

формы. Состав Срх в структурах микроспинифекс отвечает авгиту  $Wo_{45-47}En_{33-42}Fs_{12-21}$ . Хромшпинелид - субферриалюмохромит ( $Cr_2O_3$  от 42 до 46 мас.%) присутствует в виде единичных мелких зерен. Плагноклаз ( $An_{62-64}$ ) встречается лишь в полнокристаллических долеритах. Пятнистое вулканическое стекло имеет переменный состав, варьирующий от базальта ( $SiO_2 = 50-54$  мас.%) до андезит-дацита ( $SiO_2 = 56-62$  мас.%).

Среди изученных пород свиты преобладают кремнеземистые ( $SiO_2$  - до 54 мас.%), высокомагнезиальные ( $MgO > 8$  мас.%) базальты с низким содержанием  $TiO_2$  - до 0.8 мас.%. Подчиненную роль играют пикриты и пикробазальты с содержаниями  $SiO_2$  42-45 мас.% и  $MgO$  - 33-21 мас.%. Все породы имеют близкие спектры распределения редких и рассеянных элементов, в частности, обогащены Sr, Zr, Ba, и обеднены Nb, Y и др. (рис.3А), а также имеют однотипный фракционированный тренд распределения РЗЭ (см. рис. 3Б) с заметным обогащением легкими РЗЭ по отношению к тяжелым  $(Ce/Yb)_n = 2.7-3.9$ , что существенно отличает их как от толеитовых, так и коматиитовых базальтов.

Таким образом, по результатам проведенных исследований установлено, что базальты свиты ветреный пояс могут быть отнесены к образованиям раннепалеопротерозойской кремнеземистой высоко-Mg серии Балтийского щита и по своим геохимическим характеристикам сопоставимы с породами расслоенных серий Бураковского плутона. Время становления обоих тел плутона укладывается в интервал формирования базальтов свиты ветреный пояс.

Формирование БП происходило при давлении, не превышающем 5 кбар (т.е. на глубине до 15 км). Все перекрывающие его породы, а, возможно, и верхние части разрезов расслоенных серий самого плутона, «смыты» эрозией и плутон выходит на четвертичный срез. Можно предполагать, что аналогичная ситуация наблюдается и в соседний регионах. Вероятно, во время формирования, вулканиты занимали значительно большую площадь и Бураковский плутон мог выступать как промежуточная камера (или одна из камер) для расплавов (рис. 4), обеспечивших образование КВМС и, в частности, базальтов свиты ветреный пояс.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 04-05-64581.

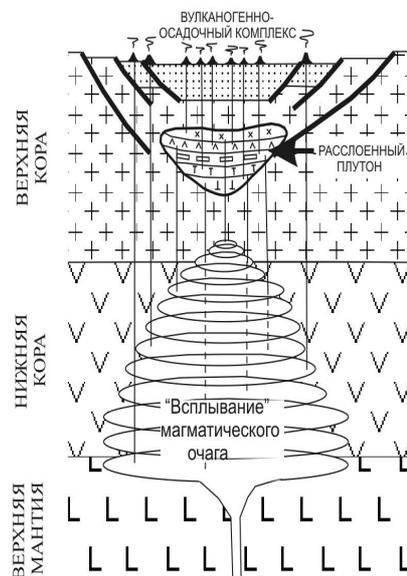


Рис. 4. Схема формирования КВМС (по Шарков и др., 1997).

#### ЛИТЕРАТУРА

Берковский А.Н., Семенов В.С., Корнеев С.И., Яковлева С.З., Беляцкий Б.В., Гриневич Н.Г. Строение Бураковского-Аганозерского расслоенного комплекса, петрологические выводы // Петрология, 2000, т.8, №6, с.650-672.

Чистяков А.В., Богатилов О.А., Гроховская Т.Л., Шарков Е.В., Беляцкий Б.В., Овчинникова Г.В. Бураковский расслоенный плутон (Южная Карелия) как результат пространственного совмещения двух интрузивных тел: петрологические и изотопно-геохимические данные // Доклады РАН, 2000, т.372, № 2, с. 228-235.

Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология, 1997, т.5, № 5, с.503-522.

McDonough M.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // Chemical Geology, 1995, v.120, pp. 223-253.

Puchtel I.S., Brugmann G.E., Hofmann A.W. et al. Os isotope systematics of komatiitic basalts from the Vetreny Belt, Baltic Shield: evidence for a chondritic source of the 2.45 Ga plume // Contrib.Mineral.Petrol., 2001, v. 140, p. 588-599.

#### ИСТОЧНИКИ ТЕЛ МИКРОГАББРОНОРИТОВ: РЕЗУЛЬТАТЫ SM-ND ИЗОТОПИИ

Епифанова Т.А.<sup>1</sup>, Казанов О.В.<sup>1</sup>, Каринен Т.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>СПбГУ, epifanova@yahoo.com

<sup>2</sup>Университет Оулу, Финляндия

Более 90% запасов платиновых металлов сосредоточены в стратиформных месторождениях, приуроченных к расслоенным интрузиям перидотит – ортопироксенит - габброноритовой формации. Это так называемые месторождения «рифового» типа, такие, как риф Меренского (массив Бушвелд, ЮАР), J-M риф (Стиллуотер, США). Обычно они образованы маломощными пластами малосульфидных платинометаллических руд – рифами, латерально протяженными по всему объему массива.

Месторождения, связанные с телами микрогабброноритов, являются особым подтипом подобных месторождений. Месторождения и рудопроявления такого рода известны в двух расслоенных интрузиях северо-восточной части Балтийского щита – Луккулайсваара (Северная Карелия), Койлисмаа (Финляндия). Проявления микрзернистых пород обнаружены также в критической зоне горы Нюд (Мончегорский плутон, Кольский полуостров), однако крупных рудоносных тел они не образуют.

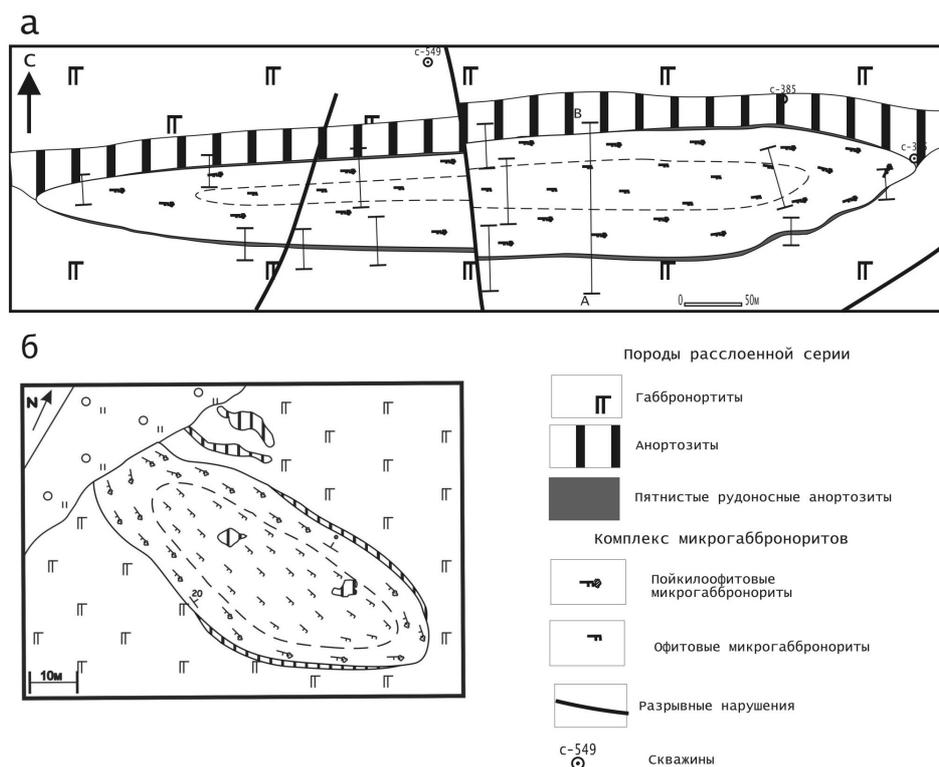


Рис. 1. Схема геологического строения тела микрогабброноритов «Надежда» (расслоенный массив Луккулайсваара).

Интрузии Луккулайсваара и Койлисмаа приурочены к раннепротерозойской Панакуолярвинской рифтогенной структуре северо-западного простирания (зона Куусамо в Финляндии) и имеют схожий возраст 2440 млрд. лет. Обе интрузии характеризуются присутствием лентовидных, каплевидных тел микрозернистых пород (микрогабброноритов), залегающих согласно с расслоенностью массивов. Тела микрогабброноритов обычно локализуются в интервалах разреза, сложенных пироксен-плагиоклазовыми кумулатами (нориты, габбронориты), характеризующихся четкой ритмичной расслоенностью.

Тела микрогабброноритов двух интрузий заметно различаются по размеру: в интрузии Луккулайсваара размер тела может достигать 700 метров в длину и 100 метров в ширину, тогда как для интрузии Койлисмаа средний размер тел микрогабброноритов не превышает 100 метров. Крупные тела микрогабброноритов в обоих расслоенных комплексах имеют сложное внутреннее строение, характеризующееся развитием офитовых микрогабброноритов в центральных частях и пойкилофитовых пород с крупными ойкокристаллами ортопироксена в краевых зонах тел микрогабброноритов (рис. 1).

Малосульфидная платинометальная минерализация приурочена к горизонтам такситовых анортозитов, расположенных на контакте тел микрогабброноритов и вмещающих пород расслоенной серии. Минералы платиновых металлов ассоциируют с рассеянной сульфидной минерализацией, представленной преимущественно пирротинном, пентландитом и халькопиритом. В расслоенном интрузиве Луккулайсваара концентрации суммы платины и палладия достигают 20 г/т при отношении Pd/Pt=3. Платинометальная минерализация интрузивного комплекса Койлисмаа не достигает промышленных концентраций, сумма платины и палладия едва достигает первых граммов на тонну.

К настоящему времени сформулировано две основные гипотезы происхождения тел микрогабброноритов:

1. Традиционно образование тел микрогабброноритов связывается с внедрением дополнительной порции расплава в кристаллизующуюся магматическую камеру. Считается, что дополнительная порция могла быть также обогащена металлами платиновой группы, что привело к образованию платинометальных месторождений в связи с телами микрогабброноритов.

2. Альтернативная гипотеза предполагает внутрикамерное образование тел микрогабброноритов, где в качестве источника вещества для микрозернистых пород выступает основной магматический расплав интрузии.

Вопрос об источниках вещества горных пород традиционно решается с помощью различных геохимических методов. В настоящей работе были использованы результаты анализов на редкоземельные элементы и Sm-Nd изотопные данные. Изотопные анализы выполнялись в ИГГД РАН (СПб). В работе использовались образцы, практически не содержащие или содержащие минимальное количество вторичных изменений. Результаты анализов сильноизмененных пород отбрасывались.

Распределение редкоземельных элементов свидетельствует о геохимическом сходстве микрогаббронитов пород расслоенной серии и вмещающих пород расслоенной интрузии (рис. 2). Спектры распределения редких земель в обоих типах пород практически аналогичны.

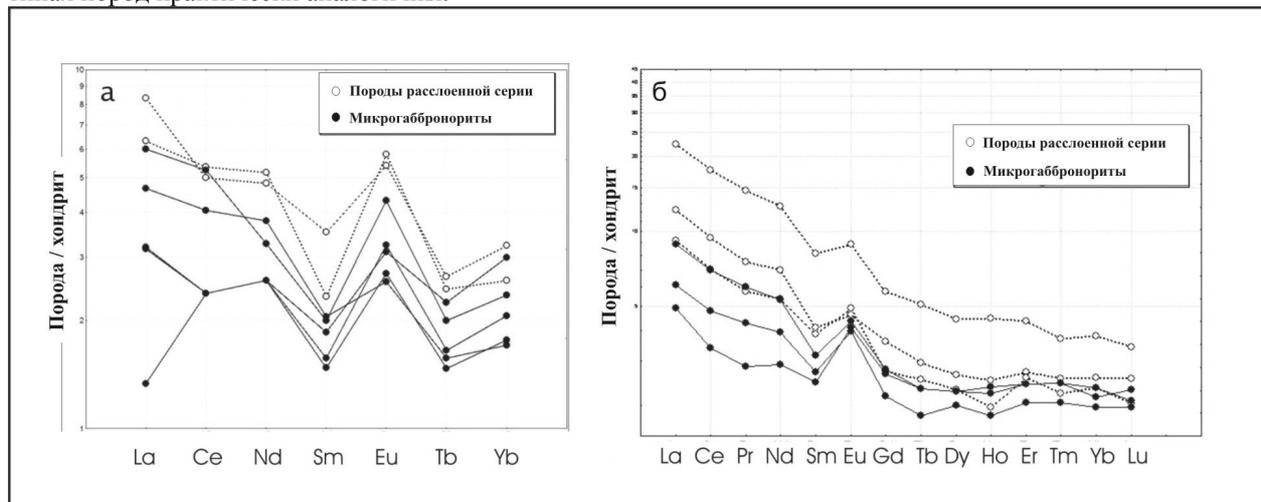


Рис.2. Распределение редкоземельных элементов в породах тел микрогаббронитов и вмещающих пород расслоенной серии: а – тело микрогаббронитов «Череп» (расслоенный интрузив Луккулайсваара), б – тело микрогаббронитов блока Сиоте (расслоенный комплекс Койлисмаа). Пояснения в тексте.

Таблица 1. Данные Sm-Nd анализов по породам тел микрогаббронитов и вмещающих их пород для тел расслоенных комплексов Луккулайсваара (образцы собраны и проанализированы О.В. Казановым и Т.А. Епифановой) и Койлисмаа (образцы собраны и проанализированы Т. Каринен)

| Образец                        | Тип породы       | Sm, ppm | Nd, ppm | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | Err, 2s | $\epsilon_{\text{Nd}}(2.44)$ |
|--------------------------------|------------------|---------|---------|-----------------------------------|-----------------------------------|---------|------------------------------|
| Луккулайсваара                 |                  |         |         |                                   |                                   |         |                              |
| 3034                           | Микрогаббронорит | 0.631   | 2.438   | 0.1464                            | 0.511721                          | 13      | -2.1                         |
| 2079                           | Микрогаббронорит | 0.396   | 1.394   | 0.1786                            | 0.512266                          | 19      | -1.6                         |
| 2021                           | Микрогаббронорит | 0.206   | 0.656   | 0.1973                            | 0.512562                          | 13      | -1.7                         |
| 2098                           | Микрогаббронорит | 0.329   | 1.090   | 0.1894                            | 0.512389                          | 16      | -2.6                         |
| 3033                           | Вмещающие        | 0.557   | 3.160   | 0.1107                            | 0.511257                          | 13      | 0.1                          |
| 2076                           | Вмещающие        | 0.629   | 2.726   | 0.1450                            | 0.511713                          | 11      | -1.8                         |
| 2050                           | Вмещающие        | 0.713   | 3.459   | 0.1451                            | 0.511745                          | 18      | -1.2                         |
| 2102                           | Вмещающие        | 0.617   | 3.002   | 0.1291                            | 0.511431                          | 12      | -2.3                         |
| Расслоенный комплекс Койлисмаа |                  |         |         |                                   |                                   |         |                              |
| 79-ТТК-99, wr                  | Микрогаббронорит | 0.389   | 1.14    | 0.2062                            | 0.512517                          | 15      | -5.4                         |
| 87-ТТК-99, wr                  | Микрогаббронорит | 0.868   | 4.86    | 0.1080                            | 0.511077                          | 14      | -2.6                         |
| 138-ТТК-99, wr                 | Микрогаббронорит | 0.559   | 2.11    | 0.1604                            | 0.512013                          | 12      | -0.8                         |
| 159-ТТК-99, wr1                | Микрогаббронорит | 0.856   | 3.32    | 0.1559                            | 0.511878                          | 12      | -2.0                         |
| 159-ТТК-99, wr2                | Микрогаббронорит | 0.652   | 2.54    | 0.1551                            | 0.511907                          | 11      | -1.2                         |
| 262.2-ТТК-00                   | Микрогаббронорит | 0.344   | 1.25    | 0.1660                            | 0.512090                          | 34      | -1.1                         |
| 70-НАР-99, wr1                 | Микрогаббронорит | 0.540   | 2.19    | 0.1498                            | 0.511776                          | 11      | -2.1                         |
| 70-НАР-99, wr2                 | Микрогаббронорит | 0.810   | 3.46    | 0.1417                            | 0.511589                          | 17      | -3.2                         |
| V7 35.60-36.60                 | Вмещающие        | 1.58    | 7.25    | 0.13174                           | 0.511545                          | 6       | -0.9                         |
| V7 38.60-39.60                 | Вмещающие        | 1.44    | 6.32    | 0.13797                           | 0.511629                          | 4       | -1.3                         |
| V7 53.60-56.32                 | Вмещающие        | 1.49    | 6.72    | 0.13369                           | 0.511666                          | 4       | 0.8                          |
| V7 67.55-70.73                 | Вмещающие        | 1.66    | 7.57    | 0.13243                           | 0.511595                          | 11      | -0.2                         |
| V7 8.26-8.55                   | Вмещающие        | 1.77    | 8.46    | 0.12646                           | 0.51142                           | 12      | -1.7                         |
| V7 28.10-28.60                 | Вмещающие        | 1.40    | 6.27    | 0.13482                           | 0.511579                          | 8       | -1.2                         |
| V7 30.10-30.60                 | Вмещающие        | 1.84    | 9.17    | 0.12145                           | 0.5114042                         | 7       | -0.5                         |
| V7 27.10-27.60                 | Вмещающие        | 1.64    | 6.98    | 0.14222                           | 0.511776                          | 10      | 0.3                          |

Результаты изотопных исследований также не противоречат идее о сродстве микрогаббронитов породам расслоенной серии. Данные представлены в таблице 1. Величины  $\epsilon_{\text{Nd}}$  тел микрогаббронитов и пород расслоенной серии массива Луккулайсваара варьируют от -1.2 до -2.6, за исключением образца 3033, величина  $\epsilon_{\text{Nd}}$  для которого равна +0.1. Для пород расслоенного комплекса Койлисмаа характерен большой разброс в значениях  $\epsilon_{\text{Nd}}$  - здесь они меняются от +0.8 до -5.4, однако большая часть пород имеют отрицательные значения  $\epsilon_{\text{Nd}}$ .

Таким образом, результаты проведенного исследования противоречат идее о «чужеродности» тел микрогабброноритов и их образовании в результате внедрения самостоятельной порции магмы в магматическую камеру. И распределение редкоземельных элементов, и Sm-Nd изотопные данные свидетельствуют о геохимическом сродстве пород тел микрогабброноритов и вмещающих их пород расслоенных серий интрузий. Если пополнение магматической камеры свежими порциями расплава имело место, то магма в него поставлялась из геохимически однородного магматического очага.

### **УСЛОВИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ В ДОКЕМБРИИ. ГИПЕРГЕННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГРАНИТОВ ЛЕХТИНСКОЙ СТРУКТУРЫ (С. КАРЕЛИЯ)**

Климова Е.В.<sup>1</sup>, Алфимова Н.А.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> СПбГУ

<sup>2</sup> Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, [ana@na10581.spb.edu](mailto:ana@na10581.spb.edu)

Докембрийские коры выветривания играли огромную роль в формировании осадочной оболочки Земли, являясь начальными продуктами экзогенной дифференциации первичного мантийного вещества и поставщиками в бассейны седиментации высокозрелого терригенного материала, благодаря чему они являются источником уникальной информации о составе и закономерностях эволюционных изменений литосферы, атмосферы и гидросферы.

В работе были изучены образцы коры выветривания (расположенной на южном берегу оз. Ватулма) сумийского возраста по гранит-порфирам Лехтинской структуры из Ватулминской зоны Лехтинского синклинория.

Кора выветривания развита по гранит-порфирам, которые являются комагматами сумийских риодацитов с возрастом 2.44 млрд. лет (Левченков и др. 1994). Гранит-порфиры представляют собой средне- крупнозернистую, кристаллическую породу серовато-розового цвета. Для них характерны реликты порфировой структуры, где порфировые вкрапленники представлены главным образом кварцем. Главные породообразующие минералы гранит-порфиров: кварц представлен крупными (5 – 7мм) округлыми зернами и составляет 30 – 35% объема породы. Микроклин встречается в виде кристаллов размером до 4 – 5 мм и составляет 5 – 10%. Плаггиоклаз (An 20%) составляет до 35% объема породы. По кристаллам плаггиоклаза часто развивается замещающая его, мелкочешуйчатый мусковит и мелкозернистый карбонат. Состав плаггиоклаза при этом изменяется до (An 5%). Биотит часто замещается хлоритом светло-зеленоватого цвета.

Гранит-порфиры в разрезе сменяются метапесчаниками сумийского возраста через кору выветривания, мощность которой составляет около 6 м. Переход от гранит-порфиров к коре выветривания постепенный. Начальная степень изменения пород проявляется в образовании разноориентированных трещин, разбивающих породу на блоки. Трещины заполнены обломочным материалом песчаной размерности, состав которого аналогичен материнской породе. Постепенно вверх по разрезу количество трещин, заполненных песчаным материалом, увеличивается. Видимая мощность зоны начального разрушения субстрата около 2.5 м. Выше по разрезу порода теряет целостность и постепенно переходит в элювиальную брекчию. Элювиальная брекчия сложена угловатыми, неокатанными обломками гранит-порфиров, которые сцементированы обломочным материалом песчанистой размерности, состоящим из кальцита, более мелких обломков гранит-порфиров и их минералов. Процентное соотношение обломков и цемента в средней части горизонта 40% ÷ 60%. Размер обломков варьирует от 20 см до 1 – 2 сантиметров. Видимая мощность зоны элювиальной брекчии около 3.5 м.

Для обломков гранит-порфиров в элювиальной брекчии характерно повсеместное развитие серицита по плаггиоклазу. В обломках широко проявлен процесс деанортизации плаггиоклаза, когда по нему развивается мелкозернистый агрегат кальцита. Калиевый полевой шпат замещается мелкочешуйчатым агрегатом серицита в значительно меньшей степени, чем плаггиоклаз. Хлорит, как вторичный минерал, развивается по биотиту.

Цемент элювиальной брекчии представлен песчаным материалом зеленоватого цвета. Это мелкозернистая порода, состоящая из кварца, слюд и полевого шпата. Кварц представлен слабоокатанными угловатыми зернами и их мелкими обломками с волнистым погасанием и составляет 50 – 70% от объема породы. Микроклин, встречается в виде угловатых зерен небольшого размера 1 – 2 мм и составляет 5 – 10%. Слюды составляют до 25% от объема породы и представлены мусковитом, серицитом и биотитом, который частично замещается хлоритом. В цементе элювиальной брекчии встречаются реликты глинистой зоны коры выветривания, ныне представленной серицит-биотит-хлоритовым агрегатом, по которому не развивается кальцит, в отличие от основной массы цемента. Содержание кальцита достигает 20% – 30% от объема породы. Кальцит присутствует в виде двух генераций: крупные зерна размером до 2 – 3 мм составляющие 10-15% объема всей породы и мелкозернистый агрегат кальцита, развивающийся по плаггиоклазу, количество которого колеблется от 5% до 10%.