно, что именно в условиях водонасыщенности магматических расплавов осуществляется вполне подвижный режим щелочей [Жариков, 1999]. Главным фактором для проявления гидротермальной стадии служит отделение флюида в верхних горизонтах земной коры при спаде давления. В переходный период вместо олигоклаза кристаллизуется альбит и биотит (аннит) (табл. 4). Кварц кристаллизуется на всех стадиях (от раннемагматической до гидротермальной).

При смене калишпат-магнетитового парагенезиса на биотит-альбитовый кислотность расплава возрастает, и при гидротермальной кристаллизации она усиливается. Широкое развитие гидротермальной стадии закономерно для флюидизированного расплава. Как отмечает Ф. А. Летников, в восходящих флюидных потоках ($P_{фл} > P_s$) в самых верхних горизонтах земной коры широко развиты метасоматические процессы [Летников, 1999].

Гидротермальная стадия в гранитах рапакиви проявлена локально. Началом ее является кислотный метасоматоз, для которого типичен вынос основных химических компонентов (Fe, Mg, Ca) и щелочей (K, Na) с возрастанием общей кислотности породы. Она четко устанавливается в овоидах питерлита (см. табл. 3), где присутствуют включения каолинита. Типич-

Таблица 4. Микронзондовые анализы биотита гранитов Салминского массива

минерал	Граниты рапакиви												Биотитовые граниты				
	выборгит						питерлит	Порфиоровидный гранит		Неравномернозернистый гранит							
	№ обр.	1	1-Б	2	4	113-2		113-3	16	6	140	10	136				
№	1	2	1	1	1	2	1	1	1	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	33,14	34,87	33,45	39,91	34,74	34,85	34,14	33,84	34,5	35	35,32	33,08	33,43	34,39	33,48	34,71	34,87
TiO ₂	1,86	3,77	3,93	4,28	3,75	3,63	2,54	3,72	3,59	3,71	3,69	4,22	4,17	2,28	2,7	3,02	2,75
Al ₂ O ₃	14,22	12,53	13,26	13,13	13,07	12,73	14,47	12,93	11,82	12,31	13,2	12,52	12,68	14,98	15,08	15,9	16,23
FeO	37,56	32,51	33,64	29,99	34,08	35,3	34,66	34,23	32,19	33,19	33,41	33,41	33,17	33,45	30,17	32,46	31,9
MgO	1,72	3,4	1,57	2,18	0,86	1,4	2,09	1,39	2,64	1,35	1,08	1,51	1,97	0,4			
K ₂ O	6,54	8,55	9,64	8,5	9,19	9,48	8,09	9,24	9,51	9,4	9,6	9,6	9,34	8,98	10,25	9,11	8,44
Cl	0,33		0,66		1,13	1,01	0,53	0,66	0,84	0,91	0,83	0,68	0,52	0,51	0,36	0,36	
Сумма	95,37	95,63	96,15	97,99	96,82	98,4	96,52	96,01	95,09	95,87	97,13	95,02	95,28	94,99	92,04	95,56	94,19
$\frac{FeO}{FeO+MgO}$	0,96	0,99	0,96	0,93	0,98	0,96	0,94	0,96	0,92	0,96	0,97	0,96	0,94	0,99	1	1	1

ная для ортоклаз-пертитов структура распада осложняется сопоставимыми по форме, но более крупными по размеру структурами замещения ортоклаза кварцем и альбитом, которые, сливаясь, образуют отдельные бесформенные пятна. Позднее разрушается альбит, что проявляется в образовании мелкой «каолининовой сыпи» в зернах альбита. Вынос кальция фиксируется в непостоянном составе плагиоклаза (см. табл. 2) во всех разновидностях овоидных гранитов, который варьирует от андезина до альбита. Выносимый кальций отлагается в виде редких зерен карбоната в гидротермальную стадию.

Важную роль в перераспределении вещества в метасоматических процессах играют акцессорные минералы, поэтому они заслуживают определенного внимания. Акцессорные минералы овоидных гранитов – циркон, апатит, монацит, торит, барит, пирит, пирротин, магнетит, ильменит, рутил, халькопирит, сфалерит, галенит, молибденит, паризит, чевкинит, меллингит, ксенотим, флюорит. Многие из них кристаллизуются как в магматическую, так и в постмагматическую стадию. Учитывая общую ассоциацию акцессорных минералов гранитов рапакиви, можно утверждать, что они по всем признакам относятся к моноцитонным гранитам [Таусон, 1961; Ляхович, 1967; Ветрин, 1979], для которых понижение температуры кристаллизации сопровождается увеличением химического потенциала воды [Ветрин, 1979], способствующим усилению активности кислород-аниона, определяющего нахождение преобладающего количества железа в окисной форме. При этом кристаллизация ильменита в низкотемпературных условиях происходит в недосыщенных кальцием расплавах, какими являются расплавы гранитов рапакиви. Здесь ильменит присутствует в парагенезисе с низкотитанистым биотитом (аннитом).

Самыми ранними из акцессорных минералов гранитов рапакиви, кристаллизующимися в магматическую стадию, являются циркон и апатит, а также торит. Монацит иногда окаймляет зерна апатита, что свидетельствует о его более поздней кристаллизации. Монацит, обычно кальциевый, чаще всего присутствует в ассоциации с ксенотимом, ильменитом и рутилом. Изредка в небольшом количестве в гранитах рапакиви можно встретить зерна флюорита.

Завершение гидротермальной стадии фиксируется микропрожилками хлорита, в ассоциации с которыми наблюдается целый ряд акцессорных минералов, благодаря чему можно судить о времени кристаллизации последних. Среди них наиболее распространен паризит, с помощью которого переотлагается кальций. В выборгитах довольно распространен также

чевкинит, переотлагающий титан. В ассоциации с хлоритом часто можно встретить ильменит и рутил, которые иногда также образуют микропрожилки.

Присутствующие в выборгитах пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, молибденит, нехарактерные для безовоидных гранитов, отражают специфику выборгитов. В выборгитах содержатся повышенные концентрации свинца и молибдена [Свириденко, 1968]. Известный в составе овоидных гранитов барит является результатом повышенной концентрации в них бария.

Таким образом, соотношение температуры, кислотности-щелочности и флюидного режима при кристаллизации гранитов рапакиви проявляется также в соответствующих метасоматических процессах и в распределении акцессорных минералов. Это дает дополнительный фактический материал для суждения об их эволюции. Индивидуальность геохимического типа гранитов рапакиви четко проявляется при сопоставлении их кристаллизации с кристаллизацией безовоидных биотитовых лейкогранитов.

Безовоидные биотитовые лейкограниты

По петрографическому составу безовоидные биотитовые лейкограниты, как уже неоднократно отмечалось, близки с гранитами рапакиви. И те и другие являются существенно кварц-кашлишпатовыми лейкогранитами, содержащими высокожелезистые темноцветные минералы. Главное их отличие заключается в характере флюидного режима, который определяет геохимическую специализацию и потенциальную рудоносность. Безовоидные биотитовые лейкограниты – это типичные плюмазитовые граниты, широко развитые в фанерозое.

Отличительной особенностью структуры равномернозернистых и неравномернозернистых биотитовых гранитов по сравнению с гранитами рапакиви является таблитчатая форма калиевого полевого шпата и дипирамидальная форма кварца (мориона), характеризующегося темной окраской. Неравномернозернистые, участками порфиroidные граниты, занимающие прикровельное положение в Салминском плутоне, характеризуются наличием миароловых пустот и пегматитовых жил, свойственных флюидонасыщенным гранитам. Равномернозернистые биотитовые граниты в эндоконтактной зоне при быстром остывании расплава приобретают порфиroidную структуру и становятся неотличимыми от порфиroidной разновидности неравномернозернистых гранитов. Кристаллизация безовоидных гранитов происходит в интервале 900–550 °С.

Раннемагматическая стадия биотитовых лейкогранитов представлена ассоциацией ортоклаз-пертита и титаномагнетита, что создает положительное магнитное поле над этими гранитами. В раннемагматическую стадию также кристаллизуется кварц. Температура оценивается примерно в 900–800° [Свириденко, 1968]. В позднемагматическую стадию вместо ортоклаз-пертита кристаллизуются калишпат, альбит и низкотитанистый магнетит, но четкой смены ассоциаций не происходит. Постмагматическая стадия выражена кристаллизацией высокожелезистого и низкотитанистого биотита (аннита), при этом часто наблюдаются симплективные прорастания биотита и кварца. В гидротермальную стадию по биотиту развивается гидробиотит. Широко проявлена грейзенизация.

Одной из главных отличительных особенностей биотитовых лейкогранитов является развитие в прикровельной части интрузии топаз-содержащих литий-фтористых редкометалльных гранитов [Свириденко, 1968].

Акцессорные минералы по набору и количеству содержанию существенно отличаются от акцессорных минералов гранитов рапакиви. Характерные акцессорные минералы – флюорит и магнетит, а также топаз. Они концентрируются в прикровельных литий-фтористых гранитах. Как и главный акцессорный минерал безовоидных гранитов флюорит, в повышенных содержаниях присутствуют в приконтактной части плутона. Касситерит встречен в неравномернозернистых биотитовых гранитах.

Геохимические особенности и флюидный режим кристаллизации гранитов рапакиви и биотитовых лейкогранитов

Средний химический и редкоэлементный состав гранитов рапакиви существенно отличается от состава безовоидных лейкогранитов (табл. 5). При сопоставимом содержании кремнезема и суммы щелочей отношение калия к натрию в гранитах рапакиви составляет около 2, а в биотитовых лейкогранитах – около 1,5. Высокое содержание фтора в биотитовых лейкогранитах, в несколько раз превышающее его содержание в гранитах рапакиви, служит причиной высокой концентрации в них флюорита, так же как преобладание P_2O_5 в гранитах рапакиви объясняет высокое содержание апатита. Биотитовые лейкограниты содержат повышенные концентрации Rb, Li, Y, Nb, Ta, Th. Их средний редкоэлементный состав сопоставим со средним редкоэлементным составом плюмазитовых гранитов фанерозоя [Таусон, 1977]. В отличие от них граниты рапакиви обладают

высоким содержанием Ba и Zr, которые имеют тенденцию накапливаться в магмах с повышенной щелочностью.

Таблица 5. Средний химический состав гранитов Салминского массива

Компоненты	1(41)	2(31)	3(20)	4(28)	5(32)	6(20)	7(4)
SiO ₂	69,79	73,8	75,15	75,07	74,47	75,23	74,55
TiO ₂	0,43	0,18	0,3	0,14	0,15	0,02	0,06
Al ₂ O ₃	13,46	12,56	11,95	12,1	12,29	13,7	13,6
Fe ₂ O ₃	1,42	1,2	0,8	1,41	1,12	0,63	0,84
FeO	3,32	1,47	1,89	1,32	1,51	0,86	0,53
MnO	0,08	0,03	0,04	0,04	0,03	0,02	0,04
MgO	0,43	0,23	0,31	0,15	0,17	0,07	0,02
CaO	1,65	0,69	0,83	0,53	0,94	0,37	0,85
Na ₂ O	2,84	3,04	2,54	3,17	3,34	3,98	3,26
K ₂ O	5,5	5,24	5,2	5,23	4,93	4,56	4,25
P ₂ O ₅	0,21	0,07	0,05	0,02	0,05	0,03	0,06
F	0,05	0,14	0,18	0,23	0,46	0,64	1,04
Li	47	92	61	56	100	275	273
Rb	172	322	215	305	412	772	965
Zr	413	261	354	305	140	155	70
Sr	160	90	92	88	88	85	10
Ba	1880	868	1084	176	116	267	150
Y	43	76	59	90	89	139	–
Nb	33	39	40	66	69	72	60
Ta	2	2	3,1	6,6	9,1	21,6	–
Th	14	25	18	26	47	54	30,4
U	1,8	3,2		4,2	6,5	–	9,1
Pb	36	37	37	37	45	38	–

Примечание. 1 – выборгит; 2 – питерлит; 3 – овоидный порфиоровидный гранит с мелкозернистой основной массой; 4 – равномернозернистый биотитовый гранит; 5 – неравномернозернистый биотитовый гранит; 6 – топазосодержащий протолитионитовый гранит; 7 – средний состав топазсодержащего гранита комплекса Эурайоки [Rämö, Naarala, 1995]. Цифры в скобках – число анализов.

Сопоставляя средние химические и редкоэлементные составы рассматриваемых геохимических типов гранитов, можно заметить некоторые закономерные их изменения от ранних к поздним. В гранитах рапакиви от выборгитов к наиболее поздним овоидным порфиоровидным гранитам увеличивается содержание SiO₂ и уменьшается TiO₂. Это обусловлено тем, что в раннемагматическую стадию кристаллизации выборгитов, отличающейся повышенной щелочностью, в ассоциации с ортоклазом кристаллизуются безводные темноцветные силикаты (фаялит, авгит, ферросилит), отсутствующие в питерлите и овоидном порфиоровидном граните. В свою очередь, дифференциация биотитовых лейкогранитов определяется тем, что от ранних к поздним увеличивается содержание Li, Rb, Y, Nb, Ta, Th, U (см. табл. 5). Граниты рапакиви, как и все субщелочные граниты, – высокобариевые, тогда как разновидности безовоидных биотитовых лейкогранитов – высокорубидиевые. Важность этой особенности определяется еще и тем, что высокобариевый и высокорубидиевый типы гранитов с раз-

личающейся геохимической специализацией установлены и для более ранних докембрийских гранитоидов [Свириденко, 2011, 2013]. Как правило, им свойственно различное тектоническое положение и различные источники расплавов.

Таким образом, близкие по химическому и минеральному составу граниты рапакиви и биотитовые лейкограниты резко различаются геохимически. Содержание Ва в биотитовых лейкогранитах в 5 раз меньше, чем в гранитах рапакиви, а содержание Zr – примерно в 2 раза. Главной причиной их геохимического различия является разный флюидный состав. Граниты рапакиви характеризуются более высоким содержанием CO_2 , CO и CH_4 [Sviridenko, 1994] в отличие от биотитовых лейкогранитов, обогащенных фтором.

На диаграмме H_2O - CO_2 поля составов гранитов рапакиви вытянуты вдоль оси CO_2 и характеризуются относительно постоянным содержанием H_2O (около 6 %), тогда как биотитовые лейкограниты отличаются низким содержанием CO_2 (0,1–0,3) и поле составов их вытянуто вдоль оси H_2O , содержание которой превышает 10 % (рис. 3). Топазсодержащие граниты образуют компактное изолированное поле с низкой концентрацией H_2O и CO_2 .

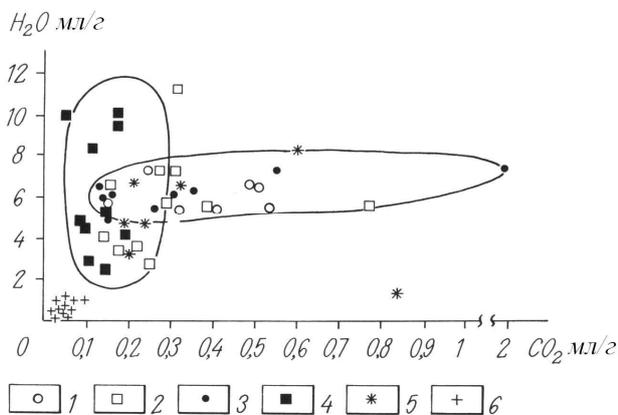


Рис. 3. H_2O - CO_2 диаграмма главных типов гранитов Салминского плутона:

1 – выборгит; 2 – равномернозернистый биотитовый гранит; 3 – питерлит; 4 – неравномернозернистый биотитовый гранит; 5 – крупноовоидный порфиридовый гранит; 6 – топазсодержащий гранит. Анализы выполнены в лаборатории экспериментальной и теоретической петрологии Института земной коры Сибирского отделения РАН

Во всех типах гранитов кристаллизация начинается на стадии подъема расплава. При этом в процессе кристаллизации во всех типах гранитов содержание газов группы углерода (CO_2 , CO и CH_4) уменьшается, а H_2O увеличивается. На конечной стадии кристаллизации то-

пазсодержащих гранитов давление флюида, по-видимому, превзошло общее давление. В этом случае магматическая система постепенно переходит в рудно-магматическую.

Дифференциация неравномернозернистых биотитовых гранитов определяется прежде всего высоким содержанием фтора, превышающим 0,4 % (см. табл. 5), что в свою очередь способствует высокому содержанию воды, достигающему 10 %. Нельзя не отметить, что их содержание сопоставимо с содержанием воды и фтора в фанерозойских плюмазитовых редкометалльных гранитах [Таусон, 1977].

Последовательность кристаллизации и характер эманационной дифференциации также сопоставимы с плюмазитовыми гранитами. При кристаллизации ортоклаза неравномернозернистых биотитовых гранитов, когда температура составляла 900 °С, еще не существовало обособленной флюидной фазы. Поскольку источником расплава служила средняя земная кора, то на ранней стадии кристаллизации давление было достаточно высоким. С подъемом расплава и заполнением магматической камеры происходит спад давления и постепенное понижение температуры, что особо свойственно неравномернозернистым биотитовым гранитам, занимающим прикровельную часть Салминского массива. При уменьшении общего давления растворимость H_2O уменьшается (происходит ее отделение от силикатной фазы). Температура солидуса в них снижается до 550 °С, и эманационная дифференциация подобных низкотемпературных, обогащенных водой, фтором и редкими элементами расплавов обеспечивает прикровельное образование редкометалльных рудоносных литий-фтористых гранитов. С этими гранитами связаны широко развитые процессы грейзенизации.

Общеизвестно, что литий-фтористые и щелочные граниты, являющиеся типичными представителями фанерозойского гранитного магматизма, обычно характеризуются обособленным развитием, вследствие чего проблемы их соотношения не возникает. Небезынтересно, однако, выявленное совместное разновозрастное их проявление в Восточном Забайкалье в составе Соктуйского массива [Коваленко и др., 2002], где для них обосновываются источники расплавов различной глубинности. Источником для щелочных гранитов массива предполагается либо мантия, либо океаническая кора, а для литий-фтористых гранитов – континентальная кора. Формирование ассоциации щелочных и литий-фтористых гранитов В. А. Коваленко с соавторами объясняют воздействием горячей точки мантии.

Для габбро-анортозит-рапакивигранитной ассоциации южной краевой части Фенноскандинавского щита совместное развитие гранитов рапакиви и редкометалльных гранитов объясняется протерозойским диапиризмом вдоль флексуры Полканова, где источник расплавов гранитов рапакиви расположен на границе кора-мантия, а биотитовых лейкогранитов – на более высоком уровне земной коры [Свириденко, 2003].

Переменяемость во времени гранитов рапакиви и биотитовых лейкогранитов, то есть гранитов, имеющих источник различной глубинности, учитывая их приуроченность к краевой флекуре, ограничивающей Фенноскандинавский щит, можно объяснить лишь тем, что флекуре свойственны волновые колебательные движения.

Металлогенические исследования, постоянно проводившиеся в Северном Приладожье начиная с 50-х годов прошлого столетия как производственными, так и научными организациями Санкт-Петербурга, Москвы, Петрозаводска, показали, что процессы рудообразования полихронны. Это касается также процессов рудообразования, генетически связанных с магматическими образованиями Салминского плутона [Хазов, 1973; Ларин, 1980; Иващенко, 1987; Хазов и др., 2004]. В частности, в последней работе [Хазов и др., 2004] установлено, что габбро-анортозиты сопровождаются железо-титановым (ильменитовым) оруденением. С различными типами гранитов соответственно связано оруденение: скарново-железорудное; скарново-оловянно-цинково-железорудное; скарново-грейзеновое оловянно-редкометалльно-флюоритовое и оловянно-редкометалльное (Ta, Nb, Mo) в альбититах и грейзенах.

Геохимическая характеристика гранитов Салминского плутона (см. табл. 5) позволяет считать, что редкометалльно-флюорит-оловянное оруденение – более позднее, чем скарново-полиметаллическое. Генетически оно связано с литий-фтористыми гранитами, занимающими прикровельную часть Салминского плутона и являющимися продуктом эманационной дифференциации неравномернозернистых биотитовых гранитов.

Заключение

Овоидальная структура рапакиви обусловлена составом высокотемпературного флюидизированного расплава, обладающего высокими концентрациями CO_2 , CO и CH_4 . Граниты рапакиви и ассоциирующие с ними биотитовые лейкограниты, дифференциация которых приводит к образованию плюмазитовых ред-

кометалльных гранитов, – это различные геохимические типы гранитов. Понимание этого весьма важно для выработки критериев поиска редкометалльных месторождений.

Литература

- Батиева И. Д. Петрология щелочных гранитов Кольского полуострова. Л., 1976. 222 с.
- Ветрин В. Р. Гранитоиды Мурманского блока. Апатиты, 1984. 123 с.
- Ветрин В. Р. Древнейшие рапакивиобразные граниты Кольского полуострова / Докл. АН СССР. 1987. Т. 292, № 5. С. 1223–1228.
- Ветрин В. Р. Парагенезисы титаносодержащих и акцессорных редкоземельных минералов в гранитоидах восточной части Балтийского щита. Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд. Л.: Наука, 1979. 162 с.
- Жариков В. А. Зависимость парагенезисов магматических пород от режима щелочей // Петрология. 1999. Т. 7, № 4. С. 340–355.
- Иващенко В. И. Скарновое оруденение олова и вольфрама южной части Балтийского щита. Л., 1987. 240 с.
- Коваленко В. И., Ярмолюк В. В., Владыкин Н. В. и др. Эпохи формирования, геодинамическое положение и источники редкометалльного магматизма Центральной Азии // Петрология. 2002. Т. 10, № 3. С. 227–230.
- Ларин А. М. Особенности минерализации в Питкярантском районе / Бюл. МОИП. Отд. геол. 1980. Т. 55, вып. 3. С. 73–82.
- Ларин А. М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. Санкт-Петербург: Наука, 2011. 401 с.
- Летников Ф. А. Процессы самоорганизации при формировании магматогенных и гидротермальных рудных месторождений // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39, № 4. С. 307–322.
- Летников Ф. А. Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования // Вестник ОГГГН РАН. 1999. № 4(10).
- Ляхович В. В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М.: Наука, 1967. 448 с.
- Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 229 с.
- Свириденко Л. П. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (в Карелии). Петрозаводск, 1968. 116 с.
- Свириденко Л. П. Кварцевый порфир-рапакивигранитная и онгонит-редкометалльногранитная вулканоплутонические ассоциации южной окраины Фенноскандинавского щита. Вулканизм, биосфера и экологические проблемы. Туапсе, 2003. С. 32–33.
- Свириденко Л. П. Бимодальный вулканоплутонизм и диапиризм Фенноскандинавского щита: Сборник материалов шестой международной научной конференции «Вулканизм, биосфера и экологические проблемы», Майкоп–Туапсе, 2011. С. 90–92.
- Свириденко Л. П. Вулканизм и геотектоника юго-восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2013. 213 с.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 232 с.

Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 278 с.

Хазов Р. А. Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья. М.; Л.: Наука, 1973. 87 с.

Хазов Р. А., Шаров Н. В., Исанина Э. В. Глубинное строение и металлогения Приладожья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2004. Вып. 7. С. 55–74.

Haapala I., Rämö T. Tectonic setting and origin of the Proterozoic rapakivi granites of southeastern fennoscandia Trans. R. Soc. Edinburg Earth Sci. 1992. Vol. 83. P. 165–171.

Haapala I., Emslie R. F., Rämö T. Achievements of IGCP project 315 in 1991–1996. In Rapakivi granites and related rocks. Abstract volume. Helsinki, 1996. P. 29–30.

Larin A., Amelin Yu., Neumark L. et al. The origin of Salmi and Uljalegi anorthosite-rapakivi granite massifs: constraints from precise U-Pb geochronology and Rb-Sr-Nd isotopic data. 7th international Symposium on rapakivi granites. Helsinki. 1996. Abstract volume. P. 47.

Rämö O. T., Haapala I. One hundred years of rapakivi granite // Mineral Petrol. 1995, 52. P. 129–185.

Sahama T. G. Rapakivi amphibole from Uuksunjoki Salmi area // Bull. Comm. Geol. Finlande, 1947. N 140.

Sederholm I. I. Über die finnländischen rapakivigesteine. Tschermarks // Mineral. Petrol. 1891. Mitt., 12: 1–31.

Simonen A. The Precambrian in Finland // Geological Survey of Finland Bull. 1980. 304. 58 p.

Sviridenko L. P. The evolution of the fluid phase during the crystallization of granite types: Salmi pluton, Karelia, Russia // Mineralogy and Petrology. 1994. Vol. 50. P. 59–67.

Sviridenko L. P. Rapakivi and rare-metal granites. In Rapakivi granites and related rocks. Abstract volume. Helsinki, 1996. P. 75.

Vaasjoki M., Rämö O. T. The Wiborg rapakivi batholith and associated rocks in southeastern Finland // Geol. Surv. of Finl. Guide, 1989. 30. 32 p.

Vorma A. On the geochemistry of rapakivi granites with special reference to the Laitila massif, southwestern Finland // Geol. Surv. of Finland Bull. 1976. 285. 98 p.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Свириденко Лината Петровна

ведущий научный сотрудник, д. г.-м. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: sv@krc.karelia.ru
тел.: (8142) 783471

Sviridenko, Linata

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: sv@krc.karelia.ru
tel.: (8142) 783471