

ной стадии кристаллизации – в Ва-лампрофиллите, эвдиалите, а также в поздних генерациях апатита и титанита. Литофильные элементы, а также Ga, сравнительно равномерно рассеянные во всех раннемагматических минералах, в ходе перекристаллизации концентрируются в единственном лейкократовом минерале постмагматической стадии – в микроклине. Полученные коэффициенты сокристаллизации для сосуществующих пар перовскит/апатит и апатит/титанит свидетельствуют о преимущественном вхождении редкоземельных элементов в состав апатита, а не титанита, что имеет определяющее значение для геохимии таких промышленно важных пород, как титанит-апатит-нефелиновые руды.

Таким образом, в числе главных факторов, обусловивших различие в накоплении редкоземельных и редких элементов в щелочных ультраосновных породах ковдорского и хибинского типов является: (1) условия кристаллизации из первичной щелочно-ультраосновной магмы главных фаз-концентраторов REE – перовскита, апатита, титанита; (2) изменение состава первичной магмы и, соответственно, порядка кристаллизации главных и акцессорных минеральных фаз в результате смешения с порциями фонолитовых расплавов, поступивших из автономного источника.

Поддержка: РФФИ (проект 06-05-64130), Программа 4 ОНЗ РАН.

Литература

1. Арзамасцев А.А., Беа Ф., Глазнев В.Н., Арзамасцева Л.В., Монтеро П. Кольская щелочная провинция в палеозое: оценка состава первичных мантийных расплавов и условий магмогенерации // Российский журнал наук о Земле. 2001. Т. 3. № 1. С. 3–24.

Плюм-литосферное взаимодействие в условиях древнего сублитосферного мантийного кила: пример Кольской щелочной провинции

Арзамасцев А.А., Глазнев В.Н.

ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, e-mail: arzamas@geoksc.apatity.ru

Анализ результатов мультидисциплинарных работ по изучению субкратонных областей показывает присутствие под щитами мантийного "киля", имеющего мощность до 250 км. Эти области не вовлекались в конвективный кругооборот, дрейфовали вместе с литосферой и сохраняли следы эндогенных событий, происходивших в течение длительной истории щитов. Для Восточно-Европейской платформы установлено влияние древнего мегалита на характер размещения и вариации изотопно-геохимического состава кимберлитов [1]. Нами предпринята попытка оценить роль докембрийского сублитосферного кила на обширные проявления палеозойского щелочного магматизма в СВ Фенноскандии, обусловленного плюм-литосферными процессами [2].

Морфология нижней границы мантийного кила. Полученные в последние годы трехмерные геотермические модели Фенноскандинавского щита [3], согласующиеся с результатами сейсмографических исследований [4], достоверно свидетельствуют о существовании под его северо-восточной частью области относительно холодной мантии, простирающейся до глубины 240 км. Зона максимальной мощности термической литосферы пространственно приурочена к наиболее древней раннеархейской провинции щита, в краевых частях которой располагаются проявления палеозойского щелочного и кимберлитового магматизма.

Морфология верхней границы мантийного кила. Глубина кровли переходного слоя (области переходного слоя верхняя мантия – нижняя кора) в районе распространения проявлений щелочного магматизма варьирует в пределах 35–45 км, причем такие крупнейшие щелочные массивы, как Хибинь и Ловозеро пространственно приурочены к области выраженного градиента кровли переходного слоя. Проведенный анализ сейсмогеологической модели коры, с учетом данных гравитационного и магнитного полей территории, не выявил в земной коре региональные структуры северо-восточного простирания, которые могли бы контролировать проявления щелочного магматизма. Главные структурные неоднородности геофизических границ (на современном уровне изученности) имеют преобладающую субмеридиональную ориентировку.

Состав мантийного субстрата, слагающего область мантийного кила под северо-восточной частью Фенноскандии, может быть приближенно оценен по гипоксенолитам, обнаруженным в трубках взрыва Архангельской алмазоносной провинции [5] и кимберлитах Центральной Финляндии [6]. Наличие в мантийных ксенолитах минеральных фаз, а также их изотопные и геохимические характеристики свидетельствуют о существовании в этой части щита метасоматизированной мантии. Непосредственно в пределах Кольской щелочной провинции нами также были обнаружены мантийные ксенолиты. Образцы из трубки взрыва, прорывающей породы Хибинского щелочного массива, представлены шпинелевым перидотитом, характеризующимся высокой степенью деплетированности базальтоидными компонентами, что выражается в увеличении отношений $Mg/Mg+Fe$ и $Cr/Cr+Al$. С другой стороны, в образцах обнаруживаются отчетливые признаки «модального» метасоматоза, проявляющегося в присутствии в перидотите хромдиопсида, хромистого паргасита и флогопита.

Особенности плюм-литосферного взаимодействия в северо-восточной части Фенноскандии. В пределах кольской части Фенноскандии выделяют несколько циклов эндогенной активности, каждый из которых сопровождался проявлениями мантийного магматизма. Особенностью размещения щелочных массивов является пространственная совмещенность областей протерозойского и палеозойского магматизма: в непосредственной близости от Хибинского массива (362-378 млн. лет) располагается массив Соустова (1860 ± 12 млн. лет) [7]. К северу от протерозойского массива Гремяха-Вырмес залегает палеозойский карбонатитовый комплекс Себлявр. В южной части беломорского пояса расположены протерозойские щелочные ультраосновные и карбонатитовые интрузии Еletzозеро-Тикшеозеро и палеозойские карбонатитовые массивы Вуориярви, Салланлатва, Ковдозеро, Кандагуба. Расположенный в восточной части Кольского полуострова массив Песочный представляет собой пространственно совмещенную интрузию протерозойских перидотитов и палеозойских фойдолитов-карбонатитов. С протерозойским этапом связано и развитие рифтогенного Печенга-Имандра-Варзугского пояса. Завершающая фаза магматической активности этой структуры (1.9 млрд. лет) была отмечена внедрением многофазных щелочных и карбонатитовых интрузий, аномальные Sr-Nd изотопные характеристики пород которых свидетельствуют о сложных формах корово-мантийного взаимодействия в протерозое [7, 8].

Судя по изотопным характеристикам мантийного ксенолита, наиболее вероятным представляется верхнеархейский возраст мантийного протолита, поскольку необходимым условием достижения предельно высокого значения ϵ_{Nd} является длительная предыстория, в течение которой Nd отношение успело бы проэволюционировать до значения +17.9. Очевидно, что наличие столь деплетированного мантийного субстрата связано с формированием архейской и раннепротерозойской коры Фенноскандии. Sm-Nd изотопные характеристики, измеренные по монофракциям "метасоматических" минералов мантийного ксенолита в палеозойских лампрофирах из Хибин, позволили получить изохронную датировку 2054 ± 79 млрд. лет, которая отвечает этапу обогащения деплетированного мантийного субстрата. Период мантийного метасоматоза, таким образом, совпадает по времени с позднерифтогенным этапом становления Печенга-Имандра-Варзугского пояса, предшествовавшего проявлениям протерозойского щелочного магматизма. Свидетельством процесса обогащения мантийного протолита являются отрицательные значения фактора фракционирования $f^{Sm/Nd} = [^{147}Sm/^{144}Nd_{(обп)}] / [^{147}Sm/^{144}Nd_{(CHUR)}] - 1 = -0.43 - -0.62$, установленные для всех фаз мантийного ксенолита. Близкие значения $f^{Sm/Nd} = -0.37 - -0.45$ показывают протерозойские высокомагнезиальные вулканиты Печенги, имеющие возраст 1990 ± 40 млн. лет [9], а также наиболее примитивные магматические дериваты, установленный в массиве Гремяха-Вырмес [8]. Приведенные данные позволяют заключить, что уже в период 1.9 млрд. лет в сублитосферной мантии северо-востока Фенноскандианского щита, т.е. в мантийном киле, в ходе процессов плюм-литосферного взаимодействия сформировались метасоматизированные области, обогащенные некогерентными элементами и способные продуцировать щелочные и карбонатитовые расплавы.

Незначительная магматическая активность в течение последующего периода длительностью более 1.3 млрд. лет, свидетельствует о стабильности области мантийного кила в условиях плейтктонических процессов. На протяжении этого периода единственными свидетельствами существования аномально обогащенной мантии являются лампроиты района Кухмо-Костомукша (Северная Карелия), имеющие возраст 1230 млн. лет и кимберлиты района Каави-Куопио в центральной Финляндии с возрастом около 600 млн. лет. Палеозойский этап магматизма в северо-восточной Фенно-

скандии проявился внедрением в полностью стабилизированные блоки докембрийского фундамента крупнейших агапитовых массивов, карбонатитовых интрузий, роев щелочных даек и алмазоносных кимберлитов. Проведенная оценка первичных составов Кольской щелочной провинции и моделирование поведения микроэлементов при плавлении мантийных субстратов показало невозможность получения первичных расплавов провинции из состава примитивной мантии даже при предельно низких степенях плавления [10]. С другой стороны, обоснована вероятность возникновения в палеозое первичных расплавов в результате низких степеней плавления субстрата, степень обогащения которого значительно превышала средние содержания несовместимых элементов в примитивной мантии. Расчеты показали [10], что даже в случае трехкратного превышения содержаний фосфора, Sr, REE, Zr, Hf, Nb, Ta в плавящемся субстрате по сравнению с примитивной мантией, для образования уникальных по масштабам скоплений указанных элементов, сконцентрированных в палеозойских интрузиях региона, потребовался бы объем мантии до 5 млн. км³. Этот объем соответствует области активизированной мантии мощностью 40 км, располагавшейся в зоне диаметром около 400 км, т. е. отвечающей наблюдаемой на поверхности области развития щелочного магматизма. Исходя из этих фактов можно полагать, что значительное обогащение мантийного субстрата не могло быть достигнуто в ходе одноактного воздействия палеозойского плюма на субкратонную мантию. Появление в ходе палеозойского цикла эндогенной активности щелочных расплавов, образовавших гигантские скопления некогерентных элементов в крупнейших агапитовых массивах, связано с неоднократным плюм-литосферным взаимодействием, происходившим в ходе протерозойского и палеозойского циклов эндогенной активности.

Финансовая поддержка: программы 4 и 6 ОНЗ РАН и РФФИ грант 06-05-64130).

Литература

1. Кононова В.А., Носова А.А., Первов В.А., Кондрашов И.А. ДАН. 2006. Т. 409, № 5. С. 662–667.
2. Marty B., Tolstikhin I. N., Kamensky, I. L., Nivin V. A., Balaganskaya E. G., Zimmermann J.-L. Earth Planetary Sci. Lett., 1998. V. 164. P. 179–192.
3. Глазнев В.Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. Апатиты, «К&М». 2003. 252 с.
4. Sandoval S., Kissling E., Ansorge J., and the SVEKALAPKO Seismic Tomography Working Group. Geophys. J. Int. 2004, 157, p. 200–214.
5. Богатилов О.А., Гаранин В.К., Кононова В.А. и др. Архангельская алмазоносная провинция (геология петрография, геохимия и минералогия). / Под ред. О.А.Богатикова. - М.: Изд-во МГУ, 1999, 524 с.
6. Peltonen P, Brüggmann G. Lithos. 2006. V. 89. P. 405–423.
7. Bea, F., Arzamastsev, A., Montero, P., Arzamastseva, L. Contrib. Mineral. Petrol. 2001. V.140. P. 554–566.
8. Арзамасцев А.А., Беа Ф., Арзамасцева Л.В., Монтеро П. Петрология. 2006. Т.14. №4. С. 384–414.
9. Митрофанов Ф.П., Смолькин В.Ф., Шаров Н.В. Основные черты геологического строения северо-востока Балтийского щита. // Кольская сверхглубокая. (В.П.Орлов, Н.П.Лаверов, ред.). М: МФ "ТЕХНОНЕФТЕГАЗ", 1998. 260 с. с.7–35.
10. Арзамасцев А.А., Беа Ф., Глазнев В.Н., Арзамасцева Л.В., Монтеро П. Российский журнал наук о Земле. 2001. Т.3. №1. С. 1–35.

Новые данные по датированию пород Терского зеленокаменного пояса (восточная часть Кольского полуострова)

Астафьев Б.Ю.¹, Левченков О.А.¹, Воинова О.А.²

¹ ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург

² ВСЕГЕИ г. Санкт-Петербург

Терский зеленокаменный пояс находится в южном обрамлении Имандра-Варзугской структурной зоны и отделен от нее серией крупных разломов. Пояс распространен почти через весь Кольский полуостров в субширотном направлении от озера Имандра до Белого моря. Метаморфи-