

ПРОЯВЛЕНИЯ ТРИАСОВОГО МАГМАТИЗМА В МАЛОУРАЛЬСКОЙ ЗОНЕ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

И. Д. Соболев¹, А. А. Соболева², Д. А. Варламов³

¹ ГИН РАН, Москва; ² ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар;

³ ИЭМ РАН, Черноголовка

sobolev_id@mail.ru, soboleva@geo.komisc.ru, dima@iem.ac.ru _____

В пределах Малоуральской зоны Полярного Урала, начиная с широты р. Ханмей на севере и вплоть до верховьев р. Хулга на юге, на протяжении почти 200 км широко распространены дайковые и субпластовые интрузивные тела долеритов и габбро-долеритов различной мощности. Они были выделены в середине XX века Ю. Е. Молдаванцевым в качестве мусюрского комплекса. Мощность даек составляет 2—5 м, иногда до 15—20 м, а пластовых тел — 50—100 м; протяженность может достигать 2.5—3.0 км и более. По результатам геологического картирования на основании геологических взаимоотношений предполагается, что эти тела являются самыми молодыми образованиями Малого Урала, поскольку они прорывают девонские осадочно-вулканогенные образования с органическими остатками эйфельского яруса в верхней части и все плутонические комплексы позднесилурийско-девонского возраста. П. А. Кучериной (рабочие материалы, конец 80-х-начало 90-х гг. XX века) мусюрский комплекс рассматривался как послескладчатый и предположительно датировался триасом. В. А. Душин (конец 90-х гг.) относил эти образования к пермотриасовому трапповому этапу. А. В. Прямоносков определил К-Аг возраст плагиоклаза из пород комплекса, как 361 ± 1 млн. лет, что соответствует концу позднего девона [6]. Согласно же позднейшим представлениям, возраст мусюрского комплекса — позднетриасовый, как на основании всё тех же геологических взаимоотношений, так и с учетом того факта, что девонские вмещающие вулканиты претерпели метаморфизм, а породы самого комплекса не были им затронуты [3]. Геодинамическая обстановка формирования даек мусюрского комплекса трактовалась также по-разному: их относили к позднеостроводужным, посторогонным или рифтогенным образованиям.

Нами были изучены две дайки субщелочных габбродолеритов, относимых к мусюрскому комплексу, выходящие на поверхность в бортах долины р. Макара-Рузь в среднем течении (рис. 1). Одна из них прорывает среднедевонские диориты Конгорского массива и рассекающие их жилы лейкогранитов. Вторая — сечет раннедевонские диориты второй фазы собского комплекса. Мощность даек ва-

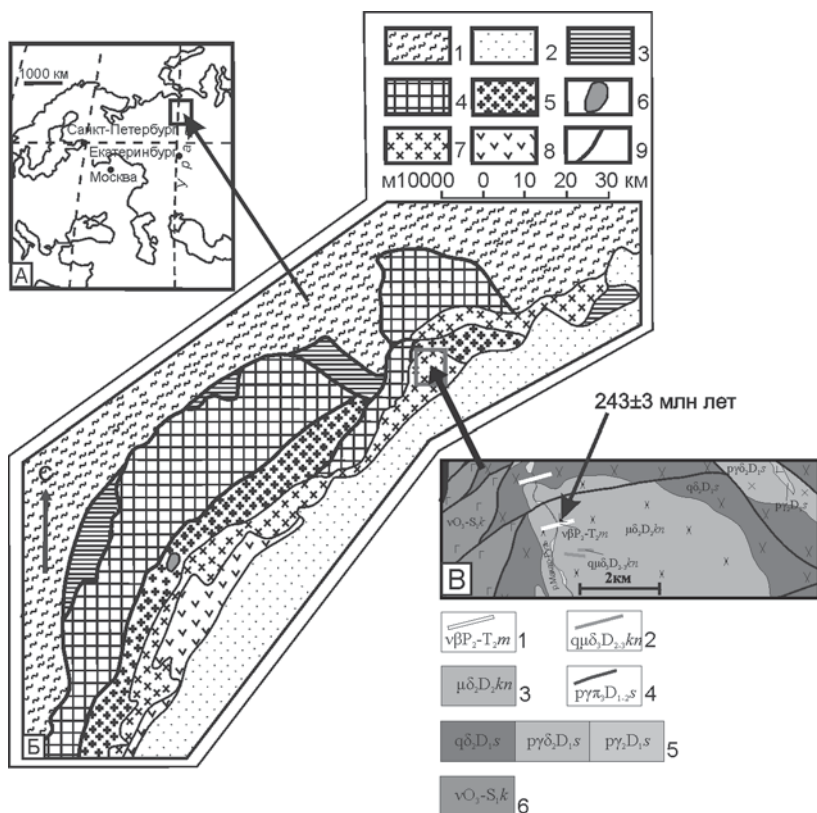


Рис. 1. Схема расположения, тектоническая схема и фрагмент геологической карты Конгорского петротипического массива

А. Географическое положение. **Б.** Тектоническая схема южной части Полярного Урала. 1 — Западно-Уральская мегазона (допалеозойские и палеозойские образования, нерасчленённые); 2 — мезо-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты; 3—8 — Восточно-Уральская мегазона: 3 — Хордьюско-Ханмейская зона; 4 — Войкарская зона; 5—8 — Малоуральская зона (5 — собский плутонический комплекс; 6 — янаслорский плутонический комплекс; 7 — конгорский плутонический комплекс; 8 — малоуральский вулканогенно-осадочный комплекс; 9 — разломы). **В.** Фрагмент геологической карты Q-41-XII ([2], с небольшими изменениями). 1 — дайки мусюрского комплекса, габбродиориты повышенной щёлочности; 2 — третья фаза конгорского комплекса: гипабиссальные монцодиорит- и кварцевые монцодиорит-порфиры; 3 — вторая фаза конгорского комплекса: диориты, монцодиориты; 4 — третья фаза собского комплекса: гипабиссальные кварцевые диорит-порфиры, тоналит-порфиры, плагиогранит-порфиры, плагиоаплиты; 5 — вторая фаза собского комплекса: габбродиориты, кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты; 6 — габброиды кэршорского дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса

рырует от 7 до 15 м, падение субвертикальное, простирание обоих даек СВВ. Контакты с вмещающими диоритами неровные, с явно выраженной зоной закалки мощностью до 1 см. Степень кристалличности габбродолеритов плавно уменьшается от центральных частей тел к контактам: от мелкозернистых габбродолеритов до стекловатых базальтов.

Габбродолериты характеризуются офитовой неравномернозернистой тонко-мелкозернистой (0.01—1.5 мм) структурой и массивной текстурой. Их породообразующие минералы представлены плагиоклазом — 60 %, клинопироксеном — 15—25 %, роговой обманкой — 3—15 %, биотитом — 0—3 %, сростками титаномагнетита, ильменита, пирита и халькопирита — 8—10 %.

Плагиоклаз распространен в виде субидiomорфных таблитчатых зёрен состава An_{7-47} размером 0.2—1.0 мм с $K_{удл}$ — 4—10. Края зёрен в большинстве случаев окружены альбитовой каймой. Клинoпироксен представлен авгитом, образует идиоморфные кристаллы размером 0.1—0.5 мм с поперечными сечениями в виде усечённых ромбов, а также удлинёнными продольными срезами ($K_{удл}$ — 3—4). Роговая обманка развита по краям зёрен клинопироксена, а в некоторых случаях замещает их полностью. Она представлена субидiomорфными призматическими кристаллами размером 0.05—0.3 мм с $K_{удл}$ — 3—4. Биотит встречается в некоторых разностях, где он представлен субидiomорфными чешуйчатыми удлинёнными зёрнами размером 0.01—0.1 мм с $K_{удл}$ — 6—10. Кроме того, он замещает зёрна роговой обманки. В данных породах рудные минералы представлены идиоморфными мелкими кристаллами титаномагнетита, ильменита, пирита и халькопирита размером 0.01—0.3 мм и их сростками, в сумме рудные составляют до 8—10 % объема породы. Акцессорные минералы представлены титанитом, апатитом и цирконом. Вторичные минералы присутствуют не во всех разностях и представлены соссюритовым агрегатом, умеренно развитым по зёрнам плагиоклаза, а также эпидотом и хлоритом, частично замещающими выделения клинопироксена и роговой обманки.

Габбродолериты относятся к умеренно-щелочному петрохимическому ряду и близки к породам семейства эссекситов [4]. Для них типичен K—Na-тип щёлочности, очень высокие содержания титана (3.0—3.5 % TiO_2), хорошо согласующиеся с высокими содержаниями ильменита, титаномагнетита, титанита, а также фосфора (0.8—1.3 % P_2O_5), входящего в акцессорный апатит. Кроме того, отмечаются высокие концентрации $Fe_2O_{3общ}$ (13—14 %), Na_2O (3.5—4.0 %), K_2O (1.0—1.2 %) и низкие содержания MgO (4.0—4.6 %), CaO (7.4—8.4 %). Породы отличаются постоянством содержания SiO_2 (48.7—

48.9 %), и точки их состава не образуют эволюционных трендов на диаграммах А. Харкера.

Рассматриваемым породам свойственны высокие суммы редких земель (в среднем — 181 г/т) при умеренной обогащённости LREE относительно HREE ($La/Yb = 4.23$). Для них характерны повышенные содержания как HFSE (U, Th, LREE), так и LILE (Cs, Rb, Ba, Pb) при невысоких содержаниях Sr. По этим признакам породы сопоставимы с рифтогенными и внутриплитными образованиями и наиболее похожи на базальтоиды эпиорогенных рифтов. С другой стороны, для них характерны низкие концентрации ниобия и повышенные — свинца (что проявляется в виде Nb-минимума и Pb-максимума на спайдерграммах), а это типичные признаки базальтоидов, сформированных в надсубдукционных обстановках [5]. Такое сочетание характеристик могло возникнуть, если в процессе рифтогенеза базитовая магма в небольших объемах выплавлялась из мантии, уже однажды деплетированной в надсубдукционной обстановке, — например, из мантийного клина.

Нами было продатировано 15 зёрен циркона из дайки субщелочных габбродолеритов (Университет Калифорнии, Санта-Круз, США, U–Pb-метод, La-ICP-MS). Результаты по трем зернам были отброшены по причине высокой дискордантности ($D > 30\%$). По 12 зернам получен очень широкий возрастной диапазон от 243 до 2695 млн лет (рис. 2). Самое молодое зерно имеют среднетриасовый возраст —

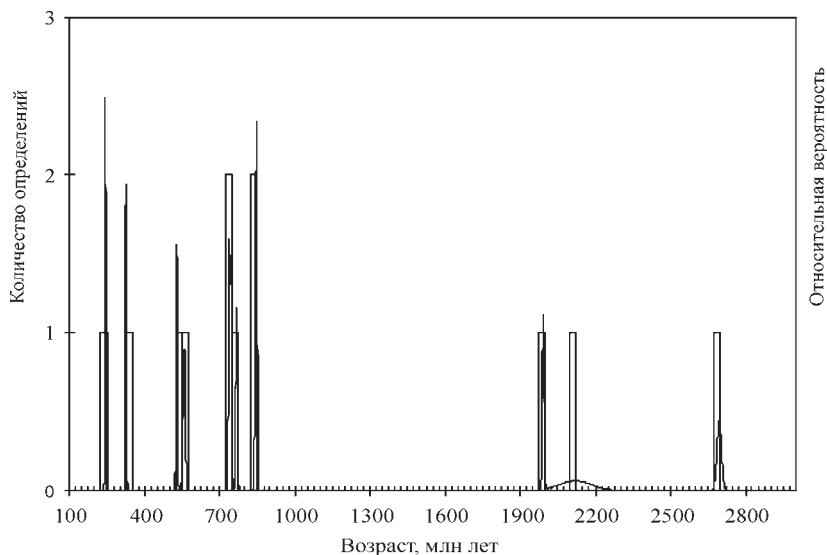


Рис. 2. Гистограмма распределения U–Pb-возрастов цирконов

243±3 млн лет (погрешности определения здесь и далее приведены на уровне 2σ). Кроме того, 1 зерно имеет раннекаменноугольный возраст (325±4 млн лет). Все остальные зерна более древние — от раннекембрийских до позднеархейских (528±5, 558±9, 738±5, 745±6, 767±7, 844±7, 847±5, 1992±7, 2120±130, 2695±18 млн лет). Мы полагаем, что возраст самого молодого зерна отвечает возрасту кристаллизации даек. Цирконы с более древними возрастами, вероятно, являются захваченными. По-видимому, дайки внедрились в гетерогенный субстрат, сформировавшийся в результате уральской коллизии, включающий комплексы уралид, протоуралид и древнего кристаллического фундамента. Таким образом, наличие древних захваченных цирконов в габбродолеритах косвенно свидетельствует об их внутриплитной геодинамической обстановке формирования. Этот дайковый комплекс мог возникнуть при син- или постколлизионном коллапсе Уральского орогена или быть отголоском сибирского траппового магматизма. В пользу последнего предположения свидетельствует предполагаемое нами время становления даек габбродолеритов (243 млн лет), близкое ко времени формирования пермотриасовых траппов Западной Сибири [1].

Литература

1. Альмухамедов А. И., Медведев А. Я., Кирда Н. П. Сравнительный анализ геодинамики пермотриасового магматизма Восточной и Западной Сибири // Геология и геофизика. 1999. Т.40. № 11. С. 1575—1587.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (издание второе). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XII. Под редакцией Л. Л. Подсосовой, А. П. Казака. Объяснительная записка. Санкт-Петербург, 2001.
3. Дополнения и изменения в легенду Полярно-Уральской серии листов Гостгеолкарты-200 // Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, 2010.
4. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание второе, переработанное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.
5. Фролова Т. И., Бурикова И. А. Магматические формации современных геотектонических обстановок, 1997. 320 с.
6. Шишкин М. А. Актуализация легенды Полярно-Уральской серии листов Гостгеолкарты-200 (издание второе) // Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, 2009.