

Литература

1. Икорский С.В., Нивин В.А., Припачкин В.А. Геохимия газов эндогенных образований. СПб.: Наука, 1992. 179 с.
2. Когарко Л.Н., Костольяни Ч., Рябчиков И.Д. Геохимия восстановленного флюида щелочных магм // Геохимия. 1986. № 12. С. 1688-1695.
3. Кравцов А.И., Григорук В.Н. Геология и геохимия природных газов Хибинских апатито-нефелиновых месторождений // Основные проблемы развития комбината «Апатит» (материалы совещания 18-20 марта 1970 г., г. Апатиты). Ч. I. Апатиты, 1971. С. 119-123.
4. Нивин В.А. Углеродородные газы свободной фазы в нефелин-сиенитовых магматических комплексах как продукт природного абиогенного синтеза // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2006. С. 130-138.
5. Петерсилье И.А. Геология и геохимия природных газов и дисперсных битумов некоторых геологических формаций Кольского полуострова. М.-Л.: Наука, 1964. 171с.
6. Припачкин В.А., Каменев Е.А. Прогнозирование газопроявлений при разработке месторождений в изверженных горных породах // Советская геология, 1968. № 9. С. 123-129.
7. Хитаров Н.И., Кравцов А.И., Войтов Г.И. и др. Газы свободных выделений Хибинского массива // Советская геология. 1979. № 2. С. 62-73.

О РОДИТЕЛЬСКИХ МАГМАХ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ КАРБОНАТИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ (НА ПРИМЕРЕ КРЕСТОВСКОГО МАССИВА)

Панина Л.И.

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, panina@uiggm.nsc.ru

Щелочно-ультраосновные карбонатитовые интрузии обычно характеризуются концентрическим строением, сложным породным набором (оливиновые, пироксеновые, мелилитовые, монтичеллитовые и щелочные породы, а также карбонатиты), приуроченностью к рифтовым зонам, длительностью формирования. Большинство исследователей полагает, что все породное разнообразие интрузий образовалось из одной мантийной щелочно-пикритовой [1] или меймечитовой [2] магмы при ее дифференциации и фракционировании. Другие [3] связывают формирование пород с эволюцией единого мантийного плюма и пульсационной активностью его разноглубинных очагов. Третьи [4] допускают участие кроме первичной меймечитовой также высокоСа примитивной щелочной магмы, обогащенной TR, Sr и, возможно, Nb.

С целью выяснения количества и состава родительских магм, ответственных за формирование рассматриваемых интрузий, мы с помощью широкого привлечения новейших аналитических методов исследования изучили *пироксениты Крестовского массива*, слагающие их клинопироксены и законсервированные в них включения расплава. Массив расположен на северо-западе Сибирской платформы, входит в состав Маймеча-Котуйской щелочно-ультраосновной карбонатитовой провинции, сложен преимущественно ультрамафитами – оливинитами, верлитами, пироксенитами, мелилитовыми и монтичеллитовыми породами. Вокруг массива развита толща меланонефелинитов, на контакте с которой отмечаются дайки щелочных пикритов, трахидолеритов, трахибазальтов и щелочных микросиенитов.

Пироксениты представлены рудными и безрудными разностями, сложены диопсидом (Di) и фассаитом (Fas). Последний более распространен в рудных пироксенитах. Первичные расплавные включения отмечаются в обоих клинопироксенах, гомогенизируются при близких температурах (1200-1300°C), имеют высокоСа щелочно-ультраосновной, «сухой» состав и К-тип щелочности, что свидетельствует о мантийной природе законсервированных расплавов. Вместе с тем между включениями в Di и Fas отмечаются существенные различия (табл.1). Законсервированные в Di расплавы агпайтовые, более недосыщены Si, Al, но более обогащены Fe, Ba, Na, и содержат всего 0.003 мас.% воды. Они по составу близки к

катунгитам и мафуритам (камафугитам) Восточно-Африканской рифтовой зоны. Включения расплавов в Fas (табл.1) больше обогащены Si, количество Al в них превышает суммарное содержание щелочей, они более магнезиальны, несколько более водонасыщены (0.435 мас.% H₂O), но содержат меньше Ti, Ba, Na и по составу соответствуют щелочным пикритоидам. Получить расплавы щелочно-пикритоидного и камафугитового составов из одной родоначальной магмы путем эволюции невозможно. Вероятнее всего они имели

Таблица 1. Микроэлементный (ppm) и петрохимический (мас.%) состав пород, клинопироксенов и стекол включений

	Безрудные пироксениты			Рудные пироксениты			
	Верлиты порода	Di	Вкл.	порода	Fas	Вкл.	порода
K	400	122	37400	830	25.7	37800	830
Cr	-	137	85	12.5	104	99.4	-
V	-	48.5	196	-	119	234	-
Rb	1.7	4.23	110	11.1	4.53	131	3.7
Ba	26	3.85	2140	56	0.428	966	27
Th	19.2	0.007	1.44	27	0.012	0.233	18.4
U	1.1	0.00	0.772	3.9	0.016	0.038	2.5
Ta	8.8	0.103	1.44	12.2	0.071	0.617	12.3
Nb	77	0.635	72.9	183	0.503	14.6	218
La	118	7.54	28.7	282	3.47	12.1	177
Ce	278	17.9	43.7	583	8.59	23.8	394
Sr	127	519	128	554	283	414	472
Nd	128	10.9	21	239	5.73	12.9	174
Sm	15	2.68	4.91	33.1	1.58	2.71	25.2
Hf	1.0	3.19	6.41	4.2	5.92	9.66	6.1
Zr	35	89.5	260	99	137	247	137
Eu	3.4	0.889	16.5	7.9	0.483	6.04	6.4
Gd	8.6	5.06	13.8	20.7	2.96	6.52	17.3
Dy	2.8	1.25	2.26	7.6	0.946	1.35	7.8
Ti	17640	8640	26100	30240	12400	19000	35700
Y	8	5.35	14.2	22	4.25	6.52	30
Er	0.8	0.791	1.66	2	0.482	0.816	2.2
Yb	0.4	0.825	1.64	0.9	0.673	0.784	1.3
SiO ₂	32.02	53.62	37.91	43.50	49.49	43.06	34.48
TiO ₂	2.94	1.46	4.15	5.04	2.08	3.30	5.95
Al ₂ O ₃	0.67	1.19	5.95	1.90	2.78	8.58	2.66
FeO	14.02	3.92	12.53	9.90	5.56	7.71	14.79
MnO	0.16	0.04	0.15	0.09	0.11	0.07	0.14
MgO	28.6	15.55	8.33	13.18	14.99	9.99	10.74
CaO	5.69	24.73	17.87	21.56	23.76	17.81	22.51
Na ₂ O	0.54	0.39	1.62	0.36	0.38	0.51	0.28
K ₂ O	0.00	0.00	3.77	0.10	0.00	3.69	0.10
BaO	-	-	0.2	-	-	0.10	-
SrO	-	-	0.08	-	-	0.00	-
P ₂ O ₅	0.14	-	1.81	-	-	1.11	3.00
Cl	-	-	0.28	-	-	0.03	-
SO ₃	-	-	0.85	-	-	0.38	-
F	-	-	0.329	-	-	0.425	-
H ₂ O	-	-	0.003	-	-	0.435	-

самостоятельные источники магмогенерации.

Это предположение подтвердилось ионным микрозондированием. Известно [5], что однотипные породы из разных магматических источников заметно отличаются друг от друга по уровню концентрации малых элементов, их соотношениям и уровням дисперсии. Геохимические исследования выявили, что все анализируемые объекты существенно обогащены малыми элементами, на 1-3 порядка превышающими мантийную норму (табл.1). Причем наибольшие концентрации некогерентных элементов характерны для стекол включений, а наименьшие – для клинопироксенов. В клинопироксенах содержания LREE и MREE превышают мантийный уровень всего на 1 порядок, тогда как HREE близко, а LILE (кроме Rb) даже ниже мантийной нормы [6]. Но в Di эти значения все же несколько выше, чем в Fas. Спектры распределения малых элементов в Di и Fas, нормированные к примитивной мантии, имеют куполовидную форму с Nd и Eu отрицательными, а также Sr и Rb положительными аномалиями (рис.1а). Наличие Eu минимума может свидетельствовать о частичном плавлении мантийного источника с сохранением в рестите плагиоклаза.

В стеклах включений больше всего содержится LILE – почти на 3 порядка выше мантийной нормы (табл.1). Концентрации LREE и MREE в них превышают мантийный уровень на 2 порядка, а содержание HREE лишь незначительно выше его. Расплавы, законсервированные в Di, содержат некогерентных элементов в несколько раз больше, чем в Fas. Они отличаются также по величинам индикаторных отношений La/Nb и Nb/Ta, которые в Di соответствуют 0.39 и 50.62, а в Fas – 0.83 и 23.7. На диаграмме La/Nb – Nb/Ta [7] расплавы из Fas располагаются в поле примитивной мантии, а из Di – в поле неизвестного резервуара с

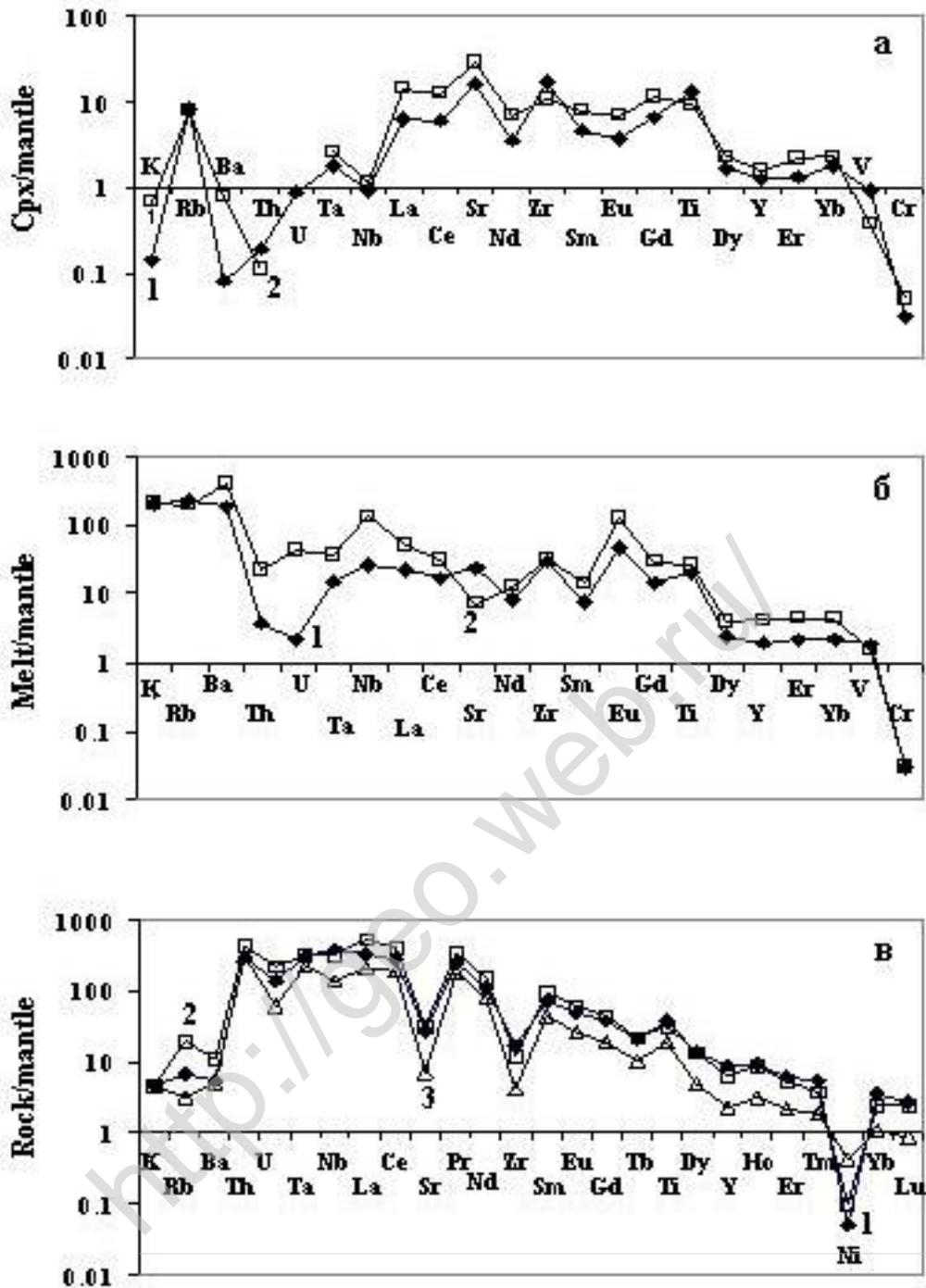


Рис. 1. Спектры распределения примесных элементов: а) в Fas (1) и Di (2); б) расплавленных включений из Fas (1) и Di (2); в) в рудных (1) и безрудных (2) пироксенитах, а также в верлитах (3) Крестовской интрузии.

высоким Nb/Ta отношением (рис.2). Спайдерграмма распределения некогерентных элементов в расплавленных включениях из Di и Fas, нормированная к примитивной мантии, имеет небольшой отрицательный уклон (рис.1б), что подтверждает вывод о невысокой степени плавления мантийных источников и возможном сохранении в рестите граната. Более резкое деплетирование HREE законсервированных в Fas включений, отражает либо очень низкую степень плавления, либо большую глубину источника щелочно-пикритоидных расплавов.

Пироксениты по количеству и распределению малых элементов существенно отличаются от застеклованных в клинопироксенах расплавов. Концентрации LILE у них

минимальные – всего на порядок превышают мантийную норму, в то время как HFSE – в первую очередь Th, U, Ta, Nb, а также LREE почти на 3 порядка выше ее (табл.1). Кривая HFSE имеет четкий отрицательный уклон с постепенным снижением от MREE к HREE (рис.1в). На спайдерграмме имеется 3 глубоких минимума для Sr, Zr и Ni и незначительная положительная аномалия для Ti. Характерно, что кривые распределения малых элементов в рудных и безрудных пироксенитах практически совпадают. В то же время в верлитах Крестовской интрузии (проанализированных для сопоставления) обнаруживается некоторая деплетированность малыми элементами (табл.1). Индикаторные отношения элементов закономерно увеличиваются от верлитов к безрудным и далее к рудным пироксенитам: Nb/Ta отношения отвечают, соответственно, 8.75, 15 и 17.7, а La/Nb – 1.53, 1.54 и 0.81. Подобный разброс, по-видимому, свидетельствует о разных мантийных источниках магмогенерации. На диаграмме Nb/Ta – La/Nb [7] верлиты и безрудные пироксениты попадают в поле деплетированной мантии, а рудные пироксениты, также как и расплавные включения в фассаитах – в поле примитивной мантии (рис.2).

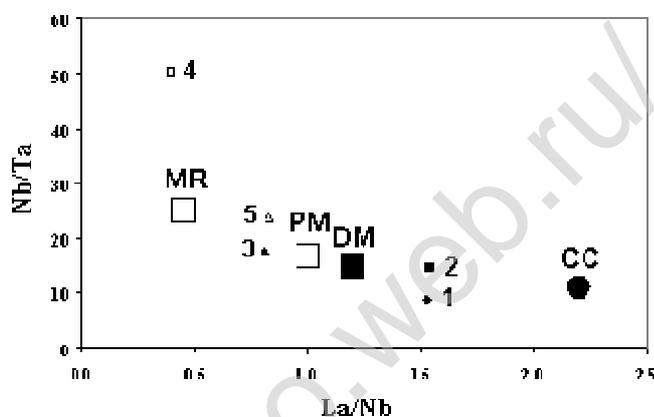


Рис.2. Положение верлитов (1), безрудных (2) и рудных (3) пироксенитов, а также расплавных включений из Di (4) и Fas (5) пироксенитов Крестовской интрузии. Поля мантийных и коровых источников [7]: PM-примитивная мантия; DM-деплетированная мантия; CC-континентальная кора; MR-"missing reservoir" (неизвестный резервуар с высоким соотношением Nb/Ta, необходимый для баланса в силикатной Земле).

Таким образом, петрохимический и геохимический составы, а также общий характер распределения некогерентных элементов в пироксенитах, стеклах включений и клинопироксенах говорят о существовании разных мантийных автономных источников магмогенерации щелочно-пикритоидных и камафугитовых расплавов, из которых кристаллизовались Di и Fas пироксенитов. Высокий уровень концентрации несовместимых элементов в расплавных включениях из клинопироксенов свидетельствует о вовлечении в магмогенерацию неистощенной мантии и низкой степени ее плавления с сохранением в рестите граната и плагиоклаза. Щелочно-пикритоидные расплавы по сравнению с камафугитовыми магмами, по-видимому, выплавлялись на более значительных глубинах из менее обогащенного несовместимыми элементами источника при более низкой роли щелочей. Камафугитовые магмы генерировались из мантийных источников, существенно обогащенных Ba, щелочами, некогерентными элементами, F,S при ничтожном участии воды (всего 0.003 мас.%). Эти самостоятельные мантийные выплавки могли появиться в процессе рифтогенеза на разных глубинах верхней мантии. Неоднократно повторяющаяся активизация рифтовой структуры способствовала поступлению их в промежуточные очаги, где они смешивались, дифференцировали и фракционировали.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 05-05-64361), а также Интеграционного проекта СО РАН № 6.15.

Литература

1. Егоров Л.С. Щелочно-ультраосновной магматизм и его минералогения // Геология рудных месторождений. 1985. № 4, С. 24-40.
2. Соболев А.В., Каменецкий В.С., Кононкова Н.Н. Новые данные по петрологии сибирских меймечитов // Геохимия. 1991. № 8. С. 1084-1094.
3. Arndt N., Lehnert V., Vasiliev Yu. Meimechites: Highly magnesian lithosphere-contaminated alkaline magmas from deep subcontinental mantle // Lithos. 1995. V.34. P. 41-59.
4. Пасс И.Т. Мелилитовые породы щелочно-ультраосновных комплексов северо-запада Сибири: петрохимия, геохимия, генезис // Геохимия. 2000. № 10. С. 1098-1108.
5. Nash W.P., Crecraft H.R. Partition coefficients for trace elements in silicic magmas // Geochim. Cosmochim. Acta. 1985. V.49. N° 11. P. 2309-2322.
6. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution // Blackwell, Oxford. 1985.
7. Barth M.G., McDonough W.F. and Rudnik R.L. Tracing the budget of Nb and Ta in the continental crust // Chem. Geology. 2000. V. 165. P. 197-213.

НОВЫЕ КАЛИБРОВКИ УГЛЕРОДНЫХ И КИСЛОРОДНЫХ ИЗОТОПНЫХ ГЕОТЕРМОМЕТРОВ (КАРБОНАТЫ, ГРАФИТ, МАГНЕТИТ)

Поляков В.Б.

*Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Московской обл.,
polyakov@iem.ac.ru*

Корректное применение методов геохимии стабильных изотопных для целей оценки температур и механизмов образования щелочных пород требует тщательной калибровки используемых геотермометров. В последнее десятилетие прошлого столетия и в начале нынешнего были подвергнуты ревизии прежние калибровки геотермометров, основанные на работах 60-х и 70-х годов. При этом использование новых методов, как экспериментальных, так и теоретических, позволило существенно уточнить температурные зависимости равновесных изотопных факторов для карбонатов, магнетита, графита, минералов наиболее важных с точки зрения применения стабильных изотопов в геохимии щелочных пород. В настоящем сообщении мы рассмотрим новые калибровки геотермометров, включающие данные минералы, и приведем примеры влияния калибровки на оценку температур кристаллизации щелочных пород.

Калибровка кальцит-графитового геотермометра. Кальцит-графитовый геотермометр является наиболее популярным углеродным изотопным геотермометром. Известны различные калибровки кальцит-графитового геотермометра. Ниже дан краткий обзор существующих калибровок.

Все методы калибровки геотермометров могут быть разбиты на три основные группы [1,2]:

1. лабораторный, связанный с проведением реакции изотопного обмена [3,4];
2. эмпирический, включающий измерение изотопных составов сосуществующих в природных условиях минералов и последующую калибровку по минеральным геотермометрам [5,6];
3. теоретический, заключающийся в расчете равновесных изотопных констант (β -факторов) по спектроскопическим данным с использованием тех или иных моделей спектров и/или межатомных потенциалов [7-9].

Существуют и другие более специфические методы: полуэмпирический метод [10-12] для изотопов кислорода ряда минералов; определения β -факторов по теплоемкости для простых веществ [13]; определение β -факторов элементов, имеющих мессбауэровский изотоп, по температурному сдвигу в спектрах Мессбауэра [14-15] или по данным неупругого