

**Природа метасоматических процессов при формировании кимберлитов трубки им. В. Гриба,
Архангельская провинция: данные изучения гранатов и клинопироксенов из перидотитовых ксенолитов
Каргин А.В.¹, Сазонова Л.В.¹, Носова А.А.¹, Ковальчук Е.В.¹, Миневрена Е.А.¹**

¹ Институт геологии рудных месторождений петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН), Москва, Россия, kargin@igem.ru

Архангельская алмазоносная провинция расположена в северной части Восточно-Европейского кратона. Она включает в себя несколько полей кимберлитов и родственных им пород. Трубка им. В. Гриба расположена в центральной части провинции и имеет возраст 374 ± 1.3 млн. лет (Rb–Sr изотопная система фенокритов флогопита, Лебедева и др., 2014). Геохимическая характеристика кимберлитов представлена в (Кононова и др., 2007). Особенности геохимического состава (Jeol JXA-8200 электронная микроскопия; SIMS; LA-ICP-MS) клинопироксенов и гранатов из мантийных ксенолитов перидотитов трубки им. В. Гриба (19 образцов) позволили установить природу метасоматических процессов, протекающих в основании литосферной мантии Архангельской алмазоносной провинции.

Петрографическая характеристика. Ксенолиты имеют размер от 0.5 до 10 см и состоят из Gaг от 3-5 до 15%; Ol – 60-85%; Орх – 5-15%; Срх – 0-25%. Подавляющее число ксенолитов являются гранатовыми лерцолитами и один образец – гарцбургитам. Структуры пород гранобластовые, неравномерно зернистые, крупно-среднезернистые, порфиробластовые. Один образец имеет деформированные структуры. Подробное описание представлено в (Сазонова и др., 2015).

Гранат образует зональные кристаллы. Центральные части слагают 98-50 об. %. Внешние зоны образуют неровные, часто пятнистые, заливообразные очертания и имеют метасоматическое происхождение. Довольно часто, зерна граната обрастают агрегатом более позднего граната, флогопита, Сг-шпинели, карбоната и амфибола. Клинопироксены в основном образуют ксеноморфные выделения между кристаллами оливина и ортопироксена, иногда замещая последний. Реже образуют изометричные кристаллы размером до 1-3 мм. Иногда клинопироксен замещается более поздним агрегатом клинопироксена и флогопита.

Оценка Р-Т параметров. Минеральная ассоциация перидотитов была в равновесии при Т - 730-841°C и Р - 22-44 кбар, за исключением образца деформированного перидотита из группы V (Т - 1160-1200°C и Р - 55-62 кбар) (Сазонова и др., 2015).

Основываясь на геохимических особенностях состава гранатов (Ca, Cr, REE, Ti, Zr-Hf) ксенолиты мантийных перидотитов были разделены на пять групп

Содержания главных компонентов. В целом, все гранаты представлены хром-пиропами (доля пиропового минала от 63 до 76%) с широкой вариацией концентраций Cr_2O_3 (1.30-12.20 мас. %), CaO (2.82-7.92 мас. %), TiO_2 (до 0.94 мас. %) и величины Mg#. На дискриминационной диаграмме CaO- Cr_2O_3 (Рис. 1) большинство фигуративных точек составов гранатов попадают в поле лерцолитов G9 (Sobolev, 1977; Grutter et al., 2004). Исключение составляют гранаты из обр. 503 и 698 III группы, составы которых сопоставимы с гранатами из гарцбургитов (G10); гранаты из обр. 466 Vb группы имеют промежуточные составы между лерцолитами и гарцбургитами (G9-G10). Гранаты из обр. 634 (I группа) и 673 (Va группа) обладают составами промежуточными между лерцолитами и верлитами (G9-G12).

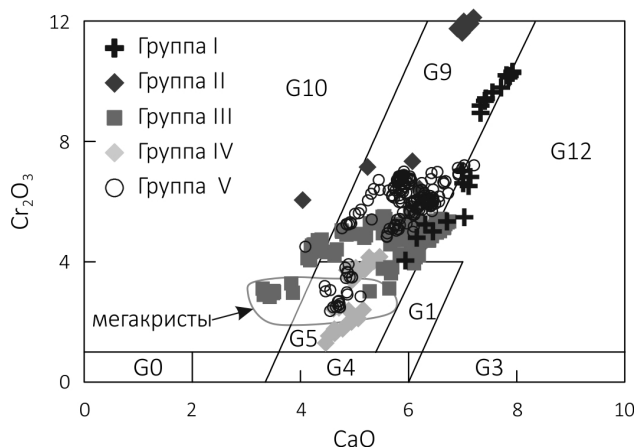


Рис. 1. Классификационная диаграмма по (Grutter et al., 2004) для гранатов. G1 – низко-Cr мегаакристы (отличаются от групп G4, G5, G9 высоко-TiO₂ составом); G3 – эклогитовые гранаты; G4, G5 – пироксенитовые гранаты (группа G5 отличается от группы G9 значениями Mg# < 0.7); G9 – лерцолитовые гранаты; G10 – гарцбургитовые гранаты; G12 – верлитовые гранаты; G0 – без классификации. Cr_2O_3 и CaO в мас. %

Клинопироксены представлены диопсидами с содержанием жадеидового минала до 14 мол. %. Значение Mg# изменяется в интервале от 0.89 до 0.95, при широких вариациях концентраций Cr_2O_3 от 0.69 до 3.93 мас. %, TiO_2 от 0.06 до 0.84 мас. % и Al_2O_3 от 0.47 до 5.61 мас. %.

Редкие элементы в гранате. Гранаты различаются по характеру распределения и уровню обогащения REE. Центральные зоны зерен можно разделить на несколько групп (Рис. 2а-в): 1 – гранаты, имеющие «нормальный» спектр распределения REE, с увеличением концентраций от La к Lu, типичный для мегакристов (группы II и IV); 2 – гранаты, имеющие синусоидальный спектр распределения REE, с максимумами Nd-Sm и Yb-Lu (группа III и V); 3 – гранаты, имеющие резкое обогащение в спектре LREE (до 10х C1) при распределении MREE и HREE типичном для мегакристов. При этом, можно выделить гранаты обогащенные Ti, Zr-Hf на уровне мегакристов и гранаты обедненные ими (Рис. 2г-е).

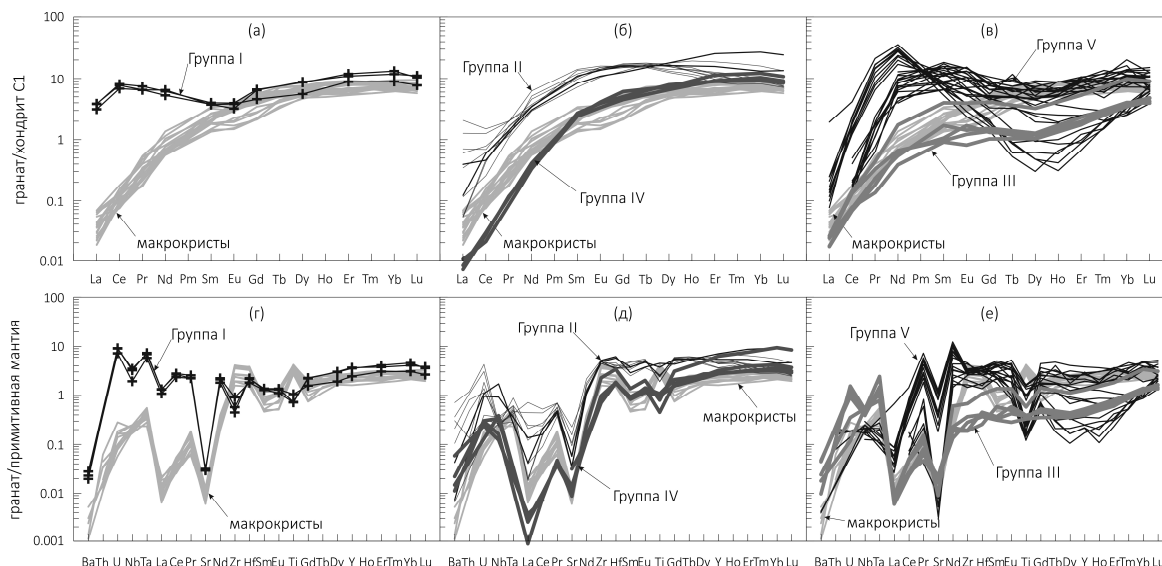


Рис. 2. Нормированные к хондриту C1 и примитивной мантии (PM) (Sun & McDonough, 1989) спектры распределения REE для гранатов из перидотитовых ксенолитов трубки им. В. Гриба.

Обсуждение. Интерпретация состава гранатов и клинопироксенов ксенолитов мантийных перидотитов, с учетом оценки их равновесного состояния и теоретических составов равновесных расплавов, позволили сделать следующие выводы:

1) среди метасоматических агентов, с которыми гранаты были в равновесии, можно выделить два типа протокимберлитовых расплавов: ранний, обогащенный REE и Fe-Ti компонентой, существенно карбонатный расплав/флюид, который существовал до кристаллизации мегакристной ассоциации и в котором эволюционно увеличивалась доля силикатной компоненты. Данный расплав является метасоматическим агентом для преобразования гранатов групп II и краевых зон гранатов групп I, II, Vc; поздний, обедненный Fe-Ti компонентой, с преобладанием силикатной компоненты. Данный расплав является метасоматическим агентом для преобразования гранатов групп III, IV, Va и Vb.

2) Различный характер распределения и уровень обогащения REE можно объяснить с помощью модели просачивания протокимберлитового расплава через литосферную мантию с учетом последовательной фракционной кристаллизации и ассимиляции ортопироксена по механизму Plate модели (Ziberna et al., 2013). Гранаты из перидотитов, находившиеся в непосредственной близости к источнику протокимберлитовых расплавов будут иметь спектры распределения REE близкие к мегакристовым (группы II и IV), а гранаты на удалении (группы III и V) – спектры распределения REE близкие синусоидальным.

Работа выполнена при финансовой поддержке фонда РФФИ №13-05-00644-а и 15-05-03778-а.

Список литературы:

- Лебедева Н.М., Ларионова Ю.О., Сазонова Л.В. Rb-Sr изотопный возраст флогопитов из кимберлитовых трубок им. В. Гриба и Карпинского-1 // Материалы IV научной молодежной школы с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования», Москва, ИГЕМ РАН, 2014. С. Р. 190-192.
- Сазонова Л.В., Носова А.А., Каргин А.В., Борисовский С.Е., Третьяченко В.В., Абазова З.М., Грибань Ю.Г. Оливин кимберлитов трубок пионерская и им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция, Россия): типы, состав, происхождение // Петрология. 2015. Т. 23. № 3.
- Кононова В.А., Голубева Ю.Ю., Богатиков О.А., Каргин А.В. Алмазоносность кимберлитов Зимнебережного поля (Архангельская область) // Геология рудных месторождений, 2007, № 6, с. 483–505.
- Grutter H.S., Gurney J.J., Menzies A.H., Winter F. An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers // Lithos. 2004. V. 77. P. 841–857.
- Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society Special Publication. 1989. N. 42. Pp. 313-345.
- Ziberna L., Nimis P., Zanetti et al. Metasomatic Processes in the Central Siberian Cratonic Mantle: Evidence from Garnet Xenocrysts from the Zagadochnaya Kimberlite // J. of Petrology. 2013. V. 54. N. 11. Pp. 2379-2409.