

Раннерифейские ферробазальты Приладожья как представители высоко-Ti-Fe-P базитов (йотунитов) анортозит-гранитных серий**Носова А.А.¹, Сазонова Л.В.²**¹ИГЕМ РАН, г. Москва, e-mail: nosova@igem.ru²МГУ им. М.В.Ломоносова, Геологический факультет, г. Москва, e-mail: saz@geol.msu.ru

В мезопротерозойское время (МР) Восточно-Европейская платформа была ареной активной магматической деятельности внутриплитного типа. В раннем МР основные ее проявления установлены в западной части ВЕП, в свекофенском домене Балтии и на западе Сарматии. Здесь в раннем рифее бимодальный и базальтовый вулканизм, внедрение дайковых роев, развитие сети рифтогенных грабенов сопровождали становление плутонов анортозитов-гранитов рапакиви (AMCG типа).

Вулканические проявления приурочены к структурам Финско-Ботническо-Балтийской рифтовой системы и внутри них – к локальным осадочным бассейнам (впадины Сатакунта, Мухос, Пашско-Ладожская, Овручская и др). Формирование этих грабеновых структур связано с развитием литрических разрывов, которые образовались в режиме растяжения в верхней части коры при ее воздымании, обусловленным подъемом астеносферы и тепловым воздействием при становлении AMCG плутонов и последующем остывании коры при завершении этого магматизма [1].

Вулканисты группируются в три ареала, пространственно и во времени сопряженных со становлением плутонической ассоциации анортозитов-гранитов рапакиви. Выделяются три ареала развития эффузивов и дайковых роев: *прибалтийский*, наиболее ранний, с изотопными возрастами вулканистов в 1640-1500 млн. лет [2, 3 и др.], *овручский*, 1580-1480 млн. лет [4], и *ладожский*, наиболее поздний, включающий вулканисты с изотопными возрастами 1500-1457 млн. лет [5, 6].

Наиболее масштабно МР₁ базиты эффузивной и субвулканической фаций проявлены в Восточном Приладожье, в непосредственной пространственной связи с Салминским плутоном габбронитов-гранитов рапакиви, имеющим возраст 1547±1 – 1529±0.6 млн. лет [7]. Они представлены лавовыми толщами (суммарной мощностью более 250 м), крупным Валаамским габбромонцитным силлом и дайками трахидолеритов [8 и др.].

Изотопные датировки базальтов – 1499±68 млн. лет (Sm-Nd минеральная изохрона, [5]) и габбромонцитов Валаамского силла – 1457.4±2.7 млн. лет (U-Pb, бадделеит, [6] свидетельствуют, что становление вулканической ассоциации происходило через 40-90 млн лет после внедрения Салминского массива, но одновременно с внедрением наиболее поздней группы гранитов рапакиви в ЮВ Швеции и Польше - гранитоидами Рагунды, Норана, Стромсбро, Бартошице.

Детальная документация разрезов многочисленных скважин в Северо-Восточном Приладожье показала, что вулканисты слагают две толщи. Перерыв между лавовыми излияниями фиксируется частичным размывом нижней толщи, горизонтом туффитов и пачкой гравелитов с прослоями аргиллитов. Верхняя толща характеризуется более широким развитием обильно миндалекаменных и шлаковых разностей по сравнению с нижней.

Базальты афировые и редкопорфировые, вкрапленники представлены слабозональным лабрадором. Основная масса сложена Pl (50%) состава от лабрадора до андезина и Срх (30%) с Mg# 0.64-0.67 (центр) до 0.50-0.53 (край), Ti-Mt и Ilm (10%, в базальтах верхней толщи иногда до 30%). Основным акцессорный минерал – Ар (до 2%). В базальтах нижней толщи встречены Ol (Mg# 0.51-0.40) и Орх (Mg# 0.39-0.41). Специфика минерального состава (присутствие Орх и высокожелезистые темноцветные фазы) сближает базальты с мафитами анортозит-рапакиви-гранитных плутонов.

Вулканисты обеих толщ представлены ферробазальтами – высокотитанистыми (в базальтах нижней толщи 3.91-4.14% TiO₂, в базальтах верхней до 4.87-5.34% TiO₂) железистыми (Mg# 0.30-0.40) низко кремнеземистыми (44-48% SiO₂) породами с высокими отношениями Al₂O₃/CaO (1.7-1.9) и высокими концентрациями Р (около 1.0% Р₂O₅ в нижних базальтах до более 1.5% Р₂O₅ в верхних). Особенности петрохимии соответствуют петрохимической специфике ферродолеритов (йотунитов) – высокожелезистых высокотитанистых базитовых пород повышенной щелочности, обычно слагающих дайки и небольшие интрузивные массивы в AMCG комплексах.

Породы обогащены как LILE (Ba до > 2000 мкг/г, Sr до 600-650 мкг/г), так и HFSE. Концентрации Zr достигают 770 мкг/г в ферробазальтах верхней толщи и 520 мкг/г – в ферробазальтах нижней; концентрации Nb – 80 и 47 мкг/г соответственно. Отношение Nb/La_n варьирует в пределах 0.73-0.59. Распределение РЗЭ характеризуется сильным фракционированием легких лантаноидов относительно тяжелых: La/Yb_n 9.3-10.6, Sm/Yb_n – 3.2-3.4; при этом легкие земли фракционированы сильно (La/Sm_n = 2.8-3.2), тяжелые – умеренно (Gd/Yb_n 2.0 – 2.3; Dy/Yb_n 1.3 – 1.5). В спектрах РЗЭ ферробазальтов нижней толщи наблюдается слабая отрицательная аномалия Eu (Eu/Eu* 0.84-0.95); в спектрах ферробазальтов верхней толщи она выражена сильнее (Eu/Eu* 0.64-0.79).

Изотопный состав Nd в базальтах характеризуется отрицательными значениями $\epsilon Nd_{(1500)}$: в ферробазальтах Северо-Восточного Приладожья они варьируют от –4.7 до –5.3 для ферробазальтов нижней толщи и от –4.5 до –5.8 для ферробазальтов верхней толщи, а в трахибазальтах юго-востока Приладожья достигают еще более низкого значения $\epsilon Nd_{(1460)} = -8.7$.

Практически по всем геохимическим параметрам ферробазальты Приладожья близки к йотунитам [9 и др.]: высокие отношения Al₂O₃/CaO, высокие концентрации Ti, P, щелочных оксидов, Zr, Sr, отчасти Nb, пониженные значения отношения Nb/La, низкие концентрации Sr, а также низкорациогенный изотопный состав Nd. Принадлежность этих пород к йотунитовому (ферродолеритовому) типу позволяет рассматривать ферробазальты как эффузивные аналоги йотунитов.

Петрогенезис. Для ферробазальтов Приладожья в составе петрогенетической модели рассмотрены особенности фракционной кристаллизации и возможные мантийные источники, а также обсуждается вопрос коровой контаминации. **Фракционная кристаллизация.** Сравнение составов ферробазальтов с трендами фракционирования природных ферродiorит-гранитных серий и с экспериментальными данными по фракционированию йотунитовых расплавов [9] показало, что изменение составов ферробазальтов отвечает экспериментальным трендам фракционирования примитивных йотунитов при P=5-7 кбар и окислительно-восстановительных условиях, отвечающих буферу QFM. Моделирование фракционирования ферробазальтовых расплавов (COMAGMAT) и расчет кумульной ассоциации методом масс-баланса показали, что изменение составов ферробазальтов определялось фракционированием Орх(36-41)+Pl(53-62)+Ilm(1-6) ассоциации, в которой доминировал Pl. Полученные оценки состава кумулата были проверены с помощью моделирования поведения элементов-примесей при фракционной кристаллизации указанной ассоциации, которые показали неплохое соответствие с природным распределением, в том числе модель предсказала появление отрицательной аномалии Eu в ферробазальтах верхней толщи.

P-T-f_{O2} условия, при которых протекал процесс фракционирования, можно оценить по данным Ilm-Mt термо-оксиметрии и результатам моделирования этого процесса с помощью COMAGMAT, а также в сравнении с экспериментальными данными, полученными в [9]. Фракционирование орх+pl+ilm ассоциации, по-видимому, имело место при давлениях 5-7 кбар и T 1160-1180°C в условиях QFM буфера (или несколько более восстановительных), а кристаллизация срх-pl-TiMt ассоциации происходила уже при излиянии ферробазальтов.

Мантийные источники и коровая контаминация. Изотопный состав Nd йотунитов является одной из основных причин дискуссий об их происхождении. Для изотопного состава Nd в этих породах характерны значительные вариации, причем преобладают низкие отрицательные значения $\epsilon Nd_{(T)}$, (до -8...-10); в области положительных значений $\epsilon Nd_{(T)}$ не достигают высокорациогенных величин [10 и др.]; основная особенность изотопного состава Nd – его зависимость от возраста коры, в которой локализованы йотуниты. Имеющиеся изотопные данные не дают однозначного ответа на вопрос о природе источника: имела ли место масштабная коровая контаминация деплетированного мантийного вещества или он представлял обогащенный мантийный субстрат, либо являлся мафическим нижнекоровым веществом [11].

Геохимические характеристики ферробазальтов Приладожья на первый взгляд согласуются с моделью их происхождения за счет контаминации нижнекоровым веществом мантийных расплавов типа континентальных толеитовых, но ключевым остается вопрос о количестве корового вещества, необходимого для соответствующей трансформации исходного мантийного состава. Как показали расчеты AFC-модели (для РЗЭ), она может быть достигнута в ходе фракционирования базальтов (степень фракционирования F=0.6-0.5) при ассимиляции ими значи-

тельного количества тоналитового расплава (отношение количества ассимилянта и кумулата $\gamma=0.5-0.6$). Очевидно, что при таких объемах ассимиляции кислого вещества не сохраняются ни петрохимические характеристики базальтов (низкая кремнекислотность, высокие содержания Ti и др.), ни характер распределения HFSE (умеренные и высокие значения для Zr/Nb и Nb/Th отношений соответственно). В то же время Nd изотопные данные свидетельствуют, что расплавы по мере фракционирования испытывали некоторую коровую контаминацию, что отражает зависимость между значениями $\epsilon Nd_{(T)}$ и характеристик, которые определяются степенью дифференциации ферробазальтов (концентрации P_2O_5 , TiO_2), и возможным вкладом коровой контаминации (Pb/Ce, La/Sm). Однако даже наименее дифференцированные ферробазальты имеют низко-радиогенные величины $\epsilon Nd_{(T)}$ (-4.5 , -4.7). Такие изотопно-геохимические характеристики пород могут возникнуть: 1) в результате плавления литосферной мантии и 2) за счет вклада древнего корового вещества.

Для проверки первого предположения проведено сопоставление распределения элементов-примесей в ферробазальтах, примитивных йотунитах и континентальных базальтах различных типов. Оно показало, что ферробазальты и примитивные йотуниты имеют геохимические характеристики, наиболее сходные с таковыми некоторых высокотитанистых базальтов (мезозойские базальты провинции Парана и др., [12 и др.]), имеющих отрицательные величины $\epsilon Nd_{(T)}$ ($-1.6 \dots -8.3$). Эти базальты рассматриваются как производные геохимически обогащенной литосферной мантии. Ферробазальты Приладожья и базиты Салминского плутона [3] имеют сходный между собой геохимический облик и изотопный состав Nd ($\epsilon Nd_{(1540)}$ от -6.5 до -8.2 , Ramo et al., 1996). Детальные изотопные исследования пород Салминского массива [7] позволили авторам прийти к выводу о том, что габбро-анортозиты и сопряженные базитовые разности формировались расплавами, происходящими из «изотопно-аномального источника в субконтинентальной мантии»; аналогичный источник можно полагать и для ферробазальтов Приладожья.

Однако, связь изотопного состава Nd базитов из АМСГ плутонов Фенноскандии и возраста коры, в которой они локализованы, не позволяет исключать процессы коровой контаминации в их петрогенезисе. Низко-радиогенный изотопный состав Nd не характерен для базитов из плутонов, локализованных в ювенильной свекофенской коре и имеющих возраста 1665 – 1580 млн. лет. Так, базитовые породы Выборгского плутона имеют $\epsilon Nd_{(T)}$ от $+1.6$ до -1.2 , Рижского плутона – от $+0.3$ до -0.6 [3]. В тоже время для поздней «генерации» АМСГ плутонов, с возрастaми 1.54 – 1.50 млн. лет, локализованных в краевых частях области развития палеопротерозойской коры, напротив, характерен изотопный состав Nd, обедненный радиогенным изотопом. Таковой, помимо Салминского массива, отмечен для массива Стромсбро (1500 - 1520 млн. лет) в Центральной Швеции, где $\epsilon Nd_{(T)}$ составляет от -5.7 до -8.5 [13], а также для массивов мазурского комплекса (около 1500 млн. лет) в Польше: в базитах $\epsilon Nd_{(T)}$ варьирует от -2.5 до -5 [14].

Проведенный анализ эволюции изотопного состава Nd палеопротерозойской, нео- и мезоархейской коры Фенноскандии и Карельского кратона и величины $\epsilon Nd_{(T)}$ базитов АМСГ ассоциации, в том числе ферродолеритов, и соответствующие расчеты показали, что наблюдаемый в «молодых» массивах низкорaдиогенный изотопный состав Nd не мог сформироваться без участия древней архейской коры [15]. Для этих массивов, помимо изотопных, имеются геологические свидетельства участия древней архейской коры в петрогенезисе: Салминский массив частично локализован в пределах выходящей на поверхность части Карельского кратона, в одном из массивов Центральной Швеции обнаружен циркон с возрастом 2700 млн. лет [16], в массивах мазурского комплекса на присутствие древнего корового вещества указывают изотопные параметры не только Sm-Nd, но и Re-Os системы [14].

Таким образом, совокупность геохимических и изотопно-геохимических характеристик ферробазальтов Приладожья поддерживает представления о литосферной мантии в качестве источника их первичных расплавов и значительной роли контаминации коровым веществом в их петрогенезисе.

Литература

1. Korja A., Heikkinen P. J. Proterozoic extensional tectonics of the central Fennoscandian Shield: results from the Baltic and Bothnian echoes of the Lithosphere experiment // 1995. Tectonics. V.14. P. 504–517.
2. Богданов Ю.Б., Левченко О.А., Кормаров А.Н., Яковлева С.З., Макеев А.Ф. О новом типе разреза нижнего рифея на Балтийском щите // ДАН РАН. – 1999. – Т.336. - № 1. С. 76–78.
3. Ramo O.T., Huhma H., Kirs J. Radiogenic isotopes of the Estonian and Latvian rapakivi granite suites: new data from the concealed Precambrian of the East European Craton // Precambrian Res., 1996, V.79, P. 209–226.
4. Геология Беларуси. Под ред. А.С.Махнач, Р.Г.Гарецкого, А.В.Матвеева и др., Минск.: ИГН НАН Беларуси, 2001, 815 с.
5. Богданов Ю.Б., Саватенков В.В., Иванников В.В., Франк-Каменецкий Д.А. Изотопный возраст вулканитов салминской свиты рифея // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Мат. II Росс. конф. по изотоп. Геохронол. 25-27 ноября 2003 г., СПб, СПб: Центр информ. Культуры, 2003, С. 71–72.
6. Rämö, O. T., Mänttari, I., Vaasjoki, M., Upton, B. G. J., and Sviridenko, L. Age and significance of Mesoproterozoic CFB magmatism, Lake Ladoga region, NW Russia. In: Boston 2001 : a geo-odyssey, November 1-10, 2001: GSA Annual Meeting and Exposition abstracts. 2001. Geological Society of America, Abstracts with Programs **33** (6), A-139.
7. Neymark L.A., Amelin J.V. and Larin A.M. Pb-Nd-Sr isotopic and chemical constraints on the origin of the 1.54-1.56 Ga Salmi rapakivi-anorthosite batholith (Karelia, Russia) // Contrib. Mineral. Petrol., 1992. V. 50. P. 173–193.
8. Светов А.П., Свириденко Л.П. Рифейский вулканоплутонизм Фенноскандинавского щита. – Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. – 1995. – 211 с.
9. Vander Auwera J., Longhi J., Duchesne J-C. A Liquid Line of Descent of the Jotunite (Hypersthene Monzodiorite) Suite // J.Petrology. 1998. V.39. № 3. P.439-468.
10. Markl G., Hohndorf A. Isotopic constraints on the origin of AMCG-suite rocks on the Lofoten Islands, N Norway // Mineralogy and Petrology. 2003. V. 78. P. 149–171.
11. Longhi J., Vander Auwera J., Fram M.S., Duchesne J-C. Some Phase Equilibrium Constraints on the Origin of Proterozoic (Massif) Anorthosites and Related Rocks // J.Petrology. 1999. V.40. № 2. P. 339–362.
12. Gibson S.A., Thompson R.N., Dickinson A.P., Leonardos O.H. High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: Key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis // Earth Plan.Sci.Letters. 1996. V. 141. P. 325–341.
13. Andersson U.B. The sub-Jotnian Strömsbro granite complex at Gävle, Sweden. GFF, 1997: V. 119 (Pt. 2, June), P. 159–167.
14. Wiszniewska J., Claesson S., Stein H., Vander Auwera J., Duchesne J-C. // The north-eastern Polish anorthosite massifs: petrological, geochemical and isotopic evidence for a crustal derivation // Terra Nova. 2002. V.14. P. 451–460.
15. Носова А.А., Самсонов А.В., Сазонова Л.В., Блюмкина М.Е., Ларионова Ю.О. Изотопно-геохимические свидетельства участия погребенной архейской коры в петрогенезе раннерифейских базитов Восточного Приладожья / Геология и геодинамика архея, Мат I Росс. конф. по пробл. геол. и геодинамики докембрия. 27-29 сент. 2005. СПб. СПб.: Центр информ. культуры, 2005. С. 299–304.
16. Skiold T., Mellqvist C., Ohlander B. Sm-Nd isotope evidence of a collisional event in the Precambrian of northern Sweden // Precambrian Res., 1999. V.93. P. 105–117.

Терригенный тип седиментогенеза в верхнедевонском бассейне Припятского палеорифта (Беларусь)

Обровец С.М.

Институт геофизики и геохимии Национальной академии наук Беларуси, г. Минск.
e-mail abravets@igig.org.by

В верхнедевонских (раннефаменских) отложениях южной части Припятского прогиба (Беларусь) в скважинах Валавская 3, Южно-Валавская 35, Восточно-Выступовичская 3 на глубинах 3000–4400 м установлены прямые признаки и непромышленные притоки нефти. Коллекторами являются различного состава песчаники, мощность слоев которых изменяется от 1 до 150 м. Исследуемые отложения раннефаменского возраста Припятского прогиба, мощностью 500–800 м,