

4. Флюидопроницаемые тектонические зоны являются значимым признаком структурного и петрологического преобразования раннедокембрийских комплексов Карело-Кольского региона и важным фактором их минерогенического значения как в раннедокембрийское время, так и в последующие периоды преобразования данной территории.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ КРИТЕРИИ ГЕТЕРОГЕННОСТИ СОВРЕМЕННОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Балашов Ю.А.

Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, balashov@geoksc.apatity.ru

Реконструкция развития гетерогенности литосферы в геологическом времени не возможна без знания особенностей начального и конечного этапов ее развития. В предлагаемом сообщении предпринята попытка обрисовать глубинную изотопно-геохимическую зональность современной литосферы, прослеживаемую по перидотитовым ксенолитам, и скоррелировать ее с наблюдаемыми особенностями для наиболее распространенных в позднем фанерозое щелочных континентальных плюмовых мантийных магм. Постановка подобного исследования по существу позволяет обрисовать контуры вертикальной и латеральной неоднородности литосферы, что отвечает первому шагу в решении задачи создания объемной модели гетерогенности литосферы.

Разноглубинные мантийные ксенолиты, выносимые мантийными щелочными магмами, являются одним из важнейших источников для получения прямой информации по составу и строению континентальной и океанической литосферы, которые конкретно определяют изотопно-геохимическую обстановку при генерации мантийных магм. По направленному возрастанию P-T параметров в ксенолитах перидотитов установлена последовательная смена минеральных ассоциаций, которая отражает переход от плагиоклазовых разностей (<0.5 GPa) к более глубинным шпинелевым (0.5-1.8 GPa), шпинель-гранатовым (1.8-2.2 GPa), низко- (2.2-4.6 GPa) и высокотемпературным (4,6-7.8 GPa) гранатовым перидотитам в интервале глубин от 20-30 до 220-250 км и температур от 700°C до 1500°C [1 и др.].

В качестве инструмента регистрации глубинных изменений изотопных и геохимических параметров в литосфере выбраны данные по РЗЭ, поскольку они оптимально представлены в публикациях, касающихся распределения редких и рудных элементов в перидотитовых ксенолитах, а также содержат информацию об окислительно-восстановительных условиях генерации или контаминации ксенолитов и мантийных магм. При этом анализ вариаций величин $\epsilon Nd(0)$ базируется на сопоставлении их с отношением Sm/Nd и другими редкоземельными параметрами ксенолитов и сравнивается с контрольными средними значениями Sm/Nd, отвечающими примитивной мантии и хондритам (PM, BSE, C1) – 0.3247 [2, 3 и др.], и вариациями среднего состава океанической мантии разной степени деплетированности $\epsilon Nd(0)$ от 7 до 12 [4, 5]. Систематизация данных о Sm/Nd и $\epsilon Nd(0)$ параметрах выполнена отдельно для пород (WR) и для клинопироксенов (CPX) – главных носителей РЗЭ в перидотитовых ксенолитах [6-21 и др.], поскольку доступная информация по этим параметрам достаточно сильно различается и только в суммарном виде перекрывает весь вертикальный разрез литосферы (рис.1 и 2). Это позволило сделать два главных вывода:

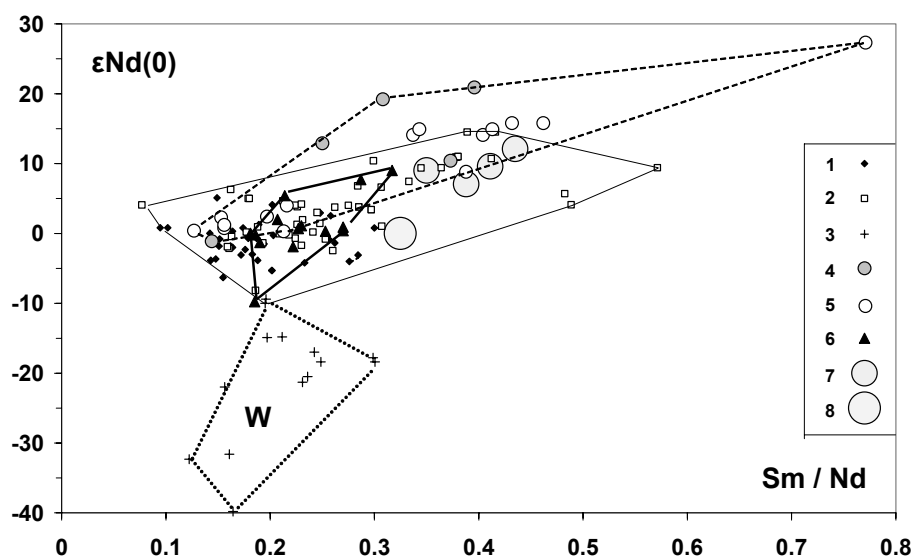


Рис.1

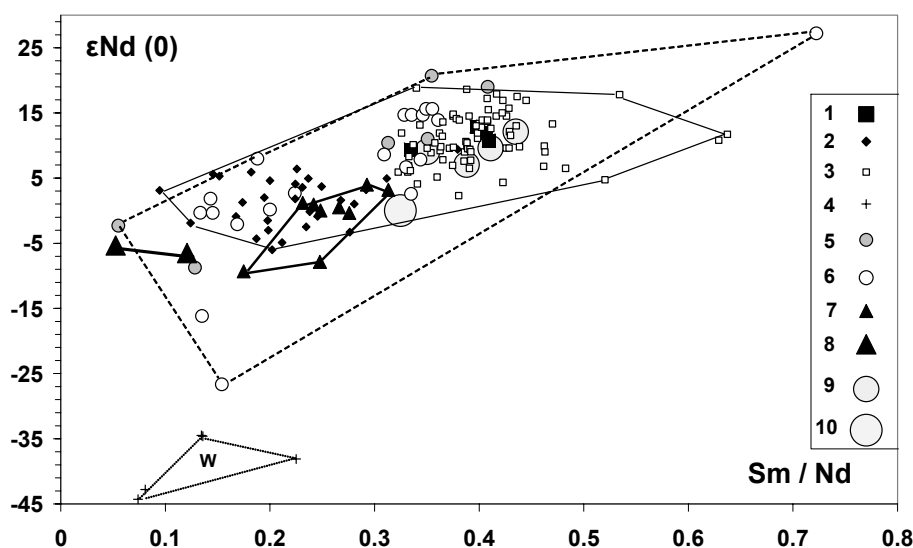


Рис. 2.

1) Очевидна громадная неоднородность литосферы по Sm/Nd и $\epsilon Nd(0)$ с общей для всех фаций глубинности тенденцией параллельного увеличения от значений, отвечающих переходу от резко «обогащенных» (минимальных по отношению $Sm/Nd \ll 0.3247$ и отрицательных по ϵNd , вплоть до -40) к резко деплетированным ($Sm/Nd \gg 0.3247$ и ϵNd до $+27$) параметрам. Эта тенденция в целом не противоречит различию средних значений Sm/Nd и $\epsilon Nd(0)$ между оценками для примитивной и океанической мантии, которые располагаются внутри полей шпинелевых и гранатовых фаций.

2) Хотя поля разноглубинных фаций ксенолитов перекрываются в области значений отношения Sm/Nd от 0.12 до 0.45 и $\epsilon Nd(0)$ от -10 до $+15$, можно отметить, что шпинелевые фации перидотитов в целом смещены в область пониженных значений $\epsilon Nd(0)$ сравнительно с гранат-содержащими фациями, среди которых шпинель-гранатовые и низкотемпературные гранатовые фации образуют группу с повышенными значениями $\epsilon Nd(0)$ и оптимально варьирующим отношением Sm/Nd, а наиболее глубинные высокотемпературные гранатовые перидотиты и наименее глубинные плагиоклаз-шпинелевые разности отличаются от всех ксенолитов отчетливой гомогенностью – минимальными вариациями обоих параметров. При этом все высокотемпературные перидотиты характеризуются пониженными значениями Sm/Nd и $\epsilon Nd(0)$. К ним же примыкает по этим параметрам CPX из сверхглубинных (≈ 300 км) перидотитовых ксенолитов [13]. Напротив, CPX из плагиоклаз-шпинелевых разностей отличается повышенным отношением Sm/Nd и $\epsilon Nd(0)$, типичным для океанической мантии [19].

Таким образом, по совокупности изотопно-геохимических данных фиксируется гетерогенная природа перидотитовых ксенолитов, среди которых самые верхние и самые нижние по глубине перидотиты литосферы являются относительно гомогенными в сравнении с промежуточными крайне неоднородными фациями перидотитов.

Среди многочисленных факторов, определяющих гетерогенность литосферы, прежде всего подчеркивается существование «первичных» деплетированных и «вторичных» обогащенных редкими элементами перидотитовых ксенолитов, что регистрируется по различию их изотопно-геохимических параметров для Sm-Nd, Rb-Sr, Lu-Hf, Re-Os и других радиогенных систем и изменению концентрации отдельных элементов. Рассматривая с этих позиций систематику по перидотитовым ксенолитам и их CPX, можно оценить вклад вторичных процессов с учетом изменений петрохимического состава исходных перидотитов в вертикальном разрезе литосферы. Прежде всего отметим, что гарцбургиты и дуниты наиболее распространены в шпинелевой фации перидотитов ($\approx 85\%$ от общей их массы в разрезе континентальной литосферы). При переходе к более глубинным фациям распространенность высоко-Mg перидотитов направленно и резко сокращается до $\approx 12\%$ для шпинель-гранатовых и низкотемпературных гранатовых и до $\approx 3\%$ для высокотемпературных гранатовых перидотитов. Для лерцолитов вторичное метасоматическое воздействие охватывает не более 50-60%, а остальные лерцолитовые ксенолиты характеризуются соотношениями Sm/Nd и $\epsilon Nd(0)$, отвечающими резко деплетированной мантии.

Почти все высоко-Mg перидотиты представлены измененными разностями, несущими признаки преобразования за счет мантийного метасоматоза, часто в сочетании с контаминацией материалом вмещающих щелочных пород и реже с гетерогенностью субдуцированной смеси мантийного и корового источников. Это регистрируется приуроченностью гарцбургитов и дунитов к полю резко пониженных величин отношения $Sm/Nd < 0.3247$ (0.05-0.29) и значений $\epsilon Nd(0)$ от $+5$ до -40 для ксенолитов (WR) и $Sm/Nd < 0.3247$ (0.07-0.3) и $\epsilon Nd(0)$ от $+6$ до -45 для клинопироксенов. Наиболее контрастные отрицательные значения $\epsilon Nd(0)$ фиксируются по WR и CPX перидотитовых ксенолитов из глиммеритов штата Вайоминг, США [13], для которых отмечены отрицательные аномалии по

Се и Eu, свойственные осадочным породам континентов, что однозначно свидетельствует об участии примеси корового материала. Другой вариант интенсивного накопления РЗЭ связан с появлением включений карбонатов, апатита или монацита в перидотитах разного состава [8, 13, 21 и др.], свидетельствующих об интенсивном флюидном воздействии. Подобные примеры не единичны. Оптимальное обогащение наименее подвижным среди редкоземельных элементов – Yb отмечается в ряде субконтинентальных перидотитов Австралии, Тариатской депрессии, в обогащенных клинопироксеном лерцолитах Пиренеев, перидотитах о. Св. Павла, Коморского архипелага, о. Забаргад [8, 13, 21-26 и др.]. В перечисленных районах для перидотитов отмечаются признаки метасоматического мантийного воздействия в сочетании с милонитизацией пород, аномалиями по Се или Eu и петрографическими признаками появления водосодержащих вторичных минералов. Единый уровень накопления Yb в этом случае практически не зависит от степени магнезиальности ксенолитов и соответствует примерно 2-3-кратному обогащению этим элементом сравнительно со средним его содержанием в примитивной или океанической мантии и на 1-3 порядка превышает наблюдаемые вариации в остальных перидотитах субконтинентальной и океанической зон, для которых прослеживается направленное падение Yb в ряду лерцолиты-гарцбургиты-дуниты. Таким образом, можно констатировать, что наблюдаемое оптимальное накопление Yb отражает максимальную степень привноса элемента, обусловленного интенсивностью воздействия мантийного метасоматоза на перидотитовые ксенолиты разного состава. Если такая версия справедлива, то следует ожидать, что для наиболее подвижного среди РЗЭ – La метасоматический эффект вторичного перераспределения должен быть во много раз превышать результаты, наблюдаемые для Yb, что в действительности и наблюдается (рис. 4). Более того, для La также фиксируется единый максимальный уровень вторичного обогащения, не зависящий от исходного состава перидотита.

Если сопоставлять эти же параметры перидотитов с наблюдаемыми в щелочных мантийных базальтоидах, их дифференциатах и кимберлитах, то отмечается сходство или тождество с параметрами измененных вторичными процессами перидотитов континентального сегмента. Например, для меймечитов и пикритов Сибири вариации Sm/Nd и $\epsilon\text{Nd}(0)$ соответствуют интервалам от 0.177 до 0.204 и от +2 до +3.4 [27], для лампрофиров и карбонатитов Кандалакши (Кольский полуостров) – от 0.137 до 0.149 и от -5.35 до -0.15 [28], а для палеозойских вулканоплутонических комплексов Кольского полуострова (Хибины, Ловозеро, Контозеро, Курга) – от 0.161 до 0.271 и -1.2 до +5.3 [29], для Никос кимберлитов о. Сомерсет – от 0.134 до 0.137 и от -0.9 до +0.4 [14, 15].

Наиболее спорным является оценка источников метасоматического преобразования изотопных и геохимических характеристик перидотитовых ксенолитов и генерируемых щелочных магм. Обзор доступной информации позволяет утверждать, что имеются четкие признаки привноса материала сверху в ходе субдукционных процессов погружения части континентального и океанического по генезису субстрата на различные глубины литосферы. Реальными признаками этого являются аномалии в распределении Се и Eu, упомянутые выше, регистрируемые в краевых зонах континентов на границе с океанической мантией и перекрывающими ее океаническими базальтами. В этой связи следует подчеркнуть, что значительная часть щелочных магм на разных возрастных этапах формирования зеленокаменных поясов приурочена к периферии зон субдукции и, как правило, появление щелочных магм опаздывает на 20-40 млн. лет от времени от заложения и развития зеленокаменных поясов [30]. Вторая версия основана на допущении привноса преимущественно мантийного метасоматического флюидного комплекса снизу – из астеносферы, непосредственно подстилающей литосферу. Низкое среднее отношение Sm/Nd (0.181-0.297) и $\epsilon\text{Nd}(0)$ от +0.02 до +7.7 в высокотемпературных перидотитах основания литосферы, а также в клинопироксенах под астеносферой (Sm/Nd = 0.05-0.12 и $\epsilon\text{Nd}(0)$ от -5.3 до -6.5) указывает не только на привнос части РЗЭ в ходе мантийного метасоматоза из астеносферы, но и на существование «обогащенного» мантийного источника за пределами литосферы и астеносферы по крайней мере в нижних горизонтах верхней мантии. Таким образом, альтернативный глубинный источник для привноса редких элементов в астеносферу в первом приближении доказан.

Работа выполнена при финансовой поддержке ОНЗ-4 и РФФИ (грант № 07-05-00572).

ЛИТЕРАТУРА

1. Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Салтыкова А.К., Пушкарев Ю.Д., Овчинникова Н.О., Бабушкина М.С., Ащепков И.В. Термальная и химическая неоднородность верхней мантии Байкало-Монгольского региона // Петрология. 2007. Т. 15. № 1. С. 61-92.
2. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223-253.
3. Palme H., O'Neill H.St.C. Cosmochemical estimates of mantle composition // Treatise of Geochemistry. 2003. V. 2. The mantle and Core (ed. Carlson R.W.). P. 11-38.
4. Костицын Ю.А. Sm-Nd и Lu-Hf изотопные системы Земли: отвечают ли они хондритам? // Петрология. 2004. Т. 12. №5. С. 451-466.
5. Workman R.K., Hart S.R. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM) // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V.231. P. 53-72.
6. Downes H., Dupuy C. Textural, isotopic and REE variations in spinel peridotite xenoliths, Massif Central, France // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 82. P. 121-135.

7. Downes H. Shear zones in the upper mantle – Relation between geochemical enrichment and deformation in mantle peridotites // *Geology*. 1990. V. 18. P. 374-377.
8. O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Mantle metasomatism beneath western Victoria, Australia: I. Metasomatic processes in Cr-diopside lherzolites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1988. V. 52. P. 433-447.
9. Ionov D.A., Griffin W. L., O'Reilly S.Y. Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle // *Chem. Geol.* 1997. V.141. P. 153-184.
10. Ionov D.A., Gregoire M., Prikhod'ko V.S. Felspar-Ti-oxide metasomatism in off-cratonic continental and oceanic upper mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 165. P. 37-44.
11. Ionov D.A., Bodinier J-L., Mukasa S.B., Zanetti A. Mechanisms and sources of mantle metasomatism: Major and trace element compositions of peridotite xenoliths from Spitsbergen in the context of numerical modelling // *J. Petrology*. 2002. V. 43. P. 2219-2259.
12. Ionov D.A., Ashchepkov I., Jagoutz E. The provenance of fertile off-craton lithospheric mantle: Sr-Nd isotope and chemical composition of garnet and spinel peridotite xenoliths from Vitim, Siberia // *Chem. Geol.* 2005. V. 217. P. 41- 75.
13. Carlson R.W., Irving A.J. Depletion and enrichment history of subcontinental lithospheric mantle: an Os, Sr, Nd and Pb isotopic study of ultramafic xenoliths from the Wyoming Craton // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. V.126. P. 357-472.
14. Schmidberger S.S., Francis D. Constraints on the trace element composition of the Archean mantle root beneath Somerset Island, Arctic Canada // *J. Petrology*. 2001. V. 42. No. 6. P. 1095-1117.
15. Schmidberger S.S., Simonetti A., Francis D. Sr-Nd-Pb isotope systematics of mantle xenoliths from Somerset Island kimberlites: Evidence for lithosphere stratification beneath Arctic Canada // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2001. V.65. No22. P. 4243-4255.
16. Peltonen P., Brügmann G. Origin of layered continental mantle (Karelian craton, Finland): geochemical and Re-Os isotope constraints // *Lithos*. 2006. V. 89. P. 405-423.
17. Beccaluva L., Bianchini G., Coltorti M., Perkins W.T., Siena F., Vaccaro C., Wilson M.. Multistage evolution of the European lithospheric mantle: new evidence from Sardinian peridotite xenoliths // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. V.142. P. 284-297.
18. Bizzarro M., Stevenson R.K. Major element composition of the lithospheric mantle under the North Atlantic craton: Evidence from peridotite xenoliths of the Sarfartoq area, southwestern Greenland // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2003. V. 146. P. 223-240.
19. Ionov D.A., O'Reilly S.Y., Ashchepkov I.V. Feldspar-bearing lherzolite xenoliths in alkali basalts from Hamar-Daban, southern Baikal region, Russia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1995 (a). V. 122. P. 174-190.
20. Ionov D.A., Prikhod'ko V.S., O'Reilly S.Y. Peridotite xenoliths in alkali basalts from the Sikhote-Alin, southeastern Siberia, Russia: trace-element signatures of mantle beneath a convergent continental margin // *Chem. Geol.* 1995 (6). V. 120. P. 275-294.
21. Ionov D.A., O'Reilly S.Y., Genshaft Y.S., Kopylova M.G. Carbonate-bearing mantle peridotite xenoliths from Spitsbergen: phase relationships, mineral compositions and trace-element residence // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. V.125. P. 375-392.
22. Griffin W.L., Shee S.R., Ryan C.G., Win T.T., Wyatt B.A. Harzburgite to lherzite and back again: metasomatic processes in ultramafic xenoliths from the Wesselton kimberlite, Kimberley, South Africa // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. V. 134. P. 232-250.
23. Rudnick R.L., McDonough W.F., Chappell B.W. Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle: petrographic and geochemical characteristics // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993. V. 114. P. 463-475.
24. Agrinier P., Mevel C., Bosch D., Javoy M. Metasomatic hydrous fluids in amphibole peridotites from Zabargad Island (Red Sea) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993. V. 120. P. 187-205.
25. Bonatti E., Ottonello G., Hamlyn P.R. Peridotites from the Island Zabargad (St. John), Red Sea: petrology and geochemistry // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. P. 599-631.
26. Flower M.F.J. Rare earth element distribution in lavas and ultramafic xenoliths from the Comores Archipelago // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1971. V. 31. P. 335-346.
27. Arndt N., Lehnert K., Vasil'ev Y. Meimechites: highly magnesian lithosphere-contaminated alkaline magmas from deep subcontinental mantle // *Lithos*. 1995. V. 34. P. 41-59.
28. Beard A.D., Downes H., Vetrin V., Kempton P.D., Maluski H. Petrogenesis of Devonian lamprophyre and carbonatite minor intrusion, Kandalaksha Gulf (Kola Peninsula, Russia) // *Lithos*. 1996. V. 39. P. 93-119.
29. Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Беляцкий Б.В. Щелочной вулканизм инициального этапа палеозойской тектоно-магматической активизации северо-востока Фенноскандии: геохимические особенности и петрологические следствия // *Петрология*. 1998. Т. 6. № 3. С. 316-336.
30. Балашов Ю.А., Глазнев В.Н. Циклы щелочного магматизма // *Геохимия*. 2006. №3. С. 309-321.

ТЕКТОНИКА БЕЛОГО МОРЯ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ

Балуев А.С.¹, Журавлев В.А.², Пржиялговский Е.С.¹, Терехов Е.Н.¹

¹Геологический институт РАН, г. Москва, baluev@ilran.ru

²ОАО Морская арктическая геологоразведочная экспедиция, г. Мурманск, vitalyzh@mage.ru

В последнее время заметно повысился интерес к глубинному строению и тектонике Беломорской части Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Интерес к этому району вызван, прежде всего, возможной нефтегазоносностью рифейских отложений, выполняющих рифтогенные прогибы. Прогибы эти прослеживаются в акватории Белого и южной части Баренцева морей, огибая Кольский полуостров с юго-запада и северо-востока. По дан-