

НАТАЛЬЯ ИВАНОВНА КОНДРАШОВАкандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Института геологии КарНЦ РАН
kondr@krc.karelia.ru**КОРОВО-МАНТИЙНЫЙ МАГМАТИЗМ
ЯЛОНВАРСКОЙ СТРУКТУРЫ (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)**

В статье приводятся данные о петрогеохимических особенностях вулканитов и гранитоидов Ялонварской структуры. Показано, что только гранитоиды первой фазы можно отнести к санукитоидам. В формировании магматических пород второй и третьей фаз массива участвовала континентальная кора.

Ключевые слова: Ялонварская структура, гранитоиды, санукитоиды, мантийно-коровое взаимодействие

По современным представлениям, основная масса архейской коры была сформирована в интервале 3,9–2,5 млрд лет продуктами тоналит-трондjemит-гранодиоритовой (TTG) серии. Архейская эволюция Карельской гранит-зеленокаменной области (Балтийский щит) завершилась внедрением поздне- и посттектонических санукитоидов, субщелочных и щелочных гранитов и лампрофировых даек [1].

Термин «санукитоид» стал общеупотребительным после публикации канадских геологов [14], которые назвали так субщелочные посттектонические гранитоиды с определенными геохимическими характеристиками (табл. 1), выделив их из гранитоидов TTG-серии.

Позднее санукитоиды были обнаружены на всех докембрийских щитах, в том числе и на территории Балтийского в пределах Карельской гранит-зеленокаменной области [6], [8], [9], [10]. Их выделили из гранитоидов, относившихся ранее к гранитам TTG-серии. Это массивы: Ялонварский, Панозерский, Ньюкозерский, Хаутоварский, Таловойс, Эльмус, Бергаульский и Куйтила на территории Финляндии (рис. 1).

Таблица 1

Характеристика гранитоидов тоналит-трондjemит-гранодиоритовой (TTG) серии и санукитоидов

	TTG-граниты	Санукитоиды
SiO ₂	70 %	55–60 %
M#	0,43	> 0,60
Ni ppm	14	> 100
Cr ppm	29	> 200
Sr ppm	> 400	> 500
Sr/Y	> 40	≈ 50
(La/Yb) _n	15–100	19–65
Y	< 15	≈ 17
Yb	< 1,6	≈ 2
Источник	[11]	[12], [14], [17]

Для них характерны небольшие площади выхода 5–30 км², приуроченность к сдвиговым зонам, гетерогенное строение, проявившееся в многофазности, и близость по времени формирования – слагающие массивы породы имеют позднеархейский возраст и являются постскладчатыми.

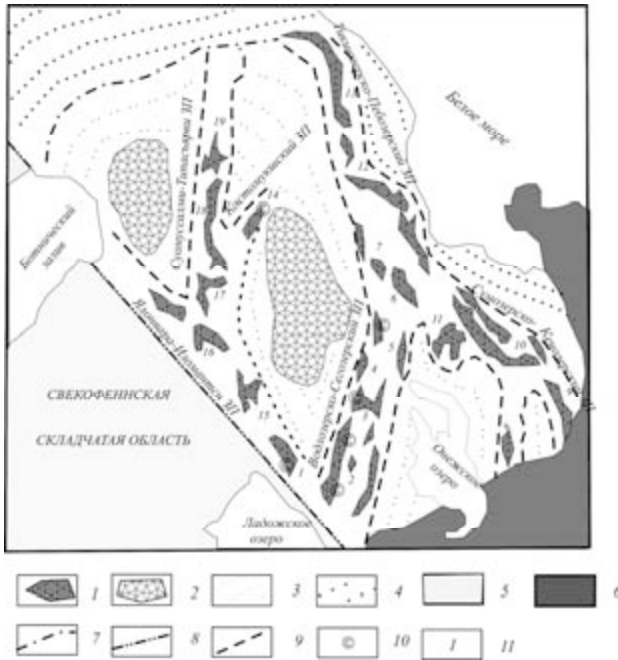


Рис. 1. Схема геологического строения Карельской гранит-зеленокаменной области Балтийского щита

Примечание. 1 – зеленокаменные структуры, 2 – интракратонные впадины, 3 – реоморфизованный катархейский фундамент, 4 – амфиболит-гнейсовый комплекс Беломорского пояса, 5 – Свектофенская складчатая область, 6 – образования палеозойского комплекса, 7 – границы Карельской гранит-зеленокаменной области (КГЗО), 8 – граница КГЗО и Свектофенского складчатого пояса, 9 – границы зеленокаменных поясов (ЗП), 10 – массивы санукитоидов, 11 – локальные зеленокаменные структуры: 1 – Ялонварская, 2 – Хаутаваарская, 3 – Койкарско-Корбозерская, 4 – Совдозерская, 5 – Сайозерская, 6 – Парандовско-Надвоицкая, 7 – Тунгудская, 8 – Маткалахтинская, 9 – Токшинская, 10 – Каменноозерская, 11 – Рыбозерская, 12 – Пебозерская, 13 – Тикшозерская, 14 – Костомукшская, 15 – Иломантси, 16 – Ипатти, 17 – Типасъярви, 18 – Кухмо, 19 – Суомуссалми.

С санукитоидами пространственно [10], а в ряде случаев и генетически, связаны проявления золоторудной минерализации [3], что определило повышенный интерес к этой группе гранитоидов.

Гранитоидная Ялонварская интрузия, закартированная в одноименной структуре, также была отнесена к группе санукитоидов [9]. Ялонварская структура является частью позднеархейского зеленокаменного пояса Ялонвара – Иломантси – Тулос (рис. 1). Ее разрез выполнен андезибазальтами-андезидацитами и риодацитами ялонварской свиты. Отложения свиты прорываются интрузией диорит-лейкогранитового состава, которая и была отнесена к санукитоидам, а также многочисленными субвулканическими телами от основного до кислого состава. Фундаментом структуры предположительно являются нижнеархейские гранито-гнейсы. Отнесение данного массива к группе санукитоидов вызывает некоторые возражения. Ялонварская гранитоидная интрузия площадью 12*15 км имеет трехфазное строение [2]. Первая фаза (1) внедрения представлена несколькими телами кварцевых диоритов, гранодиоритов в се-

ро-восточной части структуры, вторая фаза (2), занимающая наибольшую площадь выходов интрузивного тела, сложена гранитами, и третья фаза (3) – штокообразные тела лейкократовых порфировидных гранитов в юго-западной и северо-западной частях интрузии.

Возраст крупночешуйчатого молибденита из гранитоидов 1-й фазы, определенный Re-Os методом ($^{187}\text{Os} = 3,516\text{--}7,298$ г/т и $\text{Re} = 118,36\text{--}245,6$ г/т), равен $2772 \pm 11\text{--}2773 \pm 11$ млн лет [3]. Pb-Pb изохронный возраст гранитоидов 2-й фазы оказался моложе почти на 170 млн лет, он равен 2600 ± 100 млн лет [7].

Минеральный состав гранодиоритов и кварцевых диоритов представлен плагиоклазом, биотитом, амфиболом, кварцем и калиевым полевым шпатом (КПШ). Акцессорные минералы, встречающиеся в гранитоидах 1-й фазы, весьма разнообразны: апатит, титанит, рутил, пирит, халькопирит, магнетит. Граниты 2-й фазы сложены олигоклазом, КПШ и кварцем. Среди акцессорных минералов наряду с встречающимися и в гранитоидах предыдущей фазы распространены: циркон, анатаз, сидерит, флюорит, барит, турмалин, монацит, гранат, галенит, сфалерит, молибденит, шеелит. Лейкократовые порфировидные граниты 3-й фазы сложены вкрапленниками плагиоклаза, КПШ, кварца в более мелкозернистой массе плагиоклаз-кварц-полевошпат-мусковитового состава. Биотит присутствует спорадически. Состав акцессориев сходен с акцессорными минералами гранитов 2-й фазы, исключая анатаз, рутил, сидерит и барит.

По своим петрогеохимическим характеристикам гранитоиды Ялонварского массива являются гранитами I-типа (табл. 2).

Таблица 2

Химический состав гранитоидов
Ялонварской структуры

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	Mg
1	61,88	0,54	15,07	2,70	2,66	3,71	4,28	3,93	0,56
2	70,32	0,28	13,91	1,42	1,27	1,36	1,54	4,04	0,49
3	74,52	0,13	13,20	0,88	0,63	0,60	1,28	4,46	0,43
	K ₂ O	P ₂ O ₅	Rb	Ba	Sr	Cr	Ni	Cu	
1	3,30	0,29	156	1164	327	285	122	75	
2	4,43	0,09	126	1224	142	156	19	77	
3	3,06	0,04	89	806	93	121	23	280	

Примечание. Гранитоиды:

1 – первой фазы внедрения,

2 – второй фазы,

3 – третьей фазы; содержания окислов даны в масс. %, элементов – в гт.

Гранитоидная интрузия внедрялась в пост-тектонический этап развития структуры; возраст вулканитов разреза 2,9 млрд лет [7].

На дискриминационных диаграммах точки составов гранитоидов располагаются в поле пород как нормального петрохимического ряда, так и субщелочного вблизи границы раздела пород нормальной и субщелочной серий. Учитывая высокую подвижность щелочей при метаморфизме и при метасоматических процессах, сле-

ды которых фиксируются в породах всех фаз внедрения, вряд ли можно считать повышенную щелочность данных гранитоидов информативным и надежным признаком.

Все разновидности пород соответствуют составам среднестатистических разновидностей пород соответствующей кремнекислотности, за исключением окиси калия для гранитоидов 1-й фазы и окиси натрия для гранитоидов 2-й и 3-й фаз, и относятся к породам нормального петрохимического ряда. Повышенное содержание щелочей может быть связано с последующими метаморфо-метасоматическими преобразованиями данных пород и не всегда являться первичной характеристикой рассматриваемых разновидностей гранитоидов структуры.

На многих петрохимических диаграммах точки составов гранитоидов Ялонварского массива и вулканы разреза образуют единые тренды, что позволяет объединить данные разнофациальные группы пород в вулканоплутоническую ассоциацию [2] и что указывает на единый источник для этих групп пород. Основная масса вулканитов разреза структуры имеет среднекислый состав. В небольшом количестве присутствуют андезибазальты.

Вулканы описывались ранее как производные известково-щелочной (ИЩ) серии, производных толеитовой (Т) серии в разрезе не отмечалось [2].

Анализ петрохимических данных не исключает однако присутствия в разрезе производных Т-серии (рис. 2). Для производных ИЩ-серии характерна положительная корреляция суммарного железа и окиси магния, для вулканитов Т-серии – отрицательная (тренды 1 и 2 на диаграмме $\text{FeO}^* - \text{SiO}_2$).

При малых содержаниях окиси магния наблюдается резкое возрастание суммарного железа, что также типично для производных толеитовых серий (тренд 1 на диаграмме $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{MgO}$).

Большая часть петрогенных элементов характеризуется трендами, свойственными магматическому фракционированию. Ведущим фактором при формировании пород разреза структуры являлась кристаллизационная дифференциация, так как при возрастании содержания кремнезема происходит закономерное изменение содержания петрогенных окислов.

Однако отсутствие четких трендов на некоторых петрохимических диаграммах не исключает (рис. 3) при формировании вулканических пород структуры наложения на процессы кристаллизационной дифференциации и других петрогенетических процессов, предположительно контаминации и смешения расплавов. На явления контаминации указывает значительная дисперсия корреляционных связей между элементами, обогащенность вулканогенных пород литофильными элементами. Данные по изотопии свинца [2] также свидетельствуют о присутствии хорошего компонента в генезисе магм, исходных для формирования пород разреза структуры.

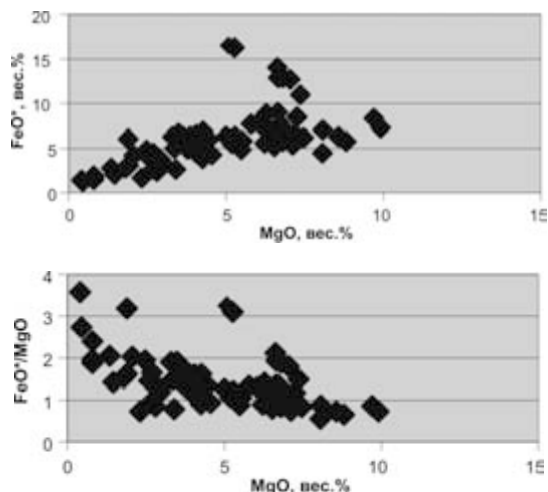


Рис. 2. Диаграммы, демонстрирующие присутствие в структуре производных толеитовой и известково-щелочной серий

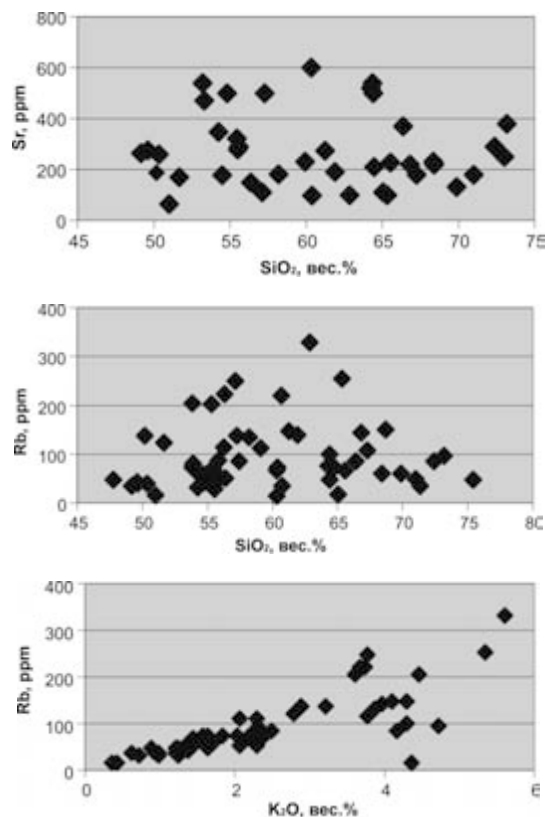


Рис. 3. Диаграммы, демонстрирующие эффект контаминации исходного расплава при образовании части пород структуры

Отсутствие единого тренда на графике $\text{Sr} - \text{SiO}_2$ (рис. 3) указывает на другой исходный источник для пород структуры, обедненный литофильными элементами (при $\text{SiO}_2 < 52\%$) и обогащенный ими (при $\text{SiO}_2 > 52\%$). Учитывая, что в щелочных расплавах содержится много стронция и мало кальция, можно предположить, что исходный для части ялонварских вулканических пород расплав мог быть подщелоченным.

При содержании кремнезема 60–65 % – количество стронция постоянно (100–250 г/т), для кислых разновидностей пород (70–75 % SiO_2) наблюдается рост содержания стронция от 100 до 400 г/т, что нетипично при фракционной дифференциации расплава. Не исключено, что это связано с контаминацией исходного расплава коровым материалом.

Рубидий и калий характеризуются положительной линейной корреляцией (рис. 3), особенно отчетливо фиксируемой при содержаниях K_2O от 0 до 4 %. При повышенных содержаниях окиси калия (4–6 %) исходный тренд осложняется наложением на него небольших по протяженности трендов, характеризующихся резким возрастанием содержания рубидия (от единиц до 350 г/т). Как и для стронция, это может быть связано с влиянием контаминации расплава коровым компонентом. Косвенно на это указывает и отсутствие линейной корреляции $\text{Rb} - \text{SiO}_2$ (рис. 3), которая теоретически должна иметь место, так как рубидий при фракционной кристаллизации накапливается в остаточном расплаве.

Вулканыты разреза характеризуются высокими содержаниями хрома и никеля, которые достигают величин > 70 ppm даже в кислых разновидностях (рис. 4).

Высокое содержание хрома и никеля в вулканогенных породах среднекислого состава указывает на возможный мантийный генезис исходной для вулканитов структуры расплава либо на плавление нижней части континентальной коры. Часть точек среднекислых пород структуры характеризуется повышенной магниальностью, в разрезе встречаются андезиты с содержанием окиси магния до 9 %. Однако сами вулканиты разреза при плавлении не могли давать исходные для гранитоидов расплавы, так как характеризуются меньшими величинами магниевого показателя по сравнению с гранитами (рис. 5).

При нормальной кристаллизационной дифференциации, идущей с повышением кремнекислотности и щелочности, наблюдается закономерное фракционирование редкоземельных элементов с накоплением легких и крупных членов ряда. Однако для магматических пород Ялонварской структуры подобного не отмечается. Андезиты и риодациты характеризуются сходным распределением редких земель, что может быть связано с влиянием последующих гидротермальных изменений.

Известно, что в большинстве гидротермально-метасоматических систем легкие РЗЭ обогащают минералы фаций повышенной щелочности, а тяжелые – повышенной кислотности, являясь индикаторами эволюции кислотности-щелочности минералообразующей среды. Обогащенность легкими редкими землями магматических пород Ялонварской структуры подтверждает высказанное ранее предположение о формировании части пород структуры из магмы повышенной щелочности (табл. 3, рис. 6).

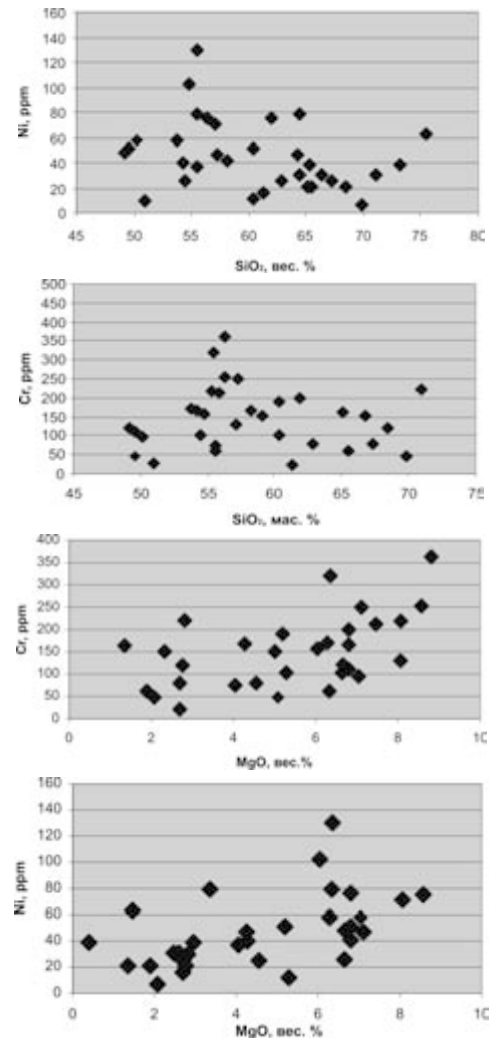


Рис. 4. Содержание когерентных элементов в вулканитах Ялонварской структуры

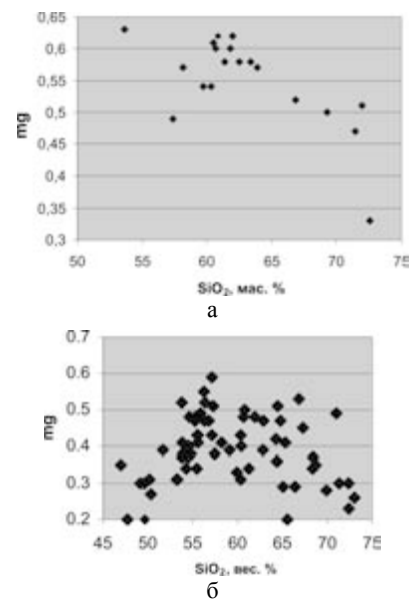


Рис. 5. Величина магниевого показателя в гранитоидах (а) и вулканитах (б) Ялонварской структуры

Распределение редкоземельных элементов в гранитоидах и вулканитах структуры сходно. Для тех и других характерно повышенное содержание легких редкоземельных элементов и низкие содержания тяжелых РЗЭ, концентрация редких земель в гранитоидах часто выше, чем во вмещающих их вулканитах.

Спектры распределения редких земель (рис. 6) указывают на вертикальную неоднородность плавящегося субстрата. Часть графиков (1-42, 1-101В) демонстрируют слабо проявленное фракционирование. На других трендах вулканогенных пород присутствует четкая отрицатель-

ная Eu-аномалия, что указывает на фракционирование плагиоклаза. Для интрузивных пород характерны различные тренды распределения редкоземельных элементов. Для части гранитоидов 1-й фазы эти спектры тождественны (1-13А, 0791), для других – заметно отличаются (13-43). Уменьшение отношения La/Yb в них идет за счет снижения концентрации легких РЗЭ, а отрицательная европиевая аномалия указывает на фракционирование плагиоклаза.

Различное содержание Hf, U, Th связано с разной степенью контаминации исходного расплава коровой компонентой.

Таблица 3

Содержания редкоземельных и некоторых других элементов (ppm)
в магматических породах Ялонварской структуры

	1-101В	1-56	1-42	1-26В	0291А	1-99А	1-13А	13-43	0791	1-56В	14/10	1-51	0191В
	андези- базальт	андезит	андезит	дацит	риодацит	риолит	Диорит (1-я фаза)	Диорит (1-я фаза)	Диорит (1-я фаза)	Гранит (3-я фаза)	аплит	габбро	Риолитит субвулканический
La	12,8	13,8	10,1	21,8	14,7	15,3	68	5,64	46,5	34,8	12,5	30,2	11
Ce	30,9	26,3	24,2	42,1	35,5	30,9	134	21,4	88,4	51,9	26,3	60,6	28,6
Nd	20,7	14,3	15,6	25,7	14	13,9	64,7	18	32,8	17,8	9,82	33,1	10,5
Sm	5,02	3,15	4	4,25	3,11	2,75	9,6	6,94	5,14	2,74	1,84	9,35	2,38
Eu	1,4	0,78	1,3	1,08	0,6	0,64	2,23	1,14	1,37	0,54	0,19	2,4	0,72
Gd	4,81	2,6	3,75	2,93	2,76	2,41	6,76	7,52	4,19	1,17	2,12	9,25	2,53
Tb	0,79	0,49	0,58	0,44	0,38	0,34	0,93	1,29	0,65	0,26	0,28	1,45	0,35
Tm			0,27	0,17								0,65	
Yb	1,44	0,99	1,74	1	1,33	0,73	1,58	1,32	1,32	1,09	0,72	4,59	0,47
Lu	0,22	0,15	0,28	0,13	0,16	0,09	0,19	0,17	0,19	0,14	0,11	0,75	0,06
Sr	264,8	151	283	379,7	259,6	87,5	628,6	< 65,0	485	312,0	102	159,2	261,9
Rb	58,3	118	38	93,7	96,6	38,5	140,2	15,7	91	40,2	127	142,6	65,9
Sc	33,8	18,8	23,2	15,1	0,99	6,58	13,6	67,9	9,6	1,95	1,18	34,9	1,83
U	0,55	1,25	< 3,62	1,51	0,33	1,19	5,1	1,30	< 4,19	6,2	11,5	0,79	2,69
Th	1,73	3,04	2,52	4,66	6,49	3,28	16,6	3,46	7,96	17,9	27,6	4,60	23,3
Hf	2,55	2,65	2,37	2,85	4,31	1,88	4,68	1,58	5,36	2,91	4,39	7,25	3,12

По содержанию $(La/Yb)_n - Yb_n$ точки составов магматических пород структуры располагаются в поле амфиболитов верхней континентальной коры и часть точек – в поле плавления верхнемантийного субстрата, что согласуется с вышеприведенными петрохимическими данными и подтверждает присутствие в разрезе мантийных и коровых производных.

Источником для санукитоидов традиционно считают деплетированную мантию, обогатившуюся непосредственно перед плавлением рядом несовместимых элементов. Подобный мантийный метасоматоз связывают либо с воздействием образующихся при плавлении субдуцируемой океанической плиты флюидов [17], либо с взаимодействием расплавов, образующихся при плавлении погружающейся океанической плиты и перидотитов мантийного клина [13].

Образование карельских санукитоидов связывают с формированием обогащенного мантийного источника в результате корово-мантийного взаимодействия в зонах субдукции [4] и происшедшего позднее частичного плавления мантии с образованием санукитоидных расплавов.

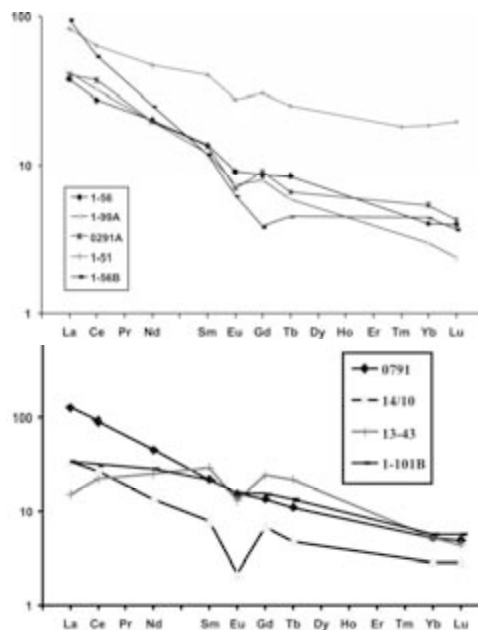


Рис. 6. Распределение редкоземельных элементов, нормированных по хондриту C1, в магматических породах Ялонварской структуры

Однако предположение о субдукционном происхождении этих пород не согласуется с наблюдающимися вариациями изотопно-геохимических характеристик карельских санукитоидов [5]. Е. В. Бибикова с соавторами считает, что с субдукционными процессами связаны гранитоиды TTG-серии, а санукитоиды отделены от них интервалом в 50–120 млн лет [1]. Этими авторами была предложена модель полистадийной субдукционной метасоматической переработки литосферной мантии КГЗО при деформации TTG-гранит-зеленокаменных ассоциаций, вслед за которой происходило образование санукитоидов.

Величина ϵNd , определенная для гранитоидов Ялонварского массива (амонцит), равна -1,6, что указывает на существенное присутствие в магме коровой компоненты. Близкие значения ϵNd были получены для монцодиоритов и монцититов (-1,7; -0,7 соответственно) структуры Тулос этого же зеленокаменного пояса [4].

Вышеприведенные данные показывают, что только гранитоиды 1-й фазы Ялонварского массива можно считать условно санукитоидами, так как их петрогеохимические характеристики в

целом сходны с таковыми типичных санукитоидов (табл. 1). Особенности гранитоидов других фаз не позволяют отнести их к этой же группе.

Петрогеохимические данные не исключают образования пород 1-й фазы массива из расплавов мантийного генезиса. Приуроченность Ялонварского массива к разломам и сдвиговой зоне мощностью несколько десятков метров с азимутом простирания 340° , падением на юго-запад под углом 70° и протяженностью около 700 м способствовала поступлению в верхние коровые горизонты мантийных флюидов из глубинных очагов, что способствовало привнесу ряда элементов, в первую очередь, редкоземельных и калия. Последующее плавление обогащенной этими элементами коры привело к формированию магматических пород второй и третьей фаз Ялонварского массива. Первоначально кора была переработана ювенильными флюидными растворами, затем подвергалась последующему плавлению. За мантийно-коровую природу слагающих Ялонварский массив пород ответственна вертикальная миграция магматического очага (верхняя мантия – кора), которая связана со сдвиговыми деформациями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бибикова Е. В., Самсонов А. В., Петрова А. Ю., Кирнозова Т. И. Геохронология архея Западной Карелии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13. № 5. С. 3–20.
2. Иващенко В. И., Лавров О. Б. Магматогенно-рудная (Mo, W, Cu, Au) система Ялонварского вулканоплутонического комплекса архея Карелии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1994. 128 с.
3. Иващенко В. И., Лавров О. Б. Рудогенез и благородно-металльный потенциал Ялонварского вулканоплутонического комплекса архея Карелии // Палеовулканология, вулканогенно-осадочный литогенез, гидротермальный метаморфизм и рудообразование докембрия. Петрозаводск, 2001. С. 110–111.
4. Коваленко А. В. Sm-Nd данные как ключ к пониманию происхождения архейских санукитоидов Карелии, Балтийский щит // Геохимия. 2008. № 4. С. 403–413.
5. Ларионова Ю. А., Самсонов А. В., Шатагин К. Н. Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов) Карельского кратона: Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные // Петрология. 2007. Т. 15. № 6. С. 571–593.
6. Лобач-Жученко С. Б., Роллинсон Х., Чекулаев В. П., Гусева Н. С., Арестова Н. А., Коваленко А. В. Геология и петрология архейского высококальциевого и высокомагнезиального Панозерского массива Центральной Карелии // Петрология. 2007. № 5. С. 493–523.
7. Попов В. Е. Генезис вулканогенно-осадочных месторождений и их прогнозная оценка. Л., 1991. С. 287.
8. Самсонов А. В., Бибикова Е. В., Ларионова Ю. А., Петрова А. Ю., Пухтель И. С. Магнезиальные гранитоиды (санукитоиды) Костомукшского района, Западная Карелия: петрология, геохронология и тектонические условия становления // Петрология. 2004. Т. 12. № 5. С. 495–529.
9. Чекулаев В. П. Архейские «санукитоиды» на Балтийском щите // Доклады АН. 1999. Т. 368. № 5. С. 676–678.
10. Чекулаев В. П., Лобач-Жученко С. Б., Арестова Н. А., Коваленко А. В., Гусева Н. С. Архейские высоко-Mg гранитоиды (санукитоиды) – индикаторы золотой минерализации в Карелии: геология, состав, пространственно-временное положение // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон: Тезисы докладов. Петрозаводск, 2002. С. 251–253.
11. Martin H. The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust // Archean Crustal Evolution. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 205–259.
12. Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids // Lithos. 1999. Vol. 46. P. 411–429.
13. Rapp R., Shimizu N., Norman M. C., Applegate G. S. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge experimental constraints at 3.8 GPa // Chemical Geology. 2000. № 160. P. 335–356.
14. Shirey S. B., Hanson G. N. Mantle-derived Archean monzodiorites and trachyandesites // Nature. 1984. Vol. 310. P. 222–224.
15. Smithies R. H. The Archean tonalite-trondjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite // Earth and Planetary Science Letters. 2000. Vol. 182. P. 115–125.
16. Smithies R. H., Champion D. C. The Archean high-Mg diorite suite: lights to tonalite-trondjemite-granodiorite magmatism and implications for early Archean crustal growth // J. Petrology. 2000. Vol. 41. P. 1653–1671.
17. Stern R. A., Hanson G. N. Archean high-Mg granodiorite: A derivative of light rare earth element-enriched monzodiorite of mantle origin // J. Petrol. 1991. Vol. 32. P. 201–238.