

УДК [552.42+550.93] (470.21)

## **ГЛИНОЗЕМИСТЫЕ ГНЕЙСЫ КОЛЬСКОЙ СЕРИИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА (ГЕОХИМИЯ, ПЕРВИЧНАЯ ПРИРОДА И ВОЗРАСТ ПРОТОЛИТА)**

**Т. А. Мыскова, Р. И. Милькевич**

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН*

Новые геохимические и изотопные данные, полученные по гнейсам кольской серии Балтийского щита, метаморфизованным в гранулитовой фации, интерпретированы исходя из магматической природы гнейсов и цирконов. Бiotитовые и гранат-биотитовые гнейсы по составу и структуре корреляционных связей между главными элементами сопоставляются с породами ТТГ ассоциаций. Sil±Crd-Grt-Bt гнейсы образуются по Grt-Bt гнейсам в результате бластомилонитизации и частичного плавления. В обеих разновидностях пород определен U-Pb по циркону возраст (SHRIMP-II). На графике с конкордией для Grt-Bt гнейсов все аналитические точки магматических цирконов образуют непрерывный тренд, растянутый по конкордии в диапазоне  $2909 \pm 8 - 2732 \pm 13$  млн лет, который интерпретирован как результат потери свинца магматическими цирконами в процессе медленного остывания тоналита в условиях нижней коры. Минимальный возраст магматизма, оцененный по самому древнему циркону, составляет 2,9 млрд лет. По метаморфическим оболочкам цирконов из Crd-Sil-Grt-Bt гнейса определен возраст гранулитового метаморфизма ( $2707 \pm 9 - 2656 \pm 8$  млн лет). Часть кристаллов циркона из Crd-Sil-Grt-Bt гнейса представлена интенсивно измененными разностями с дискордантным возрастом  $2740 \pm 6 - 2639 \pm 9$  млн лет, близким к возрасту метаморфических оболочек, что указывает на существование в это время события, приведшего к нарушению кристаллической решетки и потере радиогенного свинца.

**Ключевые слова:** Балтийский щит; природа архейских гнейсов; U-Pb геохронология; циркон.

### **T. A. Myskova, R. I. Milkevich. THE ALUMINOUS GNEISSES OF KOLA SERIES, BALTIC SHIELD (GEOCHEMISTRY, NATURE AND AGE OF PROTOLITH)**

The geochemical and isotopic data were obtained for gneisses of the Kola Series, Baltic Shield. They are metamorphosed in granulite facies and interpreted according to the igneous nature of zircons and gneisses. The biotitic and garnet-biotitic gneisses are paralleled to the rocks of TTG associations in terms of the structure of correlation between the main elements. Sil ± Crd-Grt-Bt gneisses are formed on Grt-Bt gneisses as a result of blastomylonitization and partial melting. U-Pb zircon ages (SHRIMP-II) were determined for both gneiss species. All analytical points of magmatic zircons in the concordia diagram for Grt-Bt gneisses form a continuous trend extended in concordia in the range of  $2909 \pm 8 - 2732 \pm 13$  Ma. It is interpreted as the result of lead loss from magmatic zircons during the slow cooling of tonalite in the lower crust. Minimal age of magmatism and early granulitic metamorphism estimated by most ancient zircon is 2.9 Ga. The time of mani-

festation of younger granulite metamorphism determined by newly-formed zircon shells from Crd-Sil-Grt-Bt gneiss corresponds to the interval  $2707 \pm 9 - 2656 \pm 8$  Ma. Part of the zircon from Crd-Sil-Grt-Bt gneiss is profoundly altered crystals with a discordant age of  $2740 \pm 6 - 2639 \pm 9$  Ma, which is similar to that of metamorphic shells, suggesting an event happened at that time which disrupted the crystalline grid and caused the loss of radiogenic lead. Three ancient zircons with a maximum age of  $3461 \pm 5$  MA are interpreted as captured zircons, which indicate the presence of continental crust at this point in the northern part of the Baltic Shield.

**Key words:** Baltic Shield; nature of Archean gneisses; U-Pb geochronology; zircon.

## Введение

Объектом наших исследований послужили архейские глиноземистые гнейсы кольской серии Центрально-Кольского блока (ЦКБ) Балтийского щита, исследование природы и возраста которых играет важную роль в понимании происхождения и эволюции архейской континентальной коры. Есть мнение [Полканов, Герлинг, 1961; Горяинов, 1980], что ЦКБ является наиболее древним ядром, вокруг которого происходило разрастание континентальной коры Балтийского щита.

Древнейшие архейские образования ЦКБ представлены двумя подразделениями: комплексом парагнейсов кольской серии, включающим биотитовые, гранат-биотитовые, силлиманит±кордиерит-гранат-биотитовые гнейсы, и комплексом ортогнейсов тоналит-трондjemитового, эндербитового и чарнокитового состава. Часть исследователей считают, что гранитоидный комплекс является фундаментом для кольской серии [Бондаренко, Дагелайский 1968, 1971; Батиева, Бельков, 1968]. К. Х. Авакян [1992] пришел к выводу, что гнейсы кольской серии и гранитоиды фундамента принадлежат к единому комплексу и подверглись одним и тем же деформациям и метаморфизму. Несогласованы взгляды исследователей и в вопросах эволюции метаморфизма [Добржинецкая, 1978; Balashov et al., 1992; Ранний докембрий..., 2005]. Одна из версий, приведенная в монографии [Ранний докембрий..., 2005], предполагает наличие двух тектоно-метаморфических циклов (ТМЦ). Ранний ТМЦ включает два этапа складчатых деформаций и сопровождается метаморфизмом гранулитовой фации умеренных давлений. Он представлен малыми структурными формами, обрывками мелких и изоклинальных складок и сопровождается региональной сланцеватостью  $S_1$ , выраженной в ориентировке минералов, кристаллизовавшихся в условиях гранулитовой фации. Параллельно сланцеватости развивается мигматитовая полосчатость. С ней ассоциируют жильные тела гранитов, пегматиты и кварцевые жилы

[Добржинецкая, 1978]. Поздний ТМЦ включает пять этапов складчатых деформаций и сопровождается повторным метаморфизмом от гранулитовой ( $T = 800$  °C и  $P = 6-7$  кбар) до амфиболитовой ( $T = 650$  °C и  $P = 4-5$  кбар) фации. Со вторым ТМЦ связаны крупные картируемые структуры и интенсивная мигматизация, приводящая к появлению анатектических гранитных магм [Добржинецкая, 1978]. Локально проявлен метасоматоз и диафторез амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций.

Глиноземистые гнейсы кольской серии обычно относят к метаосадкам на основании находок реликтов градационной слоистости, повышенных содержаний хрома и интерпретации морфологии циркона как детритового [Слабунов и др., 2006]. Однако существуют и другие точки зрения. В. Б. Крюков [1978] полагал, что кольские гнейсы образовались из гранитоидных пород в результате глубинного дислокационного метаморфизма. В. В. Жданов [1978] рассматривал гранулитовый комплекс ЦКБ как единую метаморфо-метасоматическую серию, которая развивалась по одному исходному субстрату, представленному гиперстеневыми кристаллосланцами. Он предполагал, что гранулитовый комплекс принадлежит к структурам земной коры, ранее не выходившим на дневную поверхность. А это означает, что у пород не было возможности пройти стадию литогенеза.

Ранее мы пришли к выводу о наиболее вероятной магматической природе кольских гнейсов [Мыскова и др., 2005, 2007]. Наименее измененные и близкие по составу к протолиту биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы кольской серии ранее нами сопоставлялись с кислыми вулканитами, похожими на вулканиты F1 К. Конди [1983], а гнейсы с силлиманитом и кордиеритом считались образованными по первым в результате рассланцевания и мигматизации.

В опубликованной литературе мы не нашли ни одного убедительного примера описания градационной слоистости, а наши наблюдения полосчатости в породах свидетельствуют в пользу ее метаморфической природы.

Л. Ф. Добржинская [1978], занимавшаяся структурным анализом образований кольской серии, установила, что самыми ранними плоскостными текстурами являются сланцеватость и параллельная ей мигматитовая полосчатость. Текстуры же, которые нередко принимают за косую слоистость, по ее мнению, являются тектонитами, так как «косые серии» представлены обрывками мигматитовой полосчатости и параллельной ей сланцеватости, выраженной в ориентировке минералов, принадлежащих к ассоциациям гранулитовой и амфиболитовой фаций.

Изотопные данные для гнейсов кольской серии немногочисленны. К. Х. Авакяном [1992] по 11 пробам мелкозернистых гранат-биотитовых гнейсов и крупнозернистых силлиманит±кордиерит-гранат-биотитовых гнейсов районов Мурдозеро и Тулпъявр была получена Rb-Sr изохрона с возрастом  $2880 \pm 50$  млн лет при начальном отношении  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7005$ . Эта датировка, исходя из осадочной природы гнейсов, была интерпретирована как возраст, соответствующий постседиментационному процессу диагенеза и начальному термальному метаморфизму. Сделано предположение, что образование осадочных пород происходило из материала первичной коры (продукта мантийного магматизма) в течение чрезвычайно малого интервала времени.

Ю. А. Балашовым [Balashov et al., 1992] в трех пробах силлиманит-гранат-биотитовых гнейсов и в одной пробе биотит-гранатовых гнейсов из района Паяз-Явр (западнее оз. Чудзьявр) классическим U-Pb методом по циркону измерены возрасты двух популяций цирконов. Популяция призматических цирконов по верхнему пересечению дискордии с конкордией дала возраст  $2832 \pm 11$  млн лет, который интерпретирован как возраст раннего гранулитового метаморфизма. Фракция метаморфических цирконов с алмазным блеском граней имеет конкордантный возраст  $2648 \pm 18$  млн лет, который интерпретирован как возраст молодого гранулитового метаморфизма. Близкий возраст получен этими авторами по секущим кольскую серию гиперстеновым кварцевым диоритам и монцодиоритам ( $2720 \pm 3$ ,  $2719 \pm 28$  и  $2679 \pm 18$  млн лет), монацитсодержащим гранитам ( $2634 \pm 19$  млн лет) и пегматитам ( $2556 \pm 27$  млн лет).

Ранее [Мыскова и др., 2005] нами были изучены и продатированы цирконы (U-Pb, SHRIMP-II) из гранат-биотитового гнейса кольской серии в окрестностях оз. Няльярв (участок Первомайский). Выявлены три группы цирконов, имеющих близконкордантный возраст.

Значения возраста интерпретированы как время магматизма ( $2910 \pm 21$  млн лет) и время проявления двух сближенных этапов метаморфизма ( $2788 \pm 16$  и  $2740 \pm 18$  млн лет). Единичные цирконы с максимальным возрастом  $3606 \pm 16$  млн лет интерпретированы как ксеногенные. Но эти выводы были слабо подкреплены статистически. Не так давно [Мыскова и др., 2015б] для гнейсов этого же района получены более представительные изотопные данные, которые позволили предложить новую интерпретацию возраста, о чем будет подробно изложено в настоящей статье.

Е. В. Бибиковой U-Pb-изохронным методом по циркону был определен возраст амфибол-двупироксеновых ортогнейсов района Веже-Тундра [Бибикова, 1989]. Дискордантный возраст магматического циркона составил  $2830 \pm 70$  млн лет и был интерпретирован как минимальный возраст магматизма. Возраст метаморфического циркона в этом же образце составил  $2760 \pm 10$  млн лет.

С кольской серией часть исследователей [Чен и др., 1998; Ранний докембрий..., 2005] сопоставляют глиноземистые гнейсы архейской части Кольской сверхглубокой скважины, чередующиеся с гнейсами тоналит-трондьемитового состава, амфиболитами и железистыми кварцитами. В. Р. Ветрин с соавторами [2002, 2013] считают, что эти породы образуют более молодую структурно-вещественную ассоциацию, свойственную докембрийским гранит-зеленокаменным областям, и сопоставляют их с гнейсово-амфиболитовыми комплексами пород Сванвик-Нейденского сегмента Кольско-Норвежского террейна. Дискордантный возраст магматических цирконов из двух изученных образцов тоналитовых гнейсов составляет  $2832 \pm 6$  и  $2835 \pm 5$  млн лет [Чен и др., 1998].

Неоднозначность суждений о геологическом строении района, природе и возрасте протолита гнейсов связана с большой сложностью и недостаточной изученностью объекта, а также с отсутствием целенаправленного изучения геохимии пород и крайне малым количеством надежных изотопных датировок. Следует отметить, что при датировании древних высокометаморфизованных образований U-Pb методом по циркону бывает очень сложно привязать полученные данные к конкретному геологическому событию. Поэтому важным моментом является аргументированная интерпретация первичной природы метаморфических пород, а также определение генеза циркона на основании изучения его морфологии, внутреннего строения и геохимии.

В данной работе представлены новые результаты геохимического и изотопно-геохимического изучения гнейсов кольской серии ЦКБ с целью реконструкции их первичной природы и определения возраста протолита.

### Методика исследований

Для геохимического изучения пород отобран 81 образец из гнейсов кольской серии, которые были проанализированы на петрогенные элементы, в 23 из них определено содержание редких и редкоземельных элементов. В двух пробах были исследованы цирконы и определен их возраст, в этих же пробах определен изотопный состав Nd и Sr. Данные геохимического, изотопно-геохронологического и изотопно-геохимического изучения пород приведены в таблицах и на рисунках.

Концентрации главных элементов определяли методом рентгеноспектрального силикатного анализа, а элементов-примесей – методом ICP MS (относительная погрешность 5–10 %) в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ.

Выделение акцессорных цирконов проводили по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. U-Pb-изотопный анализ цирконов выполнен на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). Данные обрабатывали согласно процедуре, описанной в [Williams, 1998], с использованием программ обработки SQUID [Ludwig, 2000] и Isoplot/Ex [Ludwig, 2001]. Pb/U отношения нормализовали на отношение  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0,0665$  в стандартном цирконе TEMORA, соответствующее возрасту  $416,7 \pm 1,30$  млн лет ( $2\sigma$ ) [Black et al., 2003]. В зернах цирконов, в которых был определен возраст, проведены измерения концентраций PЗЭ на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИАН по стандартной методике [Smirnov et al., 1995], дополненной схемой вычитания изобарического наложения специфических кластеров цирконсодержащей матрицы [Hoskin, 1998]. Размер анализируемого участка циркона не превышал в диаметре 15–20 мкм, относительная ошибка измерения для большинства элементов составляла 10–15 %, порог обнаружения элементов – в среднем 10 ppb.

Для выделения Nd и Sm использована методика, близкая к описанной в [Richard et al., 1976]. Изотопные составы Nd и Sm измерены на многоколлекторных масс-спектрометрах Finnigan MAT-261 и TRITON T1. Измеренные отношения  $^{149}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$  нормализованы к отношению  $^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm} = 1,783079$ , а  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  – к отношению  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ . Точность

определения концентраций Sm и Nd – 0,5 %, изотопных отношений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  – 0,5 %;  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  – 0,005 % ( $2\sigma$ ). Уровень холостого опыта за время исследований составлял 0,05 нг для Sm и 0,1 нг для Nd. Средневзвешенное значение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в Nd-стандарте La Jolla по результатам 25 измерений равно  $0,511850 \pm 5$  ( $2\sigma$ ). При расчете величины  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  использованы современные значения для однородного хондритового резервуара (CHUR)  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$  и  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$  [Jacobsen, Wasserburg, 1984]. Модельные значения возраста  $T_{\text{Nd}}(DM)$  вычислены в соответствии с моделью [Goldstein, Jacobsen, 1988], согласно которой изотопный состав Nd деплетированной мантии линейно эволюционировал с 4,55 млрд лет назад и имеет современные значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(0) = +10$ ;  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}) = 0,513151$ ;  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,2136$ .

Анализ изотопного состава Rb и Sr производился на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме с дальнейшей коррекцией на изотопное фракционирование стронция путем нормализации измеренных отношений к величине  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ . Нормализованные таким образом отношения изотопов стронция приводились к значению  $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Sr} = 0,71025$  международного изотопного стандарта NBS-987. Погрешность определения отношения  $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  ( $\leq 0,03$  %) контролировалась путем соответствующего анализа международного стандарта BCR-1. Уровень холостого опыта составил 30 pg для Rb и 30 pg для Sr.

Ввиду отсутствия признаков первичных тектур реконструкция первичной природы рассматриваемых гнейсов осуществлена на основе геологических соотношений и исходя из петрогеохимического состава пород [Милькевич, 1996]. Важно отметить, что на дискриминационных петрохимических диаграммах [Неелов, 1980; Nesbitt, Yong, 1984, 1989] точки составов гнейсов кольской серии обычно попадают в поля перекрытия магматических и осадочных пород. Учитывая этот факт, при интерпретации первичной природы гнейсов главное внимание было обращено на специфику состава рассматриваемых пород, структуру корреляционных связей между элементами и сравнение с типичными представителями магматических и осадочных пород. Представительные составы пород и корреляционные матрицы приведены в таблицах, вариации составов пород отражены на диаграммах А. Харкера. В качестве эталонов для сравнения приведены вариационные диаграммы и корреляционные матрицы для тоналитов и трондьемитов пояса Лимпопо [Rollinson, 1993] и для протерозойских



терригенных пород ладожской серии [Мыскова и др., 2012]. Первичная природа пород, взятых в качестве эталонов, не вызывает сомнений, а выборки статистически представительны. Для эталона осадочных пород мы располагали своим примером [Мыскова и др., 2012]. Выбор эталона магматических пород происходил сложнее. В предыдущих наших работах [Мыскова и др., 2005, 2007] мы сопоставляли гранат-биотитовые гнейсы по химическому составу с вулканитами F1 К. Конди [1983]. Но по характеру корреляционных связей между элементами гранат-биотитовые гнейсы не были похожи на вулканиты известково-щелочной серии. Конди отмечал геохимическое сходство вулканитов F1 с породами ТТГ серий. В геохимическом справочнике [Rollinson, 1993] мы нашли примеры пород тоналит-трондьемитовой серии района Лимпопо, в которых по структуре корреляционных связей увидели сходство с нашими породами, а затем и геохимическое сходство, что обсуждается в настоящей работе.

Мы проводим сравнение кольских гнейсов с эталонами только по структуре корреляционных связей и трендам дифференциации. В случае терригенных пород такое сравнение правомерно независимо от возраста, геодинамической обстановки и химического типа литогенеза [Неелов, 1980], так как речь идет только о гранулометрической дифференциации.

### Геолого-геохимическая характеристика и реконструкция первичной природы гнейсов

Разрез кольской серии изучался нами на детальных участках Первомайский, Рогозеро, Лапоть и в локальных разрезах по трассам (рис. 1) в местах, где в породах преобладают минеральные парагенезисы гранулитовой фации и минимально проявлены наложенный метаморфизм и метасоматоз. На 70 % разрез сложен в разной степени мигматизированными силлиманит±кордиерит-гранат-биотитовыми гнейсами, в которых сохранились полосы непереработанных мелкозернистых биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов, состав которых максимально приближен к первичному составу протолита кольской серии. Мощность полос непереработанных мелкозернистых биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов изменяется от первых метров до десяти метров. В участках мигматизации полосчатость более тонкая и характеризуется чередованием полос грубозернистых и мелкозернистых гнейсов мощностью от нескольких до десятков сантиметров. Мелкозернистые биотитовые и гранат-биотитовые



Рис. 1. Схематическая карта района работ.

Детальные участки: 1 – Первомайский, 2 – Рогозеро, 3 – Лапоть; разрезы по трассам: 4 – Кола – Североморск, 5 – Кола – Междуречье, 6 – Санкт-Петербург – Мурманск, вблизи пос. Кильдинстрой

гнейсы представляют собой лейкократовые однородные породы с едва заметной сланцеватостью и являются более древним субстратом, по которому развиваются силлиманит- и кордиеритсодержащие гнейсы – крупнозернистые бластомилонитизированные, мигматизированные разности, содержащие тонкие инъекции микроклин- и ортоклазсодержащих гранитов, часто с гранатом. Такие же соотношения пород (образование второго типа гнейсов по первому в результате бластомилонитизации и частичного плавления протолита) описаны и в работе К. Х. Авакяна [1992].

**Биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы** на дискриминационной диаграмме  $ab$  А. Н. Неелова [1980] попадают в поля перекрытия магматических и осадочных пород (рис. 2). Точки их составов с одной стороны располагаются в полях риолитов, риодацитов и дацитов, а с другой – песчаников, алевролитов и отчасти алевропелитов. Но по характеру щелочности, обозначенной на рисунке 2 длиной и направлением векторов, рассматриваемые гнейсы больше похожи на магматические породы. В терригенных породах с увеличением глиноземистости от песчаников к пелитам наблюдается закономерное увеличение количества калия в породах и, соответственно, параметра  $k = K/(K+Na)$  [Неелов, 1980], что находит свое

### Кольская серия

### Ладожская серия

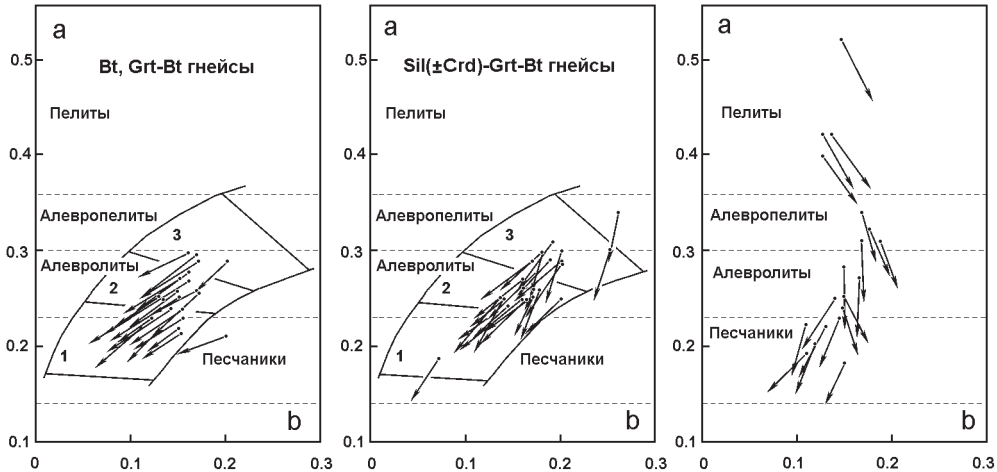


Рис. 2. Диаграмма ab [Неелов, 1980] для Bt, Grt-Bt, Sil±Crd-Grt-Bt гнейсов кольской серии и ритмично-слоистых Qz-Bt сланцев, иногда с Grt (метатерригенных пород) ладожской серии [Мыскова и др., 2012]:

a, b – петрохимические характеристики (в атомных количествах):  $a = Al/Si$ ,  $b = (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn + Mg + Ca) / 1000$ ; векторами обозначены параметры, характеризующие щелочность пород:  $n = K + Na$  – длина вектора,  $k = K / (K + Na)$  – наклон вектора. Поля вулканитов на диаграммах: 1 – риолиты, 2 – риодациты, 3 – дациты

выражение в веерообразном изменении направлений векторов. К примеру, в метаосадках ладожской серии, которые представлены ритмично-слоистыми кварц-биотитовыми ( $\pm$ гранат) сланцами, с увеличением глиноземистости увеличивается количество калия в породах и соответственно растет параметр  $k$  от 0,23 до 0,70 (рис. 2). Тогда как гранат-биотитовые гнейсы при средне меняющихся значениях глиноземистого модуля от 0,20 до 0,30 (рис. 2) имеют практически одинаковое направление ( $k = 0,17-0,22$ ) и длину ( $n = 0,12-0,17$ ) векторов, которые характеризуют породы как умеренно-глиноземистые и существенно натровые. На классификационной диаграмме  $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$  [Le Maitre et al., 1989] гнейсы образуют компактную группу точек в поле дацитов и риодацитов (рис. 3). Биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы имеют достаточно однородный состав и при вариациях концентраций  $SiO_2$  (66–73 мас. %) характеризуются умеренным содержанием  $Al_2O_3$  (13–16 мас. %), высоким содержанием  $Na_2O$  (в среднем 4 мас. %) и низким содержанием  $K_2O$  (в среднем 1,5 мас. %) при устойчивом отношении  $K_2O/Na_2O = 0,30-0,39$  и отношении  $MgO/CaO < 1$  (табл. 1). На бинарных диаграммах (рис. 4) точки составов гранат-биотитовых гнейсов характеризуются положительной корреляцией  $Al_2O_3$  с  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_{3\text{общ}}$ ,  $MgO$ , а также с  $Na_2O$  и  $CaO$  при отсутствии связи с  $K_2O$  (табл. 2), чем отличаются от терригенных пород, для которых обычны сильные положительные связи  $Al_2O_3$  с  $K_2O$  и мафическими

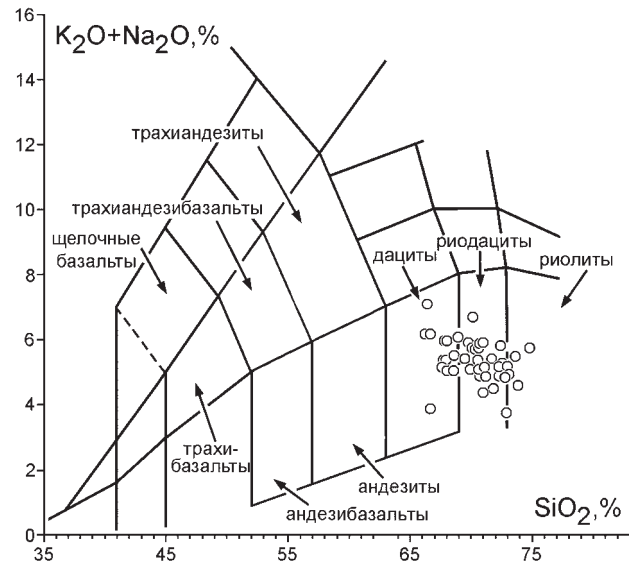


Рис. 3. Положение составов Bt и Grt-Bt гнейсов кольской серии на диаграмме TAS [Le Maitre et al., 1989]

элементами и отрицательные связи с  $Na_2O$  и  $CaO$  (табл. 2; рис. 5). По химическому составу и структуре корреляционных связей рассматриваемые гнейсы сопоставимы с породами тоналит-трондьемитовой серии пояса Лимпопо, Зимбабве [Rollinson, 1993. С. 22–28] (рис. 6), и на диаграмме K-Na-Ca [Barker, Arth, 1976] они демонстрируют тоналит-трондьемитовый тренд дифференциации (рис. 7).

Биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы характеризуются фракционированным распределением редкоземельных и редких элементов,

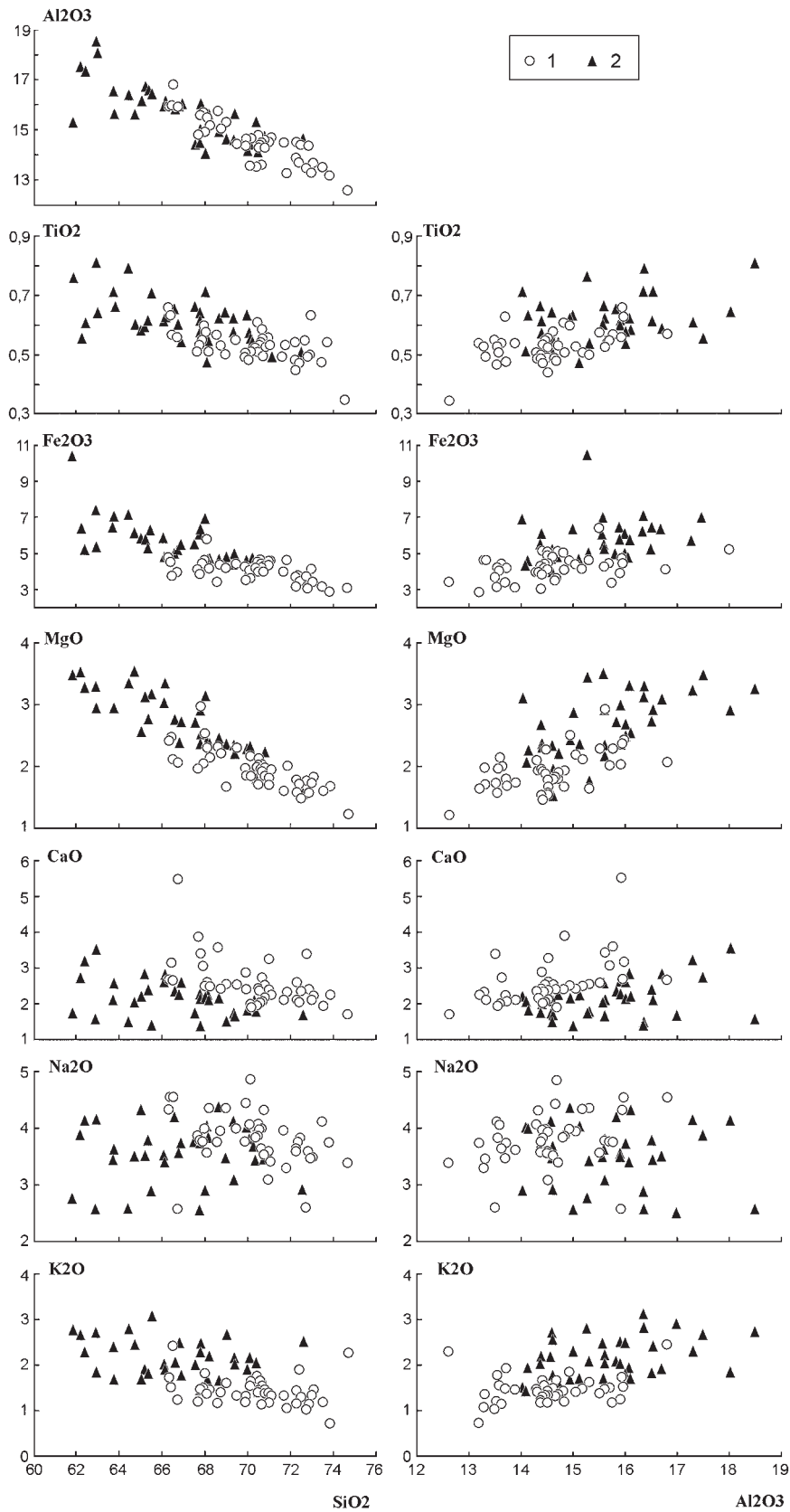


Рис. 4. Бинарные диаграммы для гнейсов кольской серии. Здесь и на рис. 5, 6 концентрации элементов в мас. %:

1 – Bt и Grt-Bt гнейсы, 2 – Sil±Crd-Grt-Bt гнейсы

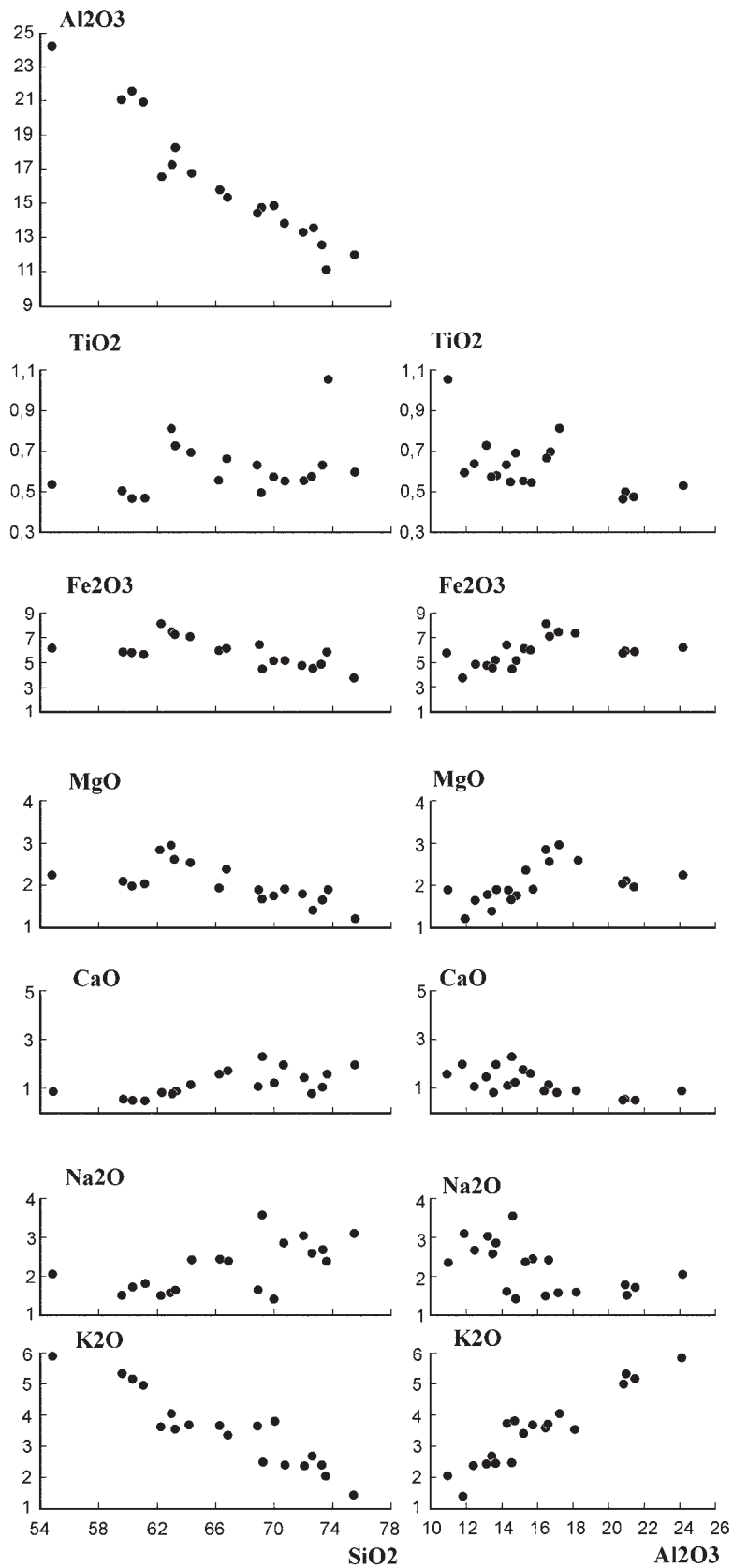


Рис. 5. Бинарные диаграммы для ритмично-слоистых кварц-биотитовых ( $\pm$ гранат) сланцев (метаосадков) ладожской серии [Мыскова и др., 2012]



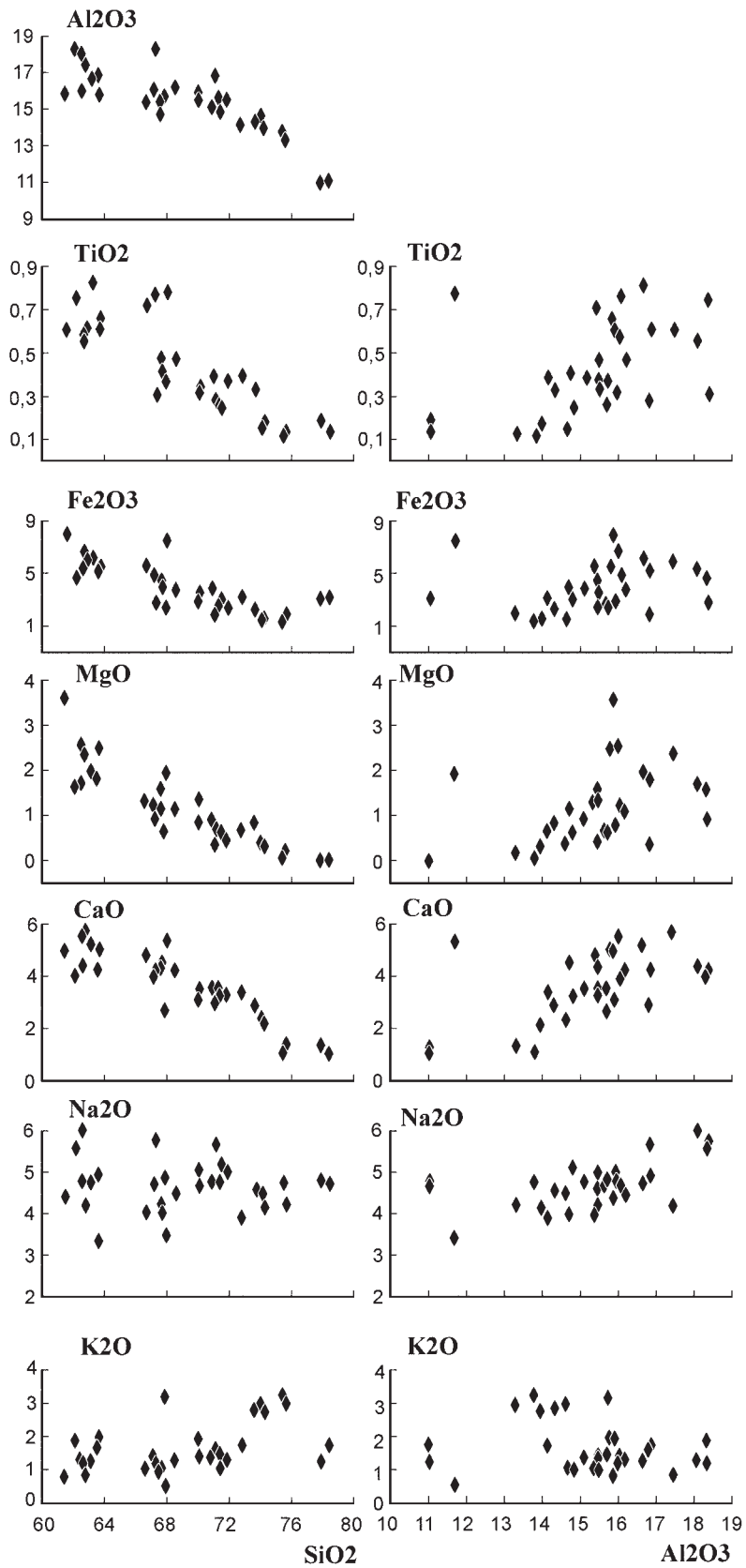


Рис. 6. Бинарные диаграммы для пород тоналит-трондьемитовой серии пояса Лимпопо, Зимбабве [Rollinson, 1993. С. 22–28]

Таблица 1. Представительные составы главных типов пород кольской серии

Компоненты	Bt, Grt-Bt гнейсы												
	33/5в	1/1	075/2	37/1	33/5а	29/3	36/4	50/1	16/1	36/2	059/1	046/2	27/2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	66,43	67,70	67,80	68,22	68,6	69,00	69,9	69,94	70,16	70,53	72,40	72,50	73,53
TiO <sub>2</sub>	0,63	0,53	0,53	0,51	0,57	0,5	0,5	0,49	0,48	0,51	0,48	0,47	0,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,96	16,80	15,60	15,17	15,75	15,30	14,37	14,64	14,67	14,28	13,70	14,40	13,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sub>Зобец</sub>	4,56	3,73	4,36	4,21	3,48	4,71	4,32	3,59	3,7	4,05	4,27	3,91	3,23
MnO	0,07	0,07	0,03	0,05	0,07	0,04	0,05	0,04	0,03	0,05	0,04	0,04	0,04
MgO	2,46	2,11	2,96	2,14	2,31	1,67	1,96	1,85	1,83	2,12	1,71	1,48	1,59
CaO	3,16	3,24	3,42	2,48	3,59	2,54	2,88	2,4	1,9	2,35	2,05	2,34	1,93
Na <sub>2</sub> O	4,55	3,71	3,78	4,35	3,75	4,36	3,76	4,44	4,86	4,07	3,74	3,82	4,11
K <sub>2</sub> O	1,53	1,31	1,48	1,49	1,19	1,63	1,23	1,34	1,67	1,48	1,92	1,33	1,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,08	0,2	0,05	0,10	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,07	0,05	0,05
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,34	0,35	0,39	0,34	0,32	0,37	0,33	0,30	0,34	0,36	0,51	0,35	0,30
MgO/CaO	0,78	0,65	0,87	0,86	0,64	0,66	0,68	0,77	0,96	0,90	0,83	0,63	0,82
Mg#	0,52	0,53	0,57	0,50	0,57	0,41	0,47	0,51	0,50	0,51	0,44	0,43	0,49
Ba	335	450	341	387	352	373	284	310	410	326	497	304	248
Rb	53	54	88	64	43	50	49	47	51	46	53	42	46
Sr	387	429	290	318	451	287	223	239	171	247	239	276	201
Hf	4,72			3,78	3,19		3,83	3,56	4,03	3,68			3,95
Zr	180	156	122	162	137	95	147	151	168	145	146	130	125
Y	19	16	9	16	14	9	12	13	16	16	11	9	12
Nb	10	7	7	12	10	6	10	11	11	11	4	6	7
Ta	0,9	0,5	0,6	1,1	1	0,5	1,3	1,3	1,1	1,1	0,3	0,5	0,8
Cr	101	79	83	97	72	78	103	98	79	63	94	72	88
Ni	54	28	40	54	47	31	60	48	16	45	37	14	43
Co	22			20	22		21	22	10	18			18
V	102	85	90	102	78	86	86	101	94	93	81	68	70
Ti	4046	3180	3168	3428	3788	3006	3275	3239	3167	3300	2874	2844	2766
Sc	13,29			9,96	9,87		10,45	10,46	9,16	10,92			8,79
Cs	1,7			1,7	1,7		1,2	0,8	1,4	0,9			1,4
La	27,47	35,20	25,4	22,4	27,33	20,5	24,71	23,23	23,66	24,07	20,6	20,7	18,46
Ce	60	71	54,4	47,9	60,1	39,7	54,1	49,2	51,3	51,8	42,7	40,3	37,4
Pr	6,96	7,95	6	4,95	6,62	4,49	6	5,4	5,55	5,53	4,73	4,29	4,31
Nd	26,3	25,4	22	19,9	25	15,2	23,3	20,4	21,3	21	17,5	16,1	15,7
Sm	4,17	4,38	3,34	3,39	4,25	2,7	4,1	3,42	3,7	3,89	2,8	2,52	2,85
Eu	1,13	1,05	1,07	1,13	0,98	1,07	0,96	0,91	0,92	1,04	0,91	0,84	0,78
Gd	3,45	4,22	3,2	2,26	3,58	2,61	3,06	2,89	2,72	2,89	2,27	2,42	2,19
Tb	0,52	0,55	0,43	0,43	0,47	0,33	0,37	0,42	0,39	0,42	0,34	0,34	0,31
Dy	2,43	2,37	2,08	1,57	2,29	1,73	1,74	2,06	1,85	1,8	2	1,72	1,51
Ho	0,46	0,51	0,36	0,3	0,46	0,31	0,34	0,42	0,37	0,38	0,42	0,34	0,26
Er	1,24	1,67	0,9	0,66	1,36	0,82	0,92	1,17	1,09	0,86	1	0,93	0,65
Tm	0,21	0,33	0,15	0,12	0,2	0,14	0,13	0,2	0,17	0,14	0,17	0,13	0,11
Yb	1,22	2,07	0,89	0,59	1,28	0,68	0,82	1,23	1,04	1	0,92	0,91	0,54
Lu	0,16	0,29	0,13	0,11	0,2	0,14	0,15	0,17	0,15	0,14	0,16	0,13	0,09
Th	8,7			7,1	8,5		11	8,6	8,7	9,5			5
ΣP3Э	137	157	120	106	134	90	121	111	114	116	97	92	85
(La/Lu) <sub>N</sub>	18,4	13	20,9	21,8	14,7	15,7	17,7	14,6	16,9	18,4	13,8	17	22
Eu/Eu*	0,91	0,75	1,00	1,16	0,77	1,23	0,83	0,88	0,89	0,95	1,10	1,04	0,95
ASI	1,07	1,25	1,11	1,14	1,13	1,13	1,13	1,12	1,11	1,14	1,15	1,20	1,17

Окончание табл. 1

Компоненты	Bt, Grt-Bt гнейсы с Crd и Sil										
	31/2	37/2	1/2	33/56	32/1	6/1	34/1	20/1	17/1	29/4	046/3
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO <sub>2</sub>	61,83	63,72	64,3	65,36	65,51	66,61	67,79	68,04	69,37	69,40	62,90
TiO <sub>2</sub>	0,76	0,71	0,70	0,61	0,71	0,65	0,63	0,71	0,57	0,62	0,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,26	16,53	18,10	16,51	16,35	15,82	14,99	14,01	14,56	15,60	18,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ	10,41	6,42	5,42	5,24	6,23	4,99	6,33	6,86	4,31	5,50	8,16
MnO	0,12	0,07	0,08	0,07	0,06	0,04	0,05	0,08	0,03	0,04	0,08
MgO	3,47	2,93	2,76	2,75	3,15	2,73	2,89	3,12	2,33	2,18	3,28
CaO	1,7	2,06	2,37	2,35	1,36	2,31	1,34	2,14	1,69	1,62	1,52
Na <sub>2</sub> O	2,73	3,41	3,02	3,76	2,86	4,17	2,53	2,87	4,1	3,05	2,54
K <sub>2</sub> O	2,74	2,37	2,12	1,79	3,06	2,03	2,26	1,48	2,14	2,00	2,68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,05	0,03	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1	0,70	0,7	0,48	1,1	0,45	0,89	0,52	0,52	0,66	1,1
MgO/CaO	2,04	1,42	1,16	1,17	2,32	1,18	2,16	1,46	1,38	1,35	2,16
Mg#	0,40	0,48	0,50	0,51	0,50	0,52	0,48	0,47	0,52	0,44	0,44
Ba	547	752	750	461	924	555	750	337	604	418	711
Rb	73	82	82	64	88	56	82	56	57	67	98
Sr	176	303	398	364	211	306	398	217	259	214	217
Hf	3,41	4,73		3,87	7,66	3,59		4,12	3,24		
Zr	132	166	180	143	138	149	180	158	140	159	143
Y	21	20	18	19	17	10	18	18	13	10	14
Nb	12	15	7	11	10	8	7	8	11	7	7
Ta	1	1,3	0,4	0,9	1,6	0,7	0,41	0,7	1	0,4	0,4
Cr	135	116	135	98	161	82	135	187	72	101	123
Ni	82	53	62	65	298	34	62	69	15	52	39
Co	30	22		24	25	12		27	9		
V	155	126	118	125	137	95	118	126	107	115	136
Ti	4960	4627	4200	4159	4538	4141	4068	4727	3839	3720	4842
Sc	23,06	14,18		16	25,4	24,2		16,29	1,71		
Cs	1,2	1,9		3	2	1,3		1,5	1,1		
La	33,62	27,97	32,2	27,4	30,9	30,9	32,2	23,13	23,54	26,3	24,7
Ce	73,9	58,2	66,9	58,8	60	60,5	66,9	50,6	47,7	52,1	49,9
Pr	8,83	6,34	7,46	6,65	6,6	6,71	7,46	5,83	5,52	5,9	5,29
Nd	34,6	21,8	26,3	26	23,2	23,3	26,3	23,4	21,9	21	20,2
Sm	6,26	3,55	4,08	4,38	4,05	3,95	4,08	8,97	3,71	3,64	3,22
Eu	1,26	1,07	1,1	1,08	1,13	1,1	1,1	1,02	1,13	0,87	0,8
Gd	5,12	2,86	4,13	3,18	3,51	3,15	4,13	3,04	3,01	3,07	3,44
Tb	0,82	0,4	0,52	0,41	0,52	0,46	0,52	0,47	0,45	0,42	0,5
Dy	4,91	1,46	2,73	1,93	3,23	2,49	2,73	2,41	2,2	2,11	2,69
Ho	0,9	0,25	0,56	0,31	0,62	0,51	0,56	0,46	0,42	0,36	0,48
Er	2,7	0,69	2,08	0,74	1,83	1,38	2,08	1,57	1,6	1,03	1,25
Tm	0,4	0,09	0,27	0,12	0,27	0,23	0,27	0,23	0,13	0,16	0,18
Yb	2,29	0,55	2,09	0,65	1,77	1,3	2,09	1,31	0,77	1,2	1,12
Lu	0,36	0,11	0,25	0,1	0,27	0,2	0,25	0,21	0,11	0,19	0,23
Th	10	7,8		8,4	7,7	8,8		6,7	7,4		
ΣP3Э	176	125	151	132	138	136	151	118	112	118	114
(La/Lu) <sub>N</sub>	10	27,3	13,8	29,4	12,3	16,6	13,8	11,8	22,9	14,8	11,5
Eu/Eu*	0,68	1,03	0,82	0,88	0,92	0,95	0,82	0,90	1,04	0,80	0,73
ASI	1,45	1,39	1,56	1,33	1,56	1,19	1,66	1,37	1,20	1,54	1,88

Примечание. Главные элементы в масс. %, редкие элементы в мкг/г, все железо в виде Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, ASI = [Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> / (CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)] (в мол. %). 1–9, 14–22 – участок Первомайский; 10, 23 – участок оз. Лапоть; 11, 24 – участок Рогозеро; 12, 13 – разрезы по трассам Кола – Междуречье и Кола – Североморск соответственно.

Таблица 2. Корреляционные матрицы для различных типов пород

	Bt и Grt–Bt гнейсы кольской серии (n=42)								
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
SiO <sub>2</sub>	1,00	-0,54	-0,87	-0,40	-0,34	-0,77	-0,55	-0,35	-0,24
TiO <sub>2</sub>	-0,54	1,00	0,49	0,34	0,29	0,57	0,32	0,01	-0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,87	0,49	1,00	0,33	0,34	0,57	0,53	0,33	0,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,40	0,34	0,33	1,00	0,19	0,32	0,04	-0,05	0,13
MnO	-0,34	0,29	0,34	0,19	1,00	0,16	0,77	-0,48	-0,31
MgO	-0,77	0,57	0,57	0,32	0,16	1,00	0,36	0,24	0,08
CaO	-0,55	0,32	0,53	0,04	0,77	0,36	1,00	-0,41	-0,29
Na <sub>2</sub> O	-0,35	0,01	0,33	-0,05	-0,48	0,24	-0,41	1,00	0,39
K <sub>2</sub> O	-0,24	-0,06	0,22	0,13	-0,31	0,08	-0,29	0,39	1,00

	Bt, Grt–Bt с Cord и Sil гнейсы кольской серии (n=39)								
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
SiO <sub>2</sub>	1,00	-0,78	-0,88	-0,86	-0,82	-0,92	-0,33	0,17	-0,60
TiO <sub>2</sub>	-0,78	1,00	0,64	0,84	0,68	0,78	-0,13	-0,48	0,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,88	0,64	1,00	0,66	0,64	0,74	0,36	-0,12	0,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,86	0,84	0,66	1,00	0,88	0,83	0,00	-0,50	0,59
MnO	-0,82	0,68	0,64	0,88	1,00	0,79	0,26	-0,36	0,41
MgO	-0,92	0,78	0,74	0,83	0,79	1,00	0,25	-0,30	0,55
CaO	-0,33	-0,13	0,36	0,00	0,26	0,25	1,00	0,56	-0,32
Na <sub>2</sub> O	0,17	-0,48	-0,12	-0,50	-0,36	0,30	0,56	1,00	-0,52
K <sub>2</sub> O	-0,60	0,65	0,63	0,59	0,41	0,55	-0,32	-0,52	1,00

	Тоналитовые и трондьемитовые гнейсы пояса Лимпопо, Зимбабве [Rollinson, 1993, табл. 2.2] (n=31)								
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
SiO <sub>2</sub>	1,00	-0,84	-0,78	-0,79	-0,60	-0,90	-0,85	-0,09	0,47
TiO <sub>2</sub>	-0,84	1,00	0,51	0,87	0,66	0,90	0,85	-0,18	-0,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,78	0,51	1,00	0,37	0,11	0,58	0,53	0,48	-0,19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,79	0,87	0,37	1,00	0,85	0,88	0,87	-0,22	-0,66
MnO	-0,60	0,66	0,11	0,85	1,00	0,72	0,72	-0,22	-0,66
MgO	-0,90	0,90	0,58	0,88	0,72	1,00	0,93	-0,16	-0,52
CaO	-0,85	0,85	0,53	0,87	0,72	0,93	1,00	-0,22	-0,68
Na <sub>2</sub> O	-0,09	-0,18	0,48	-0,22	-0,22	-0,16	-0,22	1,00	0,08
K <sub>2</sub> O	0,47	-0,48	-0,19	-0,66	-0,66	-0,52	-0,68	0,08	1,00

	Qz-Bt±Grt сланцы (метаосадки) ладожской серии [Мыскова и др., 2012] (n=19)								
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
SiO <sub>2</sub>	1,00	0,10	-0,96	-0,63	0,12	-0,66	0,62	0,61	-0,93
TiO <sub>2</sub>	0,10	1,00	-0,31	0,58	-0,12	0,50	-0,01	-0,25	-0,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,96	-0,31	1,00	0,42	-0,16	0,46	-0,65	-0,55	0,95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,63	0,58	0,42	1,00	0,01	0,94	-0,47	-0,69	0,48
MnO	0,12	-0,12	-0,16	0,01	1,00	-0,12	0,24	0,04	-0,04
MgO	-0,66	0,50	0,46	0,94	-0,12	1,00	-0,39	-0,57	0,47
CaO	0,62	-0,01	-0,65	-0,47	0,24	-0,39	1,00	0,77	-0,72
Na <sub>2</sub> O	0,61	-0,25	-0,55	-0,69	0,04	-0,57	0,77	1,00	-0,70
K <sub>2</sub> O	-0,93	-0,26	0,95	0,48	-0,04	0,47	-0,72	-0,70	1,00

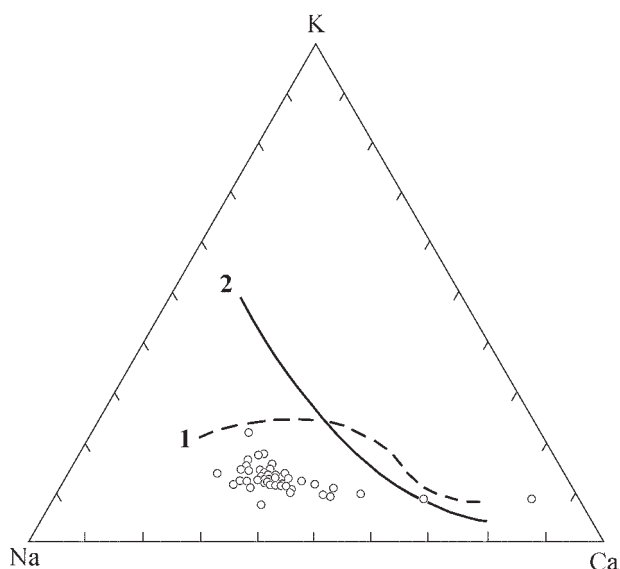


Рис. 7. Тройная диаграмма K-Na-Ca для Bt и Grt-Bt гнейсов кольской серии. Тренды трондьемитовой (1) и известково-щелочной (2) серий по [Barker, Arth, 1976]

отрицательными аномалиями Nb и Ti и отсутствием Eu аномалий (рис. 8, а; табл. 1). Средние значения концентраций редких и редкоземельных элементов в гнейсах кольской серии сопоставимы с таковыми в серых гнейсах архея [Martin, 1994], что наглядно видно при сравнении спектров их распределения (рис. 8, в).

Изотопный состав Sr и Nd (табл. 3 и 4) в гнейсах кольской серии близок к мантийному с положительными значениями  $\epsilon_{Nd} = 2,8$ , характерными для деплетированной мантии, и низкими первичными отношениями  $^{87}Sr/^{86}Sr$  0,704 и 0,699. Все эти геохимические черты типичны для ТТГ серий [Martin, 1994].

Биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы отличаются от пород архейских ТТГ серий

несколько повышенной меланократовостью и более высокими значениями индекса ASI. Кольские гнейсы имеют в среднем сумму  $MgO+Fe_2O_{3общ}$  6 мас. %, магнизиальное число (Mg#) 0,5, содержание Cr 85 мкг/г и ASI 1,16, тогда как по [Martin, 1994] соответствующие геохимические характеристики для ТТГ составляют:  $MgO+Fe_2O_{3общ} \leq 5\%$ ;  $Mg\# \leq 0,45$ ;  $Cr \leq 50$  мкг/г и  $ASI \leq 1,1$ . По суммарному содержанию MgO и  $Fe_2O_{3общ}$ , содержанию и соотношению  $Na_2O$  и  $K_2O$  изученные породы сопоставимы с М-гранитами [Интерпретация..., 2001].

Повышенная меланократовость обычно свойственна породам ТТГ фанерозоя [Конди, 1983; Martin, 1994], но есть примеры архейских тоналитов с повышенными суммой  $MgO+Fe_2O_{3общ}$  и хромом. Так, тоналиты Шилосской интрузии Водлозерского блока Карелии имеют сумму  $MgO+Fe_2O_{3общ}$  от 4,59 до 6,11 мас. % и содержание Cr от 55 до 73 мкг/г [Лобач-Жученко и др., 1999; Мыскова и др., 2015а]. Повышенную меланократовость тоналитов С. Б. Лобач-Жученко с соавторами [1999] объясняют спецификой образования пород в результате частичного плавления амфиболита в сухих условиях на умеренных глубинах.

**Силлиманит ± кордиерит-гранат-биотитовые гнейсы** отличаются от гранат-биотитовых гнейсов большей меланократовостью, несколько большей глиноземистостью, более высоким содержанием  $K_2O$ , более низкими  $Na_2O$  и CaO и  $MgO/CaO > 1$  (табл. 1; рис. 4). Там, где удалось наблюдать соотношение этих двух групп пород, видно, что биотитовые (±гранат) гнейсы – это мелкозернистые разности почти без признаков сланцеватости, а гнейсы с силлиманитом (±кордиерит) – более грубозернистые бластомилонитизированные породы,

Таблица 3. Sm-Nd данные для гнейсов кольской серии

№ пробы	U-Pb возраст, млн лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\epsilon_{Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(T)$	$T_{Nd}(DM)$	$T_{Nd}(DM-2st)$
Grt-Bt гнейсы									
1/1	2910	3,81	23,59	0,0977	0,510885	-34,20	2,80	2961	2975
Crd-Sil-Grt-Bt гнейсы									
1/2	2910	4,17	26,10	0,0967	0,510865	-33,59	2,78	2961	2976

Таблица 4. Rb-Sr данные для гнейсов кольской серии

№ пробы	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	I(Sr)
Grt-Bt гнейсы					
1/1	40,7	435	0,2707	0,715775	0,704
Crd-Sil-Grt-Bt гнейсы					
1/2	76,7	382	0,5791	0,72347	0,699



Таблица 5. Сравнение содержаний петрогенных и редких элементов в парах контактирующих Grt-Bt и Sil±Crd-Grt-Bt гнейсов кольской серии

Компоненты	37/1 I	37/2 II	33/5a I	33/56 II	1/1 I	1/2 II	29/3 I	29/4 II	31/2 II
SiO <sub>2</sub>	68,22	63,72	68,6	65,36	67,70	64,3	69,00	69,40	61,83
TiO <sub>2</sub>	0,51	0,71	0,57	0,61	0,53	0,70	0,50	0,62	0,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,17	16,53	15,75	16,51	16,80	18,10	15,30	15,60	15,26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sub>Зобц</sub>	4,21	6,42	3,48	5,24	3,73	5,42	4,71	5,50	10,41
MnO	0,05	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,04	0,04	0,12
MgO	2,14	2,93	2,31	2,75	2,11	2,76	1,67	2,18	3,47
CaO	2,48	2,06	3,59	2,35	3,24	2,37	2,54	1,62	1,70
Na <sub>2</sub> O	4,35	3,41	3,75	3,76	3,71	3,02	4,36	3,05	2,73
K <sub>2</sub> O	1,49	2,37	1,19	1,79	1,31	2,12	1,63	2,00	2,74
Ba	387	752	352	461	450	750			547
Sr	318	303	451	364	429	398	287	214	176
Y	16	20	14	19	16	18	9	10	21
Cr	97	116	72	98	79	135	78	101	135
V	102	126	78	125	85	118	86	115	155
Sc	9,96	14,18	9,87	16					23,06
MgO/CaO	0,86	1,42	0,64	1,17	0,65	1,16	0,66	1,35	2,04
ΣРЗЭ	106	125	134	132	157	151	90	118	176

Примечание. Главные элементы в масс. %, редкие элементы в мкг/г, все железо в виде Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. I – Grt-Bt гнейсы, II – Sil±Crd-Grt-Bt гнейсы (меланосома).

в которых появляются мигматиты. В проанализированных парах (тонкозернистые гнейсы и меланосома крупнозернистых гнейсов) даже при незначительной степени изменения пород проявляется четкая тенденция уменьшения (от первой группы ко второй) SiO<sub>2</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O, Sr при одновременном увеличении Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sub>Зобц</sub>, MgO, K<sub>2</sub>O, Ba, Cr, V, Sc и Y (табл. 5). Подобные соотношения Grt-Bt гнейсов («сахарей») и высокоглиноземистых гнейсов с аналогичным поведением петрогенных элементов задокументированы в чупинских гнейсах Беломорья [Володичев, 1969; Мыскова и др., 2000 и др.].

Описанная тенденция хорошо видна и на вариационных диаграммах (рис. 4), при этом точки составов Sil ± Crd-Grt-Bt гнейсов и биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов не образуют единого тренда, как это бывает в терригенных породах. Поэтому обеднение Sil ± Crd-Grt-Bt гнейсов SiO<sub>2</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O, Sr и обогащение MgO, TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sub>Зобц</sub> и другими элементами логично связывать с выплавлением кварц-полевошпатовой составляющей при мигматизации. Вариации состава гнейсов с Sil и Crd контролируются степенью проявления мигматизации. Меланосома наиболее мигматизированных пород содержит наибольшее количество мафических компонентов (табл. 3, проба 31/2).

Сумма РЗЭ и спектры распределения для гнейсов с Sil и Crd в целом сходны с таковыми

для Bt и Grt-Bt гнейсов и характеризуются отсутствием европиевых аномалий и незначительным обогащением всеми элементами, в большей степени тяжелыми РЗЭ (рис. 8, б; табл. 1). Однако в меланосоме наиболее мигматизированных гнейсов (обр. 31/2) резко увеличивается сумма РЗЭ (до 176 мкг/г) (табл. 1), уменьшается (La/Yb)<sub>N</sub> = 10,5 и появляется отчетливая отрицательная Eu аномалия (Eu/Eu\* = 0,68) (рис. 8, б). Химические анализы сходных разновидностей Sil ± Crd-Grt-Bt гнейсов кольской серии из разреза бассейна р. Кица приведены в монографии К. Х. Авакяна [1992]. Почти все они имеют Eu минимум, а мигматизирующие их гранатсодержащие граниты – европиевый максимум (рис. 8, г). Такое перераспределение Eu, вероятно, вызвано процессом мигматизации, приводящим к накоплению Eu вместе с плагиоклазом в лейкоosome и к обеднению им меланосомы. Но выплавлением кварц-полевошпатовой составляющей нельзя объяснить обогащение пород K<sub>2</sub>O, приводящее к повышенным содержаниям биотита. Обычно процесс мигматизации не является изохимическим, а происходит при участии флюидов, то есть с привнесением и выносом элементов. К. Х. Авакян в мигматизированных кольских гнейсах отмечал увеличение содержаний K<sub>2</sub>O, а также локально проявленный метасоматоз, отличающийся большим разнообразием геохимических типов, представлен-

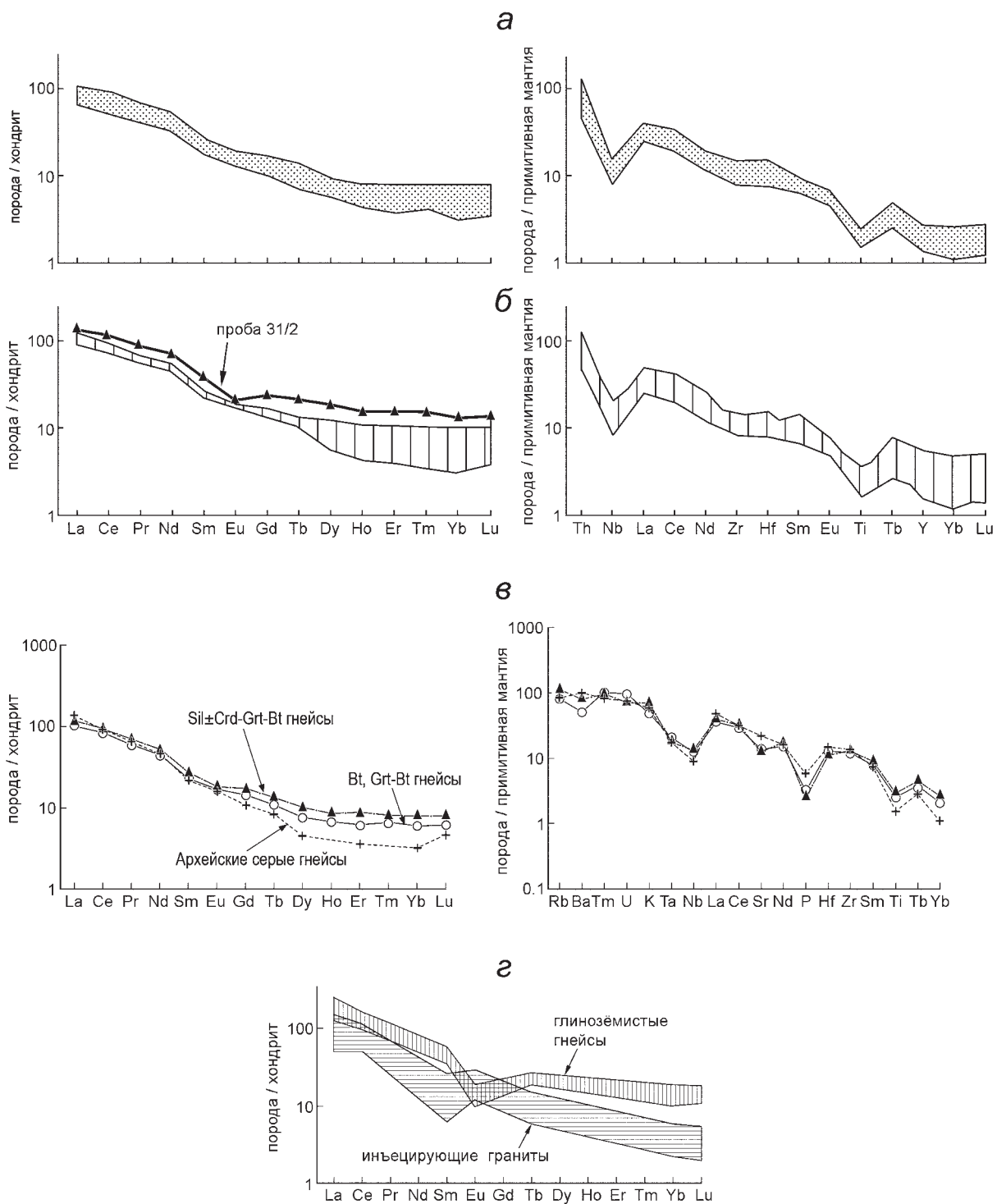


Рис. 8. Нормированные к хондриту и примитивной мантии по [Sun, McDonough, 1989] распределения редкоземельных и редких элементов в гнейсах кольской серии:

а – Bt и Grt-Bt гнейсы, б – Sil±Crd-Grt-Bt гнейсы, в – средние составы кольских гнейсов в сравнении с архейскими серыми гнейсами по [Martin, 1994], г – распределение РЗЭ в гнейсах кольской серии и инъецирующих гранитах из разреза бассейна р. Кица [Авакян, 1992]

ных продуктами выщелачивания и основного метасоматоза [Авакян, 1991].

Проведенный анализ геологических и геохимических данных позволяет нам интерпретировать Sil ± Crd-Grt-Bt гнейсы как породы,

образованные при мигматизации Bt и Grt-Bt гнейсов в условиях аллохимического гранулитового метаморфизма. Состав меланосомы гнейсов изменяется в зависимости от степени мигматизации пород. Следует подчеркнуть, что

Таблица 6. U-Pb-изотопные данные для цирконов из гнейсов кольской серии

Точка	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ %	U, мкг/г	Th, мкг/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ , мкг/г	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст (млн лет)	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст (млн лет)	Disc, %	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ погрешность в %	(1) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ погрешность в %	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ погрешность в %	Rho
<b>Гранат-биотитовый гнейс (проба 1/1)</b>												
Короткопризматические кристаллы												
17.1	0,08	208	165	0,82	89,3	2615 ± 33	2732 ± 13	4	0,1888 ± 0,8	13,02 ± 1,7	0,5002 ± 1,5	0,888
6.1	0,14	124	78	0,65	57	2762 ± 45	2756 ± 10	0	0,1916 ± 0,58	14,13 ± 2,1	0,5350 ± 2	0,961
18.1	0,11	142	55	0,40	66,5	2794 ± 36	2800 ± 9	0	0,1967 ± 0,54	14,71 ± 1,7	0,5426 ± 1,6	0,945
11.1	0,02	89	72	0,83	42	2809 ± 37	2813 ± 13	0	0,1983 ± 0,8	14,93 ± 1,8	0,5461 ± 1,6	0,897
13.1	0,06	130	92	0,73	62	2851 ± 38	2813 ± 9	-1	0,1984 ± 0,53	15,22 ± 1,7	0,5561 ± 1,6	0,951
12.1	0,38	64	28	0,46	30,9	2843 ± 39	2817 ± 14	-1	0,1989 ± 0,87	15,20 ± 1,9	0,5542 ± 1,7	0,890
10.1	0,15	140	130	0,96	67,8	2879 ± 37	2832 ± 9	-2	0,2007 ± 0,53	15,58 ± 1,7	0,5629 ± 1,6	0,950
20.1	-	212	128	0,63	102	2879 ± 36	2849 ± 7	-1	0,2028 ± 0,42	15,74 ± 1,6	0,5631 ± 1,5	0,966
4.1	0,07	161	63	0,40	78,2	2887 ± 37	2878 ± 14	0	0,2065 ± 0,86	16,09 ± 1,8	0,5650 ± 1,6	0,878
14.1	0,10	156	95	0,63	77,8	2955 ± 44	2880 ± 13	-3	0,2067 ± 0,81	16,57 ± 2	0,5820 ± 1,9	0,916
5.1	0,05	143	85	0,61	69,7	2904 ± 37	2909 ± 8	0	0,2104 ± 0,49	16,51 ± 1,7	0,5691 ± 1,6	0,954
Длиннопризматические кристаллы												
1.1	0,25	240	124	0,53	94,2	2421 ± 32	2688 ± 9	11	0,18390 ± 0,55	11,56 ± 1,7	0,4558 ± 1,6	0,944
24.1	0,01	217	228	1,08	98,2	2725 ± 38	2737 ± 9	0	0,18940 ± 0,54	13,74 ± 1,8	0,5261 ± 1,7	0,953
9.1	0,06	195	123	0,65	85,8	2660 ± 34	2747 ± 8	3	0,19051 ± 0,47	13,42 ± 1,6	0,5108 ± 1,6	0,959
16.1	0,08	275	87	0,33	126	2755 ± 34	2774 ± 19	1	0,19380 ± 0,1	14,24 ± 1,9	0,5331 ± 1,5	0,801
22.1	0,08	221	111	0,52	103	2793 ± 38	2845 ± 11	2	0,20230 ± 0,68	15,12 ± 1,8	0,5422 ± 1,7	0,927
23.1	0,21	138	73	0,54	65,4	2819 ± 40	2890 ± 12	3	0,20800 ± 0,72	15,74 ± 1,9	0,5486 ± 1,8	0,926
Кристаллы с низкой интенсивностью свечения в катодной люминесценции												
2.1	0,09	279	262	0,97	126	2725 ± 34	2750 ± 7	1	0,19085 ± 0,4	13,84 ± 1,7	0,5260 ± 1,5	0,967
19.1	0,06	185	198	1,11	83,3	2717 ± 34	2760 ± 8	2	0,19204 ± 0,46	13,88 ± 1,6	0,5242 ± 1,5	0,959
8.1	0,12	295	204	0,71	136	2761 ± 38	2816 ± 6	2	0,19871 ± 0,39	14,65 ± 1,7	0,5346 ± 1,7	0,974
3.1	0,05	590	358	0,63	275	2792 ± 34	2850 ± 5	2	0,20299 ± 0,29	15,17 ± 1,5	0,5421 ± 1,5	0,982
21.1	0,08	295	330	1,15	144	2904 ± 36	2877 ± 7	-1	0,20639 ± 0,4	16,19 ± 1,6	0,5690 ± 1,5	0,968

Окончание табл. 6.

Точка	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , %	U, мкг/г	Th, мкг/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ , мкг/г	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст (млн лет)	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст (млн лет)	Disc, %	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$ погрешность в %	(1) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ погрешность в %	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ погрешность в %	Rho
<b>Кордиерит-силлиманит-гранат-биотитовый гнейс (проба 1/2)</b>												
Короткокристаллические и изометричные кристаллы с реликтами осцилляторной зональности												
21.1	0,08	241	116	0,50	104	2627 ± 37	2711 ± 9	3	0,18640 ± 0,55	12,93 ± 1,8	0,5030 ± 1,7	0,951
24.1	0,05	227	164	0,75	100	2672 ± 37	2713 ± 9	2	0,18664 ± 0,53	13,22 ± 1,8	0,5136 ± 1,7	0,954
20.1	0,18	78	43	0,57	35,8	2752 ± 41	2758 ± 16	0	0,19190 ± 0,96	14,09 ± 2,1	0,5324 ± 1,8	0,887
23.1	0,59	52	33	0,67	25,1	2871 ± 45	2856 ± 19	-1	0,20380 ± 1,2	15,76 ± 2,3	0,5610 ± 1,9	0,852
35.1	0,02	159	106	0,69	75,8	2850 ± 36	2860 ± 10	0	0,20420 ± 0,62	15,65 ± 1,7	0,5559 ± 1,6	0,930
31.1 (ядро)	0,23	50	30	0,62	23,1	2764 ± 43	2727 ± 17	-1	0,18830 ± 1	13,90 ± 2,2	0,5350 ± 1,9	0,880
31.3 (оболочка)	0,17	377	5	0,01	170	2721 ± 37	2656 ± 8	-2	0,18029 ± 0,45	13,06 ± 1,7	0,5253 ± 1,7	0,966
32.1 (ядро)	-	267	506	1,96	122	2753 ± 37	2763 ± 8	0	0,19242 ± 0,46	14,14 ± 1,7	0,5329 ± 1,7	0,963
32.2 (оболочка)	0,10	432	3	0,01	197	2741 ± 37	2689 ± 6	-2	0,18393 ± 0,38	13,44 ± 1,7	0,5300 ± 1,7	0,975
37.1 (ядро)	0,09	96	83	0,90	43,7	2743 ± 36	2735 ± 11	0	0,18910 ± 0,67	13,83 ± 1,8	0,5304 ± 1,6	0,925
37.2 (оболочка)	0,01	210	117	0,57	92	2658 ± 37	2707 ± 9	2	0,18600 ± 0,56	13,09 ± 1,8	0,5102 ± 1,7	0,950
Кристаллы с низкой интенсивностью свечения в катодной люминесценции												
29.1	0,11	310	210	0,70	100	2060 ± 30	2636 ± 9	28	0,17907 ± 0,56	2,655 ± 1,8	0,3765 ± 1,7	0,949
29.2	0,04	543	6	0,01	217	2466 ± 34	2645 ± 9	7	0,17950 ± 0,53	2,145 ± 1,7	0,4660 ± 1,6	0,951
33.2	0,83	682	554	0,84	219	2031 ± 29	2663 ± 9	31	0,18784 ± 0,52	2,694 ± 1,7	0,3704 ± 1,6	0,953
33.1	0,34	209	41	0,20	95,1	2734 ± 38	2680 ± 10	-2	0,18603 ± 0,6	1,891 ± 1,8	0,5281 ± 1,7	0,943
34.1	0,25	820	276	0,35	316	2381 ± 33	2710 ± 6	14	0,18848 ± 0,36	2,236 ± 1,7	0,4469 ± 1,6	0,976
25.1	0,03	599	551	0,95	238	244 ± 833	2740 ± 6	12	0,18972 ± 0,36	12,08 ± 1,7	0,4619 ± 1,6	0,976
28.1	0,15	507	345	0,70	203	2467 ± 34	2744 ± 7	11	0,19148 ± 0,41	2,143 ± 1,7	0,4663 ± 1,7	0,971
30.1	0,03	153	51	0,35	79,3	3044 ± 44	2793 ± 30	-8	0,19620 ± 1,8	1,657 ± 2,6	0,6040 ± 1,8	0,699
36.1	0,05	335	397	1,22	156	2788 ± 35	2822 ± 6	1	0,19945 ± 0,36	14,88 ± 1,6	0,5411 ± 1,5	0,973
Кристаллы, имеющие древний возраст												
19.1	0,03	236	155	0,68	128	3149 ± 42	3202 ± 7	0	0,25280 ± 0,47	21,96 ± 1,8	0,6300 ± 1,7	0,964
22.1	0,02	90	44	0,51	52,7	3342 ± 74	3341 ± 10	0	0,27620 ± 0,64	25,87 ± 2,9	0,6790 ± 2,9	0,976
27.1	0,10	497	53	0,11	312	3532 ± 45	3461 ± 5	-2	0,29830 ± 0,31	30,01 ± 1,7	0,7300 ± 1,7	0,983

Примечание. Ошибки приведены для интервала 1σ. Pb<sup>\*</sup> и Pb<sup>†</sup> – обыкновенная и радиогенная составляющие соответственно. Ошибка калибровки стандарта 0,69%. (1) – поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному  $^{204}\text{Pb}$ . Rho – коэффициент корреляции отношений  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  –  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .

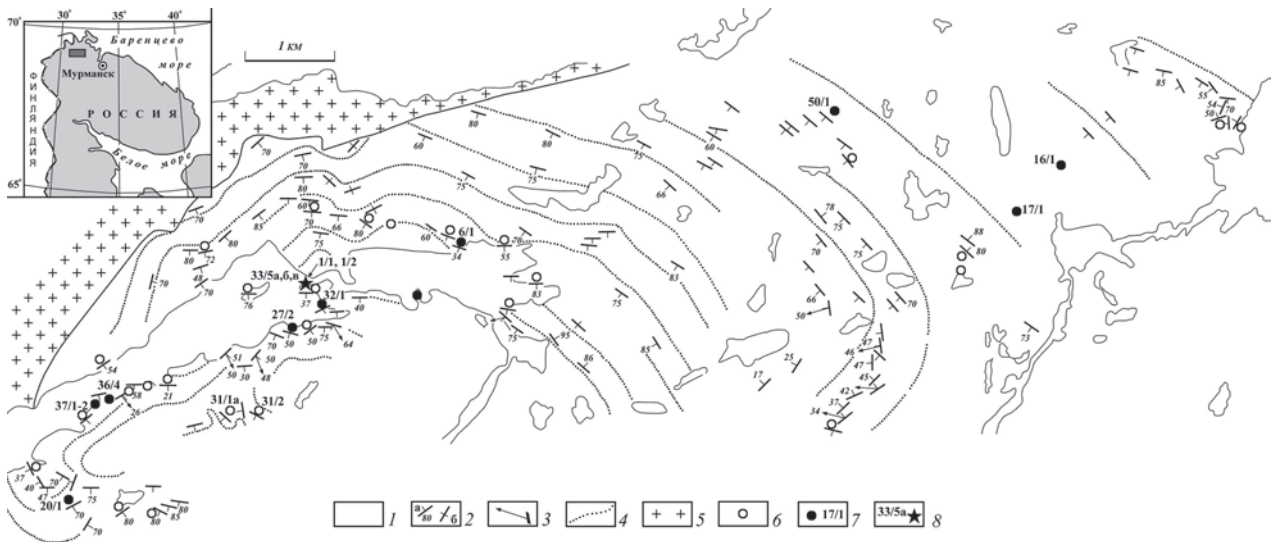


Рис. 9. Схематическая геологическая карта участка Первомайский по [Добржинская, 1978] с упрощениями и добавлениями:

1 –  $\text{Sil} \pm \text{Crd} - \text{Grt} - \text{Bt}$  гнейсы кольской серии с подчиненными полосами Bt и Grt-Bt гнейсов; 2–4 – структурные элементы: 2 – положение мигматитовой полосчатости и сланцеватости: а – наклонное, б – вертикальное; 3 – линейность; 4 – структурные линии; 5 – раннепротерозойские порфиroidные граниты; 6–8 – места отбора проб: 6 – пробы, в которых определены главные и редкие элементы, 7 – главные, редкие и редкоземельные элементы, 8 – место отбора геохронологических проб (33/5a, 1/1 и 1/2)

тренд химической дифференциации  $\text{Sil} \pm \text{Crd} - \text{Grt} - \text{Bt}$  гнейсов конвергентен тренду гранулометрической дифференциации продуктов выветривания в процессе разделения осадков на псаммиты ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ) и пелиты ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (общ.),  $\text{K}_2\text{O}$ ) [Милькевич, 1996], а сами породы по геохимическим параметрам сопоставимы с терригенными осадками. В связи с этим, располагая единичными несистематизированными химическими анализами, нельзя до конца быть уверенными в происхождении мигматизированных пород. Поэтому к интерпретации первичной природы по меланосоме мигматитов нужно относиться с большой осторожностью.

### Морфология, геохимия, возраст цирконов и интерпретация изотопных данных

Для геохронологических исследований были взяты две пробы гнейсов кольской серии, отобранные на участке Первомайский (рис. 9) вблизи местонахождения ранее проанализированной пробы 33/5a [Мыскова и др., 2005]. Образцы взяты из контактирующих мелкозернистого гранат-биотитового гнейса (проба 1/1) и крупнозернистого бластомилонитизированного кордиерит-силлиманит-гранат-биотитового гнейса (проба 1/2). Контакт между этими породами постепенный, без резких границ.

В пробе **гранат-биотитового гнейса (проба 1/1)** подавляющее число зерен циркона имеет субидиоморфную призматическую форму с некоторой сглаженностью вершин и ребер, что вряд ли можно рассматривать как признак окатанности. Такая морфология характерна и для цирконов древних высокометаморфизованных ортогнейсов и может быть следствием частичного растворения кристаллов при метаморфизме [Бибикова, 1989; Levchenkov et al., 1995]. Выделяются две морфологические группы цирконов (I – короткопризматические и II – длиннопризматические), для которых характерна хорошо развитая осцилляторная зональность и относительно высокая интенсивность свечения в катодной люминесценции (CL) (рис. 10).

Содержание U (64–295 мкг/г), Th (55–330 мкг/г) и Th/U отношения (0,33–1,08) в изученных цирконах (табл. 6) свойственны кристаллам магматического происхождения. Их магматическая природа подтверждается также характером распределения РЗЭ с деплетированными легкими РЗЭ и четкими Ce максимумами и Eu минимумами (рис. 11, а, б).

В отдельную небольшую группу (III) объединены короткопризматические кристаллы темные в CL, обладающие характерными для цирконов магматического происхождения спектрами РЗЭ (рис. 11, в), но с несколько повышенным содержанием U и Th (табл. 6), что может быть связано с переработкой кристаллов



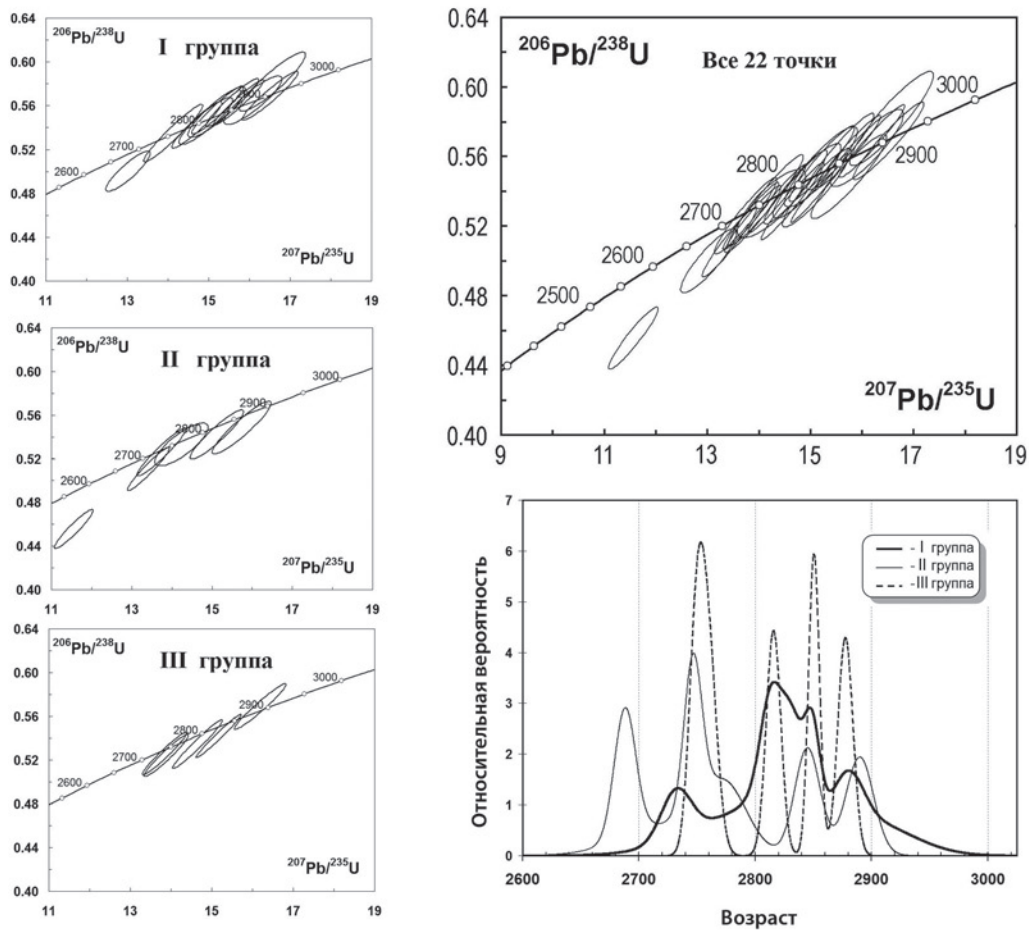
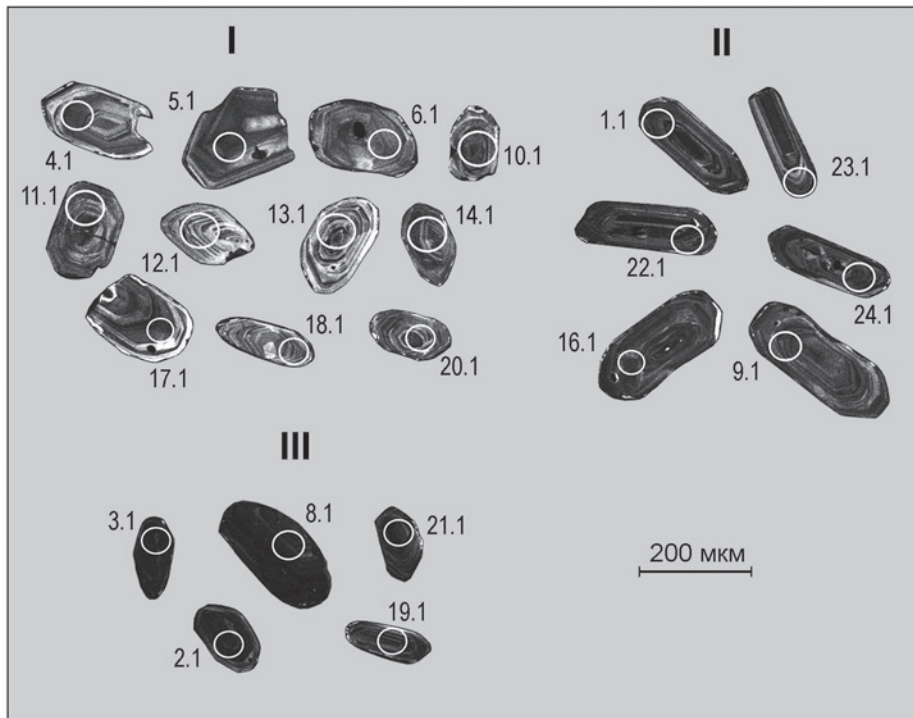


Рис. 10. Графики с конкордией и гистограмма для цирконов из гранат-биотитовых гнейсов кольской серии (проба 1/1) и изображение зерен цирконов в катодной люминесценции

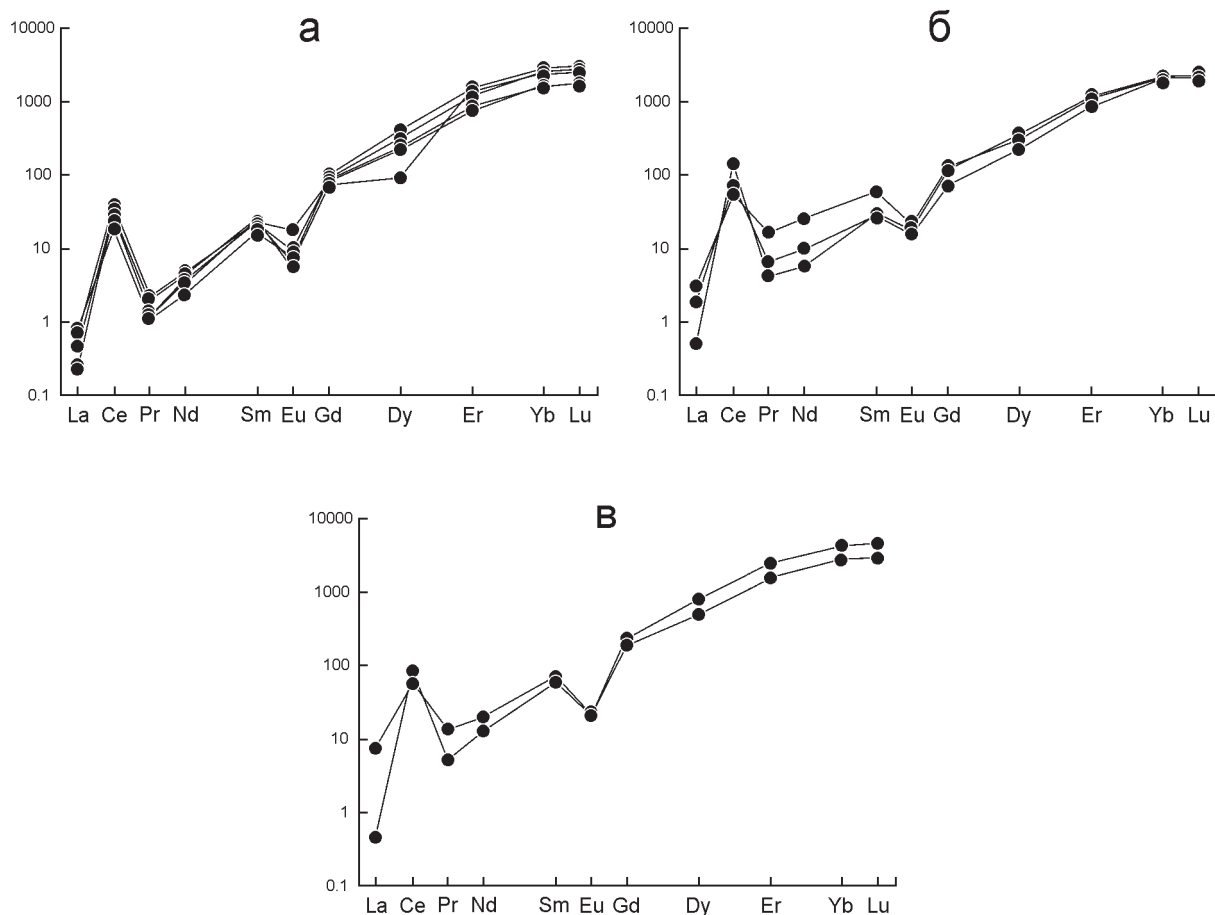


Рис. 11. Нормированные на хондрит по [Sun, McDonough, 1989] кривые распределения РЗЭ в цирконах из гранат-биотитовых гнейсов (проба 1/1). Зерна цирконов из разных групп: а – первой (I), б – второй (II), в – третьей (III)

наложенным термальным процессом. На графике с конкордией все аналитические точки U-Pb возрастов цирконов образуют непрерывный тренд, растянутый по конкордии в диапазоне  $2909 \pm 8 - 2732 \pm 13$  млн лет (рис. 10). При этом возрасты, полученные по выделенным группам цирконов, не образуют самостоятельных кластеров, а имеют растяжку в тех же пределах (рис. 10).

Разновозрастные кластеры, располагающиеся вдоль конкордии, в большинстве случаев интерпретируются как возрасты детритовых цирконов терригенных пород [Kontinen et al., 2007]. Возраст осадконакопления в таком случае определяется по самому молодому циркону. Однако «конкордантные» тренды, подобные нашим, описаны и для цирконов древних магматических пород, испытавших метаморфизм гранулитовой фации [Ashwal et al., 1999; Halpin et al., 2012]. Они интерпретируются как результат потери свинца магматическими цирконами в процессе очень медленного ( $1-2$  °C/млн лет и меньше) остывания магматического тела или метаморфических пород от

пика метаморфизма в условиях нижней коры. Преобладающим механизмом потери свинца считается объемная диффузия [Ashwal et al., 1999]. Такие условия могут быть реализованы для областей, где высокотемпературный метаморфизм сохранялся достаточно долго. Минимальный возраст магматизма в этом случае определяется по самому древнему значению, входящему в «конкордантный» тренд.

Предполагаемая тоналитовая природа Grt-Vt гнейсов кольской серии, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, и магматический характер циркона позволяют нам интерпретировать «конкордантный» тренд возрастов циркона как результат потери свинца магматическими цирконами в процессе медленного остывания тоналита. Минимальный возраст магматизма, оцененный по самым древним цирконам, составляет 2,9 млрд лет (табл. 6; рис. 10). Полученные нами ранее конкордантные датировки U-Pb возрастов цирконов из гранат-биотитового гнейса [Мыскова и др., 2005] статистически дополняют фактический материал и поддерживают новую

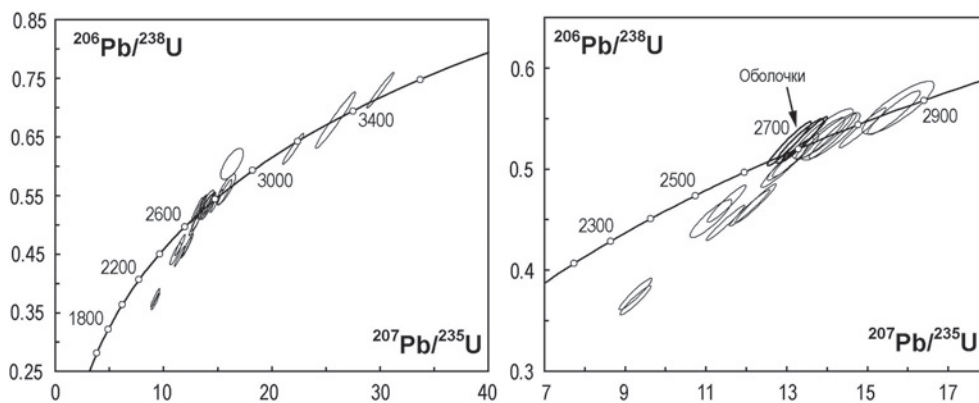
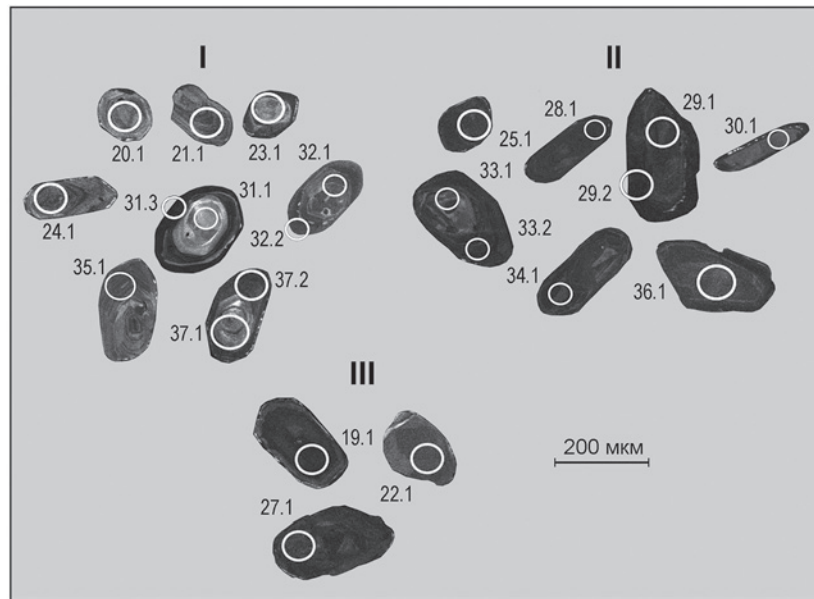


Рис. 12. Графики с конкордией для цирконов из силлиманит-кордиерит-гранат-биотитовых гнейсов кольской серии (проба 1/2) и изображение зерен цирконов в катодной люминесценции

концепцию интерпретации. Менее вероятна детритовая природа циркона и интерпретация тренда конкордантных U-Pb значений как образованных действительными возрастами детритовых зерен. Основными аргументами в пользу такой природы циркона обычно выступают округлость зерен и присутствие в пробе разновозрастных кластеров циркона. Но некоторая округлость зерен не является бесспорным признаком их детритовой природы, а может быть следствием его растворения при метаморфизме [Бибикова, 1989; Levchenkov et al., 1995 и др.]; полученные для гранат-биотитовых гнейсов значения возрастов не образуют обособленных кластеров (как это характерно для осадочных пород), а равномерно растянуты вдоль конкордии. Есть еще один важный аргумент, не позволяющий безоговорочно принять точку зрения об обломочной природе продатированных цирконов. В случае признания детритовой природы циркона максимальный возраст

осадков, определенный по самому молодому зерну циркона, будет составлять 2,7 млрд лет, что идет вразрез с современными представлениями о древнем (2,8–2,9 млрд лет) возрасте кольских гнейсов [Авакян, 1992; Balashov et al., 1992; Слабунов и др., 2006].

В пробе **кордиерит-силлиманит-гранат-биотитового гнейса (проба 1/2)** циркон сильнее изменен и отличается меньшей интенсивностью свечения в CL. В этой популяции выделяются две группы циркона. Первая группа (I), сопоставимая с аналогичной группой циркона из Grt-Bt гнейса, объединяет зерна короткопризматической формы с умеренным свечением в CL и сохранившимися реликтами осцилляторной зональности (рис. 12). Три зерна из этой группы обладают ядром с осцилляторной зональностью и новообразованной однородной оболочкой. Содержание U (50–267 мкг/г), Th (33–164 мкг/г), Th/U отношения (0,50–0,90) (табл. 6) и распределение РЗЭ в простых

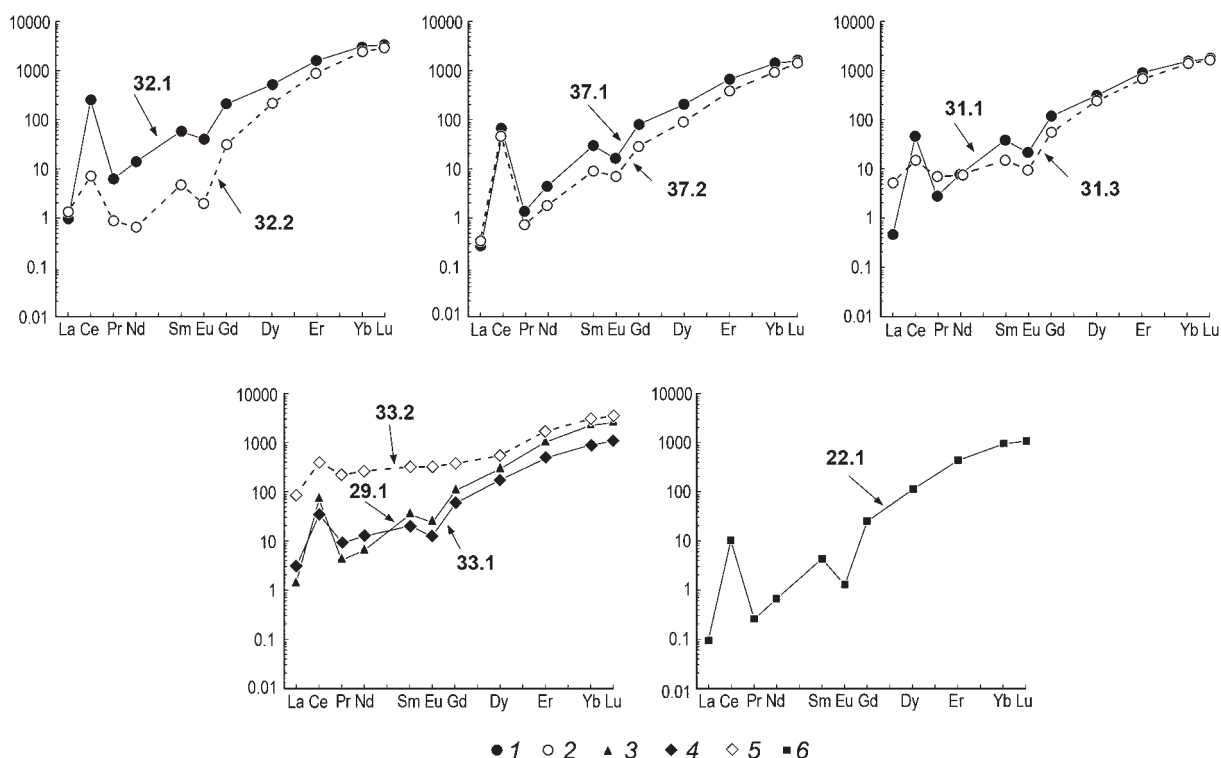


Рис. 13. Нормированные на хондрит по [Sun, McDonough, 1989] кривые распределения РЗЭ в цирконах из силлиманит-кордиерит-гранат-биотитовых гнейсов (проба 1/2).

Зерна разных групп цирконов: 1 – ядра и 2 – оболочки зерен I группы (32, 37, 31); 3, 4, 5 – зерна II группы (29.1, 33.1 и 33.2 соответственно); 6 – древнее зерно 22.1 III группы

кристаллах и в ядрах зерен с оболочкой (рис. 12, 13, зерна 32, 37, 31) типичны для цирконов магматического происхождения (рис. 13; табл. 8). Аналитические точки U-Pb возрастов цирконов I группы располагаются вдоль конкордии в том же интервале ( $2860 \pm 10$  –  $2711 \pm 9$  млн лет) (рис. 12), что и возрасты цирконов из Grt-Vt гнейса пробы 1/1, и аналогично интерпретируются. Однородные оболочки имеют метаморфическую природу, что следует из собственных им низких значений Th/U отношений (0,01) и характерного обеднения новообразованных каем преимущественно средними и тяжелыми лантаноидами в сравнении с ядрами цирконов (табл. 6; рис. 13, зерна 32, 37, 31). Такое обеднение связано с конкурирующим ростом минералов, являющихся концентраторами этих элементов, и характерно для цирконов, кристаллизующихся в присутствии граната в условиях гранулитовой фации [Rubatto, 2002]. Близконкордантные возрасты оболочек составляют  $2707 \pm 9$ ,  $2689 \pm 6$  и  $2656 \pm 8$  млн лет (табл. 6). Вторая группа (II) цирконов включает темные в CL кристаллы. Сильно варьирующие концентрации U, Th и Th/U отношения, более пологие, чем в первой группе, спектры распределения РЗЭ, в одном случае лишенные Ce и Eu аномалий (рис. 13, точка 33.2), свидетельствуют

о переработке кристаллов в ходе наложенного процесса. Цирконы имеют преимущественно дискордантные значения возраста. Максимальное количество измеренных возрастов находится в интервале  $2740 \pm 6$  и  $2636 \pm 9$  млн лет (рис. 12; табл. 6), близком к возрасту метаморфических оболочек, что может свидетельствовать о существовании в это время события, приведшего к нарушению кристаллической структуры цирконов и к потерям радиогенного свинца. В рассматриваемой пробе встречены три древних зерна циркона с максимальным возрастом  $3461 \pm 5$  млн лет (табл. 6).

### Заключение

Получены новые геохимические и изотопные данные по глиноземистым гнейсам кольцевой серии Балтийского щита, метаморфизованным в гранулитовой фации. Большая часть разреза представлена мигматизированными Sil ± Crd-Grt-Vt гнейсами, в которых сохранились полосы непереработанных мелкозернистых биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов, соответствующих протолиту кольцевой серии. Силлиманит- и кордиеритсодержащие мигматизированные гнейсы развива-

ются по мелкозернистым гнейсам в процессе бластомилонитизации и частичного плавления.

По структуре корреляционных связей между петрогенными элементами биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы ближе к магматическим породам, чем к осадочным. Для них характерны положительные корреляционные связи  $Al_2O_3$  с  $MgO$ ,  $Fe_2O_{3\text{общ}}$ ,  $TiO_2$ ,  $Na_2O$  и  $CaO$  при слабых связях с  $K_2O$ , что не свойственно терригенным породам, для которых обычны положительные связи  $Al_2O_3$  с  $K_2O$  и отрицательные связи  $Al_2O_3$  с  $CaO$  и  $Na_2O$ . Из магматических аналогов по химическому составу к кольским гнейсам ближе всего гранитоиды тоналит-трондьемитовых серий, что хорошо иллюстрируется тройной диаграммой K-Na-Ca (рис. 7), на которой точки составов биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов располагаются вдоль трондьемитового тренда дифференциации.

Гнейсы с силлиманитом и кордиеритом характеризуются более низким содержанием  $SiO_2$ ,  $CaO$  и  $Na_2O$  и более высокими концентрациями  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_{3\text{общ}}$  и  $MgO$ , в меньшей степени  $Al_2O_3$ , что, вероятнее всего, было связано с выплавлением кварц-полевошпатового материала при мигматизации.

На бинарных диаграммах (рис. 4) видно, что точки составов  $Sil \pm Crd$ -Grt-Bt гнейсов не образуют единого тренда с точками составов Bt и Grt-Bt гнейсов, что не позволяет считать их членами единого ряда дифференциации терригенных пород.

Интерпретация изотопных данных произведена исходя из магматической природы гнейсов и датированных цирконов. Цирконы из гранат-биотитовых гнейсов имеют призматический габитус и хорошо сохранившуюся осцилляторную зональность. «Конкордантный» тренд значений возрастов в диапазоне 2,9–2,7 млрд лет, полученный по этим цирконам, интерпретирован как результат разной степени потери свинца магматическими цирконами в процессе медленного остывания тоналита в условиях нижней коры [Ashwal et al., 1999; Halpin et al., 2012]. Преобладающим механизмом потери свинца считается объемная диффузия [Ashwal et al., 1999]. Согласно принятой модели интерпретации минимальный возраст магматизма оценивается по самому древнему циркону и составляет в нашем случае 2,9 млрд лет. Остальные аналитические точки «конкордантного» тренда не привязаны к конкретным геологическим событиям, а являются лишь результатом потерь радиогенного свинца U-Pb системой циркона.

Цирконы из  $Sil \pm Crd$ -Grt-Bt гнейса изменены в большей степени. Измерения возраста,

сделанные для популяции цирконов с умеренным свечением в катодной люминесценции и с сохранившейся реликтовой осцилляторной зональностью, располагаются вдоль конкордии в той же позиции и примерно в том же интервале, что и цирконы из Grt-Bt гнейсов и аналогично интерпретируются. Три зерна этой популяции имеют метаморфические оболочки с возрастными  $2707 \pm 9$ ,  $2689 \pm 6$  и  $2656 \pm 8$  млн лет. Популяция темных в катодной люминесценции кристаллов с варьирующим содержанием U и Th имеет преимущественно дискордантные значения возраста, находящиеся большей частью в интервале  $2740 \pm 6$  и  $2636 \pm 9$  млн лет (близком к возрасту метаморфических оболочек), что может свидетельствовать о существовании в это время события, приведшего к нарушениям кристаллической структуры зерен и к потерям радиогенного свинца.

В результате проведенных исследований удалось зафиксировать два события. Первое – это кристаллизация магматического протолита гнейсов кольской серии 2,9 млрд лет тому назад. Этот возраст сопоставим с возрастом древнейших ортогнейсов Хомпен, Норвегия ( $2903 \pm 6$  млн лет), метаморфизованных в гранулитовой фации [Levchenkov et al., 1995]. Второе – проявление этапа гранулитового метаморфизма, в ходе которого образовались  $Sil \pm Crd$  гнейсы с возрастом 2707–2656 млн лет. В зернах циркона это событие фиксируется в виде новообразованных оболочек, облекающих магматические ядра. Существование этого этапа метаморфизма на Балтийском щите отмечается во многих работах [Balashov et al., 1992 и др.]. Предполагаемый тоналитовый протолит, внедрившийся в условия нижней коры, мог испытать еще один более древний высокотемпературный (гранулитовый?) метаморфизм. Древний этап гранулитового метаморфизма выделяют многие исследователи. Этот метаморфизм, скорее всего, проявился в статичных условиях закрытой системы: Bt и Grt-Bt гнейсы имеют мелкозернистую массивную текстуру и практически лишены сланцеватости, цирконы хорошо сохранили призматический облик и осцилляторную зональность, а изменения их выразились лишь в потере свинца в результате объемной диффузии. Сколько времени продолжалось воздействие древнего метаморфизма на тоналит, нам неизвестно, он мог быть и кратковременным. Его продолжительность не обязательно исчисляется временным интервалом в 200 млн лет с момента кристаллизации протолита в 2900 млн лет и до следующего этапа метаморфизма в 2700 млн лет, приведшего к рассланцеванию,



бластомилонитизации и частичному плавлению пород с образованием Sil ± Crd гнейсов. Петрологическими данными, позволяющими более точно судить об этом, мы не располагаем.

В популяции цирконов из Sil-Crd-Grt-Bt гнейса обнаружены три зерна древних цирконов с максимальным возрастом  $3461 \pm 5$  млн лет. Древние цирконы были встречены ранее и в Grt-Bt гнейсах [Мыскова и др., 2015б] и интерпретированы как ксеногенные. На самом деле на данном этапе изученности мы с уверенностью не можем сказать об их происхождении. Сторонники первично осадочной природы гнейсов склонны интерпретировать их как самостоятельный кластер обломочных цирконов. Мы же можем предположить, что при достаточно большом количестве измерений могут быть получены аналитические точки со значениями от 2,9 до 3,4 млрд лет, позволяющие продлить непрерывный «конкордантный» тренд и, возможно, говорить о еще более древнем возрасте протолита. В этом мы убедились на собственном примере, когда измеренные значения возраста цирконов при недостаточности аналитических точек группировались в три самостоятельных кластера [Мыскова и др., 2015б], а при большем количестве измерений выстроились в непрерывный тренд [настоящая статья].

Имеющиеся в нашем распоряжении данные по изотопии Sr и Nd немногочисленны. Низкие начальные отношения  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  в двух образцах составляют 0,704 (Grt-Bt гнейс) и 0,699 (Sil-Crd-Grt-Bt гнейс), что может указывать на мантийный источник протолита. Модельный Sm-Nd возраст (2,96 млрд лет), близкий к U-Pb возрасту магматического протолита (2,9 млрд лет), и высокий  $\epsilon_{\text{Nd}} = 2,8$ , установленные для Grt-Bt и Sil-Crd-Grt-Bt гнейсов, также свидетельствуют о мантийном происхождении пород.

В завершение можно рассмотреть, как соотносятся наши выводы с данными предыдущих исследователей.

Как было отмечено во введении, К. Х. Авакяном [1992] по 11 пробам из мелкозернистых Grt-Bt и крупнозернистых Sil-Crd-Grt-Bt гнейсов районов Мурдозеро и Тулпъявр была получена Rb-Sr изохрона с возрастом  $2880 \pm 50$  млн лет при начальном отношении  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7005$ . Исходя из общепринятой (самим автором не аргументированной) осадочной природы протолита, К. Х. Авакян [1992] был вынужден прибегнуть к очень сложной интерпретации полученной датировки и низкого изотопного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Эта датировка была интерпретирована как возраст, соответствующий постседиментационному процессу

и начальному термальному метаморфизму. Было сделано предположение, что образование осадочных пород происходило из материала первичной коры (продукта мантийного магматизма) в течение чрезвычайно малого времени. Если интерпретировать эти данные исходя из магматической природы гнейсов, то они полностью подтверждают наши выводы и о возрасте и о происхождении протолита.

Ю. А. Балашовым с соавторами [Balashov et al., 1992] в пробах Sil-Crd и Grt-Bt гнейсов из района Паяз-Явр (западнее оз. Чудзьявр) классическим U-Pb методом по циркону измерены возрасты двух популяций цирконов, которые он соотносит с двумя этапами гранулитового метаморфизма, древним ( $2832 \pm 11$  млн лет) и более молодым ( $2648 \pm 18$  млн лет). Конкордантный возраст более молодого метаморфизма получен по популяции метаморфических цирконов с алмазным блеском граней. Эта цифра не вызывает сомнений и вполне сопоставима с нашими данными. А вот интерпретация датировки  $2832 \pm 11$  млн лет как возраста древнего гранулитового метаморфизма вызывает некоторое сомнение. Она получена по призматическим цирконам, которые не изучались в катодной люминесценции. В пробах присутствует популяция метаморфических цирконов с молодым возрастом, поэтому есть вероятность того, что некоторые призматические зерна могут иметь метаморфические оболочки и полученная датировка  $2832 \pm 11$  млн лет представляет собой среднее между значениями магматического и метаморфического возрастов. Если интерпретировать это значение возраста с позиции магматической природы протолита, то его можно рассматривать как возраст магматизма, только несколько заниженный.

Этими сопоставлениями мы хотели показать всю сложность, неоднозначность и во многом предположительный характер любых интерпретаций изотопных данных в высокометаморфизованных породах, особенно при огромном дефиците изотопных измерений для пород данной территории.

В процессе изложения фактического материала мы обсуждали аргументы как с точки зрения осадочной природы гранат-биотитовых гнейсов и цирконов, так и с позиции их магматического происхождения. На основании анализа литературных материалов и наших данных по геохимии гнейсов, морфологии и U-Pb возрасту цирконов (SHRIMP-II) мы показали, что представления о терригенной природе Grt-Bt гнейсов и детритовой природе цирконов далеко не бесспорны и также нуждаются в дополнительной аргументации. В данной статье

предложена интерпретация изотопных данных исходя из магматической (тоналитовой) природы протолита гнейсов и магматического генезиса цирконов. Большая сложность и недостаточная петрологическая изученность объекта не позволяет считать и наши выводы безусловными. Мы представляем их как наиболее согласованный вариант интерпретации, вытекающий из анализа геологических соотношений и полученных геохимических и изотопных данных.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 16-05-00486 А).*

## Литература

- Авакян К. Х. Геология и петрология Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области архея. М.: Наука, 1992. 168 с.
- Авакян К. Х., Буякайте М. И., Ляпунов С. М. Возраст калиево-магнезиальных метасоматитов Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области архея по данным Rb/Sr метода // Геохимия. 1991. № 5. С. 635–641.
- Батиева И. Д., Бельков И. В. Гранитоидные формации Кольского полуострова // Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968. С. 28–43.
- Бибикова Е. В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 179 с.
- Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968. 168 с.
- Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Стратиграфия кольской серии архея в зоне Центрально-Кольского антиклинория // Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 15–20.
- Ветрин В. Р., Туркина О. М., Ладден Дж., Деленицин А. А. Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Т. 2: Полезные ископаемые, минералогия, петрология, геофизика. Апатиты: Полиграф, 2002. С. 208–230.
- Ветрин В. Р., Чупин В. П., Яковлев Ю. Н. Метаосадочные породы фундамента палеопротерозойской Печенгской структуры: источники терригенного материала, палеогеодинамические условия формирования // Литосфера. 2013. Т. 5. С. 3–25.
- Володичев О. И. Особенности преобразования глиноземистых пород беломорской серии в период ультраметаморфизма (район центральной части Западного Беломорья) // Труды Института геологии. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР, 1969. Вып. 4. С. 49–57.
- Горяинов П. М. Кольско-Норвежский мегаблок – древнейший кратон в докембрии Кольского полуострова // В кн.: Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л.: Наука, 1980. С. 88–103.
- Добржиницкая Л. Ф. Структурно-метаморфическая эволюция кольской серии. М.: Наука, 1978. 148 с.
- Жданов В. В. Гранулиты западной части Кольского полуострова // Проблемы геологии и петрологии докембрия. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 280. 1978. С. 81–98.
- Интерпретация геохимических данных: учеб. пособие / Под ред. Е. В. Склярова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
- Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
- Крюков В. Б. Геология и генезис гнейсов кольской серии // Проблемы петрологии докембрия. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 280. 1978. С. 98–112.
- Лобач-Жученко С. Б., Арестова Н. А., Чекулаев В. П. и др. Эволюция Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса Карелии // Петрология. 1999. Т. 7, № 2. С. 156–173.
- Милькевич Р. И. Петрохимические методы восстановления первичной природы метаморфических пород // Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов. Метод. пособие. СПб.: ВСЕГЕИ, 1996. С. 205–221.
- Мыскова Т. А., Милькевич Р. И., Львов А. Б., Миллер Ю. В. Происхождение чупинских гнейсов Беломорья в свете новых литолого-геохимических данных // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 6. С. 653–664.
- Мыскова Т. А., Бережная Н. Г., Глебовицкий В. А. и др. Находки древнейших цирконов с возрастом 3600 млн. лет в гнейсах кольской серии, Центрально-Кольского блока Балтийского щита (U-Pb, SHRIMP-II) // ДАН. 2005. Т. 402, № 1. С. 1–5.
- Мыскова Т. А., Милькевич Р. И., Бережная Н. Г. Проблема интерпретации первичной природы и возраста протолита гранулитов (на примере глиноземистых гнейсов кольской серии Балтийского щита) // Материалы II Российской конференции «Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя». Санкт-Петербург. 2007. С. 219.
- Мыскова Т. А., Милькевич Р. И., Львов П. А. U-Pb геохронология (SHRIMP-II) цирконов из метасадков ладожской серии (Северное Приладожье, Балтийский щит) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 20, № 2. С. 55–67.
- Мыскова Т. А., Житникова И. А., Львов П. А. Позднеархейский среднекислый магматизм Южно-Выгозерской и Каменноозерской зеленокаменных структур Центральной Карелии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015а. Т. 23, № 4. С. 3–27.
- Мыскова Т. А., Милькевич Р. И., Глебовицкий В. А. и др. Новые данные о возрасте (U-Pb, SHRIMP-II) цирконов из глиноземистых гнейсов кольской серии архея Балтийского щита и проблема их интерпретации // ДАН. 2015б. Т. 463, № 3. С. 323–330.
- Неелов А. Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
- Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления // Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1961. Вып. 12. С. 7–102.
- Ранний докембрий Балтийского щита / Ред. В. А. Глебовицкий. СПб.: Наука, 2005. 711 с.

Слабунов А. И., Лобач-Жученко С. Б., Бибикова Е. В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 1–29.

Туркина О. М., Урманцева Л. Н. Метатерригенные породы Иркутского гранулитогнейсового блока как индикаторы эволюции раннедокембрийской коры // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 1. С. 49–64.

Чен Я. Д., Кроу Т. Е., Ветрин В. Р., Митрофанов Ф. П. U-Pb геохронология пород архейской части разреза Кольской сверхглубокой скважины // Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. М.: Технонефтегаз, 1998. С. 59–70.

Ashwal L. D., Tucker R. D., Zinner E. K. Slow cooling of deep crustal granulites and Pb-loss in zircon // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1999. Vol. 63, no. 18. P. 2839–2851.

Balashov Yu. A., Mitrofanov F. P., Balagansky V. V. New geochronological data on archaean rocks of Kola peninsula // *Correlation of Precambrian formations of the Kola-Karelian region and Finland*. Apatity: Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences. 1992. P. 13–34.

Barker F., Arth J. G. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archaean bimodal trondhjemite-basalt suites // *Geology*. 1976. Vol. 4. P. 596–600.

Black L. P., Kamo S. L., Alen C. M. et al. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // *Chemical Geology*. 2003. Vol. 200. P. 155–170.

Goldstein S. J., Jacobsen S. B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. Vol. 87. P. 249–265.

Halpin J. A., Daczko N. R., Milan L. A., Clarke G. L. Decoding near-concordant U-Pb zircon ages spanning several hundred million years: recrystallisation, metamictisation, or diffusion? // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2012. Vol. 163. P. 67–85.

Hoskin P. W. O. Minor and trace element analysis of natural zircon (ZrSiO<sub>4</sub>) by SIMS and laser ablation ICPMS: a consideration and comparison of two broadly competitive techniques // *Journal Trace Microprobe Tech.* 1998. Vol. 16. P. 301–326.

Jacobsen S. B., Wasserburg G. J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 67. P. 137–150.

Kontinen A., Karyaho A., Huhma H. et al. Nurmes paragneisses in eastern Finland, Karelian craton:

Provenance, tectonic setting and implications for Neoproterozoic craton correlation // *Precambrian Research*. 2007. Vol. 152. P. 119–148.

Le Maitre R. W., Bateman P., Dudek A. et al. A classification of igneous rocks and glossary of terms. 1989. Oxford: Blackwell Scientific Publications. 193 p.

Levchenkov O. A., Levsky L. K., Nordgulen O. et al. U-Pb zircon ages from Sorvaranger, Norway and the western part of the Kola Peninsula, Russia // *Norges geol. uners. Spec. publ.* 1995. No. 7. P. 29–47.

Ludwig K. P. SQUID 1. 00. A User's Manual; Berkeley, CA, USA. Berkeley Geochronology Center. 2000. Special Publication. No. 2. 17 p.

Ludwig K. P. Isoplot/Ex. A User's Manual; Berkeley, CA, USA. Berkeley Geochronology Center. 2001. Special Publication. No. 1a. 56 p.

Martin H. The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust, in *Archean Crustal Evolution*. 1994. Elsevier, Amsterdam. P. 205–259.

Nesbitt H. W., Yong G. M. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1984. Vol. 48. P. 1523–1534.

Nesbitt H. W., Yong G. M. Formation and diagenesis of weathering profiles // *Journal of Geology*. 1989. Vol. 97. P. 129–147.

Richard P., Shimizu N., Allegre C. J. <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd a natural tracer: An application to oceanic basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. Vol. 31. P. 269–278.

Rollinson H. R. Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation. 1993. Longman, Harlow. 352 pp.

Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U – Pb ages and metamorphism // *Chem. Geol.* 2002. Vol. 184. P. 123–138.

Smirnov V. K., Sobolev A. V., Batanova V. G. et al. *Eos Trans. AGU*. 1995. Vol. 76 (17), Spring Meet. Suppl., P. 270.

Sun S. S., McDonough W. F. Magmatism in the ocean basins / *Geological Society of London Special Publication*. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

Williams I. S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes* / Eds. M. A. McKibben, W. C. Shanks III, W. I. Ridley. *Rev. Econ. Geol.* 1998. Vol. 7. P. 1–35.

Поступила в редакцию 10.04.2016

## References

Avakyan K. Kh. *Geologiya i petrologiya Tsentral'no-Kol'skoi granulito-gneisovoi oblasti arkheya* [Geology and petrology of the Central Kola granulite-gneiss region in the Archean]. Moscow: Nauka, 1992. 168 p.

Avakyan K. Kh., Buyakaite M. I., Lyapunov S. M. *Vozrast kalievo-magnezial'nykh metasomatitov Tsentral'no-Kol'skoi granulito-gneisovoi oblasti arkheya po dannym Rb/Sr metoda* [Age of potassium-magnesium

metasomatites of the Central Kola granulite-gneiss region in the Archean according to the data obtained with the use of Rb/Sr method]. *Geokhimiya [Geochemistry International]*. 1991. No. 5. P. 635–641.

Batieva I. D., Bel'kov I. V. *Granitoidnye formatsii Kol'skogo poluostrova* [Granitoid formations of the Kola Peninsula]. *Ocherki po petrologii, mineralogii i metallogenii granitov Kol'skogo poluostrova* [Outlines of the



Petrology, Mineralogy and Metallogeny of the Kola Peninsula Granites]. Leningrad: Nauka, 1968. P. 28–43.

*Bibikova E. V.* Uran-svintsovaya geokhronologiya rannikh etapov razvitiya drevnikh shchitov [Uranium-lead geochronology of the early stages of the ancient shields development]. Moscow: Nauka, 1989. 179 p.

*Bondarenko L. P., Dagelaiskii V. B.* Geologiya i metamorfizm porod arkheya tsentral'noi chasti Kol'skogo poluostrova [Geology and metamorphism of the Archean rocks of the central Kola Peninsula]. Leningrad: Nauka, 1968. 168 p.

*Bondarenko L. P., Dagelaiskii V. B.* Stratigrafiya kol'skoi serii arkheya v zone Tsentral'no-Kol'skogo antiklinoriya [Stratigraphy of the Archean Kola series in the zone of the central Kola anticlinorium]. Stratigrafiya i izotopnaya geokhronologiya dokembriya vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita [Precambrian Stratigraphy and Isotope Geochronology of the Eastern Baltic Shield]. Leningrad: Nauka, 1971. P. 15–20.

*Dobrzhinetskaya L. F.* Strukturno-metamorficheskaya evolyutsiya kol'skoi serii [Structural and metamorphic evolution of the Kola series]. Moscow: Nauka, 1978. 148 p.

*Goryainov P. M.* Kol'sko-Norvezhskii megablock – drevneishii kraton v dokembrii Kol'skogo poluostrova [Kola-Norwegian megablock – the oldest craton in the Precambrian of the Kola Peninsula]. Regional'naya tektonika rannego dokembriya SSSR [Regional Tectonics of the Early Precambrian of the USSR]. Leningrad: Nauka, 1980. P. 88–103.

*Interpretatsiya geokhimicheskikh dannykh: ucheb. posobie* [Geochemical data interpretation: study guide]. Ed. E. V. Sklyarov. Moscow: Intermet Inzhiniring, 2001. 288 p.

*Kondi K.* Arkheiskie zelenokamennye poyasa [Archean greenstone belts]. Moscow: Mir, 1983. 390 p.

*Kryukov V. B.* Geologiya i genезis gneisov kol'skoi serii [Geology and genesis of the Kola series gneisses]. Problemy petrologii dokembriya. Tr. VSEGEI. Nov. ser. [Problems of the Precambrian Petrology. VSEGEI Transactions. New series]. Vol. 280. 1978. P. 98–112.

*Lobach-Zhuchenko S. B., Arestova N. A., Chekulaev V. P. i dr.* Evolyutsiya Yuzhno-Vygozerskogo zelenokamennogo poyasa Karelii [Evolution of the South Vygozero greenstone belt in Karelia]. *Petrologiya* [Petrology]. 1999. Vol. 7, no. 2. P. 156–173.

*Mil'kevich R. I.* Petrokhimicheskie metody vosstanovleniya pervichnoi prirody metamorficheskikh porod [Petrochemical methods for the reconstitution of the metamorphic rocks protogenic nature]. Geologicheskaya s'emka metamorficheskikh i metasomaticeskikh kompleksov. Metod. Posobie [Geological mapping of metamorphic and metasomatic complexes. Technical guide]. St. Petersburg: VSEGEI, 1996. P. 205–221.

*Myskova T. A., Berezhnaya N. G., Glebovitskii V. A. i dr.* Nakhodka drevneishikh tsirkonov s vozrastom 3600 mln. let v gneisakh kol'skoi serii, Tsentral'no-Kol'skogo bloka Baltiiskogo shchita (U-PB, SHRIMP-II) [Findings of the oldest (3600 Ma) zircons in the gneisses of the Kola series, Central Kola block, Baltic Shield (U-Pb, SHRIMP-II data)]. DAN [Dokl. Earth Sci.]. 2005. Vol. 402, no. 1. P. 1–5.

*Myskova T. A., Mil'kevich R. I., Berezhnaya N. G.* Problema interpretatsii pervichnoi prirody i vozrasta proto-

lita granulitov (na primere glinozemistyykh gneisov kol'skoi serii Baltiiskogo shchita) [Problem of the protogenic nature and age interpretation of the granulites protolith (the example of aluminous gneisses of the Kola series of the Baltic Shield)]. Materialy II Rossiiskoi konferentsii "Granulitovye komplekсы v geologicheskom razvitiі dokembriya i fanerozoya" [Proceed. of II All-Russian Conference *Granulite Complexes in the Geological Development of the Precambrian and Phanerozoic*]. St. Petersburg, 2007. P. 219.

*Myskova T. A., Mil'kevich R. I., Glebovitskii V. A., L'vov P. A., Berezhnaya N. G.* Novye dannye o vozraste (U-Pb, SHRIMP-II) tsirkonov iz glinozemistyykh gneisov kol'skoi serii arkheya Baltiiskogo shchita i problema ikh interpretatsii [New Data on the U-Pb (SHRIMP II) age of the zircons from the aluminous gneisses of the Archean Kola series of the Baltic Shield and the problem of their interpretation]. DAN [Dokl. Earth Sci.]. 2015b. Vol. 463, no. 3. P. 323–330.

*Myskova T. A., Mil'kevich R. I., L'vov P. A.* U-Pb geokhronologiya (SHRIMP-II) tsirkonov iz metaosadkov ladozhskoi serii (Severnoe Priladozh'e, Baltiiskii shchit) [U-Pb (SHRIMP-II) geochronology of the zircons from the Ladoga series metasediments (the Northern Ladoga region, Baltic Shield)]. *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya* [Stratigraphy and Geological Correlation]. 2012. Vol. 20, no. 2. P. 55–67.

*Myskova T. A., Mil'kevich R. I., L'vov A. B., Miller Yu. V.* Proiskhozhdenie chupinskikh gneisov Belomor'ya v svete novykh litologo-geokhimicheskikh dannykh [Origin of the Chupa gneisses of the Belomorian region in view of new lithological and geochemical data]. *Litologiya i poleznye iskopaemye* [Lithology and Mineral Resources]. 2000. No. 6. P. 653–664.

*Myskova T. A., Zhitnikova I. A., L'vov P. A.* Pozdnearkheiskii srednekiislyi magmatizm Yuzhno-Vygozerskoi i Kamennoozerskoi zelenokamennykh struktur Tsentral'noi Karelii [Late Archean intermediate-felsic magmatism of the South Vygozersky and Kamennoozersky greenstone structures of the Central Karelia]. *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya* [Stratigraphy and Geological Correlation]. 2015a. Vol. 23, no. 4. P. 3–27.

*Neelov A. N.* Petrokhimicheskaya klassifikatsiya metamorfizovannykh osadochnyykh i vulkanicheskikh porod [Petrochemical classification of metamorphosed sedimentary and igneous rocks]. Leningrad: Nauka, 1980. 100 p.

*Polkanov A. A., Gerling E. K.* Geokhronologiya i geologicheskaya evolyutsiya Baltiiskogo shchita i ego skladchatogo obramleniya [Geochronology and geological evolution of the Baltic Shield and surrounding fold belts]. Tr. LAGED AN SSSR [Proceed. of the Laboratory of Precambrian Geology of the USSR Academy of Sciences]. 1961. Iss. 12. P. 7–102.

*Rannii dokembrii* Baltiiskogo shchita [Early Precambrian age of the Baltic Shield]. Ed. V. A. Glebovitskii. St. Petersburg: Nauka, 2005. 711 p.

*Slabunov A. I., Lobach-Zhuchenko S. B., Bibikova E. V. i dr.* Arkhei Baltiiskogo shchita: geologiya, geokhronologiya, geodinamicheskie obstanovki [Archean of the Baltic Shield: geology, geochronology, and geodynamic settings]. *Geotektonika* [Geotectonics]. 2006. No. 6. P. 1–29.

*Turkina O. M., Urmantseva L. N.* Metaterrigenne porody Irkutnogo granulitogneisovogo bloka kak

indikatory evolyutsii rannedokembriiskoi kory [Metaterigenous rocks of the Irkut granulite – gneiss block as the indicators of the Early Precambrian crust evolution]. *Litologiya i poleznye iskopaemye* [Lithology and Mineral Resources]. 2009. No. 1. P. 49–64.

Vetrin V. R., Chupin V. P., Yakovlev Yu. N. Metaosadochnye porody fundamenta paleoproterozoiskoi Pechengskoi struktury: istochniki terrigenogo materiala, paleogeodinamicheskie usloviya formirovaniya [Metasedimentary gneisses of the basement of the Paleoproterozoic Pechenga structure: sources of the terrigenous material, paleogeodynamic formation conditions]. *Litosfera* [Lithosphere]. 2013. Vol. 5. P. 3–25.

Vetrin V. R., Turkina O. M., Ladden Dzh., Delenitsin A. A. Geologiya i poleznye iskopaemye Kol'skogo poluostrova. T. 2: Poleznye iskopaemye, mineralogiya, petrologiya, geofizika [Geology and mineral resources of the Kola Peninsula. Vol. 2. Mineral resources, mineralogy, petrology, geophysics]. Apatity: Poligraf, 2002. P. 208–230.

Volodichev O. I. Osobennosti preobrazovaniya glinozemistykh porod belomorskoi serii v period ul'trametamorfizma (raion tsentral'noi chasti Zapadnogo Belomor'ya) [Specific features of the aluminous rocks transformation of the Belomorian series during ultrametamorphism (the central part of the West Belomorian region)]. *Trudy Instituta geologii* [Trans. of the Institute of Geology, Karelian Branch of the Acad. of Sci., USSR]. Petrozavodsk: Karel'skii filial AN SSSR, 1969. Iss. 4. P. 49–57.

Zhdanov V. V. Granulity zapadnoi chasti Kol'skogo poluostrova [Granulites of the Western Kola Peninsula]. *Problemy geologii i petrologii dokembriya. Tr. VSEGEI*. Nov. ser. [Problems of Geology and Petrology of the Precambrian. *VSEGEI Transactions*. New series]. Vol. 280. 1978. P. 81–98.

Chen Ya. D., Krou T. E., Vetrin V. R., Mitrofanov F. P. U-Pb geokhronologiya porod arkheiskoi chasti razreza Kol'skoi sverkhglubokoi skvazhiny [U-Pb geochronology of the Archean section rocks of the Kola super-deep borehole]. Kol'skaya sverkhglubokaya. Nauchnye rezultaty i opyt issledovaniia [The Kola superdeep borehole. Academic results and summary of the obtained experience]. Moscow: Tekhnoneftegaz, 1998. P. 59–70.

Ashwal L. D., Tucker R. D., Zinner E. K. Slow cooling of deep crustal granulites and Pb-loss in zircon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1999. Vol. 63, no. 18. P. 2839–2851.

Balashov Yu. A., Mitrofanov F. P., Balagansky V. V. New geochronological data on archaean rocks of Kola peninsula. Correlation of Precambrian formations of the Kola-Karelian region and Finland. Apatity: KSC of RAS, 1992. P. 13–34.

Barker F., Arth J. G. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archaean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*. 1976. Vol. 4. P. 596–600.

Black L. P., Kamo S. L., ALEN C. M. et al. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology. *Chemical Geology*. 2003. Vol. 200. P. 155–170.

Goldstein S. J., Jacobsen S. B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. Vol. 87. P. 249–265.

Halpin J. A., Daczko N. R., Milan L. A., Clarke G. L. Decoding near-concordant U-Pb zircon ages spanning several hundred million years: recrystallisation, metamictisation, or diffusion? *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2012. Vol. 163. P. 67–85.

Hoskin P. W. O. Minor and trace element analysis of natural zircon (ZrSiO<sub>4</sub>) by SIMS and laser ablation ICPMS: a consideration and comparison of two broadly competitive techniques. *Journal Trace Microprobe Tech.* 1998. Vol. 16. P. 301–326.

Jacobsen S. B., Wasserburg G. J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 67. P. 137–150.

Kontinen A., Kapyaho A., Huhma H. et al. Nurmes paragneisses in eastern Finland, Karelian craton: Provenance, tectonic setting and implications for Neoproterozoic craton correlation. *Precambrian Research*. 2007. Vol. 152. P. 119–148.

Le Maitre R. W., Bateman P., Dudek A. et al. A classification of igneous rocks and glossary of terms. 1989. Oxford: Blackwell Scientific Publications. 193 p.

Levchenkov O. A., Levsky L. K., Nordgulen O. et al. U-Pb zircon ages from Sorvaranger, Norway and the western part of the Kola Peninsula, Russia. *Norges geol. uners. Spec. publ.* 1995. No. 7. P. 29–47.

Ludwig K. P. SQUID 1. 00. A User's Manual; Berkeley, CA, USA. Berkeley Geochronology Center. 2000. Special Publication. No. 2. 17 p.

Ludwig K. P. Isoplot/Ex. A User's Manual; Berkeley, CA, USA. Berkeley Geochronology Center. 2001. Special Publication. No. 1a. 56 p.

Martin H. The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust, in Archean Crustal Evolution. 1994. Elsevier, Amsterdam. P. 205–259.

Nesbitt H. W., Yong G. M. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1984. Vol. 48. P. 1523–1534.

Nesbitt H. W., Yong G. M. Formation and diagenesis of weathering profiles. *Journal of Geology*. 1989. Vol. 97. P. 129–147.

Richard P., Shimizu N., Allegre C. J. <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd a natural tracer: An application to oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. Vol. 31. P. 269–278.

Rollinson H. R. Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation. 1993. Longman, Harlow. 352 pp.

Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chem. Geol.* 2002. Vol. 184. P. 123–138.

Smirnov V. K., Sobolev A. V., Batanova V. G. et al. Eos Trans. AGU. 1995. Vol. 76 (17), Spring Meet. Suppl., P. 270.

Sun S. S., McDonough W. F. Magmatism in the ocean basins. Geological Society of London Special Publication. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

Williams I. S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Eds. M. A. McKibben, W. C. Shanks III, W. I. Ridley. *Rev. Econ. Geol.* 1998. Vol. 7. P. 1–35.

Received April 10, 2016

## **СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:**

### **Мыскова Татьяна Анатольевна**

старший научный сотрудник  
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН  
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, Россия, 199034  
эл. почта: tmyskova@gmail.com  
тел.: (812) 3280192

### **Милькевич Раиса Ивановна**

старший научный сотрудник  
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН  
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, Россия, 199034  
тел.: (812) 3280192

## **CONTRIBUTORS:**

### **Myskova, Tatiana**

Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS  
2 Nab. Makarova, 199034 St. Petersburg, Russia  
e-mail: tmyskova@gmail.com  
tel.: (812) 3280192

### **Milkevich, Raisa**

Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS  
2 Nab. Makarova, 199034 St. Petersburg, Russia  
tel.: (812) 3280192