

ДВА ТИПА ВЫСОКОДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ТОПАЗСОДЕРЖАЩИХ ГРАНИТОВ САЛМИНСКОГО БАТОЛИТА, ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ

© 2020 г. А. А. Конышев^{a, b, *}, В. Ю. Чевычелов^b, Ю. Б. Шаповалов^b

^aИнститут геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН
ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия

^bИнститут экспериментальной минералогии РАН
ул. Академика Осипяна, 4, Черноголовка, 142432 Россия
*e-mail: icelopa@gmail.com

Поступила в редакцию 02.11.2018 г.

После доработки 25.12.2018 г.

Принята к публикации 26.12.2018 г.

Установлены различия между двумя типами высокодифференцированных гранитов Салминского батолита: Li-сидерофиллитовыми топазсодержащими и Li-F топаз-циннвальдитовыми гранитами, на основании исследования их структурно-морфологических, минералогических и геохимических особенностей. Высокую степень дифференциации данных гранитов подтверждает присутствие в них первичного топаза, Li-слюд магматического генезиса и наличие значимого тетрад-эффекта М-типа. Эти граниты различаются по видам содержащихся слюдов, количественному содержанию топаза до 1% и 15% соответственно, морфологии тел гранитов и геохимии редких элементов. В Li-F циннвальдитовых гранитах по сравнению с Li-сидерофиллитовыми наблюдается обеднение РЗЭ и обогащение Ta, Hf, Ba, Sr. Li-сидерофиллитовые граниты четко следуют общему тренду эволюции гранитов Салминского батолита, в то время как генезис Li-F циннвальдитовых гранитов, по-видимому, связан не только с процессами кристаллизационной дифференциацией расплава, но и с активным привнесением компонентов, в первую очередь F и Li, вероятно, из более глубинного, в том числе мантийного, источника.

Ключевые слова: Салминский батолит, топазсодержащие граниты, геохимия, минералогия, петрология, Li-F граниты, циннвальдит, Li-сидерофиллит, топаз, REE, Zr/Hf, Nb/Ta, Питкярантский рудный район

DOI: 10.31857/S0016752520010070

ВВЕДЕНИЕ

В данной работе рассматриваются различия между двумя типами высокодифференцированных топазсодержащих гранитов Салминского батолита в Питкярантском рудном районе: Li-сидерофиллитовыми и Li-F циннвальдитовыми гранитами, а также их структурно-морфологические, минералогические и геохимические особенности. Эти высокодифференцированные граниты уже исследовались ранее в литературе, но их сравнительного анализа не проводилось. Остаются неясными особенности их генезиса при формировании Салминского батолита, не описаны причины их различий и т.д.

В предшествующих публикациях других авторов к востоку от гнейсогранитового купола Люпикко кратко были описаны альбит-Li-сидерофиллитовые (Amelin et al., 1997; Neumark et al., 1994), топазсодержащие альбит-протолитионитовые (Beljaev, Stepanov, 1991; Larin, 1991) и топазсодержащие Li-F граниты (Ларин, 2011). Редко-

метальные Li-F граниты, расположенные по данным бурения под Уксинским гнейсогранитовым куполом, а также в виде даек и жил выходящие на поверхность, упоминаются в работах (Маркушев и др., 1991; Павлов, 1991; Граменицкий и др., 1998; Ларин, 2011). В работе (Граменицкий и др., 1998) сообщается, что слюда в этих гранитах по составу ближе к сидерофиллиту, а топаз, достигая 15 об. %, становится породообразующим минералом. В большинстве публикаций эти граниты объединяют вместе, например, под названием топазсодержащих альбит-протолитионитовых (Beljaev, Stepanov, 1991; Larin, 1991), лейкогранитов и Li-F гранитов (Ивашенко и др., 2011; Ивашенко, Голубев, 2015), аплитовидных альбитизированных и грейзенизированных гранитов (Хазов, 1973), аплитовидных биотит-мусковитовых альбитизированных и грейзенизированных гранитов (Беляев, Львов, 1981), средне- и мелкозернистых микроклин-альбитовых и альбитовых субшелочных гранитов с протолитионитом (Бескин и др., 1983), топазсодержащих Li-F гранитов (Ларин, 2011).

Следует отметить, что разделение на различные типы этих высокодифференцированных топазсодержащих гранитов Салминского батолита ранее в научной литературе не приводилось.

Салминский батолит (Южная Карелия) относится к анортозит-рапакивигранитным комплексам (АРГК) пород, сформировавшимся на рубеже конца палеопротерозоя и начала мезопротерозоя на Восточно-Европейской платформе. Этот батолит локализован на стыке стабилизированного свекофенского орогена и Карельского кратона (рис. 1). Возраст батолита: 1547–1530 млн лет (Neumark et al., 1994; Amelin et al., 1997), его магматическая система оставалась активной на протяжении длительного времени. Установление генетических и временных связей пород, входящих в АРГК, является крайне актуальной задачей.

Гранитоиды Салминского батолита относятся к внутриплитным гранитам А-типа (Ларин, 2011). В литературе существует множество делений кислых пород рассматриваемого батолита на различные типы по текстурно-структурным и петрохимическим особенностям (Trustedt, 1907; Sahama, 1945; Свириденко, 1968; Хазов, 1973; Никольская, 1975; Великославинский и др., 1978; Беляев, Львов, 1981; Бескин и др., 1983; Beljaev, Stepanov, 1991; Larin, 1991; Larin et al., 1991; Neumark et al., 1994; Amelin et al., 1997; Ивашенко и др., 2011; Ларин, 2011; Ивашенко, Голубев, 2015). Наша работа посвящена рассмотрению только высокодифференцированных гранитов, образующихся на конечных стадиях формирования Салминского батолита. Придерживаясь типизации работы (Ларин, 2011), выделено три основные группы кислых пород. К первой группе более ранних гранитоидов относятся биотит-амфиболовые (*Bt-Amp*) граниты, часто с типичной структурой рапакиви, а также фаялитсодержащие граниты и кварцевые сиениты. Вторая группа включает биотитовые (*Bt*), как правило, равномерно-зернистые граниты. К третьей группе отнесены собственно высокодифференцированные топазсодержащие граниты. То есть выделенные группы представляют собой генетически связанные фазы кислых пород в пределах одного анортозит-рапакивигранитного комплекса.

В Салминском батолите доминируют граниты первой группы, характеризующиеся гетерогенностью по составу и структуре. Граниты второй группы отличаются существенно большей гомогенностью и в целом меньшим размером зерен, в них отмечается наличие миароловых полостей. Граниты третьей группы весьма разнообразны по текстурно-структурным особенностям: выделяются как массивные средне-равномернозернистые разновидности, так и дайковые тела с мелкозернистой до аплитовой структурой или с чередованием различных слоев, в апикальных частях тел нередко пегматоидные образования (штокшай-

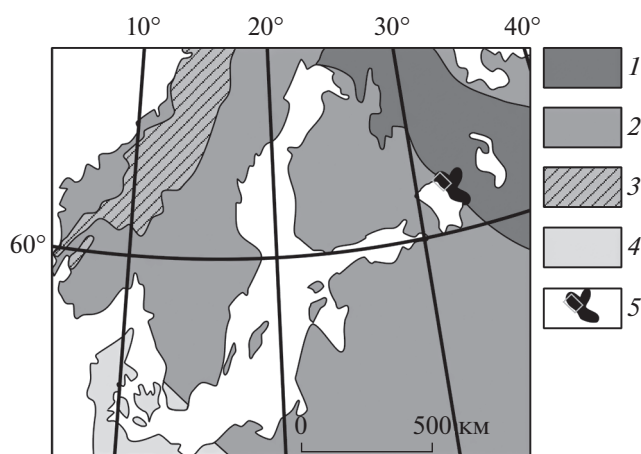


Рис. 1. Схема расположения Салминского батолита на Восточно-Европейской платформе (из (Ларин, 2011), с упрощениями и дополнениями). 1 – породы Карельского кратона; 2 – область свекофенского орогенеза; 3 – каледониды; 4 – породы за пределами Восточноевропейской платформы; 5 – Салминский батолит и расположение Питкярантского рудного района.

деры). В этих гранитах отмечается петрохимическая неоднородность в виде расслоенности: выделяются слои, обогащенные К или Na полевыми шпатами; слои, обогащенные или обедненные слюдой и т.п. (Граменицкий и др., 1998; Маракушев и др., 1991). Причем петрохимическая неоднородность характерна как для крупных тел по данным бурения (Павлов, 1991), так и для небольших даек мощностью в первые десятки см.

Основные минералы гранитов третьей группы: альбит, кварц, микроклин, слюды сидерофиллит-циннвальдитового ряда и топаз, среди акцессорных минералов преобладают флюорит, гематит, колумбит, ильменит и циркон (Beljaev, Stepanov, 1991). В Питкярантском рудном районе с невоскрытыми эрозией выступами кровли Li-F гранитов (Павлов, 1991) нередко встречаются проявления Ta-Nb минерализации и скарны с Be-Fe-Sn-полиметаллическим оруденением, сформировавшиеся по данным А.М. Ларина (2011) на магматической стадии.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Во время проведения полевых работ в Питкярантском рудном районе нами были опробованы различные разновидности кислых пород: граниты первой, второй групп (карьеры Муставаара, Репомяки и др.) и высокодифференцированные граниты третьей группы в пределах гнейсогранитных куполов Уксинского и Люпикко (район Хопунваара, Хелооа, щебеночный карьер), а также вмещающие гранитогнейсы (рис. 2). Дайки в районе Уксинского купола, имеющие текстурно-структурные и петрохимические неоднородности, для отбора представительных проб опробо-

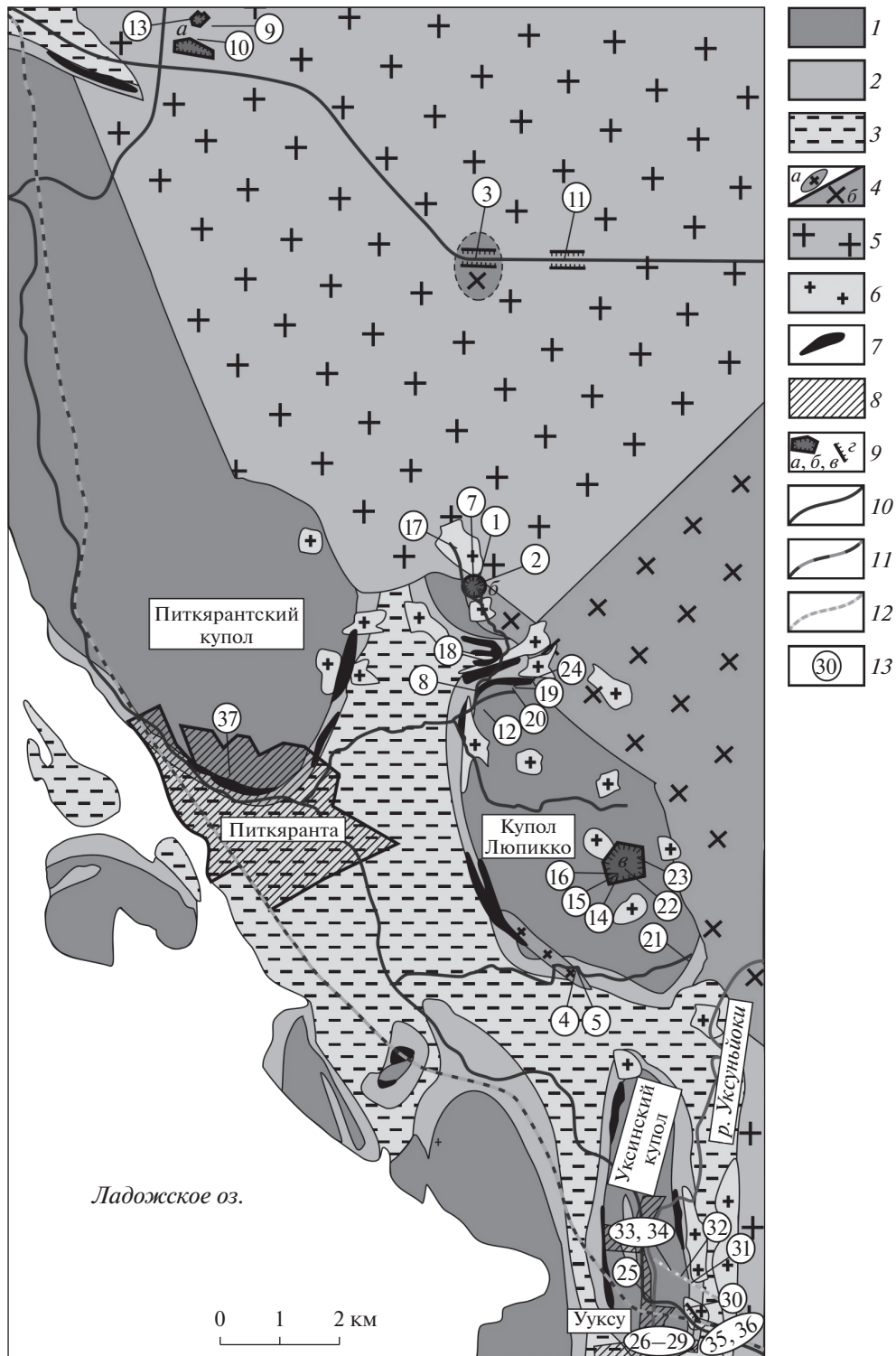


Рис. 2. Карта-схема Питкярентского рудного района по (Ивашенко, Голубев, 2015 и Ларин, 2011) с учетом наших материалов и нанесенными точками отбора проб: 1 – гнейсограниты куполов (Ag_2-Pg_1); 2 – сортавальская серия: амфиболиты, амфиболовые, графитистые и графитосодержащие сланцы, доломитовые и аподолмитовые кальцитовые мраморы и скарны по ним; 3 – ладожская серия: биотит-кварцевые, кварц-полевошпат-биотитовые, местами амфибол- и графитосодержащие сланцы с прослоями роговиков и скарноидов; 4 – *Vt-Amp* граниты (граниты рапакиви); *a* – риолит-порфиры, *б* – крупнокристаллические разности; 5 – *Vt* граниты; 6 – участки, в пределах которых развиты выходы высокодифференцированных топазосодержащих гранитов: *Li-F-Znw* и *Li-Sdph*; 7 – скарны, грейзенизированные скарны и низкотемпературные метасоматиты по ним с Fe-Cu-Zn-Sn оруденением и редкометальной минерализацией; 8 – жилые постройки: Питкяранта и Уксу; 9 – карьеры: *a* – Репоямки, *б* – Муставаара (не в масштабе), *в* – щебеночный карьер, *г* – обнажения в бортах автодорог; 10 – автомобильные дороги; 11 – железная дорога; 12 – просека ЛЭП; 13 – места отбора проб (образцов) и их номера.

вались нами вкрест их простираения при помощи алмазной дисковой пилы.

Отобранные пробы были проанализированы на породообразующие элементы (Na, Mg, Al, Si, K, Ca, Ti, Mn, Fe, P, F, S), и некоторые микроэлементы (Cr, V, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Zr, Ba, U, Th, Y, Nb, Pb, As, Mo, Cd, Sn, Bi, In, W) методом XRF (ИГЕМ РАН), а также на микроэлементы (Li, Be, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Se, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Rh, Pd, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Te, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Re, Ir, Pt, Au, Hg, Tl, Pb, Bi, Th, U), частично породообразующие (Na, Mg, Al, K, Ca, Ti, Mn, Fe, P, S) методами ICP-MS и ICP-AES (ИПТМ РАН, по методике (Карандашев и др., 2016), и небольшая часть во ФГУП ИМГРЭ). Результаты представлены в таблицах 1–3.

Исследование минералов из рассматриваемых пород проводилось при помощи методов оптической микроскопии и локальных методов анализа: рентгеноспектральной микроскопии (ИЭМ РАН, МГУ), LA-ICP-MS (ФГУП ИМГРЭ, ИГЕМ РАН, ГЕОХИ РАН) и SIMS (ЯФ ФТИАН РАН).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В результате проведенных исследований среди высокодифференцированных гранитов третьей группы нами выделены две морфопетрохимические разновидности пород: Li-сидерофиллитовые топазсодержащие граниты (Li-*Sdph*) (локализованы в районе гнейсогранитного купола Люпикко) и Li-F топаз-циннвальдитовые граниты (Li-F-*Znw*) (локализованы в районе Уксинского купола). Высокую степень дифференциации данных гранитов подтверждает присутствие в них первичного топаза, Li-слюд магматического генезиса и наличие весьма значимого тетрад-эффекта ($TE_{1,3,4}$ до 1.44–1.49, табл. 2, 3) в распределении редкоземельных элементов. Различия между этими разновидностями гранитов заключаются в особенностях морфологии тел гранитов, разных типах содержащихся слюд, количестве топаза и геохимии редких элементов (табл. 2, 3).

Li-*Sdph* граниты, представленные массивными средне-равномернозернистыми разновидностями, обнажаются в стенках щебеночного карьера, расположенного в центральной части купола Люпикко. На южной стенке наблюдается контакт верхней части интрузии с вмещающими породами и развитыми на их контакте штокшайдерами с чередованием аплитовых и пегматоидных зон, субпараллельных контакту, а также фиксируются топазсодержащие дайки и пегматоидные тела, секущие вмещающие гнейсограниты и метаамфиболиты купола Люпикко. Другие места отбора проб Li-*Sdph* гранитов расположены в обрамлении купола Люпикко (в районе Хопунваара, Хе-

пооя и купола Винберг). Пробы были отобраны из гранитных даек мощностью до 3 м со структурой от мелкокристаллической до аплитовой.

Массивные Li-F граниты залегают на глубине под Уксинским куполом гнейсогранитов и вскрыты по данным бурения (Павлов, 1991; Ларин, 2011). На поверхности наблюдаются только небольшие, различно ориентированные в пространстве (от крутопадающих до субгоризонтальных), иногда ветвящиеся, дайковые тела мощностью от 3 до 80 см. Висячем боку небольших по мощности (от 3–4 см) даек часто присутствуют крупные кристаллы калишпата, кварца и топаза, но в то же время наблюдаются тела мощностью от 3 до 15 см, имеющие мелкозернистую структуру. В более мощных дайках Li-F-*Znw* гранитов наблюдаются линзы с пегматоидной структурой, субпараллельные границам даек.

По минералогии Li-*Sdph* граниты отличаются от Li-F-*Znw* присутствием крупных пластинчатых кристаллов слюды (Li-сидерофиллит) до 0.5–3 см длиной, которые резко выделяются на фоне мелкозернистой основной массы породы (рис. 3а, в). В Li-F-*Znw* гранитах слюда циннвальдит, как правило, заполняет интерстиции между зернами других минералов, образуя изометричные пластинчатые кристаллы до 0.1 см в поперечнике (рис. 3б, г).

Li-сидерофиллит может содержать до 440 ppm Ta, в то время как в циннвальдите содержание Ta менее 120 ppm. Содержание Nb в Li-сидерофиллите достигает 750–820 ppm, а в циннвальдите его содержание не более 140 (локальный метод LA-ICP-MS, ГЕОХИ, Li-сидерофиллиты – 17 анализов, циннвальдиты – 12 анализов). При этом, в среднем, общее содержание Ta в Li-F-*Znw* гранитах выше, чем в Li-*Sdph* гранитах (44.7 и 14.7 ppm, соответственно), так как тантал в Li-F-*Znw* гранитах, главным образом, концентрируется в колумбите.

Вторым важным минералогическим отличительным признаком является количество топаза в породе. Так в Li-F-*Znw* гранитах оно часто превышает 5 об. %, то есть топаз является породообразующим минералом, в то время как в Li-*Sdph* гранитах его количество намного меньше. Также в топазах из Li-F-*Znw* гранитов обычно наблюдается множество минеральных включений игловидных кристаллов колумбита, видимых невооруженным глазом.

Согласно классификационной диаграмме в координатах $SiO_2-(Na_2O + K_2O)$ исследованные породы преимущественно попадают в поля субшелочных гранитов и аляскитов (рис. 4) (Глебовицкий, 1995). Формирование характерных для гранитов первой группы полевошпатовых овоидов, как наиболее глубоководных образований, началось на больших глубинах при $P = 450–600$ МПа (Shebanov et al., 1996). При подъеме магмы до уровня кристаллизации гранитных пород батолита при $P = 100–$

Таблица 1. Представительные анализы биотит-амфиболовых и биотитовых гранитов Салминского батолита, а также вмещающих гнейсогранитов

Компоненты и их отношения	Предел обнаружения	Биотит-амфиболовые граниты (граниты рапакиви)							Биотитовые граниты						Гнейсограниты	
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	37	
		240617-3	290617-4	Ч-37/1	220617-1	220617-1_2	Sal1	Sal2	190617-12	160617-1	160617-3	Ч-36/1 + Ч-36/3	240617-6	Sal10	180617-4Г	
		Координаты (N, E)														
		61.6041	61.59339	61.65091	61.54960	61.54968	—	61.60429	61.58942	61.68404	61.68194	61.65042	61.58679	61.68404	61.49986	
		31.54696	31.55299	31.54731	31.57581	31.57587	—	31.54661	31.54706	31.46933	31.46478	31.57599	31.55022	31.46927	31.61010	
		Место отбора пробы														
коренное	коренное	коренное	коренное	отвал	коренное	коренное	делювий	коренное	отвал	коренное	делювий	коренное	коренное			
SiO ₂	0.7	69.86	73.98	73.19	71.93	74.95	69.46	71.17	73.95	73.92	76.21	75.31	74.17	73.79	71.38	
TiO ₂	0.001	0.201	0.235	0.254	0.226	0.197	0.27	0.3	0.08	0.106	0.053	0.066	0.075	0.14	0.301	
Al ₂ O ₃	0.005	14.36	10.54	12.26	13.56	12.19	16	14.24	12.43	12.16	11.89	11.35	12.23	12.88	14.12	
Fe ₂ O ₃	0.004–0.008	2.76	3.32	3.28	1.75	2.74	2.41	3.1	2.75	2.77	1.43	2.77	2.26	2.3	2.61	
MnO	0.0003–0.002	0.029	0.032	0.033	0.024	0.028	0.02	0.04	0.015	0.021	0.012	0.014	0.019	0.02	0.038	
MgO	0.002–0.006	0.2	0.21	0.32	0.53	0.3	0.39	0.21	0.06	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.07	0.67	
CaO	0.007–0.01	0.92	0.68	0.99	0.56	1.01	1.39	0.66	0.74	0.77	0.58	0.69	0.73	0.74	1.39	
Na ₂ O	0.005–0.006	3.31	2.83	2.93	1.89	2.6	2.92	2.83	3.84	3.59	3.62	3.51	4.14	3.38	4.22	
K ₂ O	0.001–0.01	6.48	4.44	5.38	8.16	5.13	6.15	6.15	4.53	4.69	4.51	4.23	4.59	4.89	3.89	
P ₂ O ₅	0.003–0.02	0.035	0.033	0.042	0.027	0.022	0.09	0.03	0.042	0.011	<0.003	0.004	<0.003	<0.02	0.104	
S _{общ}	0.004–0.02	<0.004	<0.004	<0.004	<0.004	0.072	<0.02	<0.02	<0.004	<0.004	0.032	<0.004	<0.004	<0.02	0.012	
F	0.1	0.21	0.27	0.12	<0.1	<0.1	—	—	0.56	0.51	0.31	0.49	0.59	0.49	<0.1	
Сумма	—	98.37	96.57	98.79	98.66	99.24	99.1	98.73	99	98.55	98.64	98.44	98.81	98.21	98.74	
ППП	—	0.72	0.79	0.68	0.67	0.72	0.76	0.91	0.53	0.85	0.51	0.68	0.33	0.92	1.26	
Fe _{tot} /Mg	—	7	8	5.2	1.7	4.6	2.7	6.4	23.1	—	—	—	—	14.3	2	
K/N	—	1.29	1.03	1.21	2.84	1.3	1.39	1.43	0.78	0.86	0.82	0.79	0.73	0.95	0.61	
A/CNK	—	1.02	0.98	0.99	1.05	1.05	1.14	1.14	0.99	0.98	1	0.98	0.93	1.06	1.03	
NK/A	—	0.87	0.9	0.87	0.88	0.81	0.72	0.79	0.9	0.9	0.91	0.91	0.96	0.84	0.79	
Li	0.02–0.05	36.7	50.6	40.4	25.6	19.5	31	51.2	133.5	83.5	27.6	114	144	100.7	26.3	
Be	0.02–0.05	4.1	5.3	4.8	4.3	7.1	1.6	3.2	8.8	14.2	8.5	6.7	8.1	17.1	1.7	
Sc	0.1–0.2	5.2	6.5	7.9	4.1	5	5.8	5	1	1.4	0.6	0.8	0.8	5.5	2.8	
V	0.2–0.9	11	8.5	10.6	19.9	7.3	13.5	5.9	13.5	7.7	4.7	5.5	8.6	1.4	24.6	
Cr	0.7–1	7.5	5.1	6.3	10	9.7	12.2	12.3	9.6	7.3	8.5	9	3.9	9.3	18.7	
Co	0.1–0.2	1.3	1.4	1.7	2.3	2.8	2.7	1.4	1.1	0.5	0.6	0.5	0.3	0.8	3	
Ni	0.5–1	6.2	7.8	9.2	15.4	16	7.9	5.1	8.7	7.1	8.9	8.7	6.9	3.3	10.8	
Cu	0.4–1	10.6	14.1	11.4	27	38	4.1	2.6	9.3	13.6	20.8	13	6.6	3.1	10.1	
Zn	0.6–1	79	85	98	71.6	194	58.4	87	47	88	49	45	59	92.4	35	
Ga	0.03–0.1	26.7	24.4	24.9	25.6	26.1	20.3	25.7	42.5	36.1	40.5	39.4	42.5	38.3	20.9	
As	0.1	0.4	<0.1	0.5	3.7	<0.1	2.5	1.6	8	0.3	1	2	<0.1	<0.1	0.3	
Se	0.5–0.8	<0.8	<1	<1	<2	<2	—	—	<1.2	<1.1	<1.2	<1.1	<1	—	<0.8	
Rb	0.05–0.1	221.7	224.6	191.7	373.9	230	216.4	221.5	418.6	333.7	371.8	368.5	421.8	335	179.9	
Sr	0.04–0.1	117.3	48.3	81.8	105.1	77.8	137.2	126.9	145.8	19.7	15.6	25.7	17.3	68.6	158.7	
Y	0.02–0.1	59	81.5	71.8	62.7	96.4	33.5	59.1	160	127.4	96.4	114.2	109.9	119.3	15	
Zr	0.04	313	458.9	399.9	459.6	385	201.3	443.7	185.7	310.5	125.5	160.1	272.8	337.4	206	
Nb	0.03–0.05	85.1	66.3	36.9	33.6	48.2	11.9	33.6	434.5	89.9	103.8	143.9	92.7	88.2	16	
Mo	0.05–0.1	1.5	1.5	1.5	13.5	5	1.2	0.5	0.85	1.5	0.77	0.84	0.59	1.3	0.8	
Rh	0.04–0.07	<0.07	<0.07	<0.07	<0.07	<0.07	—	—	<0.07	<0.07	<0.07	<0.07	<0.07	—	<0.07	
Pd	0.05–0.1	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	—	—	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	—	<0.05	
Ag	0.04–0.05	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	0.7	1.5	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	0.9	<0.04	
Cd	0.04–0.05	0.1	<0.04	0.081	<0.04	0.93	—	—	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	—	<0.04	
In	5	<5	<5	<5	<5	<5	—	—	<5	<5	<5	<5	<5	—	<5	
Sn	0.09–0.1	3.8	7.6	3.7	14.6	6	2.5	6.1	10.8	7.2	7.1	8.7	7.7	14.4	4.1	
Sb	0.07–0.1	0.76	4.6	1.7	3.7	3.3	—	—	2	0.76	0.6	1.6	1.6	—	2.7	
Te	0.08–0.3	<0.08	<0.08	<0.08	<0.08	<0.08	—	—	<0.08	<0.08	<0.08	<0.08	<0.08	—	<0.08	
Cs	0.01–0.02	3.5	3.8	4	3.7	3	3.8	3.3	4.4	3.6	3.1	4.6	3.8	3.7	2.1	
Ba	0.07–0.1	1457.4	201	891.6	1139.7	343.2	1025.4	1278.4	117.3	112.1	35.1	63.4	64.7	163.6	710.4	
La	0.02–0.05	104.6	220.4	181.8	114.3	136.3	49.5	78.7	79.6	86.9	22.2	41.3	40.4	64.9	43	
Ce	0.01–0.04	211	429	357.8	206.1	277.4	103.7	181.6	172.6	191.1	57.6	102.7	93	156.4	88.6	
Pr	0.01	18.85	47.89	39.43	17.91	31.69	11.75	16.68	19.31	19.21	7.71	12.5	10.68	20.49	9.44	
Nd	0.01–0.02	84.52	162.68	141.5	88.71	111.2	42.99	59.61	75.74	89.31	34.67	52.45	42.53	80.91	34.26	
Sm	0.01	15.15	26.42	22.94	15.71	21.08	9.39	10.72	17.69	19.44	11.18	13.67	9.9	19.83	6.4	
Eu	0.007–0.01	1.77	0.7	1.37	0.86	0.61	1.48	1.8	1.13	0.64	0.26	0.36	0.33	0.68	0.82	

Таблица 1. Окончание

Компоненты и их отношения	Предел обнаружения	Биотит-амфиболовые граниты (граниты рапакиви)							Биотитовые граниты						Гнейсограниты	
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13		37
		240617-3	290617-4	Ч-37/1	220617-1	220617-1_2	Sal1	Sal2	190617-12	160617-1	160617-3	Ч-36/1 + Ч-36/3	240617-6	Sal10		180617-4Г
Gd	0.008–0.01	12.54	19.14	17.83	12.76	18.22	9.65	10.65	18.62	19.56	13.1	13.74	9.98	20.3	4.4	
Tb	0.007–0.01	1.94	2.73	2.59	1.97	2.92	1.43	1.65	3.36	3.36	2.65	2.47	2	3.25	0.6	
Dy	0.008–0.01	11.02	14.88	14.37	11.71	17.1	7.45	9.83	22.47	21.04	18.26	15.98	14.96	20.63	3.15	
Ho	0.003–0.01	2.17	2.93	2.72	2.34	3.49	1.52	2.22	4.97	4.33	4	3.45	3.53	4.55	0.55	
Er	0.004–0.01	5.72	7.51	7.07	6.43	9.53	3.63	6.26	15.29	12.41	11.96	11	11.66	13.73	1.33	
Tm	0.004–0.01	0.82	1.07	1.02	0.97	1.38	0.59	0.93	2.51	1.89	1.9	1.85	2.06	2	0.2	
Yb	0.006–0.01	5.66	7.45	7.16	7.01	9.84	2.94	5.7	19.31	14.2	14.41	14.75	16.55	14.41	1.46	
Lu	0.004–0.01	0.8	1.05	1.01	1.08	1.39	0.52	0.9	2.74	2.06	1.92	2.12	2.45	1.96	0.2	
Hf	0.008–0.05	8.8	13.5	10.9	13.2	11.7	6.2	11.8	11.4	13.5	8.1	9.2	15.1	14.1	5.6	
Ta	0.03–0.04	1.6	2	1.9	3.2	3.5	2.1	2.9	6.5	6.6	6.2	7.8	7.2	6.6	1.5	
W	0.03–0.08	1.3	0.89	1.7	3.3	2.5	0.6	1.3	3.8	2.3	3.4	3.6	2.1	3.1	0.37	
Re	0.007–0.01	<0.007	<0.007	<0.007	<0.007	<0.007	–	–	<0.007	<0.007	<0.007	<0.007	<0.007	–	<0.007	
Ir	0.008–0.02	<0.008	<0.008	<0.008	<0.008	<0.008	–	–	<0.008	<0.008	<0.008	<0.008	<0.008	–	<0.008	
Pt	0.009–0.05	<0.009	<0.009	<0.009	<0.009	<0.009	–	–	<0.009	<0.009	<0.009	<0.009	<0.009	–	<0.009	
Au	0.03–0.05	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	–	–	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	–	<0.03	
Hg	0.01–0.03	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	
Tl	0.01	1.3	1.4	1.3	2.7	1.4	1.2	1.3	2.3	1.9	2.2	2	2.3	1.8	1.1	
Pb	0.01–0.03	41.4	43.3	33.3	49.3	55	30.8	22.1	47	50.9	57.3	44.9	54.4	38.1	32.9	
Bi	0.01	0.08	0.19	0.1	0.53	0.22	0.04	0.03	0.16	0.02	0.35	0.02	0.02	0.02	0.04	
Th	0.01	18.4	25.2	25.9	23.1	21.5	26.5	22.5	48.1	21.3	25.7	24	36.7	35.9	25.9	
U	0.01	3	4.1	3.6	10.1	6.8	4.5	2.9	4.3	5	9.5	2.8	4.9	10.6	7	
Zr/Hf	–	35.5	34	36.5	35	33	32	38	16	23	15.5	17.5	18	24	37	
Nb/Ta	–	55	33.5	19	10.4	14	6	12	67	14	17	18.5	13	13	11	
K/Rb	–	243	164	233	181	185	236	230	90	117	101	95	90	121	179	
La/Nb	–	1.23	3.32	4.93	3.4	2.83	4.17	2.34	0.18	0.97	0.21	0.29	0.44	0.74	2.69	
La/Ta	–	67	111	94	36	39	24	28	12	13	3.6	5.3	5.6	10	29	
K/Ba	–	37	184	50	59	124	50	40	320	348	1070	553	588	248	45	
Y/Ho	–	27	28	26	27	28	22	27	32	29	24	33	31	26	27	
Sr/Eu	–	66	69	60	122	127	93	71	129	31	61	71	52	101	192	
TE _{1,3,4}	–	0.98	1	1.01	0.93	1.02	0.99	1	1.04	1	1.07	1.06	1.06	1.02	1.03	

Примечания. Координаты даны в системе WGS 84; (прочерк) – компонент не определялся; содержания SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, S_{общ} и F приведены в мас. %; содержания микроэлементов, начиная с Li, даны в мкг/г.; SiO₂ вместо предела обнаружения дана величина среднеквадратичного отклонения в интервале содержаний 60–100 мас. %; общее содержание железа и серы приведено в виде Fe₂O₃ и S_{общ}; Fe_{tot}/Mg, K/N, A/CNK, NK/A – молярные отношения Fe_{tot}/Mg, K₂O/Na₂O, Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O), (Na₂O + K₂O)/Al₂O₃, соответственно; Zr/Hf, Nb/Ta, K/Rb, La/Ta, K/Ba, Y/Ho, Sr/Eu – весовые отношения; TE_{1,3,4} – величина суммарного тетрад-эффекта для 1, 3 и 4 тетрад, оцененная по (Irber, 1999). Анализы на микроэлементы выполнены методами ICP-MS и ICP-AES в ИПТМ РАН (Карандашев и др., 2016), все образцы “Sal” ICP-MS и ICP-AES в ФГУП ИМГРЭ; анализы на петрогенные компоненты выполнены методом XRF (ИГЕМ РАН).

200 МПа по данным (Poutiainen, Scherbakova, 1998; Руб и др., 1986) происходило частичное плавление этих овоидов с увеличением доли расплава (Eklund, Shebanov, 1999; Беляев, 2017). Заключительная кристаллизация гранитов первой группы при P = 100–200 МПа происходила при повышенном P_{CO₂} и пониженном P_{H₂O} (Sviridenko, 1994).

На диаграмме Q-Ab-Or (рис. 5а) показана общая тенденция эволюции состава исследованных гранитов в сторону Ab угла и более низких температур с повышением содержания F в остаточном расплаве. Хорошо выражена последова-

тельность: Bt-Amp → Bt → Li-Sdph граниты. В отличие от них Li-F-Znw граниты выпадают из общего тренда и показывают значительный разброс составов, который возможно связан с появлением жидкостной фторидной несмесимости при их формировании (Veksler et al., 2005; Граменицкий, Шекина, 2005; Перетяжко, Савина, 2010). Аналогично ведут себя и Li-F граниты из Орловского и Этыкинского танталовых месторождений Восточного Забайкалья (Zaraisky et al., 2008).

Диаграмма Q-Ab-Or (рис. 5б) демонстрирует смещение точки эвтектики в модельном гаплогра-

Таблица 2. Представительные анализы Li-сидерофилитовых топазсодержащих гранитов Салминского батолита

Компо- ненты и их отноше- ния	Предел обнару- жения	Номера проб										
		14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
		230617-3	Ч-19/1	Ч-19/2	240617-2	240617-4	270617-1	190617-6	220617-3	230617-6	230617-8 и Ч-21	Sal16
		Координаты (N, E)										
		61.56292	61.56314	61.56314	61.60873	61.59339	61.58940	61.58910	61.55122	61.56375	61.56606	61.58908
		31.59056	31.59081	31.59081	31.54130	31.55299	31.55858	31.55853	31.60862	31.59169	31.59553	31.55852
		Место отбора пробы										
корен- ное	корен- ное	корен- ное	корен- ное	корен- ное	делювий	делювий	делювий	отвал	корен- ное	делювий		
SiO ₂	0.7	73.76	72.57	75.07	76.7	76.1	75.18	76.11	74.61	75.28	73.78	73.55
TiO ₂	0.001	0.024	0.015	0.024	0.021	0.017	0.017	0.024	0.04	0.019	0.013	0.07
Al ₂ O ₃	0.005	13.1	14.44	12.67	12	12	12.69	13.05	13.18	13.13	13.76	14.32
Fe ₂ O ₃	0.004–0.008	1.18	1.64	1.81	1.49	2.12	1.72	1.55	1.75	1.6	1.6	1.64
MnO	0.0003–0.002	0.014	0.019	0.018	0.017	0.015	0.013	0.014	0.02	0.015	0.022	0.008
MgO	0.002–0.006	0.06	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.06
CaO	0.007–0.01	0.82	0.44	0.28	0.12	0.17	0.43	0.19	0.44	0.4	0.31	0.22
Na ₂ O	0.005–0.006	4.67	4.57	4.29	4.53	3.85	4.41	5.15	4.28	4.68	4.85	5.01
K ₂ O	0.001–0.01	4.37	4	4.32	3.61	4.42	4.17	3.25	4.34	3.79	4.25	2.96
P ₂ O ₅	0.003–0.02	0.017	0.014	0.013	<0.003	0.012	<0.003	0.013	0.005	0.014	<0.003	<0.02
S _{общ}	0.004–0.02	<0.004	<0.004	<0.004	<0.004	<0.004	0.013	<0.004	<0.004	<0.004	<0.004	<0.02
F	0.1	0.47	0.76	0.3	0.16	0.15	0.29	<0.1	0.59	0.37	0.42	<0.1
Сумма	–	98.48	98.47	98.8	98.65	98.85	98.93	99.35	99.26	99.3	99.01	97.84
ППП	–	0.48	0.52	0.29	0.3	0.2	0.49	0.46	0.79	0.54	0.6	0.78
Fe _{tot} /Mg	–	9.9	–	–	–	–	–	–	–	–	–	11.9
K/N	–	0.62	0.58	0.66	0.52	0.75	0.62	0.42	0.67	0.53	0.58	0.39
A/CNK	–	0.94	1.14	1.04	1.04	1.05	1.01	1.06	1.05	1.05	1.05	1.21
NK/A	–	0.95	0.82	0.93	0.95	0.93	0.93	0.92	0.89	0.9	0.91	0.8
Li	0.02–0.05	26.3	356	247	122	116	103	95.2	320	180	215	–
Be	0.02–0.05	11.8	34.6	9.7	8.2	6.4	7	6.8	10	7.2	13	8
Sc	0.1–0.2	0.7	1.4	1.4	0.7	0.8	0.6	1	1	0.9	1.2	–
V	0.2–0.9	4.6	4.6	5.2	7.2	6	5.1	5.5	7.7	6.7	5.1	4.5
Cr	0.7–1	4.8	9.7	5.4	3.1	4.5	7.2	4.7	3.8	4.1	4.9	–
Co	0.1–0.2	1	0.6	0.6	0.4	1.1	0.6	0.3	0.7	0.6	0.7	0.5
Ni	0.5–1	8	10.1	9.4	5.7	9.1	8.2	7.4	6.3	11.4	8	–
Cu	0.4–1	11.1	4.7	9.2	8.4	9	9.1	9.7	7.5	10.5	8.1	3.6
Zn	0.6–1	23.2	34.7	38	38.7	28.1	28.2	35.1	50.5	32.2	37.9	–
Ga	0.03–0.1	50	57.8	51.2	46.1	48.2	47.7	52.2	49.4	51.9	55.4	–
As	0.1	0.6	0.4	5.4	1	20.8	<0.1	8.4	1.5	<0.1	0.4	1.3
Se	0.5–0.8	<1	<0.8	<0.8	<0.8	<1	<0.8	<1	<1.3	<1.4	<1.5	–
Rb	0.05–0.1	470.3	666.1	674.6	449.9	621.9	442.8	404.1	678.4	505.4	604.9	–
Sr	0.04–0.1	47.6	19.9	23.8	12	13.4	16.4	12.3	14.6	21	15.8	16.9
Y	0.02–0.1	65.1	21.3	76.1	20.5	62.8	144.4	40.3	106.7	135	89.9	–
Zr	0.04	69.7	19.4	96	95.7	126.8	110	100.4	142	88.6	111.3	89.6
Nb	0.03–0.05	81.9	69.1	95.6	38.9	26	33.7	110.6	87.7	68.7	63.4	62.1
Mo	0.05–0.1	0.55	0.9	0.68	0.58	1.01	0.87	0.77	0.53	0.68	1.07	1.3
Rh	0.04–0.07	<0.07	<0.07	<0.07	<0.07	<0.07	<0.07	<0.07	<0.07	<0.07	<0.07	–
Pd	0.05–0.1	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	–
Ag	0.04–0.05	0.067	<0.04	<0.04	<0.04	0.062	<0.04	0.087	<0.04	<0.04	<0.04	0.4
Cd	0.04–0.05	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	–
In	5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	–
Sn	0.09–0.1	4.2	5.6	5.4	4.8	2.3	5.3	4.2	14.6	5	7.2	5.6
Sb	0.07–0.1	2.9	4	3.8	1	1.5	1	2	0.91	3.2	2.1	–
Te	0.08–0.3	<0.08	<0.08	<0.08	<0.08	<0.08	<0.08	<0.08	<0.08	<0.15	<0.08	–

Таблица 2. Окончание

Компоненты и их отношения	Предел обнаружения	Номера проб										
		14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
		230617-3	Ч-19/1	Ч-19/2	240617-2	240617-4	270617-1	190617-6	220617-3	230617-6	230617-8 и Ч-21	Sal16
Cs	0.01–0.02	2.7	6.8	6.1	4.8	11.3	4.3	2.2	11.9	4.9	9.4	1.3
Ba	0.07–0.1	89.9	35.1	35.8	21.4	41.9	13.6	14.9	26.6	43.3	23.1	10
La	0.02–0.05	45.6	13	27.5	3.8	6	15.2	9.9	15.7	41.6	32.2	5
Ce	0.01–0.04	124.9	31.7	78.2	16.4	36.8	53.4	51.5	53.9	108.5	88.6	12.3
Pr	0.01	15.43	3.78	10.18	1.06	2.14	5.37	3.26	5.2	14.48	11.33	1
Nd	0.01–0.02	54.53	11.83	37.83	3.81	8.29	22.41	10.32	20.95	55.72	43.52	3.05
Sm	0.01	12.74	3.04	10.68	1.14	3.21	6.5	2.49	6.33	16.19	11.84	0.7
Eu	0.007–0.01	0.28	0.05	0.11	0.01	0.03	0.03	0.04	0.11	0.07	0.04	0.14
Gd	0.008–0.01	9.18	2.24	9.17	1.11	3.83	6.44	2.25	7.12	15.2	9.89	0.99
Tb	0.007–0.01	1.8	0.55	1.96	0.35	1.17	1.46	0.81	1.59	3.44	2.04	0.33
Dy	0.008–0.01	11.82	4.2	13.52	3.95	10.29	12.22	7.85	12.42	24.22	14.97	3.98
Ho	0.003–0.01	2.52	0.94	2.88	1.08	2.52	3.02	2.01	2.94	5.22	3.38	1.17
Er	0.004–0.01	8.47	3.38	10.38	5.57	9.43	11.71	8.64	9.98	16.97	12.36	5.99
Tm	0.004–0.01	1.69	0.74	2.25	1.61	2.03	2.5	2.05	1.9	3.18	2.55	1.32
Yb	0.006–0.01	15.21	7.01	22.44	18.52	17.82	22.34	19.7	15.52	26.52	22.74	11.62
Lu	0.004–0.01	2.34	1.02	3.41	2.94	2.63	3.56	2.91	2.27	3.71	3.52	1.83
Hf	0.008–0.05	6.9	2	8.8	10.2	12.5	10.4	11.3	10.8	8.4	11.5	10.6
Ta	0.03–0.04	16.5	23.7	9.3	5.2	4.4	6	32.6	17.3	15.3	15.1	16.1
W	0.03–0.08	2.5	2.5	2.3	2.8	2.6	1.7	1.9	3.4	1.9	2.5	2.5
Re	0.007–0.01	<0.007	<0.007	<0.007	<0.007	<0.007	<0.007	<0.007	<0.007	<0.007	<0.007	–
Ir	0.008–0.02	<0.008	<0.008	<0.008	<0.008	<0.008	<0.008	<0.008	<0.008	<0.008	<0.008	–
Pt	0.009–0.05	<0.009	<0.009	<0.009	<0.009	<0.009	<0.009	<0.009	<0.009	<0.009	<0.009	–
Au	0.03–0.05	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	0.04	<0.03	<0.03	<0.03	–
Hg	0.01–0.03	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Tl	0.01	2.7	2.8	3.3	2.1	2.6	2.2	2.1	3.6	2.4	3.2	1
Pb	0.01–0.03	53.5	67.2	77.4	62.4	51.8	43.1	64.6	56.8	45.0	72.1	20.5
Bi	0.01	0.24	0.03	0.02	0.03	0.08	0.02	0.02	0.03	2.29	0.04	<0.01
Th	0.01	20.6	7.7	21.9	22.7	37.9	21.4	22.1	34.6	28.5	36.6	26.3
U	0.01	25.3	0.65	1.6	3.3	3.4	3.3	3.6	4.3	1.7	10.7	9.0
Zr/Hf	–	10.2	9.9	10.9	9.4	10.1	10.6	8.9	13.2	10.5	9.7	8.5
Nb/Ta	–	5	2.9	10	7.5	5.9	5.6	3.4	5.1	4.5	4.2	3.8
K/Rb	–	77	50	53	67	59	78	67	53	62	58	71
La/Nb	–	0.56	0.19	0.29	0.10	0.23	0.45	0.09	0.18	0.61	0.51	0.08
La/Ta	–	2.8	0.55	2.9	0.74	1.4	2.5	0.3	0.91	2.7	2.1	0.3
K/Ba	–	404	947	1000	1400	875	2560	1810	1355	726	1530	2455
Y/Ho	–	26	23	26	19	25	48	20	36	26	27	27
Sr/Eu	–	169	363	218	963	488	484	284	138	300	399	119
TE _{1,3,4}	–	1.14	1.21	1.18	1.35	1.38	1.16	1.44	1.17	1.15	1.13	1.21

Примечания: см. примечания к табл. 1.

нитном расплаве в зависимости от активности H₂O и CO₂ в системе по экспериментальным данным при P = 100–1000 МПа (Ebadi, Johannes, 1991). Граниты первой группы образовывались в условиях низкого P_{H₂O} (обогащены Or), а в ходе дальнейшей эволюции магмы в гранитах второй и третьей групп происходило накопление F и H₂O (и обогащение Ab). Таким образом, более калиевый состав ранних гранитов, возможно, связан не столько с составом протолита, сколько с режимом летучих.

Сравнительный анализ спектров REE (рис. 6) показал: что спектры ранних гранитов I группы

сходны по своей форме со спектрами гранито-гнейсов, но концентрации REE в них почти на порядок выше по сравнению с гранито-гнейсами. Для всех гранитов характерна негативная Eu аномалия, по-видимому, обусловленная кристаллизацией полевых шпатов, которая углубляется по мере возрастания степени кристаллизационной дифференциации. Наименьшие концентрации Eu характерны для Li-Sdph гранитов. С ростом степени дифференциации гранитов происходит их обеднение по LREE и Gd, и обогащение Li-Sdph и Bt гранитов относительно Bt-Amp гранитов по со-

Таблица 3. Представительные анализы Li-F топаз-циннвальдитовых гранитов Салминского батолита

Компоненты и их отношения	Предел обнаружения	Номера проб											
		25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
		250617-1	250617-4	250617-5	250617-3	250617-2	260617-5	260617-1	260617-2	260617-4	260617-4_3	Sal4	Sal5
		Координаты (N, E)											
		61.50185	61.49989	61.49989	61.49989	61.49995	61.50479	61.50542	61.50562	61.50562	61.49986	61.49985	61.57764
		31.61023	31.61023	31.61023	31.61023	31.60992	31.61167	31.61037	31.60835	31.60835	31.61010	31.61010	31.47501
Место отбора пробы													
		корен- ное	корен- ное	корен- ное	корен- ное	корен- ное	корен- ное	корен- ное	корен- ное	корен- ное	корен- ное	корен- ное	
SiO ₂	0.7	75.67	72.69	71.15	72.96	71.6	75.42	73.9	70.55	76.61	73.69	72.91	77.23
TiO ₂	0.001	0.012	0.018	0.015	0.017	0.009	0.014	0.016	0.054	0.009	0.01	0.02	0.02
Al ₂ O ₃	0.005	12.85	14.55	16.1	15.27	14.94	13.2	14.71	16.21	12.94	13.94	17.07	12.49
Fe ₂ O ₃	0.004–0.008	1.11	1.45	2.26	1.19	1.83	1.27	1.22	1.45	1.29	1.47	0.72	1.01
MnO	0.0003–0.002	0.013	0.033	0.048	0.023	0.047	0.022	0.023	0.027	0.019	0.017	0.04	0.03
MgO	0.002–0.006	0.11	<0.05	<0.05	0.05	<0.05	<0.05	0.05	0.05	0.06	<0.05	0.05	0.07
CaO	0.007–0.01	0.29	0.24	0.23	0.26	0.04	0.26	0.08	0.7	0.5	0.43	0.21	0.14
Na ₂ O	0.005–0.006	4.16	4.3	4.07	5.95	3.46	4.45	4.45	5	4.2	3.58	6.32	1.66
K ₂ O	0.001–0.01	4.41	4.58	3.52	2.64	5.69	3.56	3.99	3.43	2.66	3.93	1.93	6.65
P ₂ O ₅	0.003–0.02	0.026	0.014	0.013	0.015	0.013	0.012	0.016	0.013	0.004	0.014	<0.02	<0.02
S _{общ}	0.004–0.02	0.048	<0.004	<0.004	<0.004	<0.004	<0.004	<0.004	0.03	0.008	0.005	<0.02	<0.02
F	0.1	0.21	0.79	1.49	0.62	0.74	0.6	0.57	1.18	0.78	1.01	1.05	–
Сумма	–	98.91	98.67	98.9	99	98.37	98.81	99.03	98.69	99.08	98.1	100.32	99.3
ППП	–	0.7	0.61	0.37	0.58	0.73	0.82	0.48	0.43	0.3	0.52	0.66	0.81
Fe _{tot} /Mg	–	5.1	–	–	12.1	–	–	12.3	14.6	10.8	–	6.3	6.3
K/N	–	0.7	0.7	0.57	0.29	1.08	0.53	0.59	0.45	0.42	0.72	0.2	2.64
A/CNK	–	1.06	1.17	1.47	1.16	1.25	1.13	1.25	1.23	1.21	1.28	1.33	1.23
NK/A	–	0.9	0.83	0.65	0.83	0.79	0.85	0.79	0.74	0.76	0.73	0.73	0.79
Li	0.02–0.05	77.6	658	1030	288.7	961	420.6	360.8	223.7	132.5	162.1	452.6	497.3
Be	0.02–0.05	3.7	9.5	8.1	9	7.9	11.8	313	6.6	5.3	5.5	–	6
Sc	0.1–0.2	0.6	1.1	1.6	1.2	1.3	0.9	1.4	1.5	0.9	1.1	–	4.7
V	0.2–0.9	10.2	5.3	5.6	7.4	5.4	5.3	6.9	6.9	10.6	5.7	–	0.7
Cr	0.7–1	7	3.5	7.4	4.1	4.2	3.7	6.7	5.8	5.3	6.1	9.4	16.8
Co	0.1–0.2	1.1	0.9	1.1	0.8	1	0.8	0.6	0.5	0.6	0.8	0.7	1.2
Ni	0.5–1	9.7	7.5	5.5	7.7	10.4	8.3	3.8	9.5	7.8	21.2	–	7.5
Cu	0.4–1	10.4	5.9	7.3	7.9	12	8.8	7.1	8.8	6.2	8	–	5.9
Zn	0.6–1	29.9	50.7	77	32.6	59	40.7	26.4	34.2	27.8	26.3	59.4	57.7
Ga	0.03–0.1	42.4	66.5	67.5	71.4	72.9	63.6	60.5	57.1	52.3	57.5	70.2	51.9
As	0.1	0.3	0.6	1	2.8	1	<0.1	0.4	0.5	0.3	1.2	–	1.9
Se	0.5–0.8	<1	<0.8	<0.8	<0.8	<0.8	<0.8	<0.8	<1.7	<0.8	<0.8	–	–
Rb	0.05–0.1	471.7	1268.4	1137.1	705.1	1596.8	996.1	922.5	710.9	509.9	805.1	639.1	1728.8
Sr	0.04–0.1	97.6	25.1	22.6	37.2	22.3	23.4	45.7	24.8	25.9	31.1	64.3	65.5
Y	0.02–0.1	11.1	10.9	11.8	13.6	1.3	9	5.2	44.2	4.2	5.9	11.3	6
Zr	0.04	16.1	44.3	48.3	57.6	19.3	46.7	42.9	89.9	42.6	28.9	56.7	11.8
Nb	0.03–0.05	63.7	72.8	93.3	141.3	53.4	93.1	120.2	198.3	101.6	90.7	101.3	50.8
Mo	0.05–0.1	425.4	0.7	0.94	0.75	0.57	0.72	2.2	2.3	1.9	0.97	–	0.3
Rh	0.04–0.07	<0.07	<0.07	<0.07	<0.07	<0.07	<0.07	<0.07	<0.07	<0.07	<0.07	–	–
Pd	0.05–0.1	<0.2	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	–	–
Ag	0.04–0.05	<0.06	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	–	0.1
Cd	0.04–0.05	<0.05	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	0.04	–	–
In	5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	–	–
Sn	0.09–0.1	3.3	11.1	17	17.6	15.2	8.7	4.8	14.8	12.4	13.9	12.1	13.9
Sb	0.07–0.1	2.1	0.4	1.4	4.2	5.1	3.3	0.7	4.2	1	1.5	–	–
Te	0.08–0.3	<0.08	<0.08	<0.08	<0.08	<0.08	<0.08	<0.08	<0.08	<0.08	<0.08	–	–
Cs	0.01–0.02	3.2	8	9.2	12.6	10.6	6.3	13.1	4.7	2.5	4	6.9	8.2

Таблица 3. Окончание

Компоненты и их отношения	Предел обнаружения	Номера проб											
		25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
		250617-1	250617-4	250617-5	250617-3	250617-2	260617-5	260617-1	260617-2	260617-4	260617-4_3	Sal4	Sal5
Ba	0.07–0.1	432.1	49.6	41.7	66.8	43.4	52.7	88.7	53.8	79.4	234.3	116.1	109.1
La	0.02–0.05	13.4	8.7	11.3	16.7	2.5	13.1	16.8	32.8	8.8	8.7	12.5	6.6
Ce	0.01–0.04	101.7	27.5	36.2	46.5	8.2	38.2	49.9	100.2	27.6	31	45.3	21.6
Pr	0.01	10.9	3.3	4.43	4.96	0.88	4.27	5.21	11.85	3.29	3.67	4.6	2.4
Nd	0.01–0.02	29.75	10.54	13.23	16.17	2.76	12.2	15.5	37.81	9.62	10.51	12.1	6.4
Sm	0.01	5.56	2.66	3.11	3.66	0.5	2.67	3.07	10.25	2.37	2.73	2.7	1.7
Eu	0.007–0.01	0.33	0.05	0.05	0.19	0.04	0.1	0.18	0.12	0.08	0.08	0.13	0.11
Gd	0.008–0.01	2.94	1.78	1.94	2.42	0.33	1.58	1.56	6.7	1.31	1.46	2.1	0.96
Tb	0.007–0.01	0.57	0.43	0.48	0.57	0.05	0.39	0.27	1.81	0.36	0.42	0.45	0.25
Dy	0.008–0.01	3.65	3.21	3.66	4.1	0.39	2.83	1.7	13.39	2.72	3.29	3.05	1.7
Ho	0.003–0.01	0.69	0.66	0.72	0.81	0.054	0.57	0.3	2.84	0.51	0.64	0.72	0.37
Er	0.004–0.01	2.18	2.37	2.57	3.07	0.18	2.06	0.93	10.65	2.08	2.45	2.8	1.4
Tm	0.004–0.01	0.47	0.56	0.63	0.75	0.041	0.51	0.2	2.62	0.61	0.68	0.62	0.33
Yb	0.006–0.01	4.43	5.76	6.49	7.85	0.45	5.49	2.07	26.84	7.04	7.95	6.2	3.1
Lu	0.004–0.01	0.61	0.82	1	1.16	0.071	0.82	0.29	3.81	1.08	1.16	0.9	0.5
Hf	0.008–0.05	2	6	7.9	8.7	3.7	7	6.2	11.6	5.6	4.6	10	2
Ta	0.03–0.04	32.1	41.6	58.4	55.6	44.2	38.1	49.1	41.6	33.8	69.6	38.6	33.8
W	0.03–0.08	1.9	3.6	5.2	6.4	3.9	3	5.9	5.5	3.7	4.5	–	2.7
Re	0.007–0.01	<0.007	<0.007	<0.007	<0.007	<0.007	<0.007	<0.007	<0.007	<0.007	<0.007	–	–
Ir	0.008–0.02	<0.008	<0.008	<0.008	<0.008	<0.008	<0.008	<0.008	<0.008	<0.008	<0.008	–	–
Pt	0.009–0.05	<0.009	<0.009	<0.009	<0.009	<0.009	<0.009	<0.009	<0.009	<0.009	<0.009	–	–
Au	0.03–0.05	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	–	–
Hg	0.01–0.03	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Tl	0.01	2.4	6.4	5.2	3	8	4.2	4.3	3.6	2.4	3.5	–	7.7
Pb	0.01–0.03	38.5	46.2	41.7	60	64.3	45.8	43.1	74.2	29.9	36.7	–	31.9
Bi	0.01	0.25	0.02	0.01	0.04	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.03	–	0.02
Th	0.01	16	13.5	19.5	19.6	4.4	12.8	15.1	36.8	10	12.4	28.4	7.6
U	0.01	4.9	5.7	6.7	8.6	2.1	5.4	3	11.2	2.6	4.1	5.5	4.1
Zr/Hf	–	7.9	7.4	6.1	6.6	5.3	6.7	6.9	7.8	7.6	6.2	5.7	5.9
Nb/Ta	–	2	1.8	1.6	2.5	1.2	2.4	2.4	4.8	3	1.3	2.6	1.5
K/Rb	–	78	30	26	31	30	30	36	40	43	40.5	25	32
La/Nb	–	0.21	0.12	0.12	0.12	0.05	0.14	0.14	0.17	0.09	0.1	0.1	0.1
La/Ta	–	0.42	0.21	0.19	0.3	0.06	0.34	0.34	0.79	0.26	0.13	0.3	0.2
K/Ba	–	84.8	766	701	329	1090	561	373	529	278	139	138	506
Y/Ho	–	16	16	16	17	23	16	17	16	8.3	9.2	15.7	16.2
Sr/Eu	–	300	460	415	197	605	241	255	208	344	385	495	577
TE _{1,3,4}	–	1.49	1.29	1.31	1.26	1.26	1.31	1.24	1.31	1.39	1.43	1.29	1.31

Примечания: см. примечания к табл. 1.

держаниям HREE, особенно с Er по Lu. Общая тенденция увеличения содержаний HREE с возрастанием степени дифференциации может быть связана с фракционированием полевых шпатов в процессе дифференциации, а также с привнесением HREE в систему. В целом спектры Li-Sdph и Bt гранитов довольно близкие, исключая разли-

чия по Eu, что вероятно подтверждает их генетическую близость. В то время как Li-F-Znw граниты заметно обеднены всеми REE относительно Li-Sdph гранитов, исключая двухкратное обогащение по Eu. Приведенный нами характерный спектр REE для Li-F-Znw гранитов из дайки практически идентичен приведенному спектру мас-

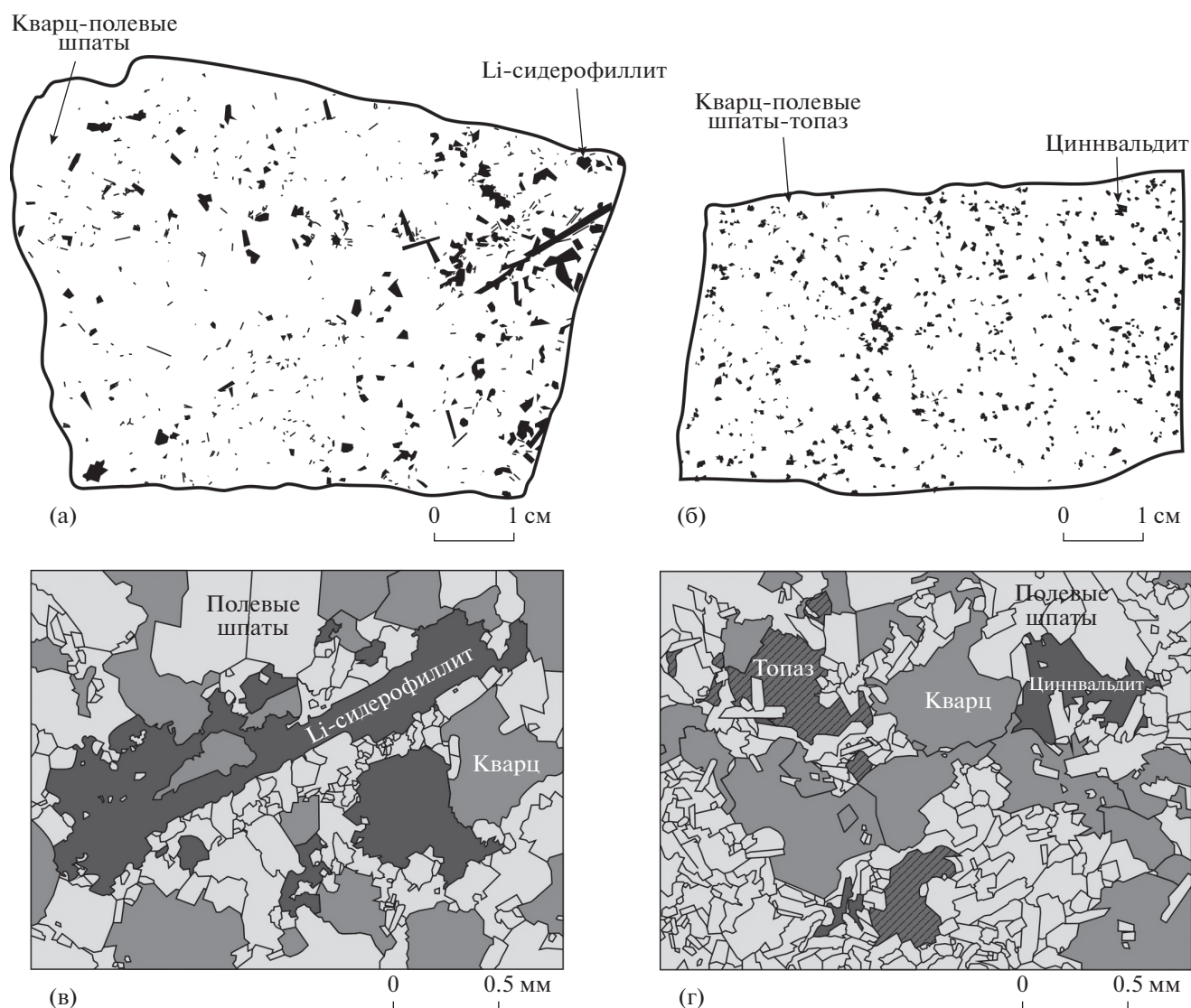


Рис. 3. Схематические зарисовки образцов Li-*Sdph* гранита ((а) – аншлиф, (в) – шлиф) и Li-F-*Znw* гранита ((б) – аншлиф, (г) – шлиф).

сивных Li-F гранитов с глубины более 300 м под Уксинским куполом (скважина 403-13) по данным А.М. Ларина (2011), а также спектрам REE для фанерозойских Li-F гранитов и онгонитов по данным (Коваленко и др., 1983).

В высокодифференцированных как Li-сидерофиллитовых, так и Li-F циннвальдитовых гранитах отмечается весьма значимый тетрад-эффект. Тетрад-эффект – это периодическое изменение свойств REE, обусловленное образованием комплексных соединений в водной среде. Константы устойчивости комплексных соединений в зависимости от атомного номера REE изменяются не плавно, а периодически. В природных объектах тетрад-эффект наблюдается как нарушение плавной формы нормированного спектра REE, выра-

женное в его разделении на четыре части (тетрады): La-Nd, Sm-Gd, Gd-Ho и Er-Lu. В каждой тетраде в нормированном спектре образуется отдельный изгиб. Вогнутые изгибы соответствуют тетрад-эффекту W-типа, выпуклые – M-типа (Masuda et al., 1987; Igber, 1999; Ясныгина, Рассказов, 2008). В высокодифференцированных гранитах Салминского батолита отмечается тетрад-эффект M-типа, наиболее хорошо проявленный для 3 и 4 тетрад. С учетом аналитической погрешности метода ICP-MS, тетрад-эффект принимается значимым, если $TE > 1.1$ (M-тип), наиболее корректные оценки дает совместное использование в расчетах первой, третьей и четвертой тетрад ($TE_{1,3,4}$) (Igber, 1999; Ясныгина, Рассказов, 2008). Величины суммарного тетрад-эффекта для 1, 3 и

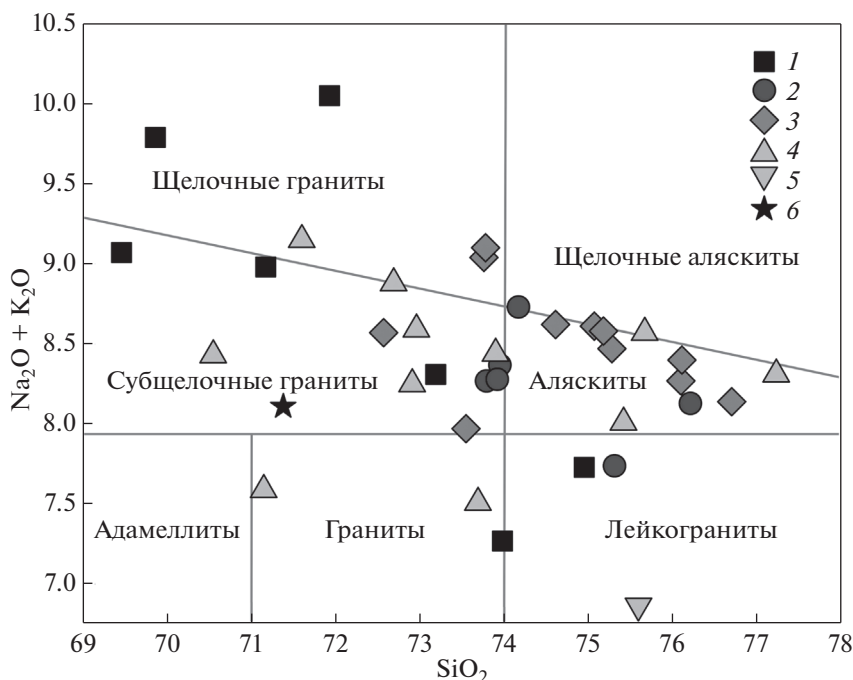


Рис. 4. Классификационная диаграмма пород в координатах $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$. 1 – *Bt-Amp* граниты (граниты рапакиви), 2 – *Bt* граниты, 3 – *Li-Sdph* топазсодержащие граниты, 4 – *Li-F-Znw* топазсодержащие граниты, 5 – массивные *Li-F* граниты Уксинского купола обр. 403-13 по (Ларин, 2011), 6 – вмещающие гнейсограниты Питкярантского купола.

4 тетрад ($TE_{1,3,4}$), оцененные по (Irber, 1999) приведены в табл. 1–3, для высокодифференцированных гранитов их значения составили 1.13–1.49.

На диаграмме зависимости содержаний Ba от Sr в кислых породах Салминского батолита (рис. 7) хорошо выражен общий тренд эволюции исследованных гранитов: *Bt-Amp* → *Bt* → *Li-Sdph* граниты. В то же время *Li-F-Znw* граниты выпадают из общего тренда и показывают значительный разброс значений. В соответствии с геохимическими данными *Li-Sdph* граниты отличаются от *Li-F-Znw* существенно меньшими содержаниями таких элементов-показателей степени дифференциации как Ba, Sr и Eu, а также большим количеством HREE и максимальным значением K/Ba отношения (табл. 2–3), что предполагает различные условия образования этих двух типов пород.

Средние Y/No отношения (27–30) для всех гранитов практически совпадают с Y/No отношением в хондритах (≈ 29) и только для *Li-F-Znw* гранитов оно уменьшается вдвое (≈ 15.5) (табл. 1–3), что, вероятно, свидетельствует об участии фторидных расплавов при образовании этих обогащенных фтором гранитов (Veksler et al., 2005; Перетяжко, Савина, 2010; Граменицкий, Шекина, 2005), т. к. Y распределяется преимущественно во фторидный расплав, по сравнению с силикатным. В качестве доказательства этой гипотезы могут выступать неоднократные находки мето-

дом локального рентгеноспектрального анализа флюоритовых обособлений в *Li-F-Znw* гранитах, которые содержат до 0.6–0.65 мас. % иттрия, подобные находки были сделаны также в онгонитах Ары-Булака (Перетяжко, Савина, 2010а).

Li-F-Znw граниты имеют максимальные среди всех рассматриваемых гранитов содержания Rb, Li, F, Ta и минимальные содержания Zr, Y и REE, а также минимальные значения таких индикаторов кристаллизационной дифференциации как Zr/Hf, K/Rb, Nb/Ta, La/Nb и La/Ta (табл. 3). Обогащение *Li-F-Znw* гранитов фтором и литием может быть связано с их накоплением в остаточном расплаве в результате кристаллизационной дифференциации. Также, обогащение фтором может быть связано с его активным привнесом, вероятно, из более глубинного, в том числе мантийного (Sharkov, 2010; Ларин, 2011), источника.

Геохимические особенности всех рассматриваемых гранитов хорошо иллюстрирует диаграмма в координатах Zr/Hf–Nb/Ta (рис. 8), на которой четко разделены *Bt-Amp*, *Bt*, *Li-Sdph* и *Li-F-Znw* граниты. Две последние разновидности образуют как бы сближенный единый тренд, что, по-видимому, показывает важную роль процессов кристаллизационной дифференциации расплава при их образовании. При этом *Li-F-Znw* граниты являются продуктом наиболее глубокой дифференциации.

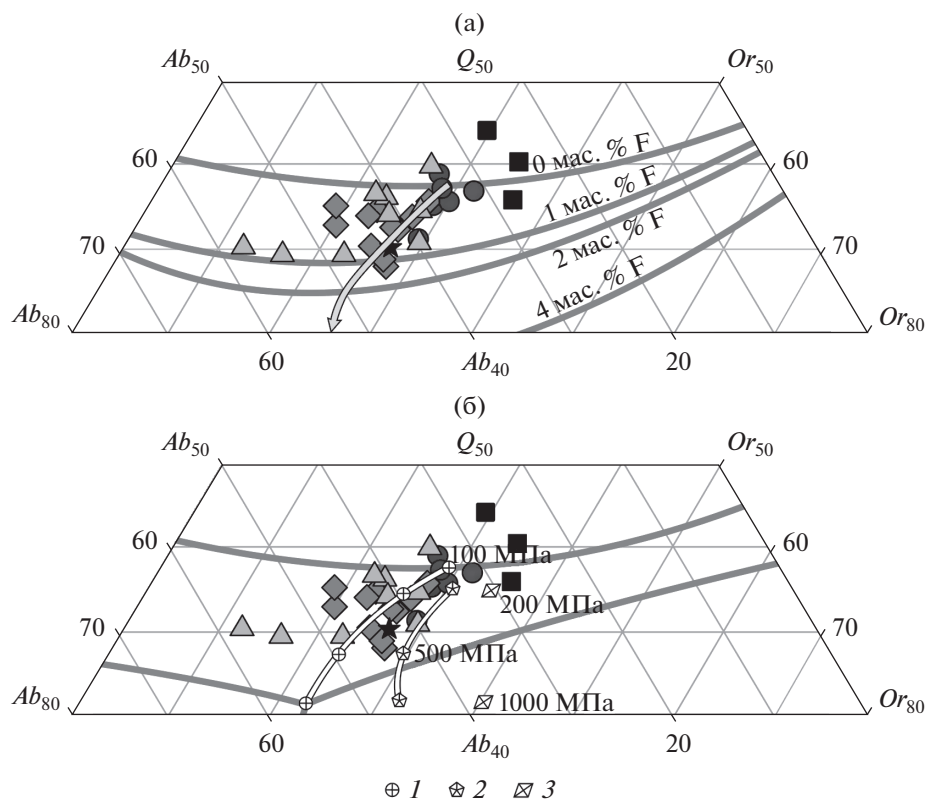


Рис. 5. Нормативные Q - Ab - Or составы гранитов Салминского батолита, рассчитанные методом CIPW. (а) – смешение котектического минимума в гаплогранитной системе в зависимости от содержания F в расплаве при $P = 100$ МПа при насыщении водой по данным (Manning, 1981), стрелкой показано смещение эвтектики. Температуры эвтектик: 0 мас. % F – 730°C , 1 мас. % F – 690°C , 2 мас. % F – 670°C , 4 мас. % F – 630°C . (б) – изменение положения эвтектической точки в модельном гаплогранитном расплаве в зависимости от активности воды в смеси H_2O – CO_2 при $P = 100$ – 1000 МПа по (Ebadi, Johannes, 1991). 1 – $a_{\text{H}_2\text{O}} = 1.0$, 2 – $a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.5$, 3 – $a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.3$. Соотношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ и содержания H_2O оценены по (Ларин, 2011). Остальные условные обозначения см. рис. 4.

Li - F граниты являются наиболее глиноземистыми (мол. $A/\text{CNK} = 1.19$) и наименее калиевыми (мол. $K/\text{N} = 0.55$) и щелочными (мол. $\text{NK}/A = 0.80$) (табл. 1–3). Отрицательные аномалии Ba , Sr и Eu свидетельствуют о значительном фракционировании полевых шпатов и амфибола (или Fe - Ti оксидов) в расплавах поздних гранитов. Обеднение LREE и Zr от ранних к поздним гранитам обусловлено, скорее всего, кристаллизацией и отсадкой алланита и циркона (Ларин, 2011).

На рис. 9 показан тренд кристаллизационной дифференциации гранитов Салминского батолита (A -тип). С увеличением степени кристаллизационной дифференциации наблюдается четкое разделение исследованных гранитов на группы по величине Zr/Hf отношения. При этом содержание SiO_2 в породе вначале возрастает, а затем резко уменьшается. Zr/Hf отношение в массивных Li - F гранитах с глубины свыше 300 м. (образец 403-13) в два с лишним раза выше (Ларин, 2011), чем в исследованных нами Li - F гранитах

из приповерхностного дайкового комплекса. По Zr/Hf отношению Li - Sdph граниты занимают промежуточное положение между ними. Сравнение с данными (Zaraisky et al., 2008) по кристаллизации посторогенных известково-щелочных гранитов (S -тип), показывает идентичность трендов эволюции существенно различных типов гранитного магматизма. И хотя в гранитах Салминского батолита пока что найдены только Ta - Nb рудопроявления (Ларин, 2011; Павлов, 1991) и минимальное Zr/Hf отношение не опускается здесь ниже 5, а в танталовых месторождениях Восточного Забайкалья Zr/Hf отношение варьирует в диапазоне 2–5, можно высказать предположение об общей направленности продолжительной эволюции состава гранитной магмы, вне зависимости от ее исходного типа и режима летучих на ранних стадиях.

Одним из важных индикаторов содержания летучих при образовании пород, служат минералы с анионным изоморфизмом, например, слю-

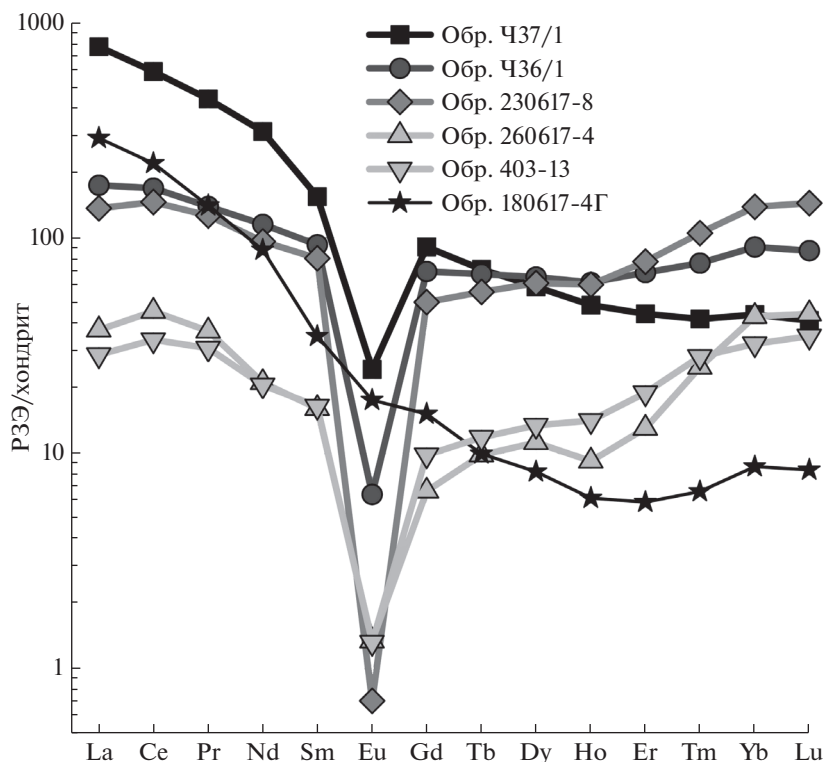


Рис. 6. Характерные, нормированные к содержаниям в хондритах по (Anders, Grevesse, 1989) спектры REE исследованных гранитов Салминского батолита. Условные обозначения см. рис. 4. Приведено по одному спектру (табл. 1–3) для каждого рассмотренного типа. Обр. 403-13 из (Ларин, 2011).

ды. Так содержание F по данным рентгеноспектрального микроанализа в Li-сидерофиллитах и циннвальдитах составило: 2.8 и 5.8 мас. %, а отношение F/Cl: 20.3 и 541.4 (Li-сидерофиллиты – 15 анализов, циннвальдиты – 10 анализов).

Содержание фтора в породе часто не соответствует его концентрации в исходной магме, так как F мог быть вынесен в результате дегазации, или привнесен в результате постмагматических процессов. При помощи экспериментально обоснованных геофториметров (Аксюк, 2002) была оценена вероятная концентрация F в высокотемпературном магматическом флюиде, равновесном с расплавами Li–F и биотитовых гранитов при образовании слюд. Метод основан на фазовом равновесии минерал-флюид и учитывает состав слюд и *P-T* условия кристаллизации. Составы слюд определялись методом локального рентгеноспектрального анализа, а содержания Li и микроэлементов в слюдах методом LA-ICP-MS и SIMS. По геологическим данным, слюды образовывались на заключительных этапах кристаллизации, и температура их образования находилась вблизи линии солидуса. Установлено, что при образовании Li-F-Zn гранитов флюид содержал ~0.24–0.34 моль/дм³ HF (*T* = 570–640°C, *P* = 200 МПа, см. ниже наши данные), а при образовании биотитовых гранитов II группы содержание HF во

флюиде составляло ~0.02–0.047 моль/дм³ (*T* = 830°C, *P* = 200 МПа, *P-T* условия по (Ларин, 2011)). По данным Г.П. Зарайского с соавторами (Zaraisky et al., 2008) содержания F во флюидах при

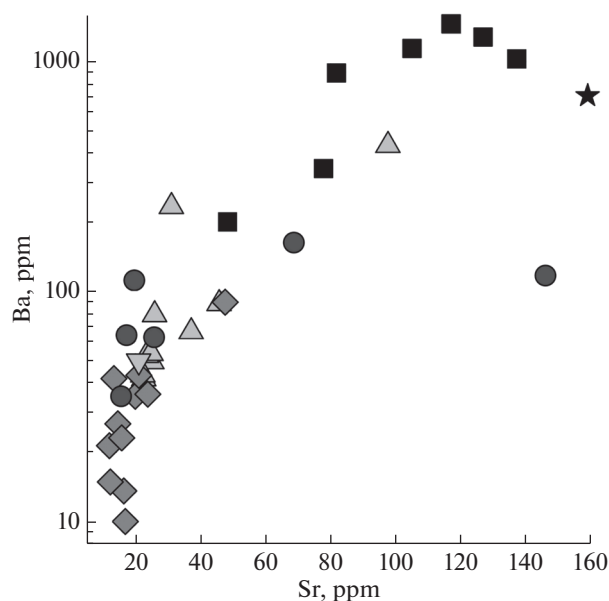


Рис. 7. Зависимость содержания Ba от содержания Sr в кислых породах Салминского батолита. Условные обозначения см. рис. 4.

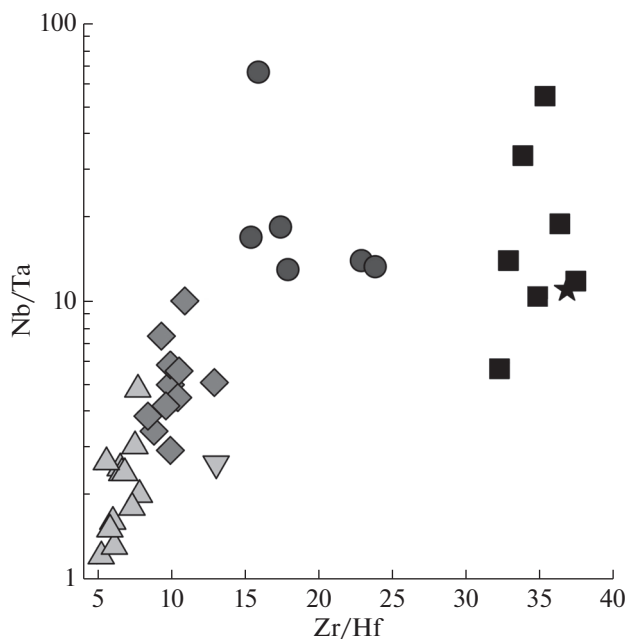


Рис. 8. Зависимость Nb/Ta отношения в кислых породах Салминского батолита от Zr/Hf отношения. Условные обозначения см. рис. 4.

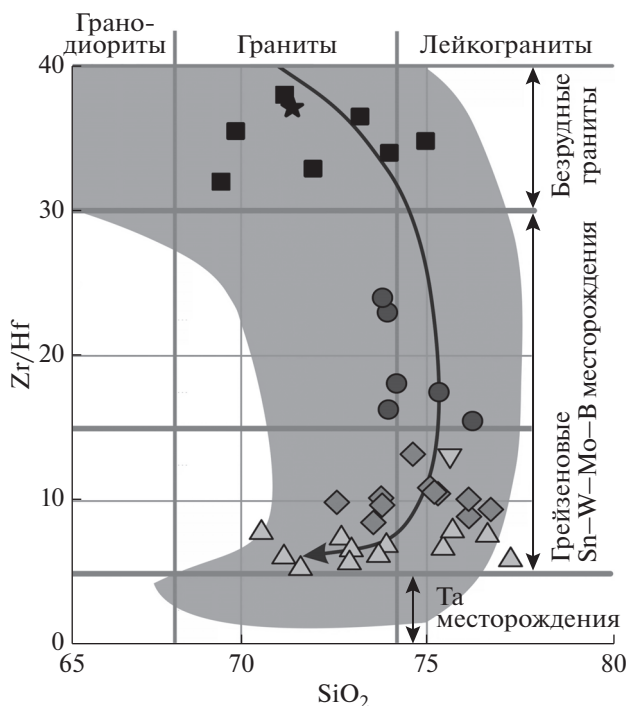


Рис 9. Граниты Салминского батолита на классификационно-прогнозной диаграмме Zr/Hf-SiO₂. Затененная область – составы дифференцированных гранитоидов Кукульбейского редкометального и Шахтаминского комплексов Восточного Забайкалья по (Zaraisky et al., 2008). Условные обозначения см. рис. 4.

образовании танталовых Орловского и Этыкинского месторождений Восточного Забайкалья были выше и составляли 0.43 и 0.73 моль/дм³ HF, соответственно ($T \approx 700^\circ\text{C}$, $P = 100$ МПа).

Нами экспериментально оценены условия образования высокодифференцированных Li-F-Znw гранитов по методике (Weidner, Martin, 1987). Они также являются наиболее низкотемпературными, так как содержат значительные количества H₂O, F, Li и других компонентов, которые понижают температуру плавления расплава и на несколько порядков его вязкость (Reyf et al., 2000). В экспериментах по плавлению порошка Уксинского Li-F-Znw гранита из дайкового комплекса (обр. Sal4) в водонасыщенных и “сухих” (~0.6 мас. % за счет OH-содержащих минералов) условиях при $P = 200$ МПа на установке УВГД-10000 были определены температуры водонасыщенного и “сухого” солидуса этих гранитов, которые составили 570 и 640°C, соответственно. Эти результаты близки с оценкой (Poutiainen, Scherbakova, 1998) $T_{\text{sol}} = 640\text{--}680^\circ\text{C}$ при $P_{\text{min}} = 200$ МПа по данным анализа расплавных включений (керна, глубина 265 м) из массивных Li-F гранитов, залегающих под Уксинским куполом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, среди высокодифференцированных гранитов Салминского батолита в Питкярантском рудном районе следует выделять два типа: Li-сидерофиллитовые топазсодержащие и Li-F топаз-циннвальдитовые граниты, которые различаются по своим морфологическим, минералогическим и геохимическим особенностям. Показано, что Li-сидерофиллитовые граниты четко укладываются в общий тренд эволюции гранитов Салминского батолита, а генезис Li-F циннвальдитовых гранитов, по-видимому, связан не только с процессами кристаллизационной дифференциацией расплава, но и с активным привнесением компонентов, в первую очередь F и Li, вероятно, из более глубинного, в том числе мантийного (Sharkov, 2010; Ларин, 2011), источника.

Авторы благодарны М.О. Аносовой, Н.В. Васильеву, В.К. Карандашеву, Е.А. Минервиной, А.Н. Некрасову, А.И. Якушеву и В.О. Япаскурту за выполненные прецизионные анализы, Статья значительно изменилась и улучшилась благодаря замечаниям рецензентов В.С. Антипина, Т.И. Щекиной, а также О.А. Луканина.

Работа финансово поддержана РФФИ гранты № 18-05-01101А; 18-05-01001А, 15-05-03393А.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аксюк А.М. (2002) Экспериментально обоснованные геофториметры и режим фтора в гранитных флюидах. *Петрология* **10** (6), 628-642.

- Беляев А.М. (2017) К вопросу о генезисе овоидов К-полевого шпата и порфириовидного кварца в гранитах рапакиви и родственных породах. *Вестник СПбГУ. Наука о Земле* **62** (1), 3-19.
- Беляев А.М., Львов Б.К. (1981) Минералого-геохимическая специализация гранитов рапакиви Салминского массива. *Вестник ЛГУ* (6), 15-24.
- Бескин С.М., Лишневицкий Э.Н., Диденко М.И. (1983) Строение Питкярантского гранитного массива в Северном Приладожье (Карелия). *Известия АН СССР. Серия геологическая* (3), 19-26.
- Великославинский Д.А., Биркис А.П., Богатиков О.А. и др. (1978) *Анортозит-рапакивигранитная формация: Восточно-Европейская платформа*. Л.: Наука, 294 с.
- Глебовицкий В.А., Егоров Л.С., Жданов В.В. и др. (1995) Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования. СПб.: ВСЕГЕИ, 128 с.
- Граменицкий Е.Н., Шекина Т.И. (2005) Поведение редкоземельных элементов, иттрия на заключительных этапах дифференциации фторсодержащих магм. *Геохимия* (1), 45-59. Gramenitskii E.N., Shchekina T.I. (2005) Behavior of rare earth elements and yttrium during the final differentiation stages of fluorine-bearing magmas. *Geochem. Int.* **43** (1), 45-59.
- Граменицкий Е.Н., Шекина Т.И., Ключарева С.М. (1998) Редкометалльные литий-фтористые граниты Уксинского массива и их место в формировании Салминского плутона. *Вестник Московского университета. Серия 4: Геология* (1), 41-49.
- Ивашенко В.И., Валкама М., Сундблад К., Голубев А.И., Алексеев В.Ю. (2011) Новые данные по минералогии и металлогении скарнов Питкярантского рудного района. *ДАН* **440** (2), 229-233.
- Ивашенко В.И., Голубев А.И. (2015) Новые аспекты минералогии и металлогении Питкярантского рудного района. *Труды КарНЦ РАН* (7), 127-148.
- Карандашев В.К., Хвостиков В.А., Носенко С.Ю., Бурмий Ж.П. (2016) Использование высокообогащенных стабильных изотопов в массовом анализе образцов горных пород, грунтов, почв и донных отложений методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой. *Заводская лаборатория. Диагностика материалов* **82** (7), 6-15.
- Коваленко В.И., Коваль П.В., Конусова В.В., Смирнова Е.В., Балашов Ю.А. (1983) К геохимии редкоземельных элементов в интрузивных породах известково-щелочной серии. *Геохимия* (2), 172-189.
- Ларин А.М. (2011) Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 402 с.
- Маракушев А.А., Хазов Р.А., Шаповалов Ю.Б., Безмен Н.И., Павлов Г.М. (1991) Природа расслоенности литий-фтористых гранитов. *ДАН СССР* **318** (3), 695-699.
- Никольская Ж.Д. (1975) Новые данные по геологии и металлогении Салминского массива рапакиви (Карелия). *Труды ВСЕГЕИ, новые серии* **230**, 52-57.
- Павлов Г.М. (1991) Расслоенность в малоглубинной интрузии редкометалльных литий-фтористых гранитов Северного Приладожья. Автореф. дисс. канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 28 с.
- Перетяжко И.С., Савина Е.А. (2010) Тетрад-эффекты в спектрах распределения редкоземельных элементов гранитоидных пород, как индикатор процессов фторидно-силикатной жидкостной несмесимости в магматических системах. *Петрология* **18** (5), 536-566.
- Перетяжко И.С., Савина Е.А. (2010а) Флюидно-магматические процессы при образовании пород массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье). *Геология и геофизика* **51** (10), 1423-1442.
- Руб М.Г., Хетчиков Л.Н., Котельникова З.А., Руб А.К. (1986) Включения минералообразующих сред в минералах докембрийских оловоносных гранитов Северного Приладожья. *Известия АН СССР, серия геологическая* (1), 30-36.
- Свириденко Л.П. (1968) Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (в Карелии). Труды ИГ КФ АН СССР (3), Петрозаводск: Карельское книжное изд-во, 116 с.
- Хазов Р.А. (1973) Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья. Труды ИГ КФ АН СССР (15), Л.: Наука, 87 с.
- Ясныгина Т.А., Рассказов С.В. (2008) Редкоземельные спектры с тетрад-эффектом: проявление в палеозойских гранитоидах Окинской зоны Восточного Саяна. *Геохимия* (8), 877-889. Yasnygina T.A., Rasskazov S.V. (2008). Tetrad effect in rare earth element distribution patterns: Evidence from the Paleozoic granitoids of the Oka zone, *Eastern Sayan Geochem. Int.*, **46**(8), 814-825.
- Amelin Yu., Beljaev A., Larin A., Neymark L., Stepanov K. (1991) Salmi batholith and Pitkaranta ore field in Soviet Karelia (Eds. Haapala I., Ramo O.T., Salonsaari P.T.). Guide 33. Finland: University of Helsinki, 57 p.
- Amelin Yu.V., Larin A.M., Tucker R.D. (1997) Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.* **127** (4), 353-368.
- Anders E., Grevesse N. (1989) Abundances of the elements: meteoritic and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta* **53** (1), 197-214.
- Beljaev A., Stepanov K. (1991) Internal structure and composition of the Salmi batholith. In: *Salmi batholith and Pitkaranta ore field in Soviet Karelia* (Eds. Haapala I., Ramo O.T., Salonsaari P.T.) Guide 33. Finland: University of Helsinki, 8-11.
- Ebadi A., Johannes W. (1991) Beginning of melting and composition of first melts in the system Q—Ab—Or—H₂O—CO₂. *Contrib. Mineral. Petrol.* **106**, 286-295.
- Eklund O., Shebanov A.D. (1999) The origin of rapakivi texture by sub-isothermal decompression. *Precambrian Research* **95** (1-2), 129-146.
- Irber W. (1999) The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **63** (3/4), 489-508.
- Larin A. (1991) Ore mineralization. In: *Salmi batholith and Pitkaranta ore field in Soviet Karelia* (Eds. Haapala I., Ramo O.T., Salonsaari P.T.). Guide 33. Finland: University of Helsinki, 19-34.
- Larin A., Beljaev A., Stepanov K. (1991) Geological setting of the Salmi batholith. In: *Salmi batholith and Pitkaranta ore field in Soviet Karelia* (Eds. Haapala I., Ramo O.T., Salonsaari P.T.) Guide 33. Finland: University of Helsinki, 6-7.
- Manning D.A.C. (1981) The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz—Ab—Or with excess water at 1 kb. *Contrib. Mineral. Petrol.* **76**, 206-215.
- Masuda A., Kawakami O., Dohmoto Y., Takenaka T. (1987) Lanthanide tetrad effects in nature: two mutually opposite types, W and M. *Geochemical Journal* **21** (3), 119-124.
- Neymark L.A., Amelin Yu.V., Larin A.M. (1994) Pb—Nd—Sr isotopic and geochemical constraints on the origin of the

- 1.54–1.56 Ga Salmi rapakivi granite-anorthosite batholith (Karelia, Russia). *Mineral. Petrol.* **50**, 173-193.
- Poutiainen M., Scherbakova T.F. (1998) Fluid and melt inclusion evidence for the origin of idiomorphic quartz crystals in topaz-bearing granite from the Salmi batholith, Karelia, Russia. *Lithos* **44**, 141-151.
- Reyf F.G, Seltmann R., Zraisky G.P. (2000) The role of magmatic processes in the formation of banded Li,F-enriched granites from the Orlovka tantalum deposit, Transbaikalia, Russia: Microthermometric evidence. *Can. Miner.* **38**, 915-936.
- Sahama Th.G. (1945) On the chemistry of the East Fennoscandian Rapakivi Granites *Bull. Comm. Geol. Finlande* **136**, 15-67.
- Sharkov E.V. (2010) Middle-proterozoic anorthosite–rapakivi granite complexes: An example of within-plate magmatism in abnormally thick crust: Evidence from the East European Craton. *Precamb. Res.* **183**, 689-700.
- Shebanov A.D., Belyaev A.M., Savatenkov V.M. (1996) The significance of residual source material (restite) in rapakivi granite petrogenesis: an example from Salmi batholith, Russian Karelia. *In: Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks* (Eds. Haapala I., Ramo O.T., Kosunen P.) Finland: University of Helsinki, 65.
- Sviridenko L.P. (1994) The evolution of the fluid phase during the crystallization of granite types: Salmi pluton, Karelia, Russia. *Mineral. Petrol.* **50**, 59-67.
- Trustedt O. (1907) Die Erzlagerstaatten von Pitkaranta am Ladoga-See. *Bull. Comm. Geol. Finland.* (19), 333 p.
- Veksler I.V., Dorfman A.M., Kamenetsky M., Dulski P., Dingwell D.B. (2005) Partitioning of lanthanides and Y between immiscible silicate and fluoride melts, fluorite and cryolite and the origin of the lanthanide tetrad effect in igneous rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **69** (11), 2847-2860.
- Weidner J.R., Martin R.F. (1987) Phase equilibria of a fluorine-rich leucogranite from the St. Austell pluton, Cornwall. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **51**, 1591-1597.
- Zraisky G.P., Aksyuk A.M., Devyatova V.N., Udoratina O.V., Chevychelov V.Yu. (2008) Zr/Hf ratio as an indicator of fractionation of rare-metal granites by the example of the Kukulbei complex, Eastern Transbaikalia. *Petrology* **16** (7), 710-736.