



Научная статья
УДК 552.111:550.4 (470.21)

Магмаподводящий палеоканал в Мончегорском рудном районе: геохимия, изотопный U-Pb и Sm-Nd анализ (Кольский регион, Россия)

В.Ф.СМОЛЬКИН¹✉, А.В.МОКРУШИН², Т.Б.БАЯНОВА², П.А.СЕРОВ², А.А.АРИСКИН³

¹ Государственный геологический музей им. В.И.Вернадского Российской академии наук, Москва, Россия

² Геологический институт Кольского научного центра Российской академии наук, Апатиты, Россия

³ Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Москва, Россия

Как цитировать эту статью: Смолькин В.Ф., Мокрушин А.В., Баянова Т.Б., Серов П.А., Арискин А.А. Магмаподводящий палеоканал в Мончегорском рудном районе: геохимия, изотопный U-Pb и Sm-Nd анализ (Кольский регион, Россия) // Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 405-418. DOI: 10.31897/PMI.2022.48

Аннотация. Выполнено комплексное исследование линзовидно-пластового тела ультраосновного состава мощностью 340 м, вскрытого структурной скв. М-1 на глубине около 2,2 км. Основной его объем сложен плагиогаецбургитом, на эндоконтактах сохранились мелкозернистые породы зон закалок норитового и ортопироксенитового составов. Породы тела близки по своему составу к породам вблизи залегающей рудоносной расслоенной интрузии – Мончеплутона. Возраст внедрения тела ультрабазитов равен 2510 ± 9 млн лет (U-Pb, ID-TIMS, циркон) и сопоставим с учетом аналитических ошибок с периодом формирования Мончеплутона (2507-2498 млн лет). По данным изучения Sm-Nd системы в породе и минералах установлено положительное значение параметра $\epsilon_{Nd} (+1,1)$, аналогичное для дунитов и хромититов Мончеплутона. На основе полученных результатов вскрытое на глубине тело ультрабазитов отнесено к магмаподводящему палеоканалу, по которому поступала ультраосновная, слабоконтаминированная магма в вышерасположенную магматическую камеру. Данный объект представляет собой уникальный пример магмаподводящей системы для рудоносной расслоенной интрузии докембрийского возраста.

Ключевые слова: Кольский регион; палеопротерозой; расслоенные интрузии; габбро-анортозиты; Мончеплутон; Мончетундровский массив; геохимический анализ; изотопные U-Pb и Sm-Nd системы

Благодарность. Исследования выполнены в рамках программ НИР 0226-2019-0053 и по гранту РНФ № 21-17-00161.

Поступила: 11.04.2022

Принята: 15.06.2022

Онлайн: 26.07.2022

Опубликована: 26.07.2022

Введение. На территории Кольско-Лапландско-Карельской провинции, наиболее древней части Фенноскандинавского щита, широко развиты расслоенные интрузии палеопротерозойского возраста, сложенные породами основного и ультраосновного составов [1, 2]. Одним из полигонов изучения расслоенных интрузий стал Мончегорский рудный район, расположенный в центральной части Кольского региона (рис.1).

На территории Мончегорского рудного района расположены расслоенные рудоносные интрузии двух возрастных групп – Мончеплутон (2,50 млрд лет), Имандра-Умбареченский комплекс (2,44 млрд лет), одновозрастные массивы крупнейшего габбро-анортозитового комплекса Главного хребта, а также приуроченные к ним месторождения и рудопроявления сульфидных Cu-Ni-PGE, малосульфидных платинометаллических, хромитовых и титаномагнетитовых руд. Немаловажное значение имеет хорошая обнаженность и доступность территории.

В центральной части Мончегорского рудного района была пробурена структурная скв. М-1 глубиной 2,5 км с целью обнаружения рудных объектов (рис.1). На глубине 2037-2377 м скважина пересекла тело ультрабазитов, которое рассматривается в качестве подводящего канала. Ранее подобные каналы практически не были известны для расслоенных рудоносных интрузий

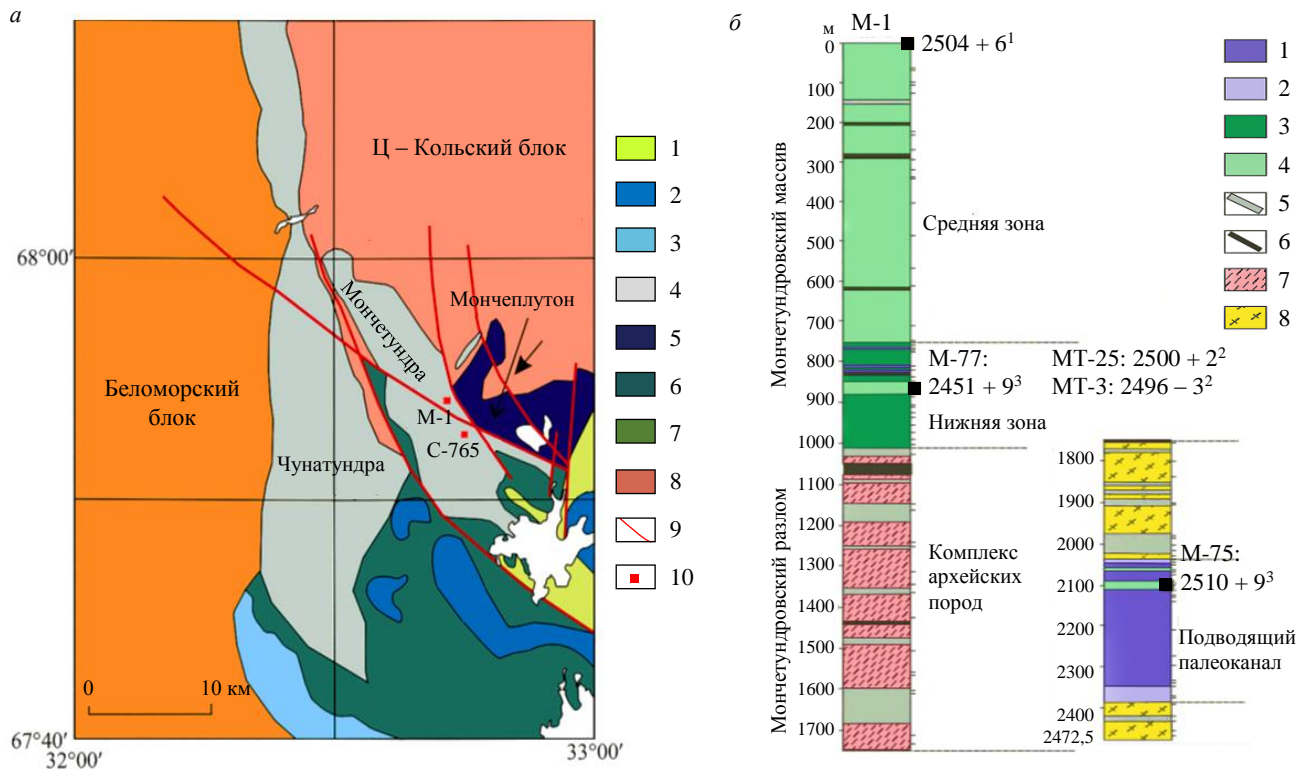


Рис.1. Схема геологического строения Мончегорского рудного района (а) и разрез структурной скв. М-1 с указанием мест отбора проб и данными U-Pb возраста циркон (б)

- а: 1 – осадочно-вулканогенные породы Имандра-Варзугской зоны (< 2,44 млрд лет); 2 – норит-габронориты Имандра-Умбареченского комплекса (2,44 млрд лет); 3 – габброиды Нярк-тундры; 4 – габбро-анортозиты массивов Главного хребта (2,51-2,47 млрд лет); 5 – породы базит-ультрабазитового состава Мончеплутона (2,50 млрд лет); 6 – амфиболиты позднеархейского зеленокаменного пояса; 7 – тоналитовые гнейсы, амфиболиты и мигматиты Беломорского мегаблока (>2,80 млрд лет); 8 – граниты, диориты, глиноземистые гнейсы, железистые кварциты Центрально-Кольского мегаблока (2,83-2,70 млрд лет); 9 – тектонические нарушения; 10 – местоположение скважин М-1, С-765;
- б: 1 – плагиогарцбургиты; 2 – ортопироксениты; 3 – меланориты; 4 – габронориты, габбро-анортозиты, габбро-пегматиты; 5 – дайки гарризитов, габроноритов, микрогаббро, гранофиоров; 6 – дайки долеритов; 7, 8 – комплексы плагиогнейсов (7) и гиперстеновых диоритов (8) и blastokataklazиты по ним в зоне разлома; 2504 ± 6 – изотопный U-Pb возраст циркон (млн лет): ¹ [3], ² [4], ³ настоящая работа

докембрийского возраста. Между тем они очень важны для решения вопроса о механизме внедрения магм и их внутрикамерной кристаллизации. В настоящей работе изложены результаты исследований, направленных на решение проблемы каналов, по которым могла поступать магма в вышерасположенные магматические камеры. Исследования включали геохимический, минералогический и изотопно-геохимический (U-Pb циркон, Sm-Nd) анализы, выполненные в лабораториях ИГЕМ РАН (Москва), ГИ КНИЦ РАН (Апатиты) и CRPG-CNRS (Национальный центр научных исследований Франции, Нанси).

Геологическое строение района. Мончегорский рудный район приурочен к области сочленения Беломорского и Центрально-Кольского мегаблоков и Имандра-Варзугской зон карелид [2]. В строении Беломорского мегаблока, расположенного в юго-западной части района, принимают участие тоналитовые гнейсы, амфиболиты, мигматиты и пегматиты, смятые в сложные складки в результате нескольких этапов деформаций, в том числе вязкого течения, а также плагиограниты с возрастом 2,81 млрд лет [5]. Центрально-Кольский мегаблок сложен породами трех комплексов с возрастом 2,83-2,70 млрд лет [2]. Первый комплекс представлен олигоклазовыми гранитами, плагиогранитами и диоритами, образующими купольные структуры, второй – биотитовыми, биотит-амфиболовыми и силлиманит-гранатовыми гнейсами и железистыми кварцитами, залегающими в межкупольных пространствах, третий – фрагментарно метавулканитами основного и кислого составов позднеархейского зеленокаменного пояса. Имандра-Варзугская зона карелид представлена мульдообразной структурой, выполненной тремя толщами метавулканогенных пород основного и среднего составов, разделенных пластами туфогенно-осадочных пород и кварцитов общей



мощностью 2,5-3,0 км. Они залегают с угловым несогласием на породах архейского возраста, а также эродированной поверхности Мончеплутона в районе предгорья Вурэчуайвенч.

В центральной части Мончегорского рудного района залегают две крупных интрузии – Мончеплутон и Мончетундровский массив [3]. Мончеплутон представляет типичную расслоенную многофазную интрузию, сложенную породами базит-ультрабазитового состава. Мончетундровский массив является частью габбро-анортозитового комплекса Главного хребта, который разделяет Беломорский и Центрально-Кольский мегаблоки. В разрезе Мончетундровского массива преобладают габбро-анортозиты, в подчиненном количестве принимают участие ортопироксениты, нориты, габбронориты, анортозиты, а также габбро-пегматиты. Долгое время господствующим было представление об архейском возрасте данного комплекса [6, 7], однако результаты U-Pb датирования циркона и бадделеита свидетельствуют о внедрении массивов габбро-анортозитов в палеопротерозойский период [3, 8]. В южной части района залегают хромитоносные норит-габброноритовые интрузии Имандра-Умбареченского комплекса, внедрение которых произошло уже после начала заложения Имандра-Варзугской зоны.

Мончеплутон на плане имеет дугообразную форму и состоит из двух магматических камер [3]. Северная камера длиной 7 км ориентирована на северо-восток и выражена на местности вершинами гор Ниттис, Кумужья и Травяная (НКТ). Южная камера длиной 9 км протягивается в восточном направлении от вершины горы Сопча до Нюд и Поаз (СНП) и далее на юго-восток до предгорья Вурэчуайвенч. Каждая из камер имеет форму симметричной мульды с падением крыльев под углами 30-40° (НКТ) и от 40-45 до 20-25° с выполаживанием к осевым частям (СНП). Обе камеры наклонены на юго-запад.

Сводный разрез Мончеплутона представлен кварцевыми норитами и габброноритами Базальной зоны (МЗ) и породами пяти мегациклов (макроритмов), каждый из которых начинается с пород, обогащенных MgO. В пределах Северной камеры выделяются снизу вверх следующие мегациклы: I – гарцбургит-ортопироксенитовый, II – дунит-гарцбургит-ортопироксенитовый; в пределах Южной камеры: III – дунит-ортопироксенит-норитовый; IV – гарцбургит-норит-габброноритовый; V – габбронорит-анортозитовый. По мнению авторов статьи [9], мегациклы формировались в результате пульсационного внедрения новых порций магмы еще до полной кристаллизации более раннего мегацикла. Внедрение Мончеплутона произошло согласно данным U-Pb датирования циркона в период 2507-2498 млн лет [3, 10, 11, 8].

В постинтрузивный период, во время заложения Имандра-Варзугской зоны, внутреннее строение Мончеплутона было нарушено тектоническими движениями, и породы II мегацикла (совместно с Сопчеозерским месторождением хромитовых руд) были опущены относительно Северной и Южной камер. Основной объем пород, слагающий Мончеплутон, не метаморфизован, за исключением пород предгорья Вурэчуайвенч, залегающих в западной части Южной камеры и метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

Для Мончеплутона установлены два четко выраженных тренда изменения содержания главных пороодообразующих компонентов [9, 12]. Первый тренд включает серию дуниты – гарцбургиты-ортопироксениты I, II и III мегациклов, для которых характерным является значительное повышение содержания SiO₂ по мере снижения MgO. Второй тренд – серия нориты – габбронориты – анортозиты IV и V мегациклов со значительным увеличением содержания Al₂O₃, CaO при относительно стабильном SiO₂ по мере уменьшения MgO. Для пород всех мегациклов выявлены однотипные спектры распределения РЗЭ, нормированные к хондриту, с небольшим превышением ЛРЗЭ над ТРЗЭ, но с разной степенью дифференциации. Характерной особенностью пород всех мегациклов является отрицательная Nb- и Ta-аномалия и положительная – Sr относительно деплетированной мантии (DM).

Мончетундровский массив отделен от Мончеплутона крутопадающей тектонической зоной (рис. 1). Эта зона представляет собой тектоническую смесь бластокатаклазитов и бластомилонитов по архейским плагиогнейсам и диоритам, жильных габброидов и плагиогранитов, а также рвущих их даек метадолеритов. По данным изучения Sm-Nd и Rb-Sr систем, в гранат-амфиболовом бластокатаклазите по габбро-анортозиту (скв. М-1, инт. 1088,3 м) разлом был заложен около 2,0-1,9 млрд лет назад; температура достигала 620-640 °С, давление 6,9-7,6 кбар, что соответствует условиям амфиболитовой фации [13].



Значительная часть разреза Мончетундровского массива, зона глубинного разлома и породы архейского фундамента вскрыты структурной скв. М-1 глубиной 2472 м (рис.1). Породы Нижней и Средней зон частично вскрыты также в ущелье Лойпишнун новыми мелкими скважинами МТ-3, МТ-25, МТ-69, МТ-70 и МТ-79 глубиной 250-355 м [4].

В пределах центральной части Мончетундровского массива выделены следующие зоны: Нижняя (скв. М-1, инт. 750-1020 м), Средняя (скв. М-1, инт. 0-750 м) и Верхняя (от устья скв. М-1 до вершин Мончетундра и Хипикнунчорр, мощность более 500 м) [3]. Нижняя зона является наиболее неоднородной по составу. Ее нижняя часть (908-1020 м) сложена преимущественно переслаивающимися габброноритами и норитами, а верхняя – ортопироксенитами, норитами и габброноритами. На глубине 782 и 810 м залегают маломощные (около 10 м) тела гарцбургитов; на контактах они переходят в меланократовые нориты и ортопироксениты. Средняя зона сложена трахитоидными, мезократовыми, реже лейкократовыми габброноритами; Верхняя зона – мезо- и лейкократовыми габброноритами и анортозитами. В пределах всех зон залегают более поздние тела крупнозернистых габброноритов и габбро-пегматитов.

Точки составов пород Мончетундровского массива группируются на петрохимических диаграммах в виде разобленных или частично перекрывающихся полей, не образуя, в отличие от Мончеплутона, четко выраженных трендов [9]. Породы Нижней зоны значительно отличаются от пород Средней и Верхней зон более высоким содержанием MgO, Cr и низкими – Al₂O₃, CaO, а составы пород Средней и Верхней зон по большей части перекрываются. Для всех пород Мончетундровского массива свойственен однотипный плоский характер распределения спектров РЗЭ, нормированных к хондриту, слабовыраженное превышение ЛРЗЭ над ТРЗЭ и четко выраженная положительная Eu-аномалия. Для них также установлены, как и для Мончеплутона, отрицательные аномалии Nb и Ta и положительная аномалия Sr относительно DM.

На основании обобщения результатов изотопного U-Pb анализа циркона и бадделейта в породах Мончетундровского массива [3, 4, 8] можно отметить четыре фазы: I (ранняя) – 2521-2516 млн лет (выделена условно из-за метаморфической природы опробованных пород); II (главная) – 2507-2496 млн лет (средний возраст 2502±5 млн лет, шесть анализов); III (поздняя) – 2476-2471 млн лет (2473±8 млн лет, три анализа) и IV (пегматоидная) – 2456-2445 млн лет (2451±4 млн лет, три анализа). Эти данные свидетельствуют, что начало внедрения Мончетундровского массива и Мончеплутона происходило синхронно, однако общая длительность их формирования значительно различается. По данным реконструкций *P-T* условий формирования Мончетундровского массива и Мончеплутона определены разные интервалы температур кристаллизации пород и давления: $T = 1190-1000$ °C и $P = 5,3-6,4$ кбар для Нижней зоны массива Мончетундровского массива, $T = 1300-1200$ °C и $P = 3,0$ кбар для Мончеплутона [4]. Таким образом, формирование вышеуказанных интрузий происходило на разных глубинах – Мончетундровского массива на глубине около 20 км, а Мончеплутона – около 10 км. В свекофенский период орогении они были пространственно сближены в результате тектонических перемещений по системе глубинных разломов [13].

Пробы для изотопных исследований. Для анализа U-Pb и Sm-Nd изотопных систем были взяты две пробы из керна скв. М-1: М-75 (интервал 2101-2102 м) и М-77 (интервал 911-912 м) (рис.1).

Проба М-75 весом 4,9 кг сложена слабоизмененным меланократовым оливинным габброноритом, залегающим в верхней части тела ультрабазитов. Ее минеральный состав (об.%): оливин 35-40, ортопироксен 40-45, клинопироксен 5-10, интерстиционный основной плагиоклаз 13-15, частично замещенный хлоритом, Cr-шпинель в виде включений в оливине и ортопироксене 2, амфибол 2-3. Структура породы – среднезернистая, гипидиоморфнозернистая, пойкилоофитовая, келифитовая.

Проба М-77 весом 8,2 кг отобрана из Нижней зоны Мончетундровского массива. Она сложена массивным крупнозернистым габброноритом. Структура породы пойкилоофитовая, характеризуется включениями зерен ортопироксена в крупных призматических кристаллах основного плагиоклаза. Клинопироксен образует зерна субидиоморфной формы размером до 3-5 мм. Присутствуют мелкие зерна апатита. Рудные минералы представлены магнетитом и ильменитом. Зерна пироксенов локально замещены агрегатом амфибола с микровключениями сульфидов. На границе зерен ортопироксена и плагиоклаза наблюдается келифитовая кайма амфиболового состава. Во внешней ее



части присутствуют удлиненные зерна клиноцоизита. Химический состав пр. М-77 (мас.%): SiO₂ 51,31, TiO₂ 0,28, Al₂O₃ 15,33, Fe₂O₃ 10,94, MgO 9,60, CaO 8,44, Na₂O 2,17, K₂O 0,50, H₂O 1,66, S 0,04.

Аналитические методы. Определение концентрации главных и примесных элементов в пробах пород выполнено методом рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (РФА) на вакуумном спектрометре последовательного действия (с дисперсией по длине волны), модель Axios mAX-Advanced производства компании PANalytical (Нидерланды). Спектрометр снабжен рентгеновской трубкой мощностью 4 кВт с Rh-анодом. Максимальное напряжение на трубке 60 кВ, максимальный анодный ток – 160 мА. При градуировке спектрометра использованы отраслевые и государственные стандартные образцы химического состава горных пород и минерального сырья. В качестве контрольных образцов применялись стандартные образцы геологической службы США (USGS). Анализ выполнен по методикам НСАМ ВИМС, обеспечивающим получение результатов III категории точности количественного анализа по ОСТ РФ 41-08-205-04. Анализы выполнены в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН, аналитик А.И.Якушев. Дополнительно были привлечены анализы пород, полученные методом ICP-AES и ICP-MS (Нанси, Франция).

Составы минеральных фаз изучены методом рентгеновской спектроскопии с использованием MS-46 CAMECA (ГИ КНЦ РАН, Апатиты) и CAMECA SX 50 (Национальный центр научных исследований CRPG-CNRS, Нанси, Франция).

Монофракции циркона и породообразующих минералов для U-Pb и Sm-Nd изотопных анализов были выделены в лаборатории сепарации вещества и первичной обработки проб ГИ КНЦ РАН под руководством Л.И.Коваль по стандартной методике сепарации с помощью электромагнитов и тяжелых жидкостей. Анатомия кристаллов циркона в отраженных электронах (BSE) и катодолюминесценции (CL) изучались с помощью сканирующего электронного микроскопа LEO 1450 (Carl Zeiss, Германия) с энергодисперсионным анализатором Quantax 200 (Bruker, Германия).

Все изотопные исследования были выполнены в лаборатории геохронологии и изотопной геохимии ГИ КНЦ РАН. U-Pb датирование циркона осуществлено методом ID-TIMS. Навески циркона предварительно подвергались гидротермальному разложению в концентрированной (48 %) кислоте HF при температуре 205-210 °С в течение 1-10 дней по методике Т.Кроу [14]. Изотопные измерения проводились на семиканальном термоионизационном масс-спектрометре Finnigan MAT 262. Изотопные отношения исправлены на масс-дискриминацию, полученную при изучении параллельных анализов стандартов SRM-981 и -982 и равную 0,12±0,04 %. Погрешность в U-Pb отношениях вычислена при статистическом обчете параллельных анализов стандартов ИГФМ-87 и принята 0,5 %, если ошибки выше, то приводятся реальные значения в таблице изотопных данных. Расчет координат точек и параметры изохроны обсчитывались с помощью программы ISOPLOT [15, 16]. Вычисление возрастов проведено по принятым величинам констант распада урана [17], ошибки даны на уровне 2σ. Коррекция на примесь обыкновенного Pb производилась по модели [18]. Также проводилась коррекция на изотопный состав когенетичных плагиоклазов в тех случаях, где примесь обыкновенного Pb была более 10 % от общего количества Pb и изотопные отношения ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb – меньше 1000. Детально методика опубликована в работе [8].

Измерения изотопного состава Nd и концентраций Sm и Nd проводились на семиканальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan MAT 262 (RPQ) в статическом двухленточном режиме с использованием ренийевых и танталовых лент. Среднее значение отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в стандарте JNd₁-1 за период измерений составило 0,512081 ± 13 (N = 11). Ошибка в ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd отношениях – 0,3 % (2σ) – среднее значение из семи измерений в стандарте BCR-2 [19]. Погрешность измерения изотопного состава Nd в индивидуальном анализе – до 0,01 % для минералов с низкими концентрациями неодима и самария. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd – 0,3 и Sm – 0,06 нг. Точность определения концентраций Sm и Nd ± 0,5 %. Изотопные отношения были нормализованы по отношению ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0,7219, а затем пересчитаны на табличное отношение в стандарте JNd₁-1 = 0,512115 [20]. Вычисление параметров изохрон проводилось с помощью программы ISOPLOT [15]. При расчете величин ε_{Nd}(T) и модельных возрастов T_{DM} использованы современные значения CHUR по [21] (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0,512630, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0,1960) и DM по [22, 23] (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0,513151, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0,2136).



Результаты геологических, минералогических и геохимических исследований. Скважина М-1 пересекла на глубине 2037-2383 м интрузивное тело ультрабазитов мощностью 340 м с сохранившимися эндоконтактовыми зонами закалки. Ранее аналогичные породы были вскрыты скв. 765 на интервале 1380-1600 м, расположенной на юго-запад от скв. М-1 (рис. 1). На основе этих данных можно сделать вывод о смещении (опускании) тела ультрабазитов, вскрытого скв. М-1, относительно фрагмента, вскрытого скв. С-765, а также выклинивании его в юго-западном направлении и пластово-линзовидной форме. Тело отделено от нижнего контакта Мончетундровского массива зоной разлома мощностью более одного километра (рис.1). Оно имеет четкие интрузивные взаимоотношения с вмещающими породами архейского диоритового комплекса, оказывая на них четко выраженное термальное воздействие с образованием роговиков. На контактах с вмещающими породами были обнаружены породы эндоконтактовых зон закалок, зернистость которых меняется от мелкой до тонкой при приближении к контактам. Верхняя зона мощностью около 10 м (из них 6,6 м тонкозернистые) сложена меланократовым норитом, а нижняя мощностью около 37 м (из них 2,5 м тонкозернистые) – ортопироксенитом.

Состав минералов приведен в табл.1, состав пород, включая содержания главных компонентов, рудных, рассеянных и редкоземельных элементов, – в табл.2, 3.

Основной объем интрузивного тела выполнен плагиогарцбургитом. Он отличается от гарцбургита Северной камеры Мончеплутона наличием интерстиционного основного плагиоклаза и небольшой примесью клинопироксена. Структура породы гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая. Минеральный состав плагиогарцбургита (об.%): 65-85 оливин (86,8-88,4 % Fo), 10-25 ортопироксен (Fs = 11,2-12,6 %), 6-15 плагиоклаз (43-53 % An), 3-5 авгит (f = 10-13) и 1-3 Cr-шпинель (табл.1). Оливин содержит примесь NiO (0,09-0,62 %), Cr-шпинель – TiO₂ (0,22-0,71; 2,38 %), ZnO (0,10-0,73 %) и NiO (0,10-0,72 %). Состав породообразующих минералов слабо меняется по разрезу. Можно отметить небольшое повышение Fs в ортопироксене при приближении к контактам тела. На границе оливина и плагиоклаза наблюдается реакционная однослойная келифитовая кайма, сложенная поперечно-волокнистым агрегатом амфибола. Плагиоклаз частично замещен хлоритом.

Таблица 1

Состав минералов из пород скв. М-1 по данным микрозондового анализа, мас. %

Глубина, м	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	CaO	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	ZnO	NiO	Сумма	Индекс
Оливин														Fo, %
2145	40,04	0,30	–	–	–	12,33	0,68	45,83	–	–	–	0,17	99,34	86,9
2326,5	40,93	–	0,31	–	–	12,39	0,09	46,34	–	–	0,03	0,09	100,17	86,9
2326,5	41,06	–	–	–	–	12,13	0,19	46,76	–	–	–	0,35	100,50	87,3
2326,5	41,13	–	–	–	–	12,49	0,22	46,27	–	–	0,04	0,39	100,54	86,8
2350,5	41,10	0,02	0,09	–	–	11,03	0,09	47,13	–	–	0,04	0,62	100,10	88,4
2350,5	41,04	0,04	–	–	–	11,03	0,11	46,95	–	–	–	0,60	99,77	83,5
Ортопироксен														Fs, %
2145	55,745	0,258	0,207	1,118	0,919	8,026	0,129	32,569	–	–	–	0,753	99,724	11,3
2326,5	54,726	–	0,327	0,963	1,422	8,682	0,164	32,581	–	–	–	0,091	98,956	12,0
2326,5	55,510	–	0,276	1,299	1,610	8,775	0,205	32,450	–	–	–	0,091	100,216	12,6
2350,5	56,238	0,222	0,621	0,302	1,339	8,120	0,114	32,845	–	–	0,029	0,181	100,011	11,7
2350,5	56,311	0,094	0,397	0,452	1,484	7,927	0,095	32,595	–	–	0,038	0,166	99,559	11,5
Плагиоклаз														An, %
2145	53,490	–	–	11,140	27,422	0,618	–	–	6,345	0,054	–	–	99,069	49,1
2145	54,010	–	–	11,060	27,122	0,051	–	–	6,707	0,043	–	–	98,993	47,6
Cr-шпинель														Mg#
2145	0,385	–	45,053	–	12,424	33,176	–	4,908	–	–	0,381	0,11	96,437	25,94
2188,8	0,066	0,650	41,145	–	12,826	33,79	0,574	6,473	–	–	0,295	0,095	95,914	33,67
2188,8	0,117	0,708	42,432	–	13,602	31,662	0,601	6,827	–	–	0,219	0,047	96,215	35,11
2326,5	0,665	2,384	35,271	–	14,346	35,035	0,641	6,745	–	–	0,162	0,111	95,360	33,58
2326,5	–	0,225	35,717	–	13,926	37,536	0,500	7,003	–	–	0,477	0,095	95,479	36,64
2350,5	0,442	0,284	39,977	–	16,153	30,647	0,351	7,097	–	–	0,409	0,330	95,690	36,91
2350,5	0,559	0,341	41,939	–	14,910	29,574	0,364	7,007	–	–	0,143	0,362	95,199	36,63
2350,5	–	0,235	42,003	–	17,566	29,238	0,364	6,303	–	–	0,257	0,723	96,689	32,65

Примечание. Fo – форстерит, мол.%, Fs – ферросилит, мол.%, An – анортит, мол.%, Mg# – Mg/MgO + FeO.



Таблица 2

Состав пород из скв. М-1 по данным РФА, мас.%, мг/г

Компоненты	Глубина, м												
	2037,4	2096,7	2153,2	2167,3	2196,5	2216,2	2239	2285,5	2302	2318,8	2339,3	2351,3	2383,3
SiO ₂	52,89	41,62	41,39	40,83	40,9	40,67	40,56	40,5	40,96	42,3	43,85	49,53	49,33
Al ₂ O ₃	7,72	4,11	3,63	3,32	3,30	2,78	3,14	2,55	3,34	3,22	3,03	4,57	8,77
TiO ₂	0,30	0,18	0,15	0,17	0,12	0,12	0,16	0,12	0,14	0,14	0,13	0,12	0,33
Fe ₂ O _{3tot}	8,50	11,18	10,88	11,05	10,78	11,09	11,14	10,64	10,45	10,24	10,05	9,67	10,85
MnO	0,15	0,15	0,14	0,15	0,14	0,15	0,15	0,14	0,14	0,14	0,145	0,15	0,17
MgO	22,94	36,87	38,92	39,55	39,93	41,05	40,08	41,85	39,9	39,3	37,87	31,45	19,83
CaO	5,04	2,75	2,20	2,28	1,72	1,53	2,09	1,38	2,02	1,98	2,29	2,45	6,68
Na ₂ O	1,12	0,56	0,63	0,58	0,49	0,45	0,54	0,39	0,40	0,52	0,47	0,59	1,38
K ₂ O	0,12	0,24	0,13	0,17	0,10	0,14	0,17	0,15	0,13	0,13	0,08	0,09	0,29
п.п.п.	0,37	0,61	0,01	0,01	0,44	0,01	0,01	0,24	0,63	0,17	0,35	0,01	1,60
Сумма	99,15	98,27	98,08	98,11	97,92	97,99	98,04	97,96	98,11	98,14	98,26	98,63	99,23
Cr	3566	8722	9718	9390	10698	10246	9826	10266	9285	9260	8764	6997	2892
Ni	815	2274	2507	2585	2630	2729	2675	2733	2604	2465	2149	1469	778

Примечание. 2037,4, 2383,3 – породы зон закалок, остальные – плагиогарцбургиты; п.п.п. – потери при прокаливании.

Таблица 3

Состав пород из скв. М-1 по данным ICP-AES и ICP-MS, мас.%, мг/г

Компоненты	Глубина, м					Компоненты	Глубина, м				
	2043,6	2052,2	2128,8	2272,0	2373,8		2043,6	2052,2	2128,8	2272,0	2373,8
SiO ₂	54,65	46,13	43,14	41,91	50,90	Y	4,77	4,58	3,46	3,20	7,27
Al ₂ O ₃	5,41	5,52	4,25	3,00	8,96	Zr	13,41	11,91	10,00	12,99	23,69
TiO ₂	0,20	0,20	0,16	0,15	0,30	Nb	0,18	0,24	0,24	0,58	0,62
Fe ₂ O _{3tot}	7,99	10,85	10,79	10,28	10,43	Ba	75,82	88,99	74,79	71,22	167,44
MnO	0,14	0,18	0,17	0,16	0,16	La	3,25	3,70	3,24	3,34	6,94
MgO	26,70	32,25	37,14	40,87	20,75	Ce	6,94	7,91	6,41	7,15	14,26
CaO	3,96	3,80	2,58	1,70	6,18	Pr	0,91	1,06	0,86	0,95	1,81
Na ₂ O	0,75	0,84	0,67	0,31	1,44	Nd	3,95	4,35	3,49	3,90	7,43
K ₂ O	0,06	0,11	0,08	0,24	0,37	Sm	0,85	1,00	0,74	0,76	1,52
P ₂ O ₅	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10	Eu	0,27	0,29	0,25	0,19	0,47
п.п.п.	0,01	0,01	0,28	0,74	0,48	Gd	0,75	0,86	0,61	0,60	1,32
Сумма	99,96	99,98	99,35	99,46	100,07	Tb	0,12	0,13	0,10	0,10	0,21
V	96,06	86,00	73,65	63,11	126,14	Dy	0,79	0,72	0,60	0,56	1,18
Co	70,24	109,95	124,92	133,21	89,59	Ho	0,15	0,17	0,13	0,13	0,24
Ni	1045,0	1933,0	2479,0	2822,0	810,88	Er	0,51	0,46	0,32	0,32	0,77
Cu	102,90	45,73	20,71	13,69	44,74	Tm	0,08	0,08	0,05	0,05	0,10
Pb	1,64	1,40	1,14	1,20	2,31	Yb	0,47	0,49	0,34	0,34	0,72
Zn	54,39	80,26	79,86	76,14	79,18	Lu	0,09	0,09	0,06	0,05	0,11
Rb	1,97	2,94	2,49	9,05	10,70	Hf	0,44	0,35	0,26	0,32	0,70
Sr	86,58	100,43	80,41	48,44	166,17	Ta	0,02	0,02	0,01	0,04	0,04
						Th	0,18	0,21	0,16	0,49	0,35

Примечание. Fe₂O_{3tot} = FeO + 0,9 Fe₂O₃.

Меланократовый норит представляет собой крайний член в ряду эндоконтактовых пород: плагиогарцбургит – ортопироксенит – меланонорит, связанных постепенными переходами. Минеральный состав меланонорита (об.%): 40-70 ортопироксен ($f = 12-14\%$), 25-40 плагиоклаз (51-56% An), 5-10 авгит ($f = 10-13\%$), 0,5-1 Cr-шпинель и <1 сульфиды.

На вертикальном разрезе изучаемого тела (рис.2) отражены вариации главных (SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O_{3tot}) и рудных (Cr, Ni) компонентов. На разрезе четко проявлено симметричное распределение содержания породообразующих компонентов, связанное с уменьшением MgO, Cr и Ni и увеличением SiO₂ и Al₂O₃ к обоим контактам. Данная особенность хорошо согласуется с распределением температуры кристаллизации – стабильной в основном объеме тела и понижающейся на контактах. Наблюдается небольшое увеличение содержания MgO в нижней и Al₂O₃ в верхней частях массива, что связано со слабопроявленной аккумуляцией соответственно оливина и плагиоклаза.

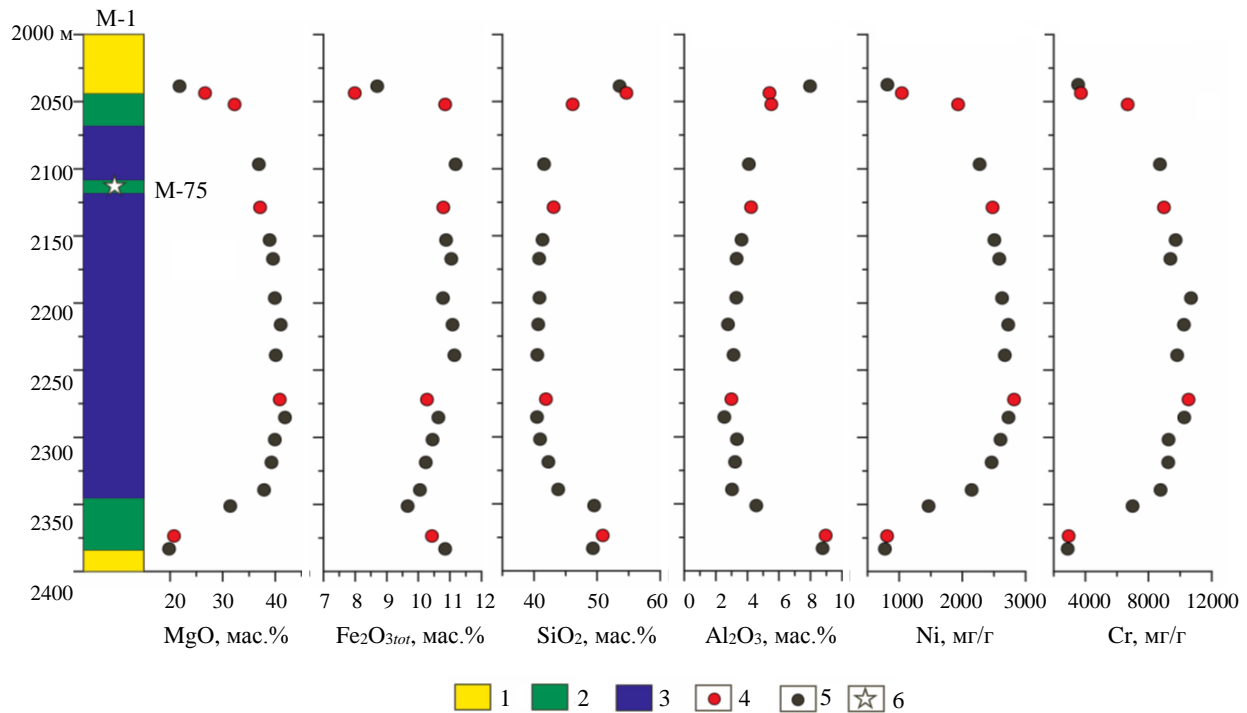


Рис.2. Схематический разрез тела ультрабазитов, вскрытого скв. М-1 (инт. 2037-2337 м), и вариации содержаний породообразующих и рудных компонентов в породах, мас.%, мг/г

1 – вмещающие породы комплекса гиперстенных диоритов; 2 – меланокриты и ортопироксениты зон закалок; 3 – плагиогарцбургиты; 4 – по данным ICP-AES (CRPC-CMRS); 5 – по данным РФА (ИГЕМ РАН); 6 – местоположение пробы М-75

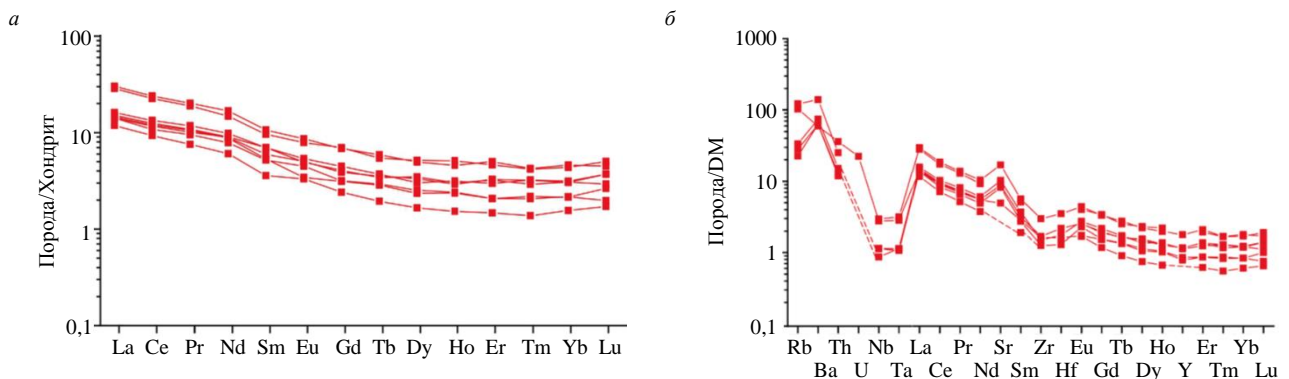


Рис.3. Спектры распределения РЗЭ в породах тела ультрабазитов (а), нормированные к хондриту по [24], и спайдер-диаграммы (б), нормированные к DM по [22]

Для Fe_2O_{3tot} проявлено небольшое увеличение снизу вверх по разрезу и нарушение трендов вблизи контактов. Первое связано с постепенным уменьшением температуры кристаллизации, а второе – с относительно резким охлаждением расплава на контактах. Для Nd установлено равномерное распределение на большей части разреза в пределах 3,49-4,35 мг/г и увеличение его содержания до 7,43 мг/г вблизи нижнего контакта (табл.2).

Породы, слагающие изученный массив, характеризуются однотипным характером спектров распределения РЗЭ, нормированных к хондриту, с небольшим превышением ЛРЗЭ над ТРЗЭ и небольшой степенью дифференциации (рис.3).

Характерной их особенностью является отрицательная Nb- и Ta-аномалия и положительная – Sr относительно DM (рис.4). По сравнению с породами Мончетундровского массива в них отсутствует положительная Eu-аномалия. Наибольшее сходство породы пластового тела проявляют, судя по спектрам РЗЭ и спайдер-диаграммам, с породами Южной камеры Мончеплутона [9].

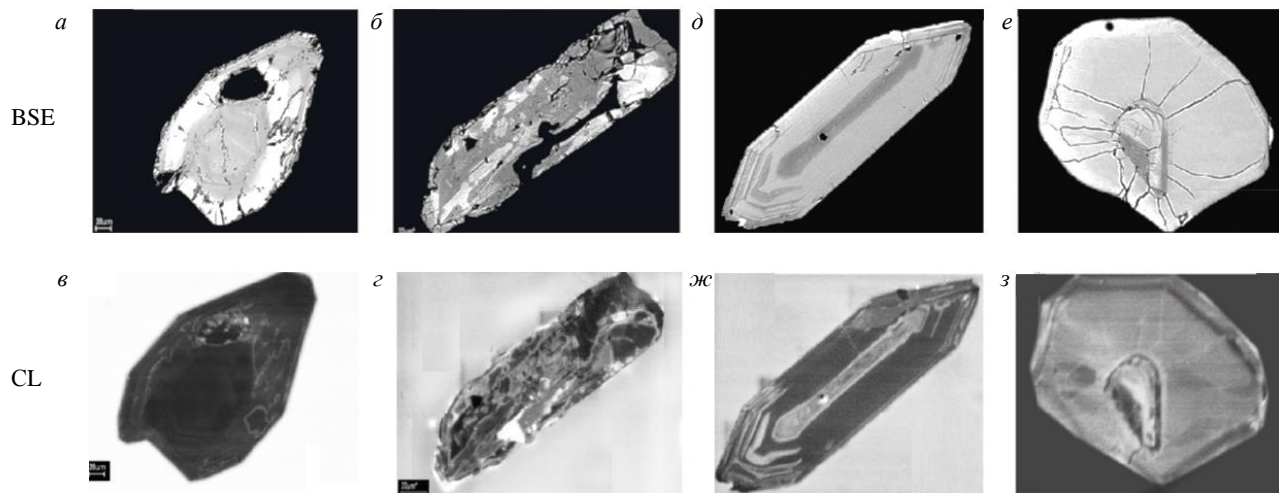


Рис.4. Микрофотографии зерен циркона из проб М-75 (а-з) и М-77 (д-з), снятых в режимах отраженных электронов (BSE) и катодоллюминесценции (CL)

Результаты изотопных исследований. Проба М-75. Монофракция циркона (0,50 мг) разделена на четыре навески. *Первая* из них представлена обломками крупных кристаллов. Средний их размер 0,175×0,175 мм (Ку – 1). Цвет светло-желтый, блеск стеклянный, поверхность слабокорродированная. В краевой зоне проявлена слабовыраженная зональность. Зерна содержат тонкую сеть микротрещин, краевая зона трещиноватая. *Навеска 2* – короткопризматические кристаллы с хорошо выраженными гранями пирамиды и пинакоида и слабоокругленными ребрами (рис.4, а, в). Средний их размер 0,175×0,175 мм (Ку – 1). Кристаллы полупрозрачные, цвет светло-желтый, блеск стеклянный. Поверхность не корродированная. Кристаллы содержат крупное ядро с грубой зональностью. От ядра расходятся радиальные трещины. В краевой широкой части проявлена первичная осцилляционная ритмическая зональность магматического типа. *Навеска 3* представлена мелкими обломками кристаллов разной формы. Средний их размер 0,170×0,170 мм (Ку – 1). Зерна полупрозрачные, цвет светло-желтый, блеск стеклянный. *Навеска 4* содержит удлиненно-призматические, сильно трещиноватые кристаллы (рис.4, б, з). Средний их размер 0,24×0,105 мм (Ку – 2,2). Цвет молочный, блеск стеклянный. В BSE и CL выявлена внутрифазовая неоднородность, обусловленная процессами постинтрузивных метаморфических изменений. Результаты U-Pb изотопного анализа циркона представлены в табл.4.

Таблица 4

Результаты U-Pb изотопного анализа циркона из оливинового меланократового (М-75) и крупнозернистого (М-77) габброноритов

№ п/п	Навеска, мг	Содержание, ppm		Изотопный состав свинца			Изотопные отношения и возраст, млн лет			Rho
		Pb	U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁸ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	
Магматический циркон М-75										
1	0,10	365,75	524,58	977	4,7720	1,7623	9,76278	0,431079	2500	0,99
2	0,20	95,98	168,93	6247	5,8814	2,2971	9,23281	0,409738	2508	0,92
3	0,10	211,83	335,50	828	5,3433	1,5995	8,84685	0,392795	2491	0,89
Ксеногенный циркон М-75										
4	0,10	28,19	35,16	1171	5,1455	2,1929	14,1301	0,536971	2789	0,97
Магматический циркон М-77										
1	0,40	153,45	478,32	4404	6,3914	5,5386	9,17510	0,420551	2436	0,93
2	0,10	435,73	797,9	1359	6,0709	1,6570	7,58804	0,354236	2406	0,95
3	0,10	209,05	400,5	1866	6,0811	1,5646	7,10140	0,332917	2431	0,83
4	0,40	374,48	926,2	3114	6,4656	1,8958	5,76009	0,277478	2352	0,96

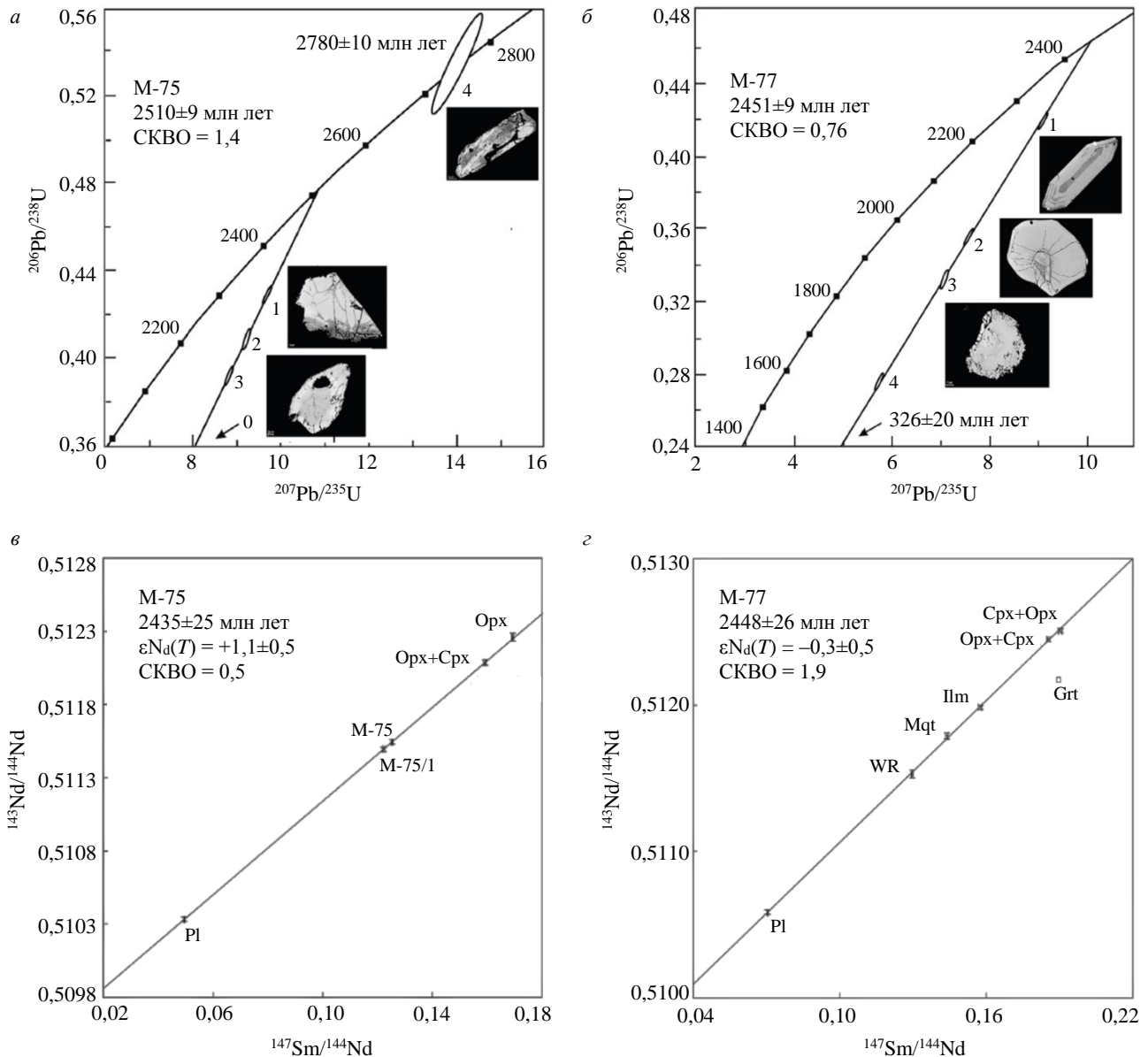


Рис.5. U-Pb диаграммы с конкордией для циркона (а, б) и минеральные Sm-Nd изохроны (в, з) для меланократового оливинового (М-75) и крупнозернистого (М-77) габброноритов

WR, М-75, М-75/1 – проба, Pl – плагиоклаз, Орх – ортопироксен, Срх – клинопироксен, Mgt – магнетит, Ilm – ильменит

На U-Pb диаграмме с конкордией (рис.5, а) аналитические точки навесок 1, 2 и 3 аппроксимируются дискордией с верхним пересечением 2510 ± 9 млн лет (СКВО = 1,4); нижнее пересечение, равное нулю, отражает современные потери Pb. Аналитическая точка для навески 4 располагается на конкордии с возрастом 2780 ± 10 млн лет. На основе формы зерен, их внутреннего строения и результатов U-Pb изотопного анализа навески 1, 2 и 3 объединены в морфологический тип, который характеризует циркон магматического генезиса, навеску 4 следует отнести к метаморфизованному типу. Они значительно различаются по содержанию U (169-524 и 35 мг/г). Полученный результат 2510 ± 9 млн лет совпадает в пределах аналитической ошибки с возрастом магматического циркона и бадделеита из интрузивных пород Мончеплутона ($2507-2498$, среднее 2502 ± 5 млн лет) [3, 10, 11, 8]. Возраст 2780 ± 10 характеризует метаморфизм ксеногенного циркона, который по возрасту отвечает одному из этапов метаморфизма гранитогнейсов фундамента Мончегорского рудного района.

Проба М-77. Монофракция циркона весом 1,0 мг разделена на четыре навески. *Навеска 1* представлена кристаллами удлиненно-призматического и дипирамидального габитуса (см. рис.4, д, ж).



Кристаллы прозрачные, цвет светло-желтый, блеск стеклянный, поверхность не корродированная. Средние размеры $0,175 \times 0,06$ (Ку – 2,9). Величина массы среднего кристалла – $25,2 \cdot 10^{-6}$ г. Кристаллы содержат ядро дипирамидально-призматического габитуса со слабовыраженной внутрифазовой неоднородностью. Основная часть кристалла имеет хорошо выраженную первичную осцилляционную магматическую зональность, параллельную внешним граням. *Навеска 2* содержит пластинчатые обломки кристаллов. Зерна полупрозрачные, цвет светло-желтый, блеск жирный, поверхность слабокорродированная. Средние их размеры – $0,175 \times 0,105$ (Ку – 1,6). Величина массы среднего кристалла – $7,7 \cdot 10^{-6}$ г. Зерна содержат внутренний зародыш овально-неправильной формы с тонкой ритмической зональностью. Во внешней тонкой кайме также выявлена тонкая ритмическая зональность роста. *Навеска 3* представлена обломками кристаллов полуовальной формы. Средние размеры зерен $0,140 \times 0,105$ (Ку – 1,3). Величина массы среднего кристалла – $6,1 \cdot 10^{-6}$ г. Зерна прозрачные, цвет желтовато-коричневый, блеск жирный, поверхность корродированная. Внешняя зона трещиноватая. В зернах присутствует слабовыраженное в BSE и CL ядро многоугольной формы с внутрифазовой неоднородностью. Отмечаются реликты тонкой каймы. *Навеска 4* содержит обломки кристаллов циркона неопределенной формы с мелкими включениями (бадделеита?). Зерна полупрозрачные, цвет светло-желтый, блеск стеклянный. Поверхность не корродированная. Средний размер зерен $0,140 \times 0,105$ (Ку – 1,3). Величина массы среднего кристалла – $6,1 \cdot 10^{-6}$ г.

Формы зерен, их внутреннее строение, отражающее процессы роста в магматическом расплаве, и результаты U-Pb изотопного анализа навесок 1-4 характеризуют циркон магматического генезиса. Содержание U в данном цирконе варьируется от 400 до 926 мг/г (табл.4), что сопоставимо с цирконом из габброноритов Средней зоны Мончетундровского массива [3].

На U-Pb диаграмме с конкордией аналитические точки для четырех навесок циркона пр. М-77 аппроксимируются дискордией с верхним пересечением 2451 ± 9 млн лет (СКВО = 0,76) (рис.5, б). Нижнее пересечение 326 ± 20 млн лет отвечает этапу внедрения крупных интрузий щелочных сиенитов (Хибины и др.). Возраст 2451 ± 9 млн лет не совпадает с возрастом циркона из норитов (2500 ± 2 млн лет) и ортопироксенитов (2496 ± 3 млн лет), залегающих в пределах Нижней зоны Мончетундровского массива [4], но соответствует возрасту циркона из пород IV Постинтрузивной, пегматоидной, фазы, которые прорывают породы Средней и Верхней зон Мончетундровского массива (2456-2445 млн лет). Эти результаты свидетельствуют о гетерогенном строении Нижней зоны Мончетундровского массива, в строении которой участвуют породы с возрастом от 2500 до 2450 млн лет.

Результаты Sm-Nd исследований проб М-75 и М-77 представлены в табл.5. Для М-75 выполнены измерения пробы, навесок плагиоклаза и пироксенов, для М-77 – пробы, навесок пироксенов, магнетита и ильменита. Пробы различаются по содержанию Nd в силикатах и породе – соответственно 3,70-4,77 и 5,13-6,83 мг/г.

Таблица 5

Результаты изотопного Sm-Nd анализа проб М-75 и М-77

Навеска	Концентрация, ppm		Изотопные отношения		T_{DM} , млн лет	$\epsilon_{Nd}(T)$
	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$		
М-75						
WR-1	0,858	4,14	0,1253	$0,511542 \pm 18$	2762	+0,9
WR-2	0,747	3,70	0,1222	$0,511493 \pm 8$	2749	+0,9
Pl	0,391	4,77	0,0495	$0,510332 \pm 12$		
Орх	0,536	1,914	0,1692	$0,512259 \pm 13$		
Орх+Срх	1,685	6,40	0,1591	$0,512085 \pm 11$		
М-77						
WR	1,099	5,13	0,1296	$0,511529 \pm 28$	2925	-0,3
Pl	0,752	6,46	0,0704	$0,510585 \pm 12$		
Срх+Орх	2,149	6,83	0,1902	$0,512507 \pm 11$		
Орх+Срх	1,893	6,17	0,1854	$0,512451 \pm 14$		
Mgt	0,725	3,05	0,1437	$0,511791 \pm 18$		
Ilm	1,930	7,41	0,1574	$0,511985 \pm 15$		
Gr	1,053	3,38	0,1886	$0,512221 \pm 9$		

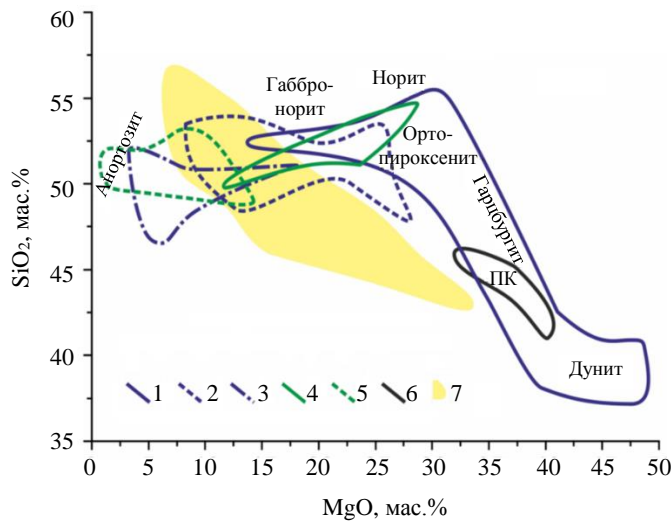


Рис.6. Петрохимическая диаграмма SiO₂–MgO с полями состава пород тела ультрабазитов (скв. М-1), Мончеплутона и Мончетундровского массива

- 1-3 – породы I-III (1), IV (2) и V (3) мегациклов Мончеплутона;
- 4-5 – породы Нижней (4), Средней и Верхней (5) зон Мончетундровского массива; 6 – ультрабазиты;
- 7 – коматиитовые базальты Ветреного пояса по [25, 26]

молодой интрузией, так как возраст его внедрения совпадает с возрастом пород Мончеплутона и началом формирования Мончетундровского массива. По своему строению изученное тело является самостоятельным интрузивным массивом с сохранившимися зонами закалки и слабопроявленной камерной дифференциацией. Эти данные позволяют отнести его к фрагменту магмаподводящей системы в виде палеоканала, по которому ультраосновная магма могла поступать в вышерасположенную магматическую камеру.

На диаграмме MgO–SiO₂ (рис.6) отображены поля составов плагиогарцбургитов магмаподводящего палеоканала (ПК) и пород Мончеплутона (I-III, IV, V мегациклы), Мончетундровского массива (три зоны), а также коматиит-базальтовых вулканитов Ветреного пояса с возрастом 2,41 млрд лет. На данной диаграмме плагиогарцбургиты палеоканала попадают в поле гарцбургитов Мончеплутона, отличаясь от них большим содержанием Al₂O₃ и CaO (в два раза) при одинаковом содержании MgO [9]. Диаграмма отражает также четкие отличия дифференциации в коматиит-базальтовых вулканитах, которые относятся к комагматическим образованиям расслоенных интрузий [25, 26], и в Мончеплутоне. Отличия в трендах дифференциации обусловлены тем, что в вулканитах главную роль играла кристаллизация оливиновой фазы, тогда как в Мончеплутоне и других расслоенных интрузиях палеопротерозойского возраста региона происходила более сложная смена оливин-хромитового и оливин-ортопироксенового парагенезисов на ортопироксен-плагиоклазовый парагенезис. Осложняющим фактором является многократное поступление расплавов в магматическую камеру, различающихся по составу и оруденению.

На диаграмме $\epsilon_{Nd}-T$ (млн лет) (рис.7), построенной по результатам Sm-Nd анализа, отображены данные для пород палеоканала, а также Мончеплутона и Мончетундровского массива с корректировкой возраста пород по U-Pb анализу циркона и бадделеита. Основная часть аналитических точек располагается в области отрицательных значений параметра ϵ_{Nd} , что является характерным для большинства расслоенных рудоносных интрузий палеопротерозойского возраста Кольско-Лапландско-Карельской провинции [8, 27, 28]. Данная особенность, по мнению авторов [3, 29], обусловлена процессами ассимиляции и контаминации вмещающих высокометаморфизованных пород в глубинных и промежуточных камерах, расположенных в пределах нижней и средней коры.

Для оливинового габбронорита (пр. М-75) получен изохронный возраст, равный 2435 ± 25 млн лет, СКВО = 0,5 (рис.5, в). Он отличается от U-Pb возраста циркона, по-видимому, из-за локального изменения плагиоклаза. Для крупнозернистого габбронорита (пр. М-77) изохронный возраст равен 2448 ± 26 млн лет, СКВО = 1,9 (рис.5, з). Он совпадает в пределах аналитической ошибки с U-Pb возрастом циркона. Для пр. М-75 определено положительное значение параметра ϵ_{Nd} (+1,1), для пр. М-77 – отрицательное (–0,3). Пробы также различаются по модельному возрасту протолита исходной магмы: соответственно 2,75 и 2,92 млрд лет.

Обсуждение. Изученное интрузивное тело ультрабазитов, вскрытое скв. М-1, отделено от Мончетундровского массива мощной зоной бластокатаклизмов и бластомилонитов и поэтому не может входить в его состав. Тело также не является более



Заслуживает отдельного внимания положительные значения параметра ϵ_{Nd} , установленные для пород палеоканала (+1,1), дунита и хромитита Сопчеозерского месторождения Мончеплутона (+2,5 и +2,9) и ортопироксена из Нижней зоны Мончетундровского массива (+1,7), возраст которых находится в пределах 2510-2496 млн лет (среднее 2501 ± 6 млн лет). Эти данные свидетельствуют о наличии в изученных массивах пород с мантийными метками, которые представляют собой слабоконтаминированное мантийное вещество. Из этого следует предположение о поступлении магм из разных глубинных очагов или промежуточных камер и о неполной гомогенизации магм в магматической камере. Этот вывод позволяет объяснить наличие в Мончеплутоне различных по металлогении месторождений – хромитовых и сульфидных Cu-Ni руд. Полученные данные также свидетельствуют, что маломощные тела ультраосновных пород, залегающие в пределах Нижней зоны Мончетундровского массива [3, 4] представляют собой самостоятельные инъекции магмы. По-видимому, они также являются продуктом общей магмаподводящей системы, которая располагалась в области сочленения Мончеплутона и Мончетундровского массива.

Выводы. Расположенное на глубине около 2,2 км линзовидно-пластовое тело плагиогарцбургитов мощностью 340 м представляет собой фрагмент магмаподводящей системы в виде палеоканала, по которому высокомагнезиальная магма поднималась в вышерасположенную магматическую камеру. Породы изученного тела по минеральному составу, геохимическим и изотопным особенностям проявляют значительное сходство с породами Мончеплутона, который является классическим примером расслоенной рудоносной интрузии. Возраст внедрения, определенный на основе изотопного U-Pb анализа циркона (ID-TIMS), равен 2510 ± 9 млн лет, что сопоставимо с периодом формирования Мончеплутона. Изученный геологический объект – это уникальный пример магмаподводящей системы для рудоносной расслоенной интрузии докембрийского возраста.

Авторы благодарят Даниеля Оненстеттера и Евгения Шаркова за помощь в выполнении аналитических работ и рецензентов за конструктивные замечания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 184 с.
2. Mitrofanov F.P., Pozhilenko V.I., Arzamastsev A. et al. Geology of the Kola Peninsula (Baltic Shield). Apatity: Kola Science Center RAS, 1995, 144 p.
3. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение / Под ред. Ф.П.Митрофанова, В.Ф.Смолякина. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2004, Ч. 1. 177 с; Ч. 2. 177 с.
4. Чащин В.В., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э. и др. Петрогенез и возраст пород нижней платиноносной зоны Мончетундровского базитового массива, Кольский полуостров // Петрология. 2020. Vol. 28. № 2. С. 150-183. DOI: 10.31857/S0869590320020028
5. Vetrin V.R. Composition and Structure of the Lower Crust of the Belomorian Mobile Belt, Baltic Shield // Petrology. 2006. Vol. 14. № 4. P. 390-412. DOI: 10.1134/S0869591106040047
6. Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. Л.: Наука, 1973. 283 с.
7. Юдин Б.А. Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и ее металлогения. Л.: Наука, 1980. 169 с.
8. Bayanova T., Mitrofanov F., Serov P. et al. Layered PGE Paleoproterozoic (LIP) Intrusions in the N-E Part of the Fenoscandian Shield – isotope Nd-Sr and $3\text{He}/4\text{He}$ data, Summarizing U-Pb Ages (on Baddeleyite and Zircon), Sm-Nd Data (on Rock-Forming and Sulphide Minerals), Duration and Mineralization // Geochronology – Methods and Case Studies. Chapter 6. INTECH, 2014. P. 143-193. DOI: 10.5772/58835

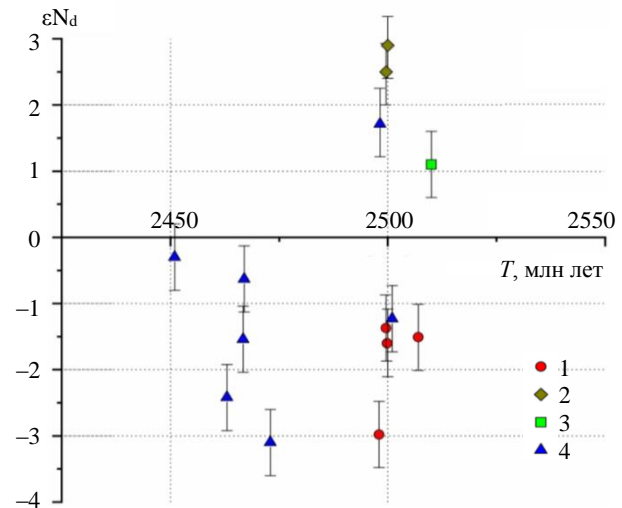


Рис.7. Первичное отношение $\epsilon_{Nd}(T)$ в породах тела ультрабазитов, Мончеплутона и Мончетундровского массива относительно возраста (T , млн лет)

1 – Мончеплутон; 2 – дунит и хромитит Сопчеозерского месторождения; 3 – ультрабазиты; 4 – Монче-, Чуна- и Волчьетундровский массивы. Использованы данные: 1 – [3, 8, 27, 28]; 2 – [10]; 3 – настоящая работа; 4 – [3, 4, 8]. Возраст скорректирован по результатам изотопного U-Pb анализа циркона [3, 7, 8, настоящая работа]



9. Смолякин В.Ф., Мокрушин А.В. Геохимия расслоенных интрузий палеопротерозоя Мончегорского рудного района, Кольский регион // Труды XVI Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН, 7-10 апреля 2019, Апатиты, Россия. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН. 2019. № 16. С. 544-549. DOI: 10.31241/FNS.2019.16.111
10. Чащин В.В., Баянова Т.Б. Сопчеозерское хромовое месторождение Мончеплутона: геохимия и U-Pb возраст // Труды XVIII Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН, 5-6 апреля 2021, Апатиты, 2021. Апатиты: Изд-во ГИ КНЦ РАН. 2021. № 18. С. 403-408.
11. Amelin Yu.V., Heaman L.M., Semenov V.S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian Research. 1995. Vol. 75. Iss. 1-2. P. 31-46. DOI: 10.1016/0301-9268(95)00015-W
12. Karykowski B.T., Maier W.D., Groshev N.Y. Critical Controls on the Formation of Contact-Style PGE-Ni-Cu Mineralization: Evidence from the Paleoproterozoic Monchegorsk Complex, Kola Region, Russia // Economic Geology. 2018. Vol. 113. № 4. P. 911-935. DOI: 10.5382/econgeo.2018.4576
13. Шарков Е.В., Смолякин В.Ф., Беляцкий В.Б. и др. Время формирования Мончетундровского разлома (Кольский полуостров) по данным Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систематик метаморфических парагенезисов // Геохимия. 2006. № 4. С. 355-364.
14. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal dissolution of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1973. Vol. 37. Iss. 3. P. 485-494. DOI: 10.1016/0016-7037(73)90213-5
15. Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex – A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Version 2.05 // Berkeley Geochronology Center Special Publication. № 1a. 1999. 49 p.
16. Ludwig K.R. PBDAT - A Computer Program for Processing Pb-U-Th isotope Data. Version 1.22 // Open-file report 88-542. US Geological Survey. 1991. 38 p.
17. Steiger R.H., Jager E. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth and Planetary Science Letters. 1977. Vol. 36. Iss. 3. P. 359-362. DOI: 10.1016/0012-821X(77)90060-7
18. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planetary Science Letters. 1975. Vol. 26. Iss. 2. P. 207-221. DOI: 10.1016/0012-821X(75)90088-6
19. Raczek I., Jochum K.P., Hofmann A.W. Neodymium and strontium isotope data for USGS reference materials BCR-1, BCR-2, BHV O-1, BHVO-2, AGV-1, AGV-2, GSP-1, GSP-2 and Eight MPI-DING reference glasses // Geostandards and Geoanalytical Research. 2003. Vol. 27. P. 173-179. DOI: 10.1111/j.1751-908X.2003.tb00644.x
20. Tanaka T., Togashi S., Kamioka H. et al. JNdi-1: A neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium // Chemical Geology. 2000. Vol. 168. P. 279-281. DOI: 10.1016/S0009-2541(00)00198-4
21. Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // Earth and Planetary Science Letters. 2008. Vol. 273. Iss. 1-2. P. 48-57. DOI: 10.1016/j.epsl.2008.06.010
22. Salters U.J.M., Stracke A. Composition of the depleted mantle // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2004. Vol. 5. Iss. 5. P.1-27. DOI: 10.1029/2003GC000597
23. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution Steven // Earth and Planetary Science Letters. 1988. Vol. 87. Iss. 3. P. 249-265. DOI: 10.1016/0012-821X(88)90013-1
24. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120. Iss. 3-4. P. 222-253. DOI: 10.1016/0009-2541(94)00140-4
25. Евсеева К.А., Красивская И.С., Чистяков А.В., Шарков Е.В. Раннепротерозойские бонинитоподобные вулканы Ветреного пояса Балтийского щита, Россия // Литосфера. 2004. № 3. С. 110-126.
26. Mezhelevskaya, S.V., Korsakov, A.K., Mezhelevskii, A.D., Bibikova, E.V. Age range of formation of sedimentary-volcanogenic complex of the Vetreny Belt (the southeast of the Baltic Shield) // Stratigraphy and Geological Correlation. 2020. Vol. 24. P. 105-117. DOI: 10.1134/S0869593816020040
27. Amelin Yu.V., Semenov V.S. Nd and Sr isotope geochemistry of mafic layered intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the evolution of Paleoproterozoic continental mafic magmas // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. Vol. 124. P. 255-272. DOI: 10.1007/s004100050190
28. Serov P.A. Paleoproterozoic Pt-Pd Fedorovo-Pansky and Cu-Ni-Cr Monchegorsk Ore Complexes: Age, Metamorphism, and Crustal Contamination According to Sm-Nd Data // Minerals. 2021. Vol. 11. Iss. 12. № 1410. DOI: 10.3390/min11121410
29. Смолякин В.Ф., Кременецкий А.А., Ветрин В.П. Геолого-геохимическая модель формирования палеопротерозойских (2.5-2.4 млрд лет) рудно-магматических систем Балтийского щита // Отечественная геология. 2009. № 3. С. 54-62.

Авторы: В.Ф.Смолякин, д-р геол.-минерал. наук, v.smolkin@sgm, <https://orcid.org/0000-0002-1400-6310> (Государственный геологический музей им. В.И.Вернадского Российской академии наук, Москва, Россия), А.В.Мокрушин, канд. геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник, <https://orcid.org/0000-0002-5586-8902> (Геологический институт Кольского научного центра Российской академии наук, Апатиты, Россия), Т.Б.Баянова, д-р геол.-минерал. наук, главный научный сотрудник, <https://orcid.org/0000-0001-7281-8707> (Геологический институт Кольского научного центра Российской академии наук, Апатиты, Россия), П.А.Серов, канд. геол.-минерал. наук, ведущий научный сотрудник, <https://orcid.org/0000-0003-0930-0301> (Геологический институт Кольского научного центра Российской академии наук, Апатиты, Россия), А.А.Арискин, д-р геол.-минерал. наук, профессор, <https://orcid.org/0000-0002-5081-2731> (Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Москва, Россия).

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.