

ней коре формировались пологие сбросы, залеченные силами ятулийских и более поздних базитов. Последовательная миграция сбросов к югу контролировала соответствующее перемещение области прогиба согласно принципам модели простого сдвига [5]. В лудиковийское время (2,1-1,9 млрд. лет) развитие этой обстановки сопровождалось формированием мантийного плюма, появлению которого, вероятно, способствовала декомпрессионная обстановка в области Онежской структуры.

Свекофенские коллизионные события (1,9-1,8 млрд. лет) обусловили проявление в пределах КМ обстановки транспрессии, в условиях которой палеопротерозойские депрессии испытали интенсивное сжатие (со сдвигом) и многие из них приобрели морфологию структур «пальмового дерева». При этом окончательно оформилась общая ротационно-сдвиговая структура КМ, формировавшаяся на протяжении всего палеопротерозоя.

Таким образом, развитие сдвиговых зон КМ предопределяло особенности тектонической эволюции палеопротерозойских комплексов. Сдвиговая тектоника характерна лишь для верхнекорового уровня КМ; на уровне средней коры крутопадающие сдвиги выстилаются, а их динамика обнаруживает связь с процессами глубинного горизонтального (ламинарно-турбулентного) течения.

Гранты РФФИ № 06-05-64848, 07-05-01158, программа ОНЗ № 6, «Фонд содействия отечественной науке».

ЛИТЕРАТУРА

1. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н.В. Шарова. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 2004. 353 с.
2. Колодяжный С.Ю. Анализ кинематики Карельского массива в палеопротерозое // Геотектоника. 2003. № 3. С. 22-41.
3. Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. – М.: ГЕОС, 2006. 332 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 572).
4. Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематические особенности эволюции центральной части Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое (Балтийский щит) // Геотектоника, 2007, № 3. С. 46-68.
5. Wernicke B. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // Canad. J. Earth Sci. 1985. V. 22. P. 789-795.

ПЕТРОГЕНЕЗИС ГРАНИТОИДОВ ЯЛОНВАРСКОЙ СТРУКТУРЫ (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)

Кондрашова Н.И.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, kondr@krc.karelia.ru

Гранитоидная интрузия, площадью 12*15 км, внедрившаяся в зеленокаменные отложения пояса Ялонвара-Иломанси, имеет трехфазное строение [2]:

1 фаза внедрения представлена несколькими телами кварцевых диоритов, гранодиоритов в СВ части структуры, 2 фаза, занимающая наибольшую площадь выходов интрузивного тела, сложена гранитами и 3 фаза – штокообразные тела лейкократовых порфировидных гранитов в ЮЗ и СЗ частях интрузии.

Rb-Rb изохронный возраст гранитоидов 2 фазы равен 2600±100 млн. лет [5].

Минеральный состав гранодиоритов и кварцевых диоритов представлен плагиоклазом, биотитом, амфиболом, кварцем и калиевым полевым шпатом (КПШ). Акцессорные минералы, встречающиеся в гранитоидах 1 фазы, весьма разнообразны – апатит, титанит, рутил, пирит, халькопирит, магнетит.

Граниты 2 фазы сложены олигоклазом, КПШ и кварцем. Среди акцессорных минералов распространены, наряду с встречающимися и в гранитоидах предыдущей фазы, циркон, анатаз, сидерит, флюорит, барит, турмалин, монацит, гранат, галенит, сфалерит, молибденит, шеелит.

Лейкократовые порфировидные граниты сложены вкрапленниками плагиоклаза, КПШ, кварца в более мелкозернистой массе плагиоклаз-кварц-полевошпат-мусковитового состава. Биотит присутствует спорадически. Состав акцессориев сходен с гранитами 2 фазы, исключая анатаз, рутил, сидерит и барит.

Точки составов гранитоидов располагаются в поле пород как нормального петрохимического ряда, так и субщелочного вблизи границы раздела пород нормальной и субщелочной серий (рис.1). Учитывая высокую подвижность щелочей при метаморфизме и при метасоматических процессах, следы 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 фазы и окиси натрия для гранитоидов 2 и 3 фаз, и относятся к породам нормального петрохимического ряда. Повышенное содержание щелочей связано с последующими метасоматическими преобразованиями данных пород и не является первичной характеристикой рассматриваемых разновидностей гранитоидов структуры.

Величина магниевого числа для интрузивных образований всех фаз внедрения изменяется в интервале 0,43-0,56, т.е. является несколько повышенной, но мантийных значений ($M\# > 0,70$) не достигает.

Для вулканитов структуры высокие значения магниевого числа (рис.2) не характерны. При содержании кремнезема от 60 до 65% магниевый показатель для вулканитов не превышает величины 0,52. При сходном содержании кремнезема гранитоиды характеризуются величинами этого показателя в пределах 0,57-0,63, приближающимися к мантийным значениям ($> 0,70$). Следовательно, вулканиты разреза не могли при плавлении дать расплавы с большей магнизиальностью, чем обладали сами.

На петрохимических диаграммах и вулканиты, и гранитоиды образуют единые тренды, что указывает на единый источник, ответственный за формирование данных пород. На это указывают и акцессорные минералы сходного состава, фиксируемые во всех фашиальных разновидностях пород структуры.

Распределение редкоземельных элементов в гранитоидах (табл.2) и вулканитах структуры сходно. Для них характерно повышенное содержание легких редкоземельных элементов и низкие содержания тяжелых РЗЭ, концентрация редких земель в гранитоидах часто выше, чем во вмещающих их вулканитах.

Подобное обеднение тяжелыми редкими землями, скорее, можно объяснить фракционированием темноцветных минералов в процессе образования данных разновидностей пород, чем присутствием граната в источнике, что не подтверждается петрографическими данными.

Отсутствие европиевой аномалии указывает, что фракционирование плагиоклаза при формировании данных пород не играло существенной роли.

Диориты с жильно-штоковерковой минерализацией W-Mo-Cu (обр.Я-13-43) отличаются от остальных гранитоидов спектром распределения РЗЭ (табл.2). Уменьшение отношения La/Yb в них идет за счет снижения концентрации легких РЗЭ, а отрицательная европиевая аномалия указывает на фракционирование плагиоклаза.

На петрохимических диаграммах для вулканитов и гранитоидов структуры часто наблюдаются перегибы в трендах при переходе к кислым разновидностям пород. Подобная смена корреляционных связей может быть обусловлена только резкой сменой механизма дифференциации, либо с отделением от расплава флюидного «раствора», воздействием которого можно объяснить наблюдающиеся петрохимические особенности ялонварских гранитоидов. Возможность подобного явления подтверждается экспериментальными данными [1].

После выделения на Канадском щите высокомагнезиальных постскладчатых гранитоидов с признаками корово-мантийного генезиса [10], названными «санукитоидами», подобные породы были обнаружены на многих щитах, в том числе и на территории Балтийского [7,8]. Из пород, ранее относившихся к породам TTG-серии, часть (массивы Ялонварский, Панозерский, Ньюкозерский, Хаутоварский, Таловейс, Ельмус и некоторые другие) была отнесена к санукитоидам. Отличительными признаками стали высокое содержание магния, калия, фосфора, магниевого числа (0,50-0,60), сравнимого с базальтами зеленокаменных поясов, хрома, никеля, бария, стронция и легких редких земель.

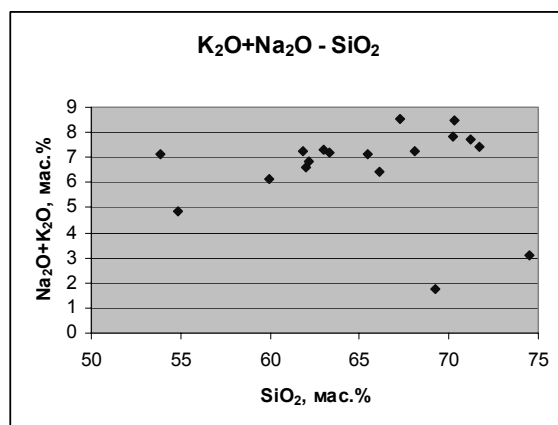
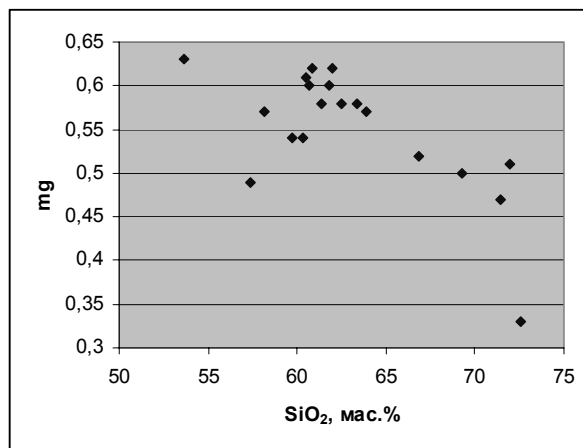
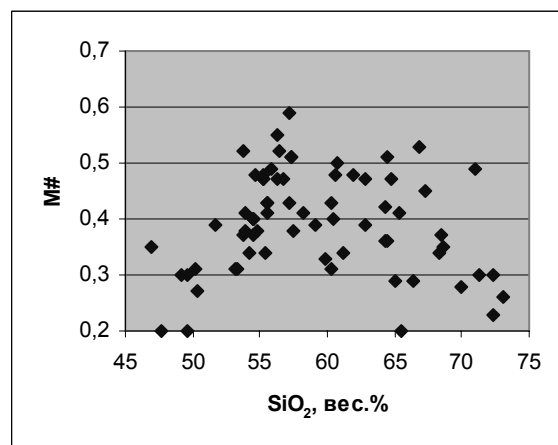


Рис.1. Положение точек составов ялонварских гранитоидов в координатах щелочи-кремнезем



а)



б)

Рис.2. Величина магниевого числа в гранитоидах Ялонварской структуры (а) и вулканитах (б)

Таблица 1

Химический состав гранитоидов Ялонварской структуры

	1 фаза	2 фаза	3 фаза
SiO ₂	61,88	70,32	74,52
TiO ₂	0,54	0,28	0,13
Al ₂ O ₃	15,07	13,91	13,20
Fe ₂ O ₃	2,70	1,42	0,88
FeO	2,66	1,27	0,63
MnO	0,08	0,03	0,03
MgO	3,71	1,36	0,60
CaO	4,28	1,54	1,28
Na ₂ O	3,93	4,04	4,46
K ₂ O	3,30	4,43	3,06
P ₂ O ₅	0,29	0,09	0,04
Li	31	15	11
Rb	156	126	89
Cs	13	7	4
Zn	84	39	91
Ba	1164	1224	806
Sr	327	142	93
Cr	285	156	121
Ni	122	19	23
Co	39	17	32
Cu	75	77	280
V	97	44	33
M#	0,56	0,49	0,43

Таблица 2

Содержание редкоземельных элементов в гранитоидах структуры

	3-я фаза (обр.Я-56В)	1 фаза (обр.Я-13А)	1 фаза (обр.Я-13-43)
La	34,8	68	5,64
Ce	51,9	134	21,4
Nd	17,8	64,7	18
Sm	2,74	9,6	6,94
Eu	0,54	2,23	1,14
Gd	1,17	6,76	7,52
Tb	0,26	0,93	1,29
Yb	1,09	1,58	1,32
Lu	0,14	0,19	0,17
(La/Yb) _n	21,3	28,7	2,8

В настоящее время источником для формирования санукитоидов признается метасоматизированная мантия перидотитового состава [9].

При сравнении данных по гранитоидам Ялонварской структуры с составами соответствующих по кремнекислотности пород вышеназванных массивов [4, 6] отмечается некоторое отличие ялонварских пород: в них более высокие содержания Sr, Co, Rb и меньшие Sr. Образование карельских санукитоидов [3] связывают с формированием обогащенного мантийного источника в результате корово-мантийного взаимодействия в зонах субдукции, и происшедшего позднее частичного плавления мантии с образованием санукитоидных расплавов.

Предположение о субдукционном происхождении этих пород не согласуется, однако, с наблюдающимися вариациями изотопно-геохимических характеристик карельских санукитоидов [4].

Таким образом, вопрос о происхождении подобных пород остается открытым.

ЛИТЕРАТУРА

1. Граменицкий Е.Н., Котельников А.Р., Батанова А.М., Щекина Т.И., Плечов П.Ю. Экспериментальная и техническая петрология. – М.: Научный Мир, 2000. 416 с.
2. Иващенко В.И., Лавров О.Б. Магматогенно-рудная (Мо, Cu, Au) система ялонварского вулканно-плутонического комплекса Карелии. Петрозаводск: Кар. НИЦ РАН, 1994. 128 с.
3. Коваленко А.В. Sm-Nd данные как ключ к пониманию происхождения архейских санукитоидов Карелии, Балтийский щит. Геохимия, 2008, №4, с. 403–413.
4. 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, том 15, №6, с. 571–593.
5. Попов В.Е. Генезис вулканогенно-осадочных месторождений и их прогнозная оценка. Л., 1991, с. 287.
6. Ранний докембрий Балтийского щита./ред.В.А.Глебовицкий, СПб.: Наука, 2005.
7. Чекулаев В.П. Архейские «санукитоиды» на Балтийском щите. Докл. РАН, т.368, №5, 1999, с. 676–678.
8. 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-временной положение. // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон. Тез. докл. Петрозаводск, 2002. С. 251–253.
9. 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.
10. Shirey S.B., Hanson G.N. Mantle-derived Archaean monzodiorites and trachyandesites. // Nature. 1984. V. 310. P. 222–224.

ГОРИЗОНТАЛЬНАЯ КОМПОНЕНТА НОВЕЙШИХ ДВИЖЕНИЙ ПЛАТФОРМЕННОЙ ОБЛАСТИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ И ЕЕ ПРОЯВЛЕНИЕ НА РАЗНЫХ УРОВНЯХ ЛИТОСФЕРЫ

Копп М.Л.

Геологический институт РАН, г. Москва, kopp@ginras.ru

1) Горизонтальная компонента новейших движений и признаки ее проявления. Взбросо-надвиговая составляющая крупнейших платформенных разрывов востока Русской плиты – Жигулевского, Елшанско-Сергиевского, Северодонецкого, Маньчжурского и др. – фиксируется многочисленными буровыми и геофизическими данными