

4. Минц М.В., Берзин Р.Г., Заможняя Н.Г. и др. Строение и эволюция коры и верхней мантии восточной части Балтийского щита: геологическая интерпретация сейсморазведочных материалов по профилю 4В// Глубинное строение эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск. 2001.
5. Горбик Н.А. Комплекс дифференцированных интрузий Гайкольской синклинали. // Интрузивные базиты и гипербазиты Карелии. Петрозаводск, Кар ФАН, 1984.
6. Горбик Н.А. Базитовые и ультрабазитовые комплексы Гайкольской синклинали. // Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. Л.:Наука, 1976.
7. Williams, I.S., 1998. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: McKibben, M.A., Shanks III, W.C. and Ridley, W.I. (eds), Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes, Reviews in Economic Geology, 7, 1–35.
8. Black, L.P., Kamo, S.L. etc., 2003, TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology. Chemical Geology, 2000, 155–170.

### **Архейский-палеопротерозойский мафит-ультрамафитовый вулканизм Балтийского щита: вещественная и изотопно-геохимическая эволюция**

**Богина М.М., Шарков Е.В.**

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, e-mail: [bogina@igem.ru](mailto:bogina@igem.ru)

Мафит-ультрамафитовые ассоциации архейского и палеопротерозойского возраста широко развиты в пределах Балтийского щита формировались в 4 стадии: 3.05-2.9, 2.9-2.8 млрд. лет, 2.5-2.3 млрд.лет, 2.3-1.8 млрд.лет.

Наиболее ранние, мезоархейские представители данной ассоциации (3.05-2.9 млрд. лет) представлены толеитами и коматиитами развитыми в обрамлении древнего Водлозерского блока в составе Сумозерско-Кенозерского, Ведлозерско-Сегозерского, и Южно-Выгозерского зеленокаменных поясов центральной Карелии. Коматииты ассоциации относятся к типу Al-необедненных и характеризуются умеренным содержанием ЛРЗЭ ((La/Sm)<sub>N</sub> ~0.7) при практически плоском распределении ТРЗЭ ((Gd/Yb) около 1), положительной Nb аномалией и величиной εNd(T) варьирующей от 0 до + 3.09. На основе этих данных коматиит-базальтовая ассоциация первого этапа обычно сопоставляется с комплексами океанических плато, связанными с мантийными плюмами, местами несущие следы незначительной коровой контаминации [1, 2].

На втором этапе продолжающийся коматиит-базальтовый магматизм, проявленный в пределах Костомукшской структуры Западной Карелии и структуры Колмозеро-Воронья в Кольском блоке, был дополнен бонинит-базальтовой серией Северо-Карельского зеленокаменного пояса.

Базальты и коматииты Костомукшской структуры обеднены ЛРЗЭ ((La/Sm)<sub>N</sub> = 0,66), Th и U, имеют положительную Nb аномалию (Puchtel et al., 1998; Смолькин и др., 2000). [3, 4]. Спектр ТРЗЭ варьирует от умеренно обедненного в коматиитах ((Gd/Yb)<sub>N</sub> до 1.18) до плоского в базальтах ((Gd/Yb)<sub>N</sub> ~1). По этим параметрам коматииты Костомукшского пояса занимают промежуточное положение между Al-обедненными и Al-необедненными коматиитами. Величина εNd(T) в них варьирует от +2.8 до +3.4 [3].

Коматииты зеленокаменной структуры Ура-Губа пояса Колмозеро-Воронья, также как и Костомукшские, относятся к Al-необедненным разновидностям, несколько смещенным в сторону Al-обедненных пород [4], и характеризуются εNd(T) от +2.7 до +3.1, располагаясь несколько выше линии изотопного состава деплетированной мантии. Эти данные и отсутствие признаков контаминации коровым веществом предполагает генерацию коматиитов из деплетированной мантии.

Таким образом, коматииты второго этапа имеют в целом близкий состав и относятся к Al-необедненному типу, смещенному в сторону Al-обедненного типа, что соответствует несколько большим глубинам формирования по сравнению с коматиитами первого этапа. Это позволяет наметить

тенденцию к некоторому углублению со временем уровня генерации коматиитовых магм. Преобладающие положительные величины  $\epsilon\text{Nd}(T)$  от +1 до +3 в коматиитах региона и геохимические данные могут свидетельствовать о том, что источником коматиит-базальтовых магм являлся длительно существовавший обедненный мантийный резервуар, испытывавший смешение с менее деплетированным более молодым компонентом мантийных плюмов.

Бонинит-базальтовая серия Северо-Карельского пояса развита в пределах Ириногорской и Хизоваарской структур [5]. В последней они находятся в тесной пространственной ассоциации с толеитовыми базальтами и высоко-Mg андезитами. Преобладающие низко-Ti толеиты характеризуются высоким  $\text{Mg}\#$  и сильным обеднением несовместимыми элементами. На основании относительно высокого содержания CaO (до 12.3%) и высокого отношения  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ , метабониниты были отнесены к высоко-Ca бонинитам. Они характеризуются отчетливыми отрицательными Ti и Nb аномалиями; обеднены LREE тогда как HREE имеют менее фракционированное распределение; величина  $\epsilon\text{Nd}(T)$  в них варьирует от +3.28 до +1.10, что по мнению авторов [5] предполагает вклад субдукционной компоненты в их формирование. В пределах мафитовой толщи Хизоваарской структуры описана небольшая выдержанная по простиранию пачка Fe-Ti базальтов, нехарактерная для архея Балтийского щита. Они характеризуются умеренно высоким содержанием  $\text{TiO}_2$ , Zr (140-160 г/т) и Nb (~ 14г/т), и обогащенными спектрами PЗЭ ( $(\text{La}/\text{Yb})_N \sim 4$ ), что предполагает происхождение данных базальтов из обогащенного плюмового источника.

При переходе к палеопротерозою базальт-коматиитовые серии архея сменились вулканитами кремнеземистой высоко-Mg (бонинитоподобной) серии (КВМС), имевшей смешанное мантийно-коровое происхождение. Преобладающими разновидностями пород данной серии являются базальты и андезибазальты, при резко подчиненной роли коматиитовых базальтов (низко-Ti пикриты). Их источниками являлись сильно деплетированное ультраосновное вещество астеносферной мантии того времени и материал архейской коры, подвергшееся коровой контаминации в процессе подъема к поверхности. Породы этой ассоциации получили широкое развитие, слагая обширные поля вулканитов в пределах Карельского (Красная речка, Ветреный пояс, Лехтинская и Шомбинская структуры, Панаярвинская структура) и Кольского кратонов (Имандра-Варзуга и Печенга). Они характеризуются повышенными содержаниями  $\text{SiO}_2$  при повышенных MgO и Ni, Cr, обогащением LILE и LREE, отрицательными аномалиями Nb и Ti на спайдерграммах, а также отрицательными до слабоположительных значений  $\epsilon\text{Nd}$  (от -3 до 0.5), что предполагает их формирование из высокотемпературных мантийных плюмов и дальнейшую контаминацию расплавов коровым веществом [6, 7]. На данном этапе наблюдается значительное уменьшение роли коматиитовых базальтов в составе ассоциации, как в плане географического распространения, так в плане количественных соотношений, тогда как базальты становятся преобладающей разновидностью, формируя крупные изверженные провинции.

Породы последнего из рассматриваемых этапов (2.3-1.9 млрд.лет) развиты в тех же структурах, что и вышеописанные палеопротерозойские ассоциации, без перерыва надстраивая разрезы с их участием. На данном этапе происходит резкая смена типов пород: исчезают КВМС и на фоне продолжающихся формироваться толеитовых базальтов и появляются первые Fe-Ti толеитовые базальты, типичные для внутриплитных обстановок фанерозоя, которые становятся господствующими в конце данного этапа, а также субщелочные породы в подчиненном количестве. Наиболее яркими представителями этого магматизма являются ятулийский образования в Центральной и Восточной Карелии, а также куэтсарвинская, умбинская, колосйокская и пилгуярвинская серии Печенгской структуры.

Геохимически обогащенные пикриты и базальты, типичные для внутриплитных ситуаций фанерозоя, характеризовались: высокими концентрациями Fe, Ti, Cr, Ni, Co, Cu, Mn, P, щелочей и несовместимых элементов, особенно LREE; пониженным содержанием Mg и Al. Поскольку характер тектонических процессов при этом не менялся, предполагается, что смена магматизма была связана с началом подтока в области питания суперплюмов того времени мантийных флюидов, обогащенных этими компонентами.

Таким образом, господствующая в мезо- и неорхее коматиит-базальтовая ассоциация к началу палеопротерозоя сменяется в основном базальтами кремнеземистой высокомагнезильной серии

(КВМС) при подчиненном количестве коматиитов. Последние исчезают на заключительной стадии эволюции палеопротерозоя, сменяясь высоко-Ti типично внутриплитным магматитами.

Такая последовательная смена породных ассоциаций нашла свое отражение в петрогеохимической эволюции архейского-палеопротерозойского магматизма Балтийского щита. Появление в позднем архее метабонинитов в силу их незначительной распространенности не нашло существенного отражения на геохимический трендах. Однако, при переходе к КВМС раннего протерозоя произошло увеличение  $\text{SiO}_2$  и LREE, и снижение содержаний Cr, Ni, V. Содержания остальных элементов в раннепалеопротерозойских породах осталось на том же уровне. С дальнейшим уменьшением возраста пород происходит отчетливое увеличение  $\text{TiO}_2$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$ , и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Высокотитанистые базальты, эпизодическое появление которых было отмечено в позднем архее, начинают играть значительную роль в магматизме около 2.25 млрд. лет назад, и достигают максимального развития на уровне 2.2 и ~2.0 млрд. лет назад. Первый подъем содержаний этих элементов был связан с возрастанием роли умеренно-щелочных Fe-Ti пикритов и базальтов на 3 стадии, а второй с проявлением континентального рифтогенного магматизма на 4 стадии. Содержания P достигли наибольших концентраций 2.2 и ~2.00 млрд. лет назад соответственно как отражение излияния умеренно-щелочных Fe-Ti базальтов. Поведение данных элементов коррелируется с поведением V, являющегося типоморфинным элементом для высоко-Ti пород, и достигающего рудных концентраций в породах последней стадии.

Степень фракционирования REE в вулканитах резко увеличивается от архея к протерозою, указывая на обогащенность источников последних. Архейские породы характеризуются в основном плоскими или несколько обедненными спектрами HREE. В протерозое эти параметры существенно увеличиваются, достигая максимальных значений на этапе 2.45 млрд лет, что коррелируется с проявлениями бонинитоподобного магматизма и связано с коровой контаминацией, а также на этапе 2.0-1.9 млрд. лет назад в связи с формированием Fe-Ti-пикритовых расплавов, производных обогащенной мантии. В архейских ассоциациях от мезо- до неоархея происходит постепенное увеличение Nb/Th отношений, отражая увеличивающуюся роль плюмовой компоненты. Затем это отношение резко снижается в корово-контаминированных породах КВМС, и опять постепенно увеличивается в пикритах Печенги. Кроме того, в палеопротерозойских породах первого этапа происходит также уменьшение величины Nb/La отношения, что отражает увеличение роли коровой контаминации.

Значения  $\epsilon\text{Nd}(T)$  в наиболее ранних (~3.0 млрд.лет) мезоархейских коматиитах и базальтах Ведлозерско-Сегозерского, Сумозерско-Кенозерского и Южно-Выгозерского поясов Балтийского щита за редким исключением характеризуются варьирующими низкими положительными значениями  $\epsilon\text{Nd}(T)$ , что предполагает как гетерогенность источника расплавов так и вероятный вклад коры Водлозерского блока (3240 млн. лет, [8]). В более молодых (2.8 млрд. лет) ассоциациях Урагубской и Костомукшской структур происходит увеличение величины  $\epsilon\text{Nd}(T)$ , которая при переходе к палеопротерозою (сумийские вулканиты) резко уменьшается до -3, что, очевидно, связано со значительным вкладом корового материала. Позднее вплоть до 2.2 млрд. лет назад происходило снижение этого параметра, достигая минимальных значений ( $\epsilon\text{Nd}(T) = -4.19$  и  $-2.8$ ) в лавах ахмалахтинской (2.3 млрд. лет) и куэтсярвинской (2.2 млрд лет) серий Печенги [9]. Затем значение несколько увеличилось. В людиковии (2.1-1.9 млрд. лет) формировалось Онежское базальтовое плато, породы которого характеризовались широкими вариациями  $\epsilon\text{Nd}(T)$  (от 3.4 до  $-2.72$ ), что связывалось с 10-20% контаминацией плюмовых расплавов при прохождении через континентальную кору [10].

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ № 07-05-00496.*

#### Литература

1. Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. П.: КНИЦ, 2005. 229 с.
2. Puchtel I.S., Hofmann A.W., Amelin Yu.V. et al. Combined mantle plume - island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: Isotope and trace element constraints // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1999. V. 63. №. 21. P. 3579–3595.
3. Puchtel I.S., Hofmann A.W., Mezger K. et al. Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: A case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 155. P. 57–74.

4. Смолькин В.Ф., Борисова В.В., Светов С.А., Борисов А.Е. Позднеархейские коматииты Урагубско-титовской структуры, северо-запад Кольского региона // Петрология. 2000. №2. С. 231–256.
5. Shchipansky A.A., Samsonov A.V., Bibikova E.V. et al. 2.8 Ga boninite-hosting partial suprasubduction zone ophiolite sequences from the North Karelian greenstone belt, NE Baltic Shield, Russia // Ed. T. Kusky, Precambrian ophiolites and related rocks. Amsterdam: Elsevier, 2004. P. 424–486.
6. Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W. et al. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: Evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. № 6. P. 1205–1222
7. Шарков Е.В., Богина М.М. Эволюция магматизма палеопротерозоя – геология, геохимия, изотопия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 4. С. 3–27
8. Сергеев С.А., Бибилова Е.В., Матуков Д.И., Лобач-Жученко С.Б. Возраст пород и метаморфических процессов Водлозерского комплекса Балтийского щита (по результатам анализа цирконов U-Th-Pb изотопным методом на ионном микронзонде SHRIMP II) // Геохимия. 2007. № 2. С. 229–236.
9. Skuf'in P.K., Theart H.F. J.. Geochemical and tectono-magmatic evolution of the volcano-sedimentary rocks of Pechenga and other greenstone fragments within the Kola Greenstone Belt, Russia // Precambrian Res. 2005. V. 141. P. 1–48.
10. Puchtel I.S., Arndt N.T., Hofmann A.W. et al. Petrology of mafic lavas within Onega plateau, Central Karelia: evidence for 2.0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield // Contrib. Miner. Petrol. 1998. V. 130. P. 134–153.

## Геолого-геофизические факторы коренной алмазности Карельского кратона

Божко Н.А.<sup>1</sup>, Прусакова Н.А.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Московский государственный университет, e-mail: bozhko@yandex.ru

<sup>2</sup>ФГУП ЦНИГРИ, г. Москва, e-mail: diamond@tsnigri.ru

Карельский кратон представляет собой типичную архейскую гранит-зеленокаменную область. Согласно основному постулату алмазной геологии – «правилу Клиффорда», подобные структуры являются наиболее благоприятными в плане потенциальной алмазности, что подтверждается локализацией в их пределах большей части алмазных месторождений мира.

Прогноз и поиски месторождений алмазов в пределах Карельского кратона проводятся на протяжении многих лет различными организациями: ВСЕГЕИ, ЦНИГРИ, Институтом геологии Карельского НЦ РАН, Эштон Майнинг Лимитед, ООО «Горизонт», НИИКАМ и др. К настоящему времени здесь обнаружены слабо алмазные и неалмазные магматические тела щелочно-основного и щелочно-ультраосновного состава: так называемые ладогалиты северного Приладожья, дайки лампроитов Костомукши, Лентири и Ветреного пояса, тела кимберлитов Кимозера и района Пряжи, кимберлиты Куопио-Каава и Куусамо. Несмотря на значительные объемы проведенных поисковых работ, месторождения алмазов не были выявлены. В тоже время полученные минералогические данные свидетельствуют о возможности обнаружения на территории Карельского кратона алмазных месторождений. В связи с этим назрела необходимость систематизации и сравнительного анализа, с позиции накопленного при изучении обстановок локализации алмазного магматизма на древних платформах мира опыта, всего относящегося к этой проблеме фактического материала с целью выявления и оценки геолого-геофизических факторов локализации коренных источников алмазов.

**Тектоническое строение и районирование архейского фундамента.** Фундамент Карельского кратона характеризуется гетерогенностью строения. В его составе обособляются три главных домена (блока): древние (>3 млрд. лет) – Водлозерский и Западно-Карельский, и разделяющий их более молодой (2.8-2.7 млрд. лет) – Центрально-Карельский. Водлозерский и Западно-Карельский блоки древней консолидации являлись прото-кратонами во время аккреции позднеархейских островных дуг и формирования коры Центральной Карелии.

Такое же строение имеет большинство позднеархейских кратонов. В них установлено присутствие «ядер» или прото-кратонов ранне- и среднеархейской консолидации, подобных Водлозерско-