

**МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ДАЕК  
ОЛИВИНОВЫХ ДОЛЕРИТОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА**

**Степанова А.В., Степанов В.С.**

*Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, stepanov@krc.karelia.ru*

Рои палеопротерозойских даек долеритов СЗ и субширотного простирания, возраст которых варьирует от 2.32 до 1.98 млрд. лет [7] установлены в северо-восточной части Карельского кратона (в СЗ Карелии и на сопредельной территории Финляндии).

Дайки оливиновых долеритов формируют рой субширотного – северо-западного (285-325°) простирания, установленный в районе оз. Пяозеро (Северная Карелия, Центрально-Карельский террейн Карельского кратона [4]). Вмещающими породами для даек оливиновых долеритов являются образования неархейского (2725±8 млн. лет, [2]) пязозерского санукитоидного композит-батолита. Мощность даек оливиновых долеритов чаще всего составляет первые метры, контакты тел прямолинейны, апофизы немногочисленны и морфологически просты. Зоны закалки сложены порфиоровыми разновидностями.

В районе оз. Пяозеро изучен ряд объектов, в которых установлены непосредственные контакты между дайками разного состава. Один из них расположен в южной части о-ва Лупчинга, где установлены пересекающиеся между собой дайки оливиновых долеритов, которые имеют секущие контакты с ранними дайками габброноритов возраста 2422±35 млн. лет [5] и микродиоритов. Дайки долеритов характеризуются отличной сохранностью. Наложенные тектоно-метаморфические процессы фиксируются в них как узкие (первые сантиметры) зоны амфиболизации, локализованные вдоль тонких трещин.

**Ранняя дайка долеритов** имеет мощность около 25 м, простирание 315°. Зоны закалки сложены тонкозернистыми СРх-Р1 порфиритами, центральная часть тела – мелкозернистыми оливинсодержащими долеритами. Состав минералов определен на сканирующем электронном микроскопе Vega II LSH (ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск). В породах зоны закалки состав фенокристов СРх варьирует от магнезиальных ( $X_{Mg} = 0.72$ ) хромсодержащих (до 0.74 мас.%  $Cr_2O_3$ ) авгитов в центральных частях зерен, до Ti-содержащих авгитов ( $TiO_2$  до 1.47 мас.%,  $X_{Mg} = 0.62$ ) в промежуточных зонах и Fe пижонитов ( $X_{Mg} = 0.37$ ) в краевых частях зерен. В клинопироксенах основной массы ядра сложены авгитами ( $X_{Mg} = 0.56-0.60$ , до 0.9 мас.%  $TiO_2$ ), краевые части – Fe пижонитами. Оливин, содержание которого в породах не превышает 5%, формирует вытянутые скелетные и неправильной формы зерна состава  $Fe_{55-60}$ . Плагиоклаз состава  $An_{60-65}$  образует крупные лейсты, Р1 основной массы имеет состав  $An_{35-45}$ . Рудные минералы представлены Пm и Mgt, образующими самостоятельные зерна и реже наблюдаемые совместно в структурах распада. Биотит ( $X_{Mg} = 0.4$ ) формирует ксеноморфные и субидиоморфные зерна в породах зоны закалки размером до 250 мкм. Кроме того, в основной массе присутствуют мелкие зерна Vt ( $X_{Mg} = 0.4$ ), а также ксеноморфные зерна KFsp, располагающиеся в интерстициях между зернами Р1 основной массы. С валовым составом пород равновесны центральные части фенокристаллов клинопироксена  $K_D(Fe-Mg)^{px-liq} = 0.31$ , обогащенные Ti, температура кристаллизации которых составляла ~ 1170°C (СРх термометр, [6]).

В породах зоны закалки ранних долеритов были установлены микроксенолиты различного состава. Микроксенолит карбонат-силикатных пород размером 200 × 500 мкм сложен преимущественно кальцитом с линзовидными силикатными обособлениями, в которых установлены Орх, Пm, Р1 ( $An_{35}$ ), флогопит ( $X_{Mg} = 0.76-0.83$ ) и керсутит. Центральные части крупных лейст плагиоклаза ( $An_{65}$ ) содержат вытянутые вдоль длинной оси зерен обособления KFsp (или KFsp + Qu) размером до 10 мкм, а также включения Amf неправильной формы. В обоих случаях включения окружены каймой  $Pl_{An35}$ . Включения этого типа являются, вероятно, отражением контаминации исходного магматического расплава коровым веществом на ранних этапах кристаллизации. Qu-KFsp-Vt-Нур микроксенолиты размером до 300 мкм, близкие по минеральному составу к вмещающим гранитоидам, вероятно, связаны с контаминацией in situ.

**Поздняя дайка долеритов** имеет субширотное простирание с падением юг 65° и мощность около 10 м. Центральная часть тела сложена мелкозернистыми оливиновыми долеритами.

В зоне закалки развиты Ol-Pl порфириты, основная масса сложена Aug ( $X_{Mg} = 0.54-0.35$ ), Ol ( $Fe_{60}$ ) и Pl ( $An_{45-29}$ ), в интерстициях Pl основной массы кристаллизуются Kfs, Qu, Ap, Ilm, Mgt, Ol ( $Fe_{35}$ ). Вкрапленники представлены Ol ( $Fe_{61-52}$ ) и Pl ( $An_{66-57}$ ). Крупные фенокристаллы Ol содержат включения Ti-паргасита и керсутита округлой и неправильной формы размером до 100 мкм, а также мелкие зерна Aug ( $X_{Mg} = 0.72$ ). Оценка температур кристаллизации наиболее ранних магнезиальных Crx, равновесных с расплавом ( $K_D(Fe-Mg)^{crx-liq} = 0.29-0.31$ ), показала  $T_{крисст} \sim 1190^\circ C$  (по [6]). Оливины зон закалки не равновесны с валовым составом пород, а вариации составов оливинов в поздних долеритах отражают процесс кристаллизации in situ в закрытой системе [6].

Ранняя и поздняя дайки оливиновых долеритов близки по геохимическим характеристикам. Для них характерны содержания  $SiO_2 - 48 \pm 0.5$  мас.%,  $Mg\# - 0.23-0.30$ ,  $FeO^* - 11.95-14.95$  мас.%,  $TiO_2 - 2.46-2.95$  мас.%,  $Alk - 2.98-3.35$  мас.%. Низкая магнезиальность пород, низкие содержания Cr (170-230 ppm) и Ni (110-130 ppm) являются результатом фракционной кристаллизации в промежуточной камере. Для долеритов характерны высокие содержания HFSE, слабо выраженная Nb аномалия ( $Nb/Nb^* = 0.85-0.89$ ), дифференцированное распределение REE ( $La/Sm_N = 1.53-1.71$ ,  $Gd/Yb_N = 1.32-1.42$ ) с отрицательной Eu аномалией ( $Eu/Eu^* = 0.77-0.81$ ). Сходство редкоэлементных геохимических характеристик ранних и поздних оливиновых долеритов позволяет предполагать, что, исходные магмы были сформированных в результате одного эпизода плавления мантийного источника, а наблюдаемые различия в минеральном составе и вариации содержаний совместимых элементов обусловлены сочетанием процессов фракционной кристаллизации и контаминации. Наиболее близкими геохимическими аналогами оливиновых долеритов среди палеопротерозойских магматических образований Карелии являются базальты верхнего ятулия [1] и высокотитанистые базальтоиды заонежской свиты людиковия [3].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Иваников В.В., Малашин М.В., Голубев А.И., Филиппов Н.Б.* Новые данные по геохимии ятулийских базальтов Центральной Карелии // Вестник Санкт-Петербургского университета. 2008. Сер. 7. Вып. 4. С. 30-44.
2. *Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Шатагин К.Н.* Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов) Карельского кратона: Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные // Петрология. 2007. Т. 15. № 6. С. 590-612.1.
3. *Наркисова В.В., Крупеник В.А., Свешикова К.Ю.* Петрогенезис базальтоидов людиковия Онежской структуры (по результатам бурения Онежской параметрической скважины) // наст. сборник.
4. *Hölttä P., Balagansky V., Garde A. A., Mertanen S., Peltonen P., Slabunov A., Sorjonen-Ward P., Whitehouse M.* Archean of Greenland and Fennoscandia // Episodes. V. 31. №. 1. P. 13-18.
5. *Mertanen S., Halls H.C., Vuollo J.I., Pesonen L.J., Stepanov V.S.* Paleomagnetism of 2.44 Ga mafic dykes in Russian Karelia, eastern Fennoscandian Shield – implications for continental reconstructions // Precambrian Research. 1999. № 98. P. 197. 221.
6. *Putirka K.D.* Thermometers and Barometers for Volcanic Systems // Reviews in Mineralogy & Geochemistry. 2008. V. 69. P. 61-120.
7. *Vuollo J., Huhma H.* Paleoproterozoic mafic dikes of NW Finland // Lehtinen M., Nurmi P.A., Ramo O. T. (Eds.). Precambrian geology of Finland. Elsevier, Amsterdam, 2005. P. 195-236.