

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 552.313:551.72(571.5)

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ БАЗАЛЬТОИДЫ СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОГО  
ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА СИБИРСКОГО КРАТОНА:  
ВОЗРАСТ И ПЕТРОГЕНЕЗИС

М.Н. Шохонова, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, И.П. Падерин\*

*Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия*

*\*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,  
199106, Санкт-Петербург, Средний проспект, 74, Россия*

В структуре палеопротерозойского (~1.88—1.85 млрд лет) постколлизийного Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса Сибирского кратона самыми ранними и поздними магматическими образованиями являются соответственно базальтоиды, относимые к малокозинской свите акитканской серии, и комбинированные (долерит-риолитовые) и долеритовые дайки, прорывающие гранитоиды ирельского комплекса и вулканы кислого состава хибеленской свиты акитканской серии. На основании геологического положения в разрезе акитканской серии базальтоидов малокозинской свиты, и согласно уже опубликованным геохронологическим данным по перекрывающим породы малокозинской свиты вулканитам кислого состава, возраст базальтоидов принимается как ~1878 млн лет. Датирование U-Pb методом по циркону риолитов из центральной части комбинированной дайки показало, что они имеют возраст  $1844 \pm 11$  млн лет. На этом основании возраст долеритов даек принимают близким возрасту риолитов. По своему химическому составу базальтоиды малокозинской свиты соответствуют высокомагнезиальным толеитам и известково-щелочным андезитам, а долериты даек — высокожелезистым толеитам. Базальтоиды малокозинской свиты и долериты даек обнаруживают как сходства, так и различия геохимических характеристик. Для базальтоидов малокозинской свиты по сравнению с долеритами даек характерны более низкие содержания  $TiO_2$  (в среднем 0.89 против 1.94 мас. %),  $Fe_2O_3^*$  (9.54 против 14.71 мас. %),  $P_2O_5$  (0.25 против 0.41 мас. %). В то же время в базальтоидах и долеритах отмечаются сходные пониженные содержания Nb, повышенные Th и легких REE, а также отрицательные значения  $\epsilon_{Nd}(T)$ . Согласно петрогеохимическим данным, установлено, что базальтоиды малокозинской свиты и долериты даек формировались за счет плавления разных по составу источников. Предполагается, что базальтоиды малокозинской свиты были образованы за счет плавления литосферного мантийного источника, содержащего субдукционный компонент, а источником долеритов даек являлась тугоплавкая часть литосферной мантии, метасоматизированная субдукционными флюидами. Изотопно-геохимические особенности магматических образований основного состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса хорошо объясняются их формированием в обстановке постколлизийного растяжения после завершения в регионе субдукционных и коллизийных процессов. На начальных стадиях постколлизийного растяжения происходило плавление литосферной мантии, обогащенной субдукционными компонентами, и образование родоначальных расплавов для базальтоидов малокозинской свиты, а на завершающих стадиях формирования Северо-Байкальского пояса в условиях максимального растяжения коры имел место подъем расплавов, обогащенных железом, которые явились источником для долеритов даек.

*Базальтоиды, долериты, литосферный мантийный источник, субдукционные компоненты, геохимия, геохронология, постколлизийное растяжение, палеопротерозой, Сибирский кратон.*

PALEOPROTEROZOIC BASALTOIDS IN THE NORTH BAIKAL VOLCANOPLUTONIC BELT  
OF THE SIBERIAN CRATON: AGE AND PETROGENESIS

M.N. Shokhonova, T.V. Donskaya, D.P. Gladkochub, A.M. Mazukabzov, and I.P. Paderin

The oldest igneous rocks in the Paleoproterozoic (~1.88–1.85 Ga) North Baikal postcollisional volcano-plutonic belt of the Siberian craton are the basaltoids of the Malaya Kosa Formation (Akitkan Group). The youngest are the composite (dolerite–rhyolite) and doleritic dikes cutting the granitoids of the Irel' complex and the felsic volcanic rocks of the Khibelen Formation (Akitkan Group). The position of Malaya Kosa basaltoids in

the Akitkan Group section and published geochronological data on the felsic volcanic rocks overlying Malaya Kosa rocks suggest that their age is ~1878 Ma. The rhyolites from the center of a composite dike were dated by the U–Pb zircon method at  $1844 \pm 11$  Ma, and the dolerites in the dikes are assumed to be coeval with them. Malaya Kosa basaltoids correspond to high-Mg tholeiites and calc-alkaline andesites, whereas the dolerites in the dikes correspond to high-Fe tholeiites. Geochemically, these basaltoids and dolerites are both similar and different. As compared with the dolerites, the basaltoids are poorer in  $\text{TiO}_2$  (an average of 0.89 vs. 1.94 wt.%),  $\text{Fe}_2\text{O}_3^*$  (9.54 vs. 14.71 wt.%), and  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0.25 vs. 0.41 wt.%). However, these rocks are both poor in Nb but rich in Th and LREE,  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  being negative. According to petrographic and geochemical data, they derived from compositionally different sources. It is assumed that the basaltoids originated from subduction-enriched lithospheric mantle, whereas the dolerites originated from refractory lithospheric mantle metasomatized by subduction fluids. The isotopic and geochemical features of mafic rocks in the North Baikal belt are well explained by their formation during crustal extension which followed subduction and collision in the region. The early stages of postcollisional extension evidenced the melting of subduction-enriched lithospheric mantle with the formation of parent melts for Malaya Kosa basaltoids. At the final stages of the formation of the North Baikal belt, during the maximum crustal extension, Fe-enriched melts rose to the surface and generated the dolerites of the dikes.

*Basaltoids, dolerites, lithospheric mantle source, subduction-derived components, geochemistry, geochronology, postcollisional extension, Paleoproterozoic, Siberian craton*

---

## ВВЕДЕНИЕ

Формирование единой структуры Сибирского кратона ~2.0—1.9 млрд лет назад [Ларин и др., 2003; Розен, 2003] завершилось обширным магматизмом, проявившимся на стадии коллапса коллизионной системы (постколлизионное растяжение). На этом этапе (1.88—1.84 млрд лет) произошло формирование главным образом многочисленных массивов гранитоидов и вулканитов кислого состава, которые в современной структуре кратона фиксируются в пределах его южных краевых выступов. В течение последнего десятилетия было проведено большое количество исследований, касающихся изучения возраста, геохимии и петрологии этих магматических образований кислого состава [Неймарк и др., 1998; Ларин и др., 2000, 2003, 2006; Донская и др., 2002, 2003, 2005, 2008; Левицкий и др., 2002; Ножкин и др., 2003; Туркина и др., 2003, 2006; Туркина, 2005]. Как показали результаты изотопно-геохимических анализов, в источниках многих постколлизионных гранитоидов и вулканитов кислого состава фиксируется определенный вклад ювенильного мантийного материала [Туркина и др., 2003, 2006; Донская и др., 2005, 2008; Туркина, 2005]. Однако изучение собственно магматических образований основного состава, формирующихся на стадии постколлизионного растяжения, долгое время оставалось без столь же пристального внимания, как исследование магматитов кислого состава. Связано это, по всей видимости, с тем, что объем магматических образований основного состава, внедрившихся на этом этапе, во много раз меньше, чем гранитоидов и вулканитов кислого состава. Вместе с тем именно магматические образования основного состава дают информацию о глубинных процессах, протекающих в основании литосферы и верхней мантии, а петролого-геохимические особенности этих магматических образований, внедряющихся в обстановках постколлизионного растяжения, могут быть полезными для понимания как коллизионных, так и предшествующих им событий.

В настоящее время к проявлениям основного магматизма, формировавшимся на стадии палеопротерозойского постколлизионного растяжения в пределах южной части Сибирского кратона, относят породы Чинейского анортозит-габброноритового расслоенного массива и укдусского комплекса Олекминской гранит-зеленокаменной области [Богатиков и др., 1991; Ларин и др., 2000], а также базальтоиды Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса Аkitканского орогенного пояса [Бухаров, 1987; Гусев, Песков, 1992; Неймарк и др., 1998]. Последние были выбраны в качестве основных объектов наших исследований.

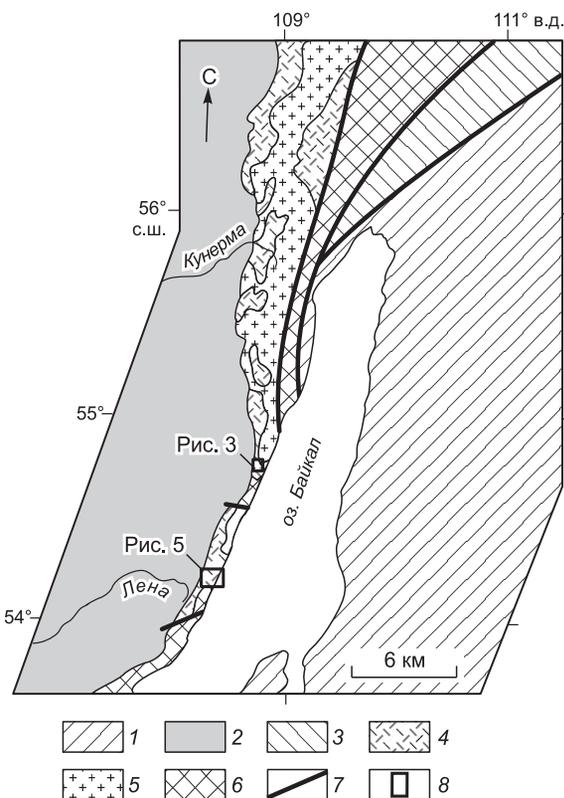
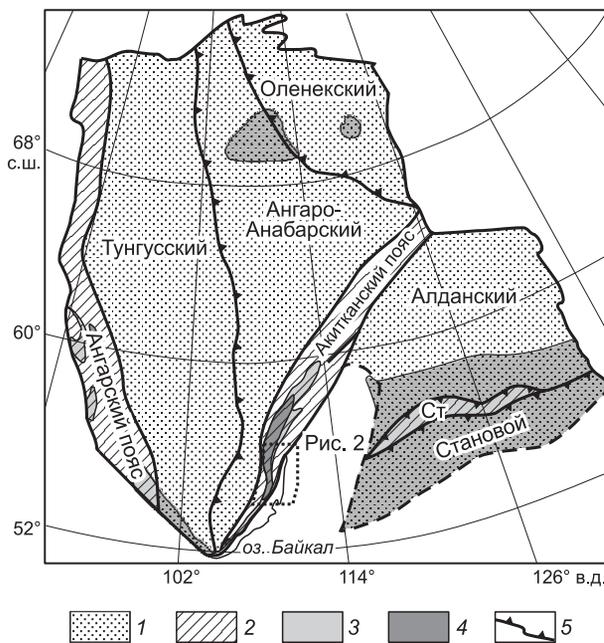
В статье представляются новые данные по возрасту самых молодых магматических образований основного состава в пределах Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, проводится оценка вариаций содержаний петрогенных оксидов, редких элементов и изотопно-геохимических характеристик самых ранних и самых поздних магматитов основного состава в пределах Северо-Байкальского пояса, дается оценка их возможных источников. На основании полученных сведений делаются выводы о возможных механизмах формирования пояса и о предшествующих коллизии событиях в рассматриваемом регионе.

**Рис. 1. Схема тектонического районирования Сибирского кратона, по [Розен, 2003; Gladkochub et al., 2006] с изменениями.**

1 — архейские (Тунгусский, Ангаро-Анабарский, Алданский, Становой) и палеопротерозойский (Оленекский) супертеррейны; 2 — палеопротерозойские орогенные пояса; 3 — выступы фундамента; 4 — Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс; 5 — главные шовные зоны. Ст — Пристановой пояс.

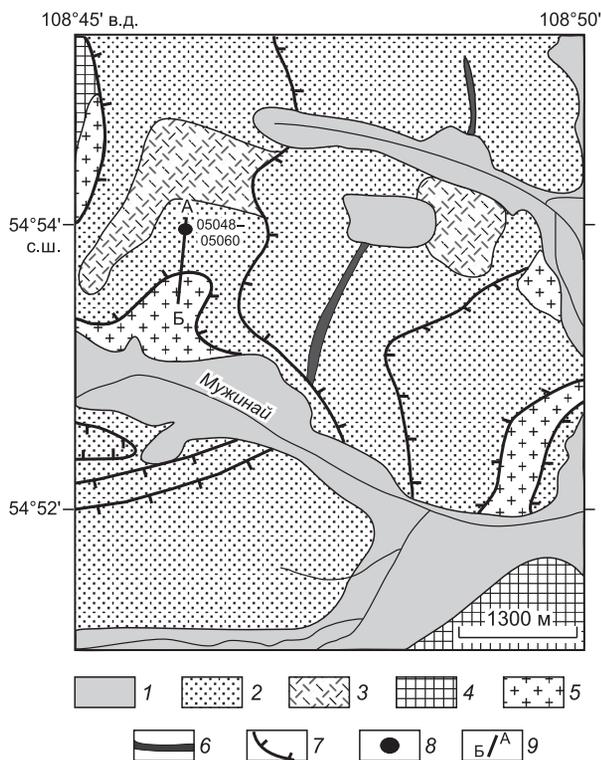
### КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОГО ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс располагается в южной краевой части Сибирского кратона и протягивается от северо-западной оконечности оз. Байкал в северо-северо-восточном направлении на расстояние 550 км при ширине 5—60 км [Бухаров, 1987]. Согласно схемам тектонического районирования Сибирского кратона [Rosen et al., 1994; Розен, 2003; Gladkochub et al., 2006], Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс входит в структуру палеопротерозойского Аkitканского орогенного пояса, разделяющего архейские образования Ангаро-Анабарского и Алданского супертеррейнов (рис. 1). Образования Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса с угловым несогласием залегают на раннепротерозойских метаморфических породах (сарминская, чуйская серии и их аналоги) и мезоархейских гранитоидах [Donskaya et al., 2009] и перекрываются верхнерифейскими осадочными породами байкальской серии (рис. 2). Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс сложен терригенно-вулканогенными образованиями аkitканской серии и гранитоидами, относимыми к ирельскому комплексу, комагматичными кислым вулканитам аkitканской серии [Салоп, 1964; Мац и др., 1968]. Магматические образования Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса представлены главным образом породами кислого состава, базальты и андезитобазальты составляют не более 6 % от общего объема магматических пород пояса [Бухаров, 1987; Неймарк и др., 1998]. Несмотря на существование различных схем внутреннего строения Северо-Байкальского пояса [Донская и др., 2008], практически все исследователи признают, что магматические образования основного состава были внедрены на самых ранних и самых поздних этапах эволюции пояса [Срывцев, Булдыгеров, 1982; Срывцев, Зубков, 1983; Неймарк и др., 1998]. В период максимальной магматической активности в пределах Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса были внедрены в основном магматические образования кислого состава.



**Рис. 2. Схема геологического строения южной части Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса с обозначенными участками детальных работ.**

1 — Центрально-Азиатский складчатый пояс; 2 — позднепротерозойские—раннепалеозойские образования чехла Сибирского кратона; 3 — метаморфизованные отложения рифейского перикратонного опускания; 4, 5 — Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс: 4 — терригенно-вулканогенные образования аkitканской серии, 5 — гранитоиды ирельского комплекса; 6 — архейско-раннепротерозойские метаморфические и магматические комплексы Сибирского кратона; 7 — главные разломы; 8 — районы детальных работ.



**Рис. 3. Схема геологического строения района р. Мужинай.**

1 — четвертичные отложения; 2, 3 — палеопротерозойский Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс: 2 — малокосинская, 3 — хибеленская свита; 4 — палеопротерозойские метаморфизованные отложения сарминской серии; 5 — мезоархейские гранитоиды; 6 — диабазы; 7 — взбросы; 8 — местоположение отбора проб; 9 — линия разреза (см. рис. 4).

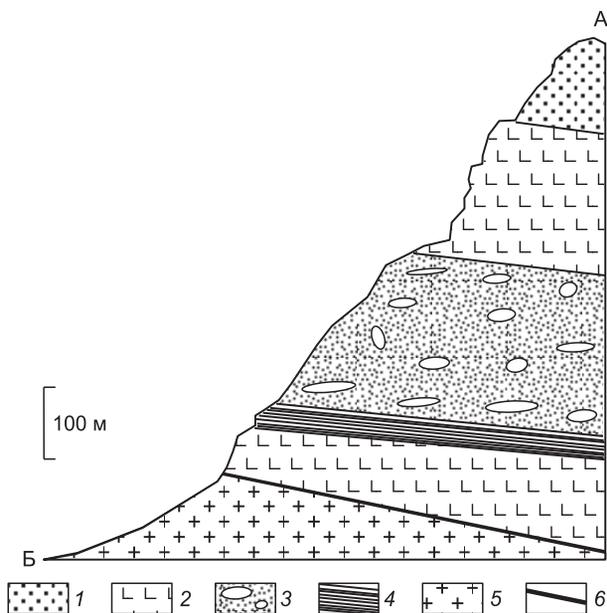
1.85 млрд лет. Значения возраста моложе ~1.85 млрд лет, полученные для отдельных небольших вулканических тел в пределах пояса, отражают затухающие процессы вулканизма, проявившиеся уже после его становления [Донская и др., 2007].

Проведенные в последние годы исследования позволили дать ответ на вопрос о том, что геодинамической обстановкой формирования Северо-Байкальского пояса являлось постколлизийное растяжение [Ларин и др., 2003; Донская и др., 2005]. Кроме того, датирование U-Pb методом по циркону вулканитов и гранитов Северо-Байкальского пояса показало, что все они имеют палеопротерозойский [Неймарк и др., 1991; Ларин и др., 2003; Собаченко и др., 2005; Poller et al., 2005; Донская и др., 2007, 2008], а не мезопротерозойский возраст, как это считалось ранее на основании Rb-Sr изотопного датирования [Брандт и др., 1978]. Детальная оценка полученных значений возраста пород Северо-Байкальского пояса позволила оценить время его становления как 1.88—

### ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

**Базальтоиды малокосинской свиты.** В качестве одного из объектов исследования были выбраны базальтоиды, относимые к самой нижней части акитканской серии — малокосинской свите [Салоп, 1964] или малокосинскому вулканогенно-терригенному комплексу [Бухаров, 1973; Булдыгеров, Срывцев, 1979]. Разрез малокосинской свиты, содержащий в своем строении породы основного состава, был изучен на левом борту р. Мужинай (рис. 3). В основании исследуемого разреза (рис. 4) располагаются разгнейсованные гранитоиды мезоархейского возраста [Donskaya et al., 2009]. На гранитоидах залегают лилово-серые полимиктовые песчано-конгломератовые отложения малокосинской свиты. Базальтоиды слагают два горизонта среди терригенных отложений, в нижней и средней частях разреза. Венчают разрез светло-серые полевошпатово-кварцевые и полимиктовые песчаники.

Возраст малокосинской свиты был оценен ранее А.М. Лариным с соавторами [2003] как  $1869 \pm 6$  млн лет на основании U-Pb датирования циркона из риодацитов, которые они относили к этой свите. Однако принадлежность данных риодацитов именно к малокосинской свите является вопросом достаточно спорным. Ряд исследователей Северо-Байкальского пояса считают, что к малокосинской свите или комплексу правомерно отнести



**Рис. 4. Разрез отложений малокосинской свиты акитканской серии в районе р. Мужинай.**

1—4 — породы малокосинской свиты: 1 — полевошпатово-кварцевые и полимиктовые песчаники, 2 — базальтоиды, 3 — полимиктовые песчано-конгломератовые отложения, 4 — аргиллиты; 5 — мезоархейские гранитоиды; 6 — разломом.

только терригенные породы нижней части разреза акитканской серии, а также располагающиеся среди них горизонты базальтоидов [Булдыгеров, Срывцев, 1979; Срывцев, 1986]. Что касается риодацитов, которые А.М. Ларин с соавторами [2003] относили к малокозинской свите, то, по всей видимости, они принадлежат к располагающейся выше хибеленской свите или комплексу, с большинством образований которой они имеют сходный абсолютный возраст [Донская и др., 2008]. Самые древние из датированных вулканитов кислого состава хибеленской свиты, залегающие непосредственно на осадках малокозинской свиты, имеют возраст  $1877.7 \pm 3.8$  млн лет [Донская и др., 2008]. Исходя из этого, мы полагаем, что осадки и базальтоиды малокозинской свиты должны быть несколько древнее или близкими по возрасту.

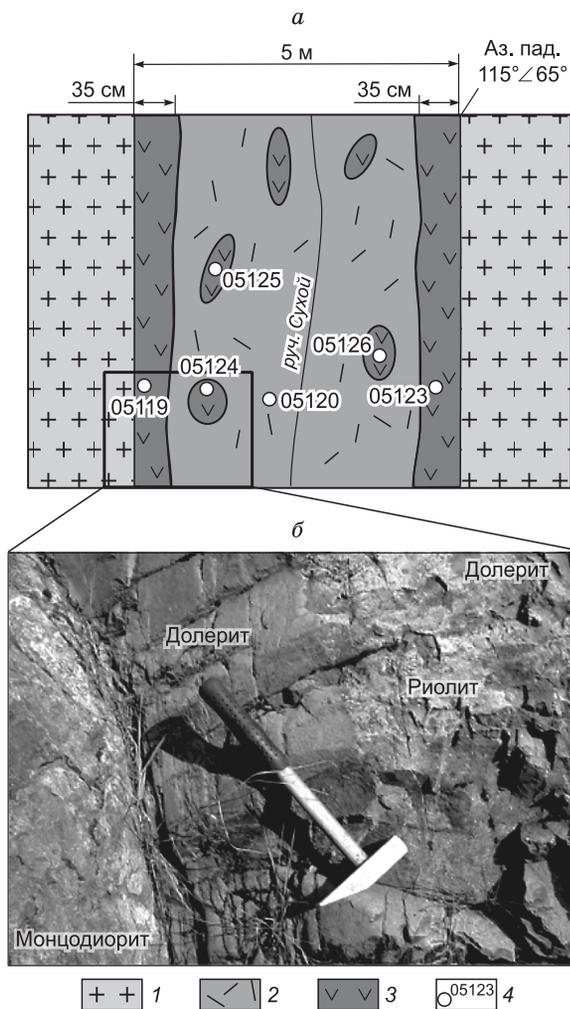
Базальтоиды малокозинской свиты представляют собой зеленокаменно измененные породы, характеризующиеся часто миндалекаменной текстурой. Миндалины размером от 1.5 до 3.0 мм имеют вытянутые, линзовидные или овальные формы и выполнены эпидотом, хлоритом, кварцем, альбитом и кальцитом в разных соотношениях. Главными минералами базальтоидов являются плагиоклаз, а также эпидот и хлорит, которые полностью замещают темноцветные минералы. Плагиоклаз в породах в большинстве случаев перекристаллизован в сосюритизированный агрегат. Вулканическое стекло основной массы пород раскристаллизовано и замещено эпидот-хлоритовым агрегатом. Из аксессуарных минералов в базальтоидах присутствует сфен, лейкоксен, рудный минерал.

**Комбинированные (долерит-риолитовые) дайки и дайки долеритов района руч. Сухой** были выбраны в качестве второго объекта исследования. Они пересекают монцодиориты, относимые к ирельскому комплексу, и кислые вулканиты, относимые к хибеленской свите акитканской серии, их возраст на участке Заворотный был определен как  $1849 \pm 11$  млн лет [Донская и др., 2008] (рис. 5). Это значение возраста является в настоящее время самым молодым среди U-Pb датировок по циркону вулканитов и гранитоидов Северо-Байкальского пояса [Донская и др., 2008]. Среди исследованных дайковых тел были отмечены как маломощные (до 1.5 м), сложенные только долеритами, так и мощные (до 5 м), которые можно рассматривать как комбинированные (рис. 6). Центральные части комбинированных даек сложены риолитами с включениями долеритов, а краевые части — долеритами. Возраст этих даек до настоящего времени был неизвестен.



**Рис. 5. Схема геологического строения районов бухты Заворотная и руч. Сухой, по [Гладкочуб и др., 2007; Донская и др., 2008] с изменениями.**

1 — четвертичные отложения; 2–5 — палеопротерозойский Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс: 2 — вулканиты кислого состава хибеленской свиты акитканской серии, 3 — горизонты туфов, туфоалевролитов, туфопесчаников хибеленской свиты акитканской серии, 4 — гранитоиды ирельского комплекса, 5 — комбинированные дайки и дайки долеритов; 6 — неопротерозойские дайки долеритов; 7 — дайки долеритов неясного возраста; 8 — разломы: а — крутопадающие, б — пологопадающие; 9 — элементы залегания пород: а — флюиальность, б — слоистость; 10 — точки отбора проб.



**Рис. 6. Схема строения (а) и фотография комбинированной дайки (б) в районе руч. Сухой.**

1 — монциориты ирельского комплекса, 2 — риолиты центральной части комбинированной дайки, 3 — долериты дайки, 4 — точки отбора проб.

Включения в центральной части дайки показаны вне масштаба.

Ранее на основании единственной Ar-Ar датировки по монофракции плагиоклаза из долерита дайки в районе мыса Заворотный ( $787 \pm 21$  млн лет) возраст всех даек предполагался как неопротерозойский [Гладкочуб и др., 2007]. Однако непосредственно в районе мыса Заворотный не были отмечены комбинированные дайки, представленные в большом количестве приблизительно в 3 км севернее в пределах руч. Сухой. В ходе данного исследования нами главным образом были изучены комбинированные дайки, центральные части которых сложены риолитами, близкими по облику риолитам хибеленской свиты аkitканской серии, а также маломощные дайки долеритов, по внешнему виду и петрографическим особенностям близкие долеритам из комбинированных даек. Именно наличие комбинированных даек с риолитами в центральных частях и дало нам основание предполагать, что непосредственно эти дайки относятся к Северо-Байкальскому вулканоплутоническому поясу. Кроме того, петрографическое изучение неопротерозойских даек долеритов в районе мыса Заворотный [Гладкочуб и др., 2007] показало, что они представляют собой менее измененные разности в отличие от долеритов из комбинированных и маломощных даек района руч. Сухой. Таким образом, мы полагаем, что в этой части Северо-Байкальского пояса (район мыса Заворотный и руч. Сухой) отмечаются выходы двух типов даек — неопротерозойские и более ранние, палеопротерозойские. Их внедрение связано со становлением пояса, и именно они послужили объектами наших исследований.

Долериты из комбинированных и маломощных даек характеризуются массивной текстурой и офитовой структурой. Главные минералы представлены плагиоклазом и пироксеном. Последний полностью замещен актинолитом, эпидотом, хлоритом, а плагиоклаз практически полностью замещен сосюритом или серицитом. Акцессорные минералы долеритов представлены сфеном, лейкоксеном, рудным минералом.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Представительные образцы базальтоидов малокозинской свиты (7 проб) и долеритов даек (17 проб) были проанализированы на содержание петрогенных оксидов, редких и редкоземельных элементов. Для 14 образцов основных вулканитов было выполнено определение изотопного состава Nd. Датирование U-Pb методом по циркону было проведено для риолитов из центральной части комбинированной дайки. Точки отбора проб на петрогеохимические, изотопно-геохимические и геохронологические исследования показаны на рис. 3, 5, 6.

Определение основных петрогенных оксидов в большинстве проб выполнено рентгенофлуоресцентным методом в Аналитическом центре ОИГТМ СО РАН, г. Новосибирск (аналитик Н.М. Глухова), в образцах 0391—03118 (табл. 1) методом силикатного анализа в ИЗК СО РАН, г. Иркутск (аналитик Н. Н. Ухова). Содержания Co, Ni, Sc, V, Cr находили методом спектрального анализа в ИЗК СО РАН (аналитики В.В. Щербань, А.В. Наумова, Л.В. Воротынова, Е.М. Сосько). Определение содержаний остальных редких и редкоземельных элементов было выполнено методом ICP-MS в ЦКП ИНЦ СО РАН, г. Иркутск на VG Plasmaquad PQ-2 (VG Elemental, England) (аналитики С.В. Пантеева, В.В. Маркова). Калибровку прибора осуществляли по международным стандартам BHVO-1, DNC-1, JB-2, W-2. Ошибка определений редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS составляет не более 5 %.

Таблица 1. Химический состав представительных разностей палеопротерозойских базальтоидов Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса

Компонент	Базальтоиды малокозинской свиты						
	05048	05049	05050	05052	05053	05055	05060
SiO <sub>2</sub> , мас.%	53.86	54.47	54.86	55.07	53.43	51.01	52.57
TiO <sub>2</sub>	0.92	0.88	0.75	0.87	0.94	0.93	0.91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.58	13.85	16.39	14.48	13.72	14.75	15.26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
FeO	»	»	»	»	»	»	»
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	10.08	9.56	8.66	9.41	9.52	9.97	9.58
MnO	0.18	0.16	0.14	0.16	0.17	0.17	0.19
MgO	5.51	5.97	2.97	6.15	5.78	6.04	6.84
CaO	8.02	6.83	10.81	7.00	6.72	8.84	7.68
Na <sub>2</sub> O	1.70	2.50	2.46	1.80	3.36	1.43	2.42
K <sub>2</sub> O	1.13	1.83	0.08	1.66	1.63	0.83	0.08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.27	0.23	0.22	0.24	0.28	0.27	0.24
П.п.п	3.66	3.95	2.18	3.05	4.55	5.62	4.65
Сумма	99.90	100.22	99.51	99.88	100.10	99.87	100.42
Mg#	56.0	59.3	44.4	60.4	58.6	58.5	62.5
Co, г/т	45	43	20	36	32	32	28
Ni	100	96	73	110	110	110	110
Sc	44	27	42	39	32	39	37
V	170	150	190	190	220	210	200
Cr	370	320	240	310	310	410	270
Rb	23.21	42.81	1.26	31.83	37.92	21.49	1.22
Sr	481.00	339.69	460.02	276.79	386.76	544.73	468.87
Y	21.79	24.10	19.41	20.94	24.44	24.76	19.22
Zr	60.72	87.04	37.62	67.02	95.36	63.72	52.45
Nb	4.95	6.53	4.82	5.07	7.50	7.32	4.89
Ba	975.67	1199.90	58.38	991.70	1380.95	876.68	97.24
La	29.68	26.10	26.29	23.54	32.72	30.95	24.20
Ce	63.42	53.35	54.01	51.47	67.61	63.31	54.55
Pr	7.82	6.49	6.56	6.41	8.11	7.72	6.75
Nd	30.44	26.20	25.56	25.33	31.49	29.82	27.77
Sm	5.85	5.52	4.97	5.35	6.44	6.04	5.48
Eu	1.68	1.40	1.31	1.36	1.57	1.59	1.43
Gd	5.22	4.58	4.28	4.47	5.20	5.12	4.84
Tb	0.75	0.73	0.60	0.66	0.77	0.84	0.70
Dy	4.14	4.04	3.57	3.80	4.33	4.34	3.74
Ho	0.80	0.86	0.68	0.78	0.88	0.91	0.80
Er	2.54	2.54	2.20	2.43	2.57	2.59	2.41
Tm	0.40	0.31	0.34	0.36	0.32	0.35	0.35
Yb	2.23	2.00	1.99	2.18	2.19	2.00	2.17
Lu	0.29	0.31	0.30	0.33	0.30	0.28	0.31
Hf	2.67	2.31	2.05	2.58	2.94	2.24	2.43
Ta	0.25	0.47	0.37	0.35	0.52	0.49	0.38
Th	3.76	4.01	3.21	3.34	4.14	3.83	3.52
U	0.77	0.45	0.77	0.52	0.45	0.39	0.46
(La/Yb) <sub>N</sub>	9.92	8.76	8.07	7.19	10.94	12.85	6.16
(Nb/La) <sub>PM</sub>	0.16	0.24	0.18	0.21	0.22	0.23	0.19
(Th/La) <sub>PM</sub>	1.02	1.24	0.99	1.15	1.02	1.00	1.17
(La/Sm) <sub>N</sub>	3.13	2.92	3.26	2.71	3.14	3.16	2.72
Ce/Nb	12.81	8.16	11.22	10.15	9.02	8.64	11.15
Th/Nb	0.76	0.61	0.67	0.66	0.55	0.52	0.72
FeO*/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.62	0.62	0.48	0.58	0.62	0.61	0.56

Компонент	Долериты даек							
	05036	05038	05118	05119	05123	05124	05125	05126
SiO <sub>2</sub> , мас.%	52.17	50.96	50.30	50.34	50.43	53.03	50.73	51.34
TiO <sub>2</sub>	2.40	2.04	2.23	1.76	1.89	1.59	1.83	1.72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.81	12.95	13.16	13.50	13.54	13.58	14.01	13.61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
FeO	»	»	»	»	»	»	»	»
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	15.46	13.87	14.16	13.54	14.49	12.85	14.02	14.24
MnO	0.22	0.22	0.22	0.20	0.21	0.18	0.21	0.20
MgO	3.78	5.15	4.85	5.26	5.37	4.26	4.96	4.76
CaO	6.08	8.19	8.02	8.29	7.51	6.99	5.93	7.46
Na <sub>2</sub> O	2.83	2.92	2.56	2.73	2.11	3.86	2.73	2.74
K <sub>2</sub> O	1.15	1.01	2.13	2.02	2.82	2.32	3.28	2.38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.68	0.48	0.48	0.35	0.39	0.32	0.37	0.35
П.п.п	2.60	2.23	1.89	1.63	1.66	1.94	2.22	1.18
Сумма	100.18	100.01	100.00	99.62	100.41	100.92	100.29	99.98
Mg#	36.3	46.4	44.4	47.5	46.3	43.6	45.2	43.8
Co, г/т	62	55	50	57	61	49	53	61
Ni	65	97	100	120	110	100	100	110
Sc	48	47	40	48	45	40	44	36
V	360	210	370	340	420	250	230	250
Cr	39	64	93	96	120	73	80	77
Rb	55.07	55.01	111.37	113.26	147	114.27	231.39	134.71
Sr	275.06	382.44	184.45	234.56	203.42	231.80	196.36	180.49
Y	36.14	27.80	34.36	23.33	24.40	28.93	27.43	26.51
Zr	130.13	64.28	51.43	46.10	51.54	88.23	59.88	58.94
Nb	8.71	5.84	7.39	4.04	4.17	6.40	4.29	4.19
Ba	842.75	796.75	1253.86	761.25	1032.10	635.45	890.53	595.42
La	36.61	25.17	28.86	21.31	21.84	33.99	29.29	27.45
Ce	75.09	54.62	62.03	45.96	46.78	67.97	56.61	54.60
Pr	9.13	6.90	7.86	6.01	6.13	8.45	7.45	7.16
Nd	37.30	27.73	33.46	24.57	25.33	32.53	30.60	28.94
Sm	8.02	5.86	7.27	5.39	5.46	6.55	6.24	5.90
Eu	2.26	2.29	1.73	1.86	1.78	1.86	1.83	1.81
Gd	6.77	6.17	7.14	5.33	5.38	6.46	6.17	5.84
Tb	1.11	0.87	1.03	0.77	0.79	0.91	0.92	0.84
Dy	5.71	4.91	6.35	4.41	4.43	5.34	5.18	4.78
Ho	1.22	1.00	1.29	0.92	0.94	1.06	1.05	0.99
Er	3.24	3.00	3.31	2.77	2.85	3.39	3.29	3.21
Tm	0.44	0.43	0.47	0.45	0.43	0.54	0.49	0.46
Yb	2.42	2.59	2.81	2.50	2.55	3.14	3.06	2.63
Lu	0.39	0.38	0.40	0.39	0.39	0.45	0.41	0.38
Hf	3.13	2.45	1.95	2.15	2.13	3.47	2.67	2.32
Ta	0.56	0.47	0.34	0.30	0.36	0.54	0.38	0.32
Th	8.06	3.58	3.24	2.77	2.88	7.69	4.79	4.45
U	1.65	0.77	0.70	0.55	0.58	1.75	1.13	0.99
(La/Yb) <sub>N</sub>	10.13	6.51	6.87	5.70	5.72	7.23	6.40	8.22
(Nb/La) <sub>PM</sub>	0.23	0.22	0.25	0.18	0.18	0.18	0.14	0.15
(Th/La) <sub>PM</sub>	1.78	1.15	0.91	1.05	1.06	1.83	1.32	1.31
(La/Sm) <sub>N</sub>	2.82	2.65	2.45	2.44	2.47	3.20	2.90	2.87
Ce/Nb	8.62	9.36	8.40	11.39	11.22	10.63	13.21	13.02
Th/Nb	0.92	0.61	0.44	0.69	0.69	1.20	1.12	1.06
FeO*/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.09	0.96	0.97	0.90	0.96	0.85	0.90	0.94

Компонент	Долериты даек								
	0391	0392	0393	0395	0396	0397	0399	03117	03118
SiO <sub>2</sub> , мас.%	48.55	47.53	47.73	47.55	47.24	50.10	51.32	51.14	50.82
TiO <sub>2</sub>	2.18	1.92	1.96	1.89	1.86	1.99	2.02	1.78	1.80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.84	14.15	14.05	13.81	13.95	13.07	13.77	13.52	13.85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.99	4.69	3.31	3.25	8.55	4.91	3.90	4.67	4.23
FeO	8.82	9.49	10.82	10.97	6.27	9.88	9.62	8.86	9.45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
MnO	0.16	0.30	0.15	0.14	0.21	0.19	0.24	0.18	0.18
MgO	4.07	5.30	5.45	5.48	5.35	4.05	3.85	4.73	4.66
CaO	8.20	9.23	8.28	8.46	8.74	7.68	7.36	8.02	7.96
Na <sub>2</sub> O	2.59	1.90	2.96	2.82	2.43	2.66	2.79	2.01	2.50
K <sub>2</sub> O	1.82	2.05	2.29	2.39	2.52	2.07	2.05	2.07	1.90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.52	0.38	0.40	0.36	0.36	0.37	0.46	0.34	0.36
H <sub>2</sub> O	0.44	0.32	0.18	0.15	0.25	0.42	0.32	0.36	0.31
П.п.п	2.93	2.75	2.37	2.30	2.02	2.41	2.01	1.77	1.78
CO <sub>2</sub>	0.17	0.11	0.11	0.17	0.33	0.22	0.33	0.28	0.33
Сумма	100.28	100.12	100.06	99.74	100.08	100.02	100.04	99.73	100.13
Mg#	37.5	44.8	45.3	45.3	44.6	37.3	38.1	43.2	42.4
Co, г/т	43	56	57	53	54	54	44	52	46
Ni	73	150	150	120	130	75	74	100	100
Sc	45	71	68	52	50	59	59	57	48
V	300	360	330	300	340	380	240	450	330
Cr	36.00	110	110	73	82	34	32	76	65
Rb	102.83	123.20	130.51	151.54	110.36	121.73	97.38	112.69	111.25
Sr	236.38	288.07	231.55	257.97	235.65	226.21	255.47	237.72	304.43
Y	32.21	28.37	29.85	29.24	28.37	30.78	37.82	30.59	32.97
Zr	86.49	49.14	64.14	46.29	55.17	86.78	139.19	101.86	111.38
Nb	5.43	8.25	8.38	8.82	9.08	12.41	12.91	10.50	12.65
Ba	881.79	1191.24	1307.45	855.07	1140.10	1155.12	1095.86	1212.83	1435.56
La	37.11	23.87	26.47	26.06	24.37	31.30	40.23	29.81	31.74
Ce	70.47	50.72	53.47	52.62	50.80	63.99	82.74	62.13	64.81
Pr	8.18	6.32	6.82	6.83	6.20	7.64	10.06	7.42	7.97
Nd	33.53	26.62	28.97	27.48	26.11	30.93	39.71	29.80	32.71
Sm	6.36	6.05	6.43	5.99	5.69	6.73	8.00	6.36	6.99
Eu	2.24	2.06	1.98	1.95	1.83	1.87	2.26	1.93	2.18
Gd	6.26	5.22	5.96	5.74	5.35	5.93	7.46	5.72	6.44
Tb	0.93	0.80	0.90	0.85	0.85	0.89	1.09	0.87	0.99
Dy	5.35	4.76	5.36	5.05	5.05	5.31	6.40	5.13	5.91
Ho	1.24	1.00	1.06	1.07	1.02	1.13	1.37	1.09	1.23
Er	2.80	2.66	2.94	2.73	2.62	2.86	3.60	2.89	3.19
Tm	0.39	0.40	0.42	0.44	0.41	0.42	0.56	0.47	0.51
Yb	2.65	2.42	2.69	2.45	2.63	2.76	3.39	2.74	3.10
Lu	0.39	0.32	0.39	0.35	0.37	0.38	0.48	0.39	0.44
Hf	2.23	1.65	2.25	1.65	1.86	2.57	4.06	2.95	3.38

Компонент	Долериты даек								
	0391	0392	0393	0395	0396	0397	0399	03117	03118
Ta	0.61	0.39	0.39	0.36	0.39	0.63	0.59	0.46	0.67
Th	5.79	2.40	2.79	3.27	3.30	6.60	8.74	5.53	5.79
U	1.24	0.54	0.65	0.74	0.71	1.74	1.99	1.32	1.41
(La/Yb) <sub>N</sub>	9.36	6.60	6.57	7.10	6.20	7.59	7.94	7.27	6.84
(Nb/La) <sub>PM</sub>	0.14	0.33	0.31	0.33	0.36	0.38	0.31	0.34	0.38
(Th/La) <sub>PM</sub>	1.26	0.81	0.85	1.01	1.09	1.70	1.76	1.50	1.47
(La/Sm) <sub>N</sub>	3.60	2.44	2.54	2.68	2.64	2.87	3.10	2.89	2.80
Ce/Nb	12.97	6.15	6.38	5.97	5.60	5.16	6.41	5.92	5.12
Th/Nb	1.07	0.29	0.33	0.37	0.36	0.53	0.68	0.53	0.46
FeO*/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.03	0.97	0.98	1.01	1.00	1.09	0.95	0.97	0.96

Примечание.  $Mg\# = Mg \cdot 100 / (Mg + Fe^{2+})$ , где  $Mg = MgO/40.31$ ,  $Fe^{2+} = (Fe_2O_3 \cdot 0.8998 - 0.85) / 71.85$ .

*N* – значения нормализованы по составу хондрита [Nakamura, 1974], *PM* – значения нормализованы по составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]. Не опр. – оксид не определялся.

Определение изотопного состава Nd для 10 проб выполнено в ИГХ СО РАН, г. Иркутск. 100- или 200-миллиграммовые навески, в зависимости от концентраций, разлагали в смеси HF, HClO<sub>4</sub> и HNO<sub>3</sub> в микроволновой печи по известной схеме. Выделение суммы редкоземельных элементов осуществлялось методом ионообменной хроматографии на колонках с 3.5 г смолы BioRad-AG50WX, чистых фракций Nd — методом экстракционной хроматографии на колонках LnSpec. Изотопный состав Nd был измерен на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 в статическом режиме. <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd отношения были рассчитаны исходя из концентраций Sm и Nd, найденных методом ICP-MS. Измеренные <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd нормализованы к отношению <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.7219 и приведены к <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.512100 в Nd-стандарте JNdi-1. Средневзвешенное значение в Nd-стандарте JNdi-1 за период измерений составило  $0.512099 \pm 7$  ( $n = 15$ ).

Изотопный состав Nd для 1 пробы определен в ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты. Подготовку пробы для изотопного анализа проводили по методике, опубликованной в работе [Баянова, 2004]. Изотопный состав Nd и концентрации Sm и Nd были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) в статическом режиме. Холостое внутрилабораторное загрязнение за время исследований составляло 0.06 нг для Sm, 0.3 нг для Nd. Ошибки воспроизводимости определений изотопных отношений <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd —  $\pm 0.2\%$  ( $2\sigma$ ), <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd —  $\pm 0.003\%$  ( $2\sigma$ ). Точность определения концентраций Sm и Nd составила  $\pm 0.2\%$  ( $2\sigma$ ). Измеренные отношения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd нормализованы к <sup>148</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.251578, что соответствует <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.7219, и приведены к <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.511860 в Nd-стандарте La Jolla. Средневзвешенное значение в Nd-стандарте La Jolla за период измерений составило  $0.511833 \pm 6$  ( $n = 11$ ), а в стандарте JNdil —  $0.512068 \pm 15$  ( $n = 100$ ).

Определения изотопного состава Nd для трех проб выполнено в отделении геохимии Института химии им. Макса Планка, г. Майнц, Германия. 100-миллиграммовые навески растертых в пудру образцов разлагали в смеси HF и HNO<sub>3</sub> в микроволновой печи по трехступенчатой методике [Todand et al., 1995]. REE были выделены посредством стандартной катионообменной хроматографии, а Nd с помощью HDHP колонок, следуя процедуре, опубликованной в [White, Patchett, 1984]. Изотопный состав Nd был измерен на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статическом режиме. Уровень холостого опыта за время исследований был ниже 0.1 нг. <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd отношения были рассчитаны исходя из определенных методом ICP-MS концентраций Sm и Nd. Измеренные отношения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd нормализованы к <sup>148</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.251578, что соответствует <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.7219, и приведены к <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.511860 в Nd-стандарте La Jolla. Средневзвешенное значение <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd в Nd-стандарте La Jolla за период измерений составило  $0.511773 \pm 7$  ( $n = 43$ ).

При расчете величин  $\varepsilon_{Nd}(T)$  и модельных возрастов  $T_{Nd}(DM)$  использованы современные значения CHUR по [Jacobsen, Wasserburg, 1984] (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.512638, <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd = 0.1967) и DM по [Goldstein, Jacobsen, 1988] (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.513151, <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd = 0.2136).

Датирование U-Pb методом единичных зерен циркона из пробы риолитов из центральной части комбинированной дайки (обр. 05120) проведено на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург. Отобранные вручную зерна цирконов были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконового стандарта 91500. Измерения U-Pb отношений на

SHRIMP-II проводились по методике, описанной в статье И. Вильямса [Williams, 1998]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 2 нА, диаметр пятна (кратера) был равен 35 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с применением программы SQUID [Ludwig, 2000]. Pb-U отношения нормализовались на значение 0.17917, приписанное изотопному отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  стандартного циркона 91500, что соответствует возрасту этого циркона 1062.4 млн лет [Wiedenbeck et al., 1995]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [Steiger, Jäger, 1977]. Построение графиков с конкордией проводилось с помощью программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999].

## МОБИЛЬНОСТЬ ЭЛЕМЕНТОВ

Базальтоиды малокозинской свиты и долериты даек испытали определенные низкотемпературные преобразования, которые могли вызвать подвижность ряда элементов. Традиционно большинством исследователей принимается, что наименее подвижными элементами при различных преобразованиях пород являются высокозарядные элементы, такие как Th, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta, редкоземельные элементы (REE) (за исключением Eu) и Y [Winchester, Floyd, 1977; Rollinson, 1993]. На основании содержаний и соотношений этих элементов обычно делаются выводы об источниках и генезисе измененных пород. Однако считается, что легкие REE обладают большей подвижностью, чем тяжелые, поэтому к их использованию в диагностике пород надо подходить более осторожно [Tran et al., 2003]. Базальтоиды малокозинской свиты и долериты даек не обнаружили корреляции между содержаниями легких лантаноидов, в частности La, и потерями при прокаливании (рис. 7, а), но при этом содержания La в этих породах хорошо коррелируются с Th (см. рис. 7, б). Подобное поведение этих элементов может свидетельствовать о том, что содержания легких REE, так же как и высокозарядных элементов, в том числе и Th, в исследуемых породах являются их первичной характеристикой и отражают состав источников, а не связаны с какими-либо вторичными преобразованиями [Туркина, Ножкин, 2008]. Главным образом, основываясь на содержаниях и соотношениях этих элементов, мы будем делать выводы о петрогенезисе анализируемых пород. Крупноионные литофильные элементы (Rb, K, Ba, Sr, двухвалентный Eu) обладают наибольшей подвижностью при различных преобразованиях пород, поэтому мы не будем рассматривать их при характеристике пород и диагностике источников. В пользу мобильности этих элементов свидетельствует и тот факт, что базальтоиды малокозинской свиты характеризуются сильно варьирующими содержаниями Ba от 58—97 до 583—1381 г/т (см. табл. 1).

## ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЗАЛЬТОИДОВ МАЛОКОЗИНСКОЙ СВИТЫ И ДОЛЕРИТОВ ДАЕК

Для базальтоидов малокозинской свиты и долеритов даек характерны содержания  $\text{SiO}_2 = 51—55$  и  $47—53$  мас.% соответственно (см. табл. 1). На классификационной диаграмме  $\text{MgO}-(\text{FeO}^* + \text{TiO}_2) - \text{Al}_2\text{O}_3$  [Jensen, 1976] фигуративные точки базальтоидов малокозинской свиты попадают в поля известково-щелочных андезитов (обр. 05050) и высокомагнезиальных толеитов (остальные образцы), а долеритов — в поле высокожелезистых толеитов (рис. 8, а). На диаграмме Дж.А. Винчестера и П.А. Флойда [Winchester, Floyd, 1977] в координатах  $\text{Zr}/\text{TiO}_2 - \text{Nb}/\text{Y}$  точки составов базальтоидов малокозинской сви-

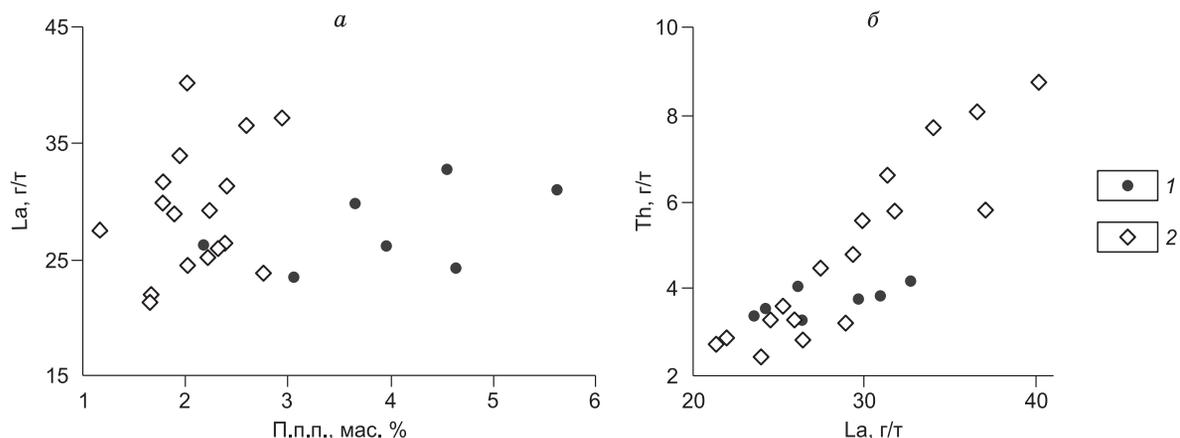
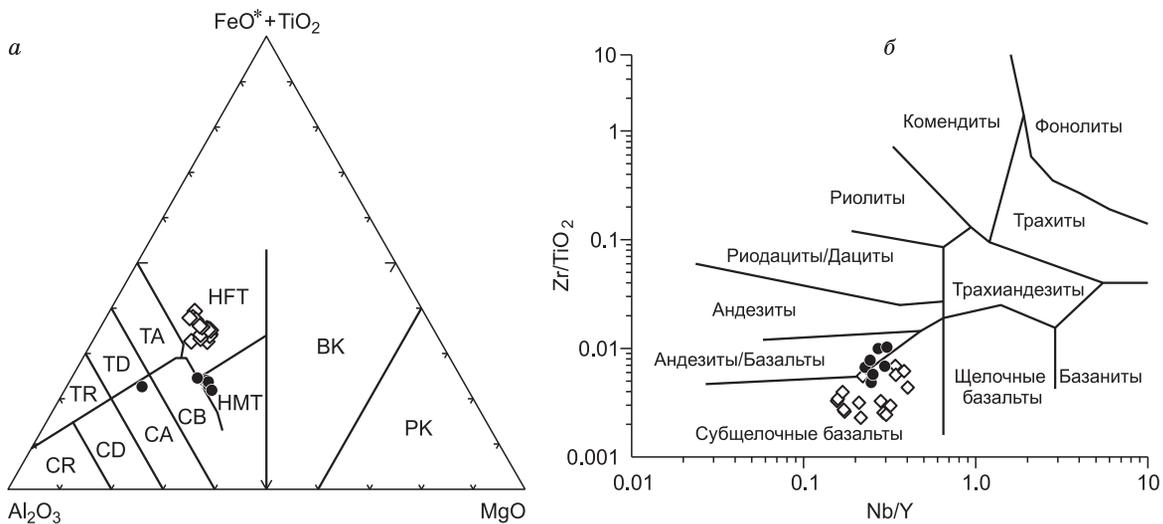


Рис. 7. Диаграммы La—П.п.п. (а), Th—La (б) для палеопротерозойских базальтоидов Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса.

1 — базальтоиды малокозинской свиты, 2 — долериты даек.



**Рис. 8.** Классификационные диаграммы  $\text{MgO}-(\text{FeO}^* + \text{TiO}_2)-\text{Al}_2\text{O}_3$  [Jensen, 1976] (а) и  $\text{Zr}/\text{TiO}_2-\text{Nb}/\text{Y}$  [Winchester, Floyd, 1977] (б) для палеопротерозойских базальтоидов Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса.

БК — базальтовые коматииты, СА — известково-щелочные андезиты, СВ — известково-щелочные базальты, CD — известково-щелочные дациты, CR — известково-щелочные риолиты, PK — пикриты, HFT — высокожелезистые толеиты, HMT — высокомагнезиальные толеиты, TA — толеитовые андезиты, TD — толеитовые дациты, TR — толеитовые риолиты. Усл. обозн. см. на рис. 7.

ты располагаются в полях субщелочных базальтов и андезитов/базальтов, а долеритов — в поле субщелочных базальтов (см. рис. 8, б).

Все проанализированные породы представляют собой умеренно и сильно дифференцированные разновидности, значения  $\text{Mg}\#$  в базальтоидах малокозинской свиты варьируют от 44 до 62, а в долеритах даек от 36 до 48 (см. табл. 1). Для базальтоидов малокозинской свиты характерны низкие содержания  $\text{TiO}_2 = 0.75-0.94$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^* = 8.66-10.08$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.22-0.28$  мас.%, значения этих же оксидов в долеритах даек намного выше и составляют 1.59—2.40, 12.85—15.89 и 0.32—0.68 мас.% соответственно (см. табл. 1). Как базальтоиды, так и долериты обнаруживают пониженные содержания Nb, варьирующие от 4.8 до 7.5 г/т в базальтоидах и от 4.0 до 12.9 г/т в долеритах (см. табл. 1), а также повышенные содержания Th (3.2—4.1 г/т в базальтоидах и 2.4—8.7 г/т в долеритах). На вариационных диаграммах  $\text{Mg}\#-\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^*$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Nb, Th, La точки составов базальтоидов и долеритов образуют различные тренды (рис. 9).

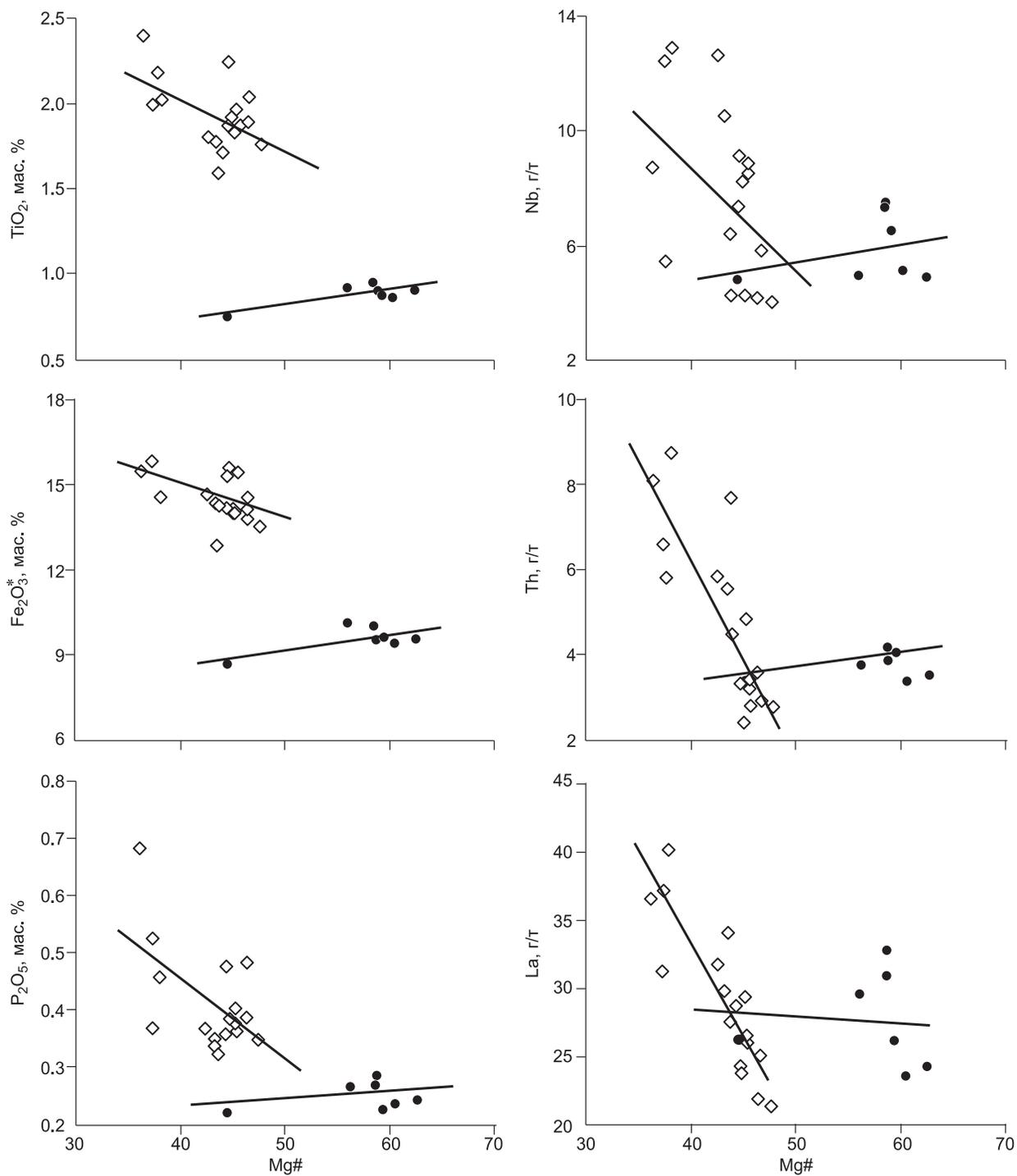
На нормированных по составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] мультиэлементных спектрах базальтоидов малокозинской свиты отмечаются хорошо выраженные отрицательные аномалии по Nb-Ta, P, Ti (рис. 10, а). На мультиэлементных спектрах долеритов отмечаются отрицательные аномалии по Nb-Ta, Sr, Zr-Hf и слабая отрицательная аномалия по Ti (см. рис. 10, б).

Базальтоиды малокозинской свиты и долериты даек характеризуются повышенными содержаниями легких REE ( $\text{La} = 23.5-32.7$  г/т в базальтоидах и 21.3—40.2 г/т в долеритах) и обнаруживают фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов:  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 6.2-12.8$  в базальтоидах и 5.7—10.1 в долеритах (см. рис. 10, в, г).

Данные по изотопному составу Nd (табл. 2) свидетельствуют о том, что базальтоиды малокозинской свиты и долериты даек имеют ряд общих черт. Все образцы характеризуются близкими отрицательными первичными значениями  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  и близкими значениями модельного возраста  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  (см. табл. 2). Для базальтоидов малокозинской свиты рассчитанные значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(1878 \text{ млн лет})$  варьируют от -6.5 до -8.9, а для долеритов даек значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(1844 \text{ млн лет})$  составляют -5.4...-11.2.

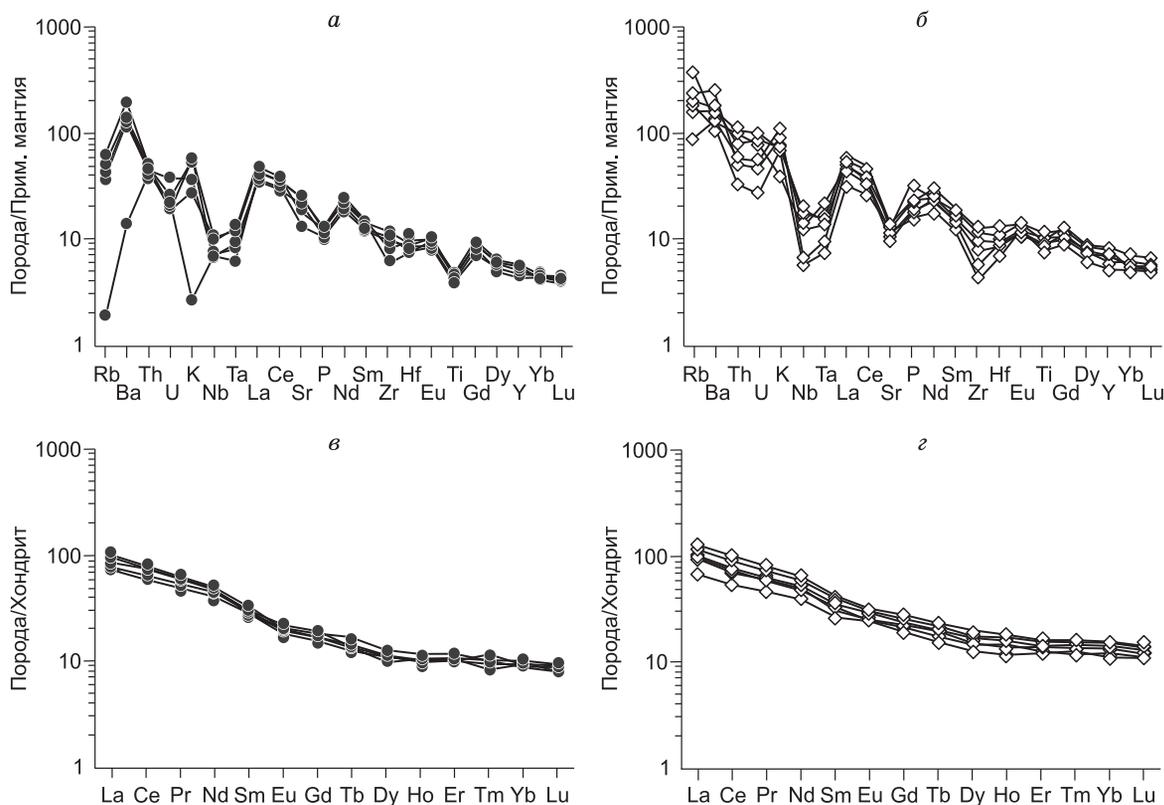
## РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ U-Pb ИССЛЕДОВАНИЙ

Для датирования была отобрана проба риолитов (обр. 05120) из центральной части комбинированной дайки, пересекающей монцодиориты ирельского комплекса в районе руч. Сухой. Краевые части дайки сложены долеритами, которые присутствуют также в виде включений среди риолитов центральной части дайки. Место отбора пробы для датирования показано на рис. 5, 6.



**Рис. 9.** Вариационные диаграммы Mg#—TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>\*</sup>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Nb, Th, La для палеопротерозойских базальтоидов Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса.

Усл. обозн. см. на рис. 7.

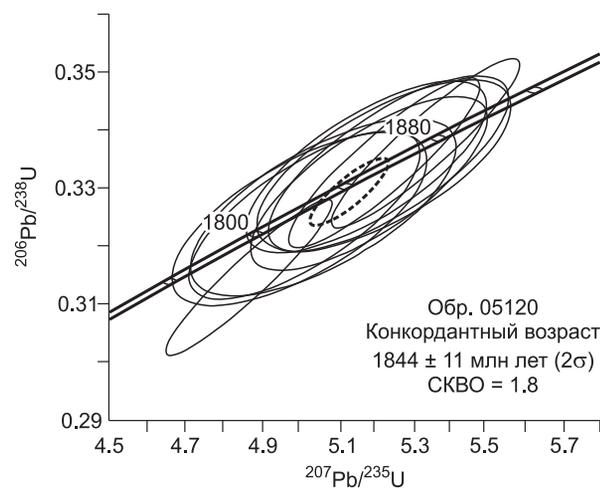


**Рис. 10.** Мультиэлементные спектры (*а, б*), нормализованные к составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], и спектры распределения редкоземельных элементов (*в, г*), нормализованные к хондриту [Nakamura, 1974], для палеопротерозойских базальтоидов Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса.

Усл. обозн. см. на рис. 7.

Из пробы был выделен акцессорный циркон, представленный призматическими прозрачными синеватыми или фиолетовыми кристаллами. Размеры зерен циркона варьируют от 100 до 250 мкм, удлинение кристаллов — 1:2, 1:3. Результаты анализа десяти зерен циркона на ионном микронзонде SHRIMP-II представлены в табл. 3 и на рис. 11. В исследованных зернах концентрации урана и тория составляют 179—1138 и 65—309 г/т соответственно. Отношения  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$  варьируют от 0.27 до 0.61, что типично для цирконов магматического происхождения. На U—Pb диаграмме с конкордией точки изотопного состава изученного циркона образуют конкордантный кластер с возрастом  $1844 \pm 11$  млн лет (СКВО = 1.8).

Учитывая морфологические и геохимические особенности циркона, свидетельствующие о его магматическом происхождении, полученное значение возраста может быть интерпретировано как наиболее точная оценка возраста кристаллизации цирконов и, соответственно, как возраст риолитов.



**Рис. 11.** U—Pb диаграмма с конкордией для цирконов из риолитов центральной части комбинированной дайки в районе руч. Сухой.

Таблица 2. Sm-Nd изотопные данные для палеопротерозойских базальтоидов Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса

№ образца	T, млн лет	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ , млн лет
<b>Базальтоиды малокозинской свиты</b>							
05048*	1878	5.85	30.44	0.11567	0.511301±8	-6.6	2862
05049**	1878	5.52	26.20	0.12681	0.511330±6	-8.7	3175
05050**	1878	4.97	25.56	0.11704	0.511298±6	-7.0	2906
05052**	1878	5.35	25.33	0.12713	0.511406±9	-7.3	3055
05055**	1878	6.04	29.82	0.12191	0.511261±7	-8.9	3120
05060*	1878	5.48	27.77	0.11877	0.511342±9	-6.5	2889
<b>Долериты даек</b>							
05036**	1844	8.02	37.30	0.12941	0.511428±11	-7.7	3098
05038**	1844	5.86	27.73	0.12719	0.511480±8	-6.2	2929
05118**	1844	7.27	33.46	0.13077	0.511483±6	-7.0	3049
05119***	1844	5.01	24.63	0.12297	0.511439±18	-6.0	2861
05123*	1844	5.46	25.33	0.12974	0.511552±14	-5.4	2888
05126**	1844	5.90	28.94	0.12271	0.511401±6	-6.6	2916
0392**	1844	6.05	26.62	0.13679	0.511474±6	-8.6	3302
0397**	1844	6.73	30.93	0.13096	0.511268±12	-11.2	3445

\* Проанализированы в отделении геохимии Института химии, Германия.

\*\* Проанализированы в ИГХ СО РАН.

\*\*\* Проанализирован в ГИ КНЦ РАН, содержания Sm и Nd в образце определены методом изотопного разбавления, для остальных образцов методом ICP-MS.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### Возраст магматических образований основного состава

Потоки базальтоидов, располагающиеся среди терригенных отложений малокозинской свиты, рассматриваются практически всеми исследователями Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса как самые ранние магматические образования пояса [Срывцев, Булдыгер, 1982]. Как мы уже отмечали выше, исходя из геологического положения этих базальтоидов и согласно имеющимся геохронологическим данным, их возраст должен быть несколько древнее или близким к возрасту самых древних из располагающихся выше осадков малокозинской свиты вулканитов кислого состава, а именно древнее 1878 млн лет [Донская и др., 2008].

Полученные новые данные по возрасту риолитов из центральной части комбинированной дайки позволяют нам оценить и возраст долеритов даек. Изученные комбинированные дайки являются аналогом даек, ранее детально описанным в литературе [Harker, 1909; Скляр, Федоровский, 2006]. Подобного типа комбинированные дайки, в которых краевые части сложены базальтоидами, свидетельствуют о следующем сценарии их формирования: на первом этапе произошло внедрение основной магмы, а затем, после почти полной ее кристаллизации, поступление в трещину расплава кислого состава [Скляр, Федоровский, 2006]. Однако в любом случае внедрение контрастных по составу магм является близковозрастным процессом, поэтому возраст долеритов даек мы можем рассматривать как близкий возрасту риолитов из центральной части комбинированной дайки, т.е.  $1844 \pm 11$  млн лет. Отметим еще один довод в пользу правильности оценки возраста долеритов. Дайки долеритов пересекают вулканиты в районе мыса Заворотный, их возраст был определен U-Pb методом датирования по циркону как  $1849 \pm 11$  млн лет [Донская и др., 2008].

Таким образом, проведенные исследования показали, что даже с учетом ошибок определения возраста временная разница между внедрением базальтоидов малокозинской свиты и долеритов даек составляет не менее 19 млн лет. Иными словами, полученные результаты позволяют не только на основании геологических данных, но и, основываясь на надежных геохронологических анализах, сделать вывод о том, что магматические породы основного состава были внедрены на самых ранних и самых поздних этапах становления Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса. И еще раз повторим, что три имеющиеся более молодые датировки ( $1823 \pm 7$  млн лет [Неймарк и др., 1991] и  $1821 \pm 7$ ,  $1801 \pm 22$  млн лет [Собаченко и др., 2005]), полученные по отдельным небольшим телам вулканитов кислого состава, а

Таблица 3. Результаты U-Rb анализа цирконов из риюлитов центральной части комбинированной дайки (обр. 05120)

Образец, кристалл, кратер	$^{206}\text{Pb}_e$ , %	U, г/г	Th, г/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ , г/г	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет		
						$(1) \ ^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$(1) \ ^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm\%$		$(1) \ ^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (1)
05120_1.1	0.74	179	65	0.38	50.7	0.11250	2.10	5.07	2.8	0.3272	1.9	1825±30	1840±38
05120_2.1	0.39	448	264	0.61	129.0	0.11350	1.90	5.23	2.6	0.3342	1.8	1859±29	1857±34
05120_3.1	0.58	223	76	0.35	62.6	0.11180	2.00	5.01	2.8	0.3250	1.9	1814±30	1829±37
05120_4.1	—	1138	309	0.28	308.0	0.11231	0.61	4.87	1.8	0.3145	1.7	1763±27	1837±11
05120_5.1	0.38	241	129	0.55	69.6	0.11370	1.60	5.24	2.5	0.3345	1.9	1860±30	1859±30
05120_6.1	0.31	248	107	0.44	70.9	0.11380	1.60	5.19	2.5	0.3310	1.9	1843±30	1860±29
05120_7.1	0.01	654	188	0.30	190.0	0.11461	0.72	5.34	1.9	0.3377	1.8	1876±29	1874±13
05120_8.1	0.02	464	121	0.27	133.0	0.11341	0.86	5.23	2.0	0.3344	1.8	1859±29	1855±15
05120_9.1	0.64	357	103	0.30	100.0	0.11180	1.70	5.02	2.5	0.3257	1.8	1818±29	1829±31
05120_10.1	0.31	399	156	0.41	115.0	0.11260	1.70	5.18	2.5	0.3339	1.8	1857±29	1842±31

Примечание. Погрешности приводятся на уровне  $1\sigma$ .  $\text{Pb}_e$  и  $\text{Pb}^*$  обозначают обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. Ошибка в калибровке стандарта составляет 0.80 % ( $1\sigma$ ). Rho — коэффициент корреляции изотопных отношений  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . (1) — внесена поправка на обыкновенный свинец по измеренному  $^{204}\text{Pb}$ .

также редкометалльным метасоматитам в пределах пояса, отражают, по всей видимости, затухающие процессы вулканизма и метасоматоза, проявившиеся уже после становления Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса [Донская и др., 2007].

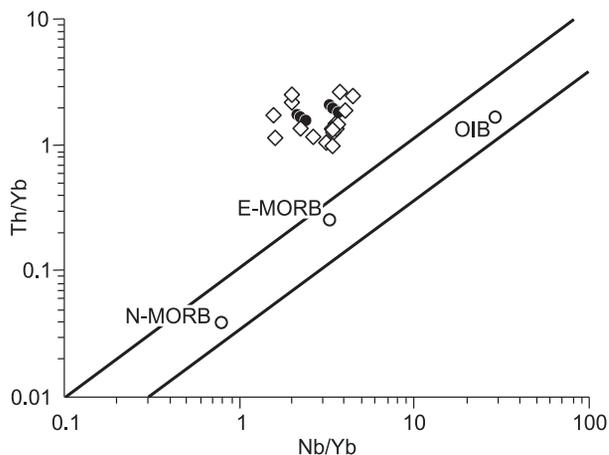
### Петрогенезис магматических образований основного состава

**Возможные источники базальтоидов и долеритов.** Базальтоиды малокозинской свиты и долериты даек района руч. Сухой обладают хорошо выраженными отрицательными Nb-Ta аномалиями на мультиэлементных спектрах (см. рис. 10, *a, б*) и, соответственно, низкими значениями  $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}}$ , варьирующими от 0.16 до 0.24 в базальтоидах и от 0.14 до 0.38 в долеритах. Кроме того, во всех проанализированных базальтоидах и долеритах отмечаются низкие отрицательные значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  (см. табл. 2). Также следует отметить, что базальтоидам малокозинской свиты и долеритам даек свойственны повышенные содержания Th и LREE (см. табл. 1) и высокие значения  $(\text{Th}/\text{La})_{\text{PM}}$ , изменяющиеся от 0.99 до 1.24 в базальтоидах и от 0.81 до 1.83 в долеритах. На диаграмме Th/Yb—Nb/Yb [Dampare et al., 2008] (рис. 12) фигуративные точки всех проанализированных пород располагаются вне поля типичных мантийных пород (N-MORB, E-MORB и OIB) и попадают в область пород, для которых характерно существенное обогащение Th относительно Nb. Считается, что формирование пород, обогащенных Th, а также легкими редкими землями, относительно Nb может осуществляться за счет мантийных источников, либо содержащих субдукционный компонент, либо контаминированных коровым материалом [Fitton et al., 1988; Dampare et al., 2008; Туркина, Ножкин, 2008].

Таким образом, все вышеперечисленное в совокупности может свидетельствовать о том, что базальтоиды малокозинской свиты и долериты даек могли быть образованы либо за счет обогащенного в ходе субдукционных процессов мантийного источника, либо в результате контаминации мантийного источника коровым материалом. При этом, несмотря на отмеченные выше сходства изотопно-геохимических характеристик базальтоидов и долеритов, у нас нет оснований предполагать, что они были образованы за счет фракционной кристаллизации или частичного плавления единого (или идентичного по составу) источника. Базальтоиды малокозинской свиты в отличие от долеритов даек обнаруживают более низкие содержания  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^*$  даже при тех же самых значениях магнезиальности (Mg#) (см. рис. 9). На диаграммах Mg# по отношению к основным петрогенным оксидам и микроэлементам базальтоиды малокозинской свиты и долериты даек образуют различные тренды, которые невозможно объяснить за счет частичного плавления или фракционной кристаллизации единого источника.

**Рис. 12.** Диаграмма Th/Yb—Nb/Yb [Dampare et al., 2008] для палеопротерозойских базальтоидов Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса.

Точки составов N-MORB, E-MORB и OIB нанесены по [Sun, McDonough, 1989]. Усл. обозн. см. на рис. 7.

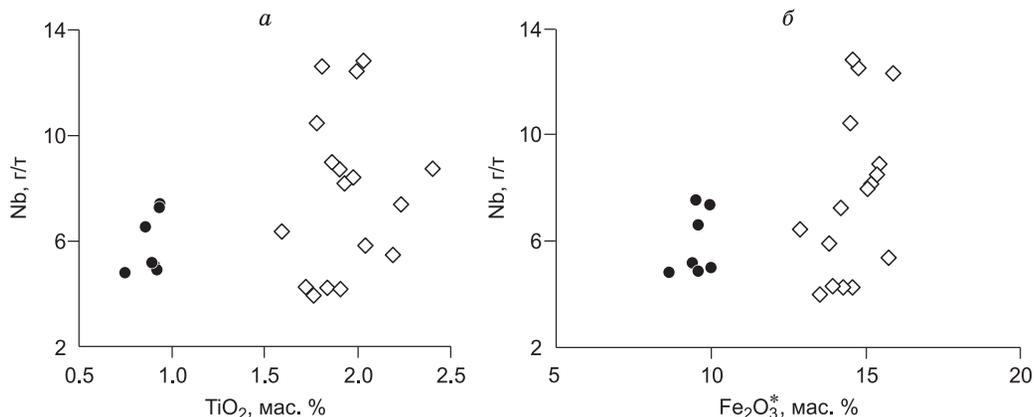


Еще одним доказательством в пользу разных источников базальтоидов и долеритов является тот факт, что, несмотря на различные содержания  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3^*$ , базальтоиды и долериты характеризуются относительно близкими содержаниями Nb (см. рис. 9) и сходными Nb-Ta отрицательными аномалиями на мультиспектральных спектрах (см. рис. 10, а, б).

Как известно [Patchett et al., 1994; Сафонова и др., 2008], Nb в базальтоидных расплавах является когерентным элементом для Fe-Ti оксидов (титаномагнетита, ильменита, рутила), и в случае, например, фракционирования этих минералов из расплава количество Nb должно коррелироваться с содержаниями оксидов, входящих в состав этих минералов. Поэтому, если бы базальтоиды малококсинской свиты и долериты даек были производными единого источника, отличающимися только разной степенью частичного плавления или фракционированием каких-либо минералов, с которыми когерентен Nb, то должна была бы наблюдаться корреляция содержаний Nb и оксидов Ti и Fe между базальтоидами и долеритами, не зафиксированная в нашем случае (рис. 13, а, б). Если предположить, что базальтоиды и долериты сформировались из единого источника, но одновременно фиксируемые низкие содержания Nb и  $TiO_2$  в базальтоидах малококсинской свиты были связаны, допустим, с фракционированием Fe-Ti оксидов, а при формировании долеритов, характеризующихся повышенными содержаниями  $TiO_2$ , фракционирование этих оксидов не было проявлено, то в этом случае долериты должны были бы обладать и повышенными содержаниями Nb, что мы также не наблюдаем. Таким образом, мы делаем вывод, что низкие содержания Nb и  $TiO_2$  в базальтоидах малококсинской свиты и низкие содержания Nb и повышенные содержания  $TiO_2$  в долеритах даек являются характеристиками их собственных независимых источников.

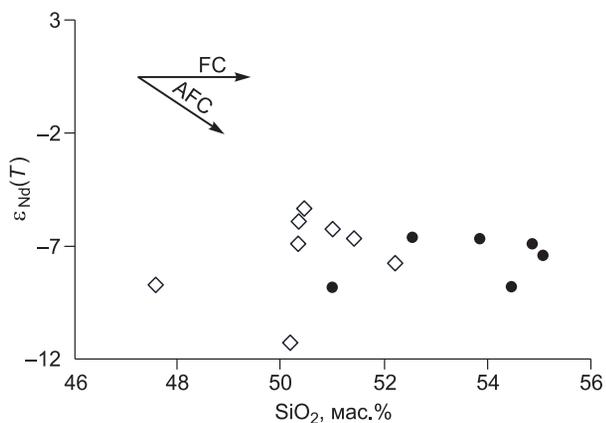
Ниже мы подробно рассматриваем вопрос об источниках базальтоидов и долеритов, опираясь главным образом на данные по изотопии Nd, а также на отношения таких элементов, как Th, La (Ce), Nb (Ta), имеющих сходные коэффициенты распределения минерал/расплав и поэтому в большей мере отражающих вариации в составе мантийных источников или вклад в источники корового материала, и практически не зависящих от процессов фракционной кристаллизации и частичного плавления [Saunders et al., 1988; Polat et al., 1999; Dampare et al., 2008; Туркина, Ножкин, 2008; Сафонова и др., 2008].

**Коровая контаминация.** Теоретически контаминация мантийных источников материалом континентальной коры является вполне вероятной как для базальтоидов малококсинской свиты, так и для долеритов даек, так как те и другие образовались в обстановке постколлизииного растяжения уже на сформированной континентальной коре [Ларин и др., 2003; Донская и др., 2008]. В то же время отсутствие



**Рис. 13.** Диаграммы Nb— $TiO_2$  (а) и Nb— $Fe_2O_3^*$  (б) для палеопротерозойских базальтоидов Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса.

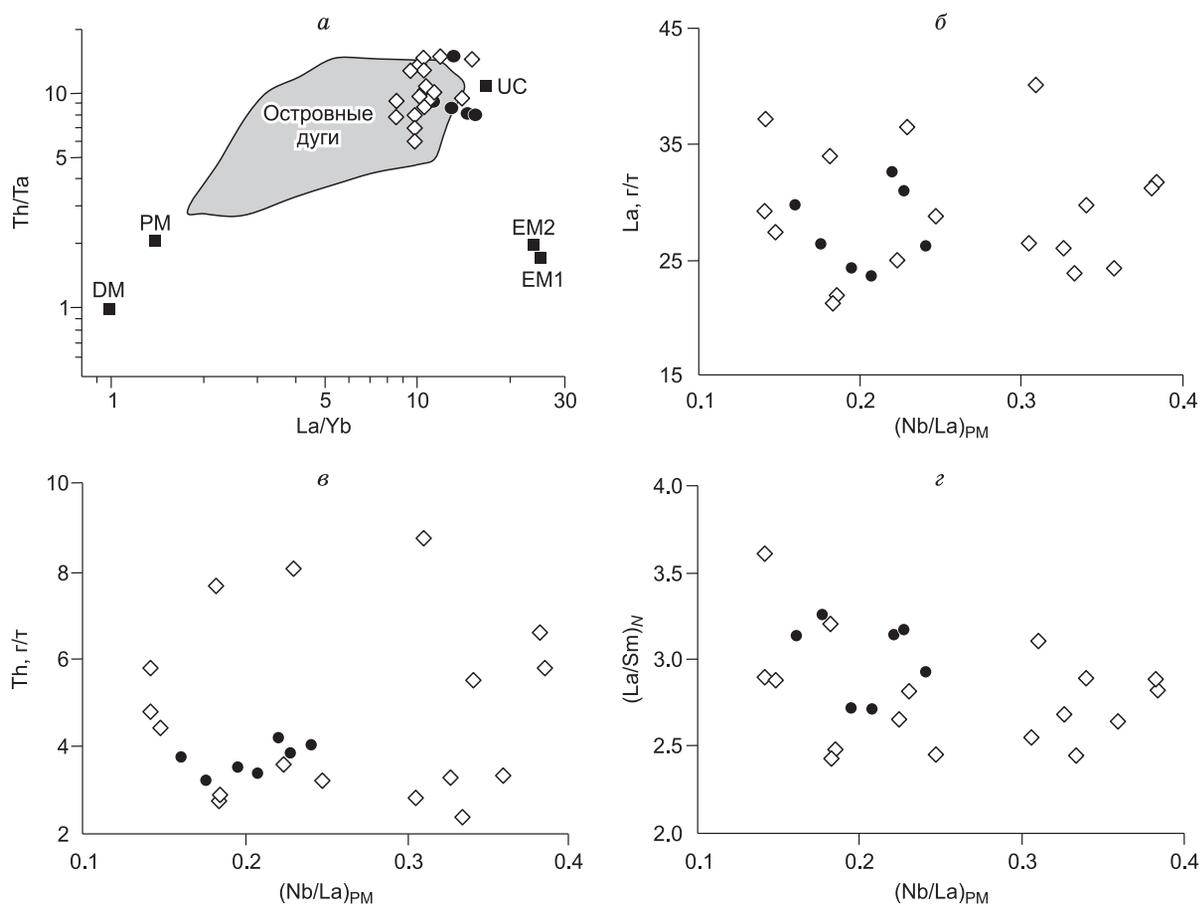
Усл. обозн. см. на рис. 7.



**Рис. 14.** Диаграмма  $\varepsilon_{Nd}(T)$ — $SiO_2$  для палеопротерозойских базальтоидов Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса.

FC — тренд фракционной кристаллизации, AFC — тренд одновременной ассимиляции и фракционной кристаллизации. Усл. обозн. см. на рис. 7.

корреляции между величинами  $\varepsilon_{Nd}(T)$  и  $SiO_2$  (рис. 14) не позволяет рассматривать механизм одновременной фракционной кристаллизации и ассимиляции коровым материалом мантийного источника (AFC модель) при формировании и базальтоидов, и долеритов. Об этом же говорит и отсутствие корреляции между отношениями  $Th/Ta$  и  $La/Yb$  (рис. 15, *a*) для пород обоих исследованных объектов, которая, как показал К. Конди [Condie, 1997], характерна для базитов, образованных в результате реализации процессов ассимиляции — фракционной кристаллизации. Отсутствие явно выраженных корреляций между величиной  $(Nb/La)_{PM}$ , отражающей глубину Nb-аномалии на мультиэлементных спектрах, и содержаниями  $La$ ,  $Th$  и отношениями  $(La/Sm)_N$  в исследованных породах также свидетельствуют против контаминации мантийных источников материалом континентальной коры (см. рис. 15, *б—г*) [Сафонова и др., 2008; Туркина, Ножкин, 2008]. Высокие содержания  $Fe_2O_3^*$  и  $TiO_2$  (см. табл. 1, рис. 9) в долеритах могут являться доказательствами против коровой контаминации мантийного источника этих пород. Таким образом, как



**Рис. 15.** Диаграммы  $Th/Ta$ — $La/Yb$  [Condie, 1997] (*a*),  $La$ — $(Nb/La)_{PM}$  (*б*),  $Th$ — $(Nb/La)_{PM}$  (*в*),  $(La/Sm)_N$ — $(Nb/La)_{PM}$  (*г*) для палеопротерозойских базальтоидов Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса.

Точки составов DM, PM, UC, EM1, EM2, поле базальтов из островных дуг нанесены по [Condie, 1997]. Составы примитивной мантии для нормализации взяты по [Sun, McDonough, 1989], хондрита по [Nakamura, 1974]. Усл. обозн. см. на рис. 7.

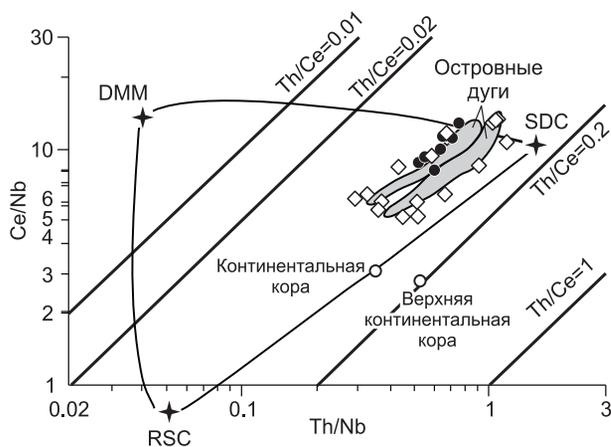
для базальтоидов малококсинской свиты, так и для долеритов представляется маловероятной контаминация мантийных расплавов коровым материалом в процессе их перемещения на верхнекоровый уровень. В связи с этим мы полагаем, что повышенные содержания Th и LREE в исследованных породах являются характерной их мантийных источников.

**Мантийные источники.** Для того чтобы оценить их составы воспользуемся методикой, предложенной в работе А.Д. Саундерса с соавторами [Saunders et al., 1988], охарактеризовавшими соотношения Th-Nb-Ce в океанических базальтах на основе смешения трех компонентов (рис. 16). Базальтоидам малококсинской свиты и долеритам даек свойственны повышенные значения Ce/Nb (8.2—12.8 в базальтоидах, 5.1—13.2 в долеритах) и Th/Nb (0.52—0.76 в базальтоидах и 0.29—1.20 в долеритах). На диаграмме Ce/Nb—Th/Nb [Saunders et al., 1988] фигуративные точки как базальтоидов, так и долеритов располагаются в поле базальтов островных дуг, показывая, что в их источниках присутствовал субдукционный компонент SDC (см. рис. 16). В поле базальтов островных дуг попадают точки составов базальтоидов и долеритов и на диаграмме Th/Ta—La/Yb [Condie, 1997] (см. рис. 15, а). На основании этих данных приходим к выводу, что отмеченные выше аномальные изотопно-геохимические характеристики исследованных пород являются следствием выплавления обоих комплексов пород из источников, обогащенных субдукционными компонентами с высокими значениями отношений Ce/Nb и Th/Nb (Th/Ta). Однако в полной мере данное утверждение верно только для базальтоидов малококсинской свиты. Для этих базальтоидов помимо низких содержаний Nb и повышенных содержаний Th и LREE, типичны также пониженные содержания  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$  (см. табл. 1, рис. 9), что характерно для базальтов островных дуг [Кеpezhinskas et al., 1997]. В совокупности все эти геохимические данные дают нам основание сделать вывод о том, что базальтоиды малококсинской свиты могли быть образованы в результате плавления мантийного источника, содержащего субдукционный компонент.

Что касается долеритов даек, то, несмотря на похожие с базальтоидами малококсинской свиты низкие отрицательные значения  $\epsilon_{Nd}(T)$ , сходство ряда геохимических характеристик, близкое расположение точек их составов в поле базальтов островных дуг на диаграммах А.Д. Саундерса и др. [Saunders et al., 1988] (см. рис. 16) и К. Конди [Condie, 1997] (см. рис. 15, а), долериты, как мы уже отмечали выше, характеризуются повышенными содержаниями  $Fe_2O_3^*$ ,  $TiO_2$  и  $P_2O_5$ , которые являются отражением состава их источника. Столь высокие содержания  $Fe_2O_3^*$  в долеритах даек вряд ли можно объяснить только высокой степенью частичного плавления обычного источника толеитового состава. Помимо этого для долеритов также типичны высокие значения отношения  $FeO^*/Al_2O_3$  (среднее 0.98) (см. табл. 1), которые существенно выше (при аналогичных содержаниях MgO), чем в экспериментально полученных расплавах, производных «нормальных» мантийных источников [Hanski, Smolkin, 1995]. Поэтому, чтобы получить породы с высокими содержаниями  $Fe_2O_3^*$ , подразумевая, что они обнаруживают и изотопно-геохимические характеристики островодужных базальтов, необходимо плавление мантийного источника специфического состава. Теоретически породы с высокими содержаниями  $Fe_2O_3^*$  могут быть производными источников, связанных с мантийными плюмами [Takahasi et al., 1998; Gibson et al., 2000], или образовываться при плавлении обезвоженного субдукционного слэба [Leybourne et al., 1999]. Однако при плавлении подобных мантийных источников невозможно произвести породы с островодужными геохимическими характеристиками. Еще одним возможным источником для выплавления пород с высокими содержаниями  $Fe_2O_3^*$  является безгранатовый тугоплавкий остаток мантийного вещества (рестит) [Hanski, Smolkin, 1995]. Ю. Ванг с соавторами [Wang et al., 2004] показали, что в результате частичного плавления тугоплавкой (реститогенной) части литосферной мантии, метасоматизированной субдукционными флюидами, могут быть образованы породы, имеющие геохимические характеристики островодужных базальтоидов (низкие содержания Nb, повышенные LREE и Th), а также обладающие высокими содержаниями  $Fe_2O_3^*$  и повышенными  $TiO_2$ . Вслед за Ю. Вангом и др. [Wang et al., 2004] мы полагаем, что долериты даек могли быть также сформированы в результате плавления тугоплавкой части литосферной мантии, метасоматизированной субдукционными флюидами.

**Рис. 16. Диаграмма Ce/Nb—Th/Nb [Saunders et al., 1988] для пород основного состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса.**

DMM — деплетированная MORB мантия, RSC — остаточный компонент слэба, SDC — субдукционный компонент. Линиями показаны траектории смешения между компонентами. Точки составов верхней континентальной коры, среднего состава коры и поля базальтов островных дуг показаны по [Dampare et al., 2008]. Усл. обозн. см. на рис. 7.



Таким образом, обобщая все вышеизложенное, можно сделать вывод о том, что базальтоиды малокосинской свиты были образованы за счет плавления литосферного мантийного источника, содержащего субдукционный компонент, а источником долеритов даек являлась тугоплавкая часть литосферной мантии, метасоматизированная субдукционными флюидами.

### Тектонические следствия

Как мы уже неоднократно отмечали выше, на сегодняшний день геодинамическая обстановка формирования пород Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса обоснована как постколлизийное растяжение [Ларин и др., 2003; Донская и др., 2005, 2008]. Поэтому установленное на основании изотопно-геохимических данных присутствие субдукционного компонента в источниках магматических пород основного состава позволяет нам охарактеризовать и предшествующие коллизии события в пределах исследуемого региона.

Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс входит в структуру выделенного О.М. Розеном [Rosen et al., 1994; Розен, 2003] палеопротерозойского Аkitканского орогенного пояса, разделяющего архейские образования Ангаро-Анабарского и Алданского супертеррейнов (см. рис. 1). Помимо пород Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса в структуру Аkitканского пояса входят мезоархейские гранитоиды, палеопротерозойские метаморфические образования чуйской и сарминской серий, островодужные гранитоиды чуйского комплекса и постколлизийные граниты приморского и чуйско-кодарского комплексов, также имеющие раннепротерозойский возраст [Ларин и др., 2006; Donskaya et al., 2009].

До настоящего времени возможность развития субдукционных процессов в регионе предполагалась на основании того факта, что расположенные в северной части пояса гранитоиды чуйского комплекса с возрастом 2.06—2.02 млрд лет имеют геохимические характеристики островодужных гранитоидов, т.е. пород, образующихся в надсубдукционных условиях [Неймарк и др., 1998; Ларин и др., 2006]. Установленное присутствие субдукционного компонента в источниках магматических пород основного состава Северо-Байкальского пояса, находящихся в центральной части пояса южнее выходов гранитоидов чуйского комплекса, может свидетельствовать о гораздо более значительном развитии субдукционных процессов на «доколлизийной» стадии развития Аkitканского орогенного пояса. Т.В. Донской с соавторами [Donskaya et al., 2009] было предложено два возможных варианта эволюции Аkitканского орогенного пояса до коллизии Ангаро-Анабарского и Алданского супертеррейнов и формирования единой структуры Сибирского кратона. Согласно первому варианту, Ангаро-Анабарский супертеррейн на рубеже ~2.1—2.0 млрд лет развивался в режиме активной континентальной окраины тихоокеанского типа, палеопротерозойские островные дуги являлись частью этой окраины, и была возможна субдукция под этот супертеррейн. Соответственно второму варианту, палеопротерозойские и архейские комплексы пород, составляющие структуру Аkitканского орогенного пояса, до момента объединения с Ангаро-Анабарским супертеррейном имели автономное развитие, и в этом случае субдукция океанической коры палеопротерозойского океана была не под Ангаро-Анабарский супертеррейн, а под более мелкие архейские террейны, остатки последних, вероятно, и отмечаются в пределах Аkitканского орогенного пояса в виде выходов мезоархейских гранитоидов [Donskaya et al., 2009]. Присутствующие в пределах Аkitканского орогенного пояса породы, формирование которых прямо или косвенно связано с процессами субдукции (гранитоиды чуйского комплекса, магматические образования основного состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса), с равной степенью доказанности могли быть образованы при реализации обоих предложенных вариантов эволюции Аkitканского пояса.

В результате субдукции океанической коры палеопротерозойского океана либо под Ангаро-Анабарский супертеррейн, либо под более мелкие архейские террейны литосферная мантия, в том числе и тугоплавкая ее часть, могла быть метасоматизирована субдукционными флюидами. В результате этой переработки литосферная мантия была обогащена Th и LREE. Как мы уже отмечали выше, после завершения коллизийных процессов (~1.90—1.88 млрд лет) на всей южной части Сибирского кратона (в современных координатах) начался коллапс коллизийной системы и широко проявился магматизм, связанный с постколлизийным растяжением. В структуре Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса первыми магматическими образованиями, фиксирующими начавшуюся реализацию постколлизийного растяжения, являются базальтоиды малокосинской свиты. Внедрение этих пород происходило в еще достаточно утолщенную в результате коллизийных процессов кору, о чем свидетельствуют главным образом составы вулканитов кислого состава с возрастом 1878 млн лет, непосредственно перекрывающие образования малокосинской свиты [Донская и др., 2008]. Геохимические особенности этих кислых вулканитов подразумевают формирование их родоначальных расплавов в условиях коллизийно-утолщенной коры на самых ранних стадиях ее коллапса, при давлениях  $\geq 12$ —15 кбар, при дополнительном значительном привносе тепла к нижним частям коры [Донская и др., 2008]. Мы полагаем, что в это же время на начальных стадиях растяжения произошло плавление метасоматизированной литосферной мантии и

формирование родоначальных расплавов для базальтоидов малокосинской свиты. После внедрения базальтоидов и вулканитов кислого состава с возрастом 1878 млн лет процессы коллапса коллизионной системы проявились более широко, и начался основной этап вулканизма и гранитообразования в пределах Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса. Внедрение долеритов даек, как мы уже отмечали, произошло на завершающих стадиях формирования Северо-Байкальского пояса и составы долеритов, для которых характерно высокое содержание железа, хорошо коррелируются с их внедрением в условиях максимального растяжения коры. Считается [Wang et al., 2004], что из-за высокой плотности магмы, богатой железом, подъем расплавов, обогащенных железом, к поверхности является достаточно трудным процессом и возможен в небольших объемах и только в условиях максимального растяжения.

Таким образом, специфические изотопно-геохимические особенности магматических образований основного состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса хорошо объясняются их формированием в обстановке постколлизионного растяжения, реализация которого имела место на юге Сибирского кратона в ходе коллапса палеопротерозойской коллизионной системы после завершения в регионе субдукционных и коллизионных процессов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные изотопно-геохимические и геохронологические исследования магматических образований основного состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса позволили сделать следующие выводы.

1. Геологические данные свидетельствуют о том, что базальтоиды, относимые к малокосинской свите акитканской серии, и долериты даек основного состава, прорывающие гранитоиды ирельского комплекса и вулканиты кислого состава с возрастом 1849 млн лет, являются соответственно самыми ранними и поздними магматическими образованиями Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса. Датирование U-Pb методом по циркону риолитов из центральной части комбинированной дайки показало, что они имеют возраст  $1844 \pm 11$  млн лет. Исходя из того факта, что внедрение контрастных по составу магм в пределах единой комбинированной дайки является близковозрастным процессом, возраст долеритов даек оценивается как близкий возрасту риолитов. На основании геологического положения в разрезе акитканской серии базальтоидов, относимых к малокосинской свите, и согласно имеющимся геохронологическим данным, возраст этих базальтоидов принимается несколько древнее или близким к возрасту располагающихся выше осадков малокосинской свиты вулканитов кислого состава, а именно близким к 1878 млн лет [Донская и др., 2008].

2. Базальтоиды малокосинской свиты по своему составу соответствуют высокомагнезиальным толеитам и известково-щелочным андезитам, а долериты даек — высокожелезистым толеитам. Для базальтоидов малокосинской свиты по сравнению с долеритами даек характерны более низкие содержания  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3^*$ ,  $P_2O_5$ . Как базальтоиды, так и долериты обнаружили пониженные содержания Nb, повышенные Th и легких REE, а также отрицательные значения  $\epsilon_{Nd}(T)$ .

3. На основании петрогеохимических данных установлено, что базальтоиды малокосинской свиты и долериты даек формировались за счет плавления разных по составу источников. Предполагается, что базальтоиды малокосинской свиты были образованы за счет плавления литосферного мантийного источника, содержащего субдукционный компонент, а источником долеритов даек являлась тугоплавкая часть литосферной мантии, метасоматизированная субдукционными флюидами.

4. Изотопно-геохимические особенности магматических образований основного состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса хорошо объясняются их формированием в обстановке постколлизионного растяжения после завершения в регионе субдукционных и коллизионных процессов. При этом на начальных стадиях постколлизионного растяжения происходило плавление литосферной мантии, обогащенной субдукционными компонентами, и образование родоначальных расплавов для базальтоидов малокосинской свиты, а на завершающих стадиях формирования Северо-Байкальского пояса в условиях максимального растяжения коры имел место подъем расплавов, обогащенных железом, которые явились источником для долеритов даек.

Авторы выражают благодарность Г.П. Сандимировой, Ю.А. Пахольченко (ИГХ СО РАН), Т.Б. Баяновой (ГИ КНЦ РАН), А. Хофману, У. Поллер, Д. Ньюхойнстах (Институт химии, Германия) за помощь в проведении изотопных исследований Nd.

Работа выполнена при поддержке ведущих научных школ РФ № НШ-3082.2008.5, программы фундаментальных исследований РАН № 10, РФФИ (гранты 08-05-00245, 08-05-98070, 09-05-01005), фонда содействия отечественной науке и НОЦ «Байкал».

## ЛИТЕРАТУРА

**Баянова Т.Б.** Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб., Наука, 2004, 174 с.

**Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А., Махоткин И.Л., Новгородова М.И., Соловова И.П., Галускин Е.В., Ганеев И.И., Гирнис А.В., Еремеев Н.В., Когарко Л.Н., Кудрявцева Г.П., Михайличенко О.А., Наумов В.Б., Сапожникова Е.Н.** Лампроиты. М., Наука, 1991, 302 с.

**Брандт С.Б., Бухаров А.А., Раклинский Э.И., Перминов А.В.** Об абсолютном возрасте магматических комплексов Байкальского и Приморского хребтов (Западное Прибайкалье) // Советская геология, 1978, № 3, с. 142—148.

**Булдыгер В.В., Срывцев Н.А.** Соотношение вулканизма и метаморфизма в Северо-Западном Прибайкалье // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в образовании полезных ископаемых. Улан-Удэ, БФ СО АН СССР, 1979, с. 52—53.

**Бухаров А.А.** Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. Новосибирск, Наука, 1973, 138 с.

**Бухаров А.А.** Протоактивизированные зоны древних платформ. Новосибирск, Наука, 1987, 202 с.

**Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Скляр Е.В., Пономарчук В.А.** Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 22—41.

**Гусев Г.С., Песков А.И.** Протерозойские трахиандезиты и базиты Аkitканского хребта Северного Прибайкалья: геохимия и тектоническая природа // Геотектоника, 1992, № 4, с. 75—86.

**Донская Т.В., Сальникова Е.Б., Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г.** Раннепротерозойский постколлизийный магматизм южного фланга Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // Докл. РАН, 2002, т. 382, № 5, с. 663—667.

**Донская Т.В., Бибилова Е.В., Мазукабзов А.М., Козаков И.К., Гладкочуб Д.П., Кирилова Т.И., Плоткина Ю.В., Резницкий Л.З.** Приморский комплекс гранитоидов Западного Прибайкалья: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (10), с. 1006—1016.

**Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М.** Петрогенезис раннепротерозойских постколлизийных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология, 2005, т. 13, № 3, с. 253—279.

**Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Бибилова Е.В., Гладкочуб Д.П., Диденко А.Н., Кирилова Т.И., Водовозов В.Ю., Станевич А.М.** Стратотип чайской свиты аkitканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса: возраст и продолжительность осадконакопления // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (9), с. 916—920.

**Донская Т.В., Бибилова Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Баянова Т.Б., ДеВаэле Б., Диденко А.Н., Бухаров А.А., Кирилова Т.И.** Петрогенезис и возраст вулканитов кислого состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, Сибирский кратон // Петрология, 2008, т. 16, № 5, с. 452—479.

**Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Макарьев Л.Б., Тимашков А.Н., Бережная Н.Г., Яковлева С.З.** Новые данные о возрасте гранитов кодарского и тукурингского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология, 2000, т. 8, № 3, с. 267—279.

**Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Коваленко В.И., Рыцк Е.Ю., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Ковач В.П., Булдыгер В.В., Срывцев Н.А.** Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // Докл. РАН, 2003, т. 392, № 4, с. 506—511.

**Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Макарьев Л.Б., Яковлева С.З., Ковач В.П.** Раннепротерозойские коллизийные и постколлизийные граниты северной части Байкальской складчатой области // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2006, т. 14, № 5, с. 3—15.

**Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З., Бибилова Е.В., Кирилова Т.И., Козаков И.К., Макаров В.А., Плоткина Ю.В.** Посткинematические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (8), с. 717—731.

**Мац В.Д., Бухаров А.А., Егорова О.П.** Стратиграфия и некоторые литологические особенности терригенно-вулканогенных толщ Северо-Байкальского вулканического пояса // Материалы по геологии и геофизике Сибирской платформы. Вып. 1. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1968, с. 116—139.

**Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З., Срывцев Н.А., Булдыгер В.В.** Новые данные о возрасте пород аkitканской серии Байкало-Патомской складчатой области по результатам U-Pb датирования цирконов // Докл. АН СССР, 1991, т. 320, № 1, с. 182—186.

**Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А., Овчинникова Г.В., Рыцк Е.Ю.** Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса // Петрология, 1998, т. 6, № 4, с. 139—164.

**Ножкин А.Д., Бибилова Е.В., Туркина О.М., Пономарчук В.А.** Изотопно-геохронологическое исследование U-Pb, Ar-Ar, Sm-Nd субщелочных порфировидных гранитов Таракского массива Енисейского края // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (9), с. 879—889.

- Розен О.М.** Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника, 2003, № 3, с. 3—21.
- Салоп Л.И.** Геология Байкальской горной области. Т. 1. М., Недра, 1964, 511 с.
- Сафонова И.Ю., Симонов В.А., Буслов М.М., Ота Ц., Маруяма Ш.** Неопротерозойские базальты Палеоазиатского океана из Курайского аккреционного клина (Горный Алтай): геохимия, петрогенезис, геодинамические обстановки формирования // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (4), с. 335—356.
- Скляров Е.В., Федоровский В.С.** Тектонические и геодинамические аспекты механического смещения магм (магматического минглинга) // Геотектоника, 2006, № 2, с. 47—64.
- Собаченко В.Н., Бибилова Е.В., Кирилова Т.И., Булдыгеров В.В., Сандмирова Г.П., Куц Л.В., Макрыгина В.А.** Уран-свинцовое датирование поздних магматитов и редкометалльных метасоматитов Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса // Геохимия, 2005, № 12, с. 1345—1352.
- Срывцев Н.А.** Строение и геохронометрия аkitканской серии Западного Прибайкалья // Проблемы стратиграфии раннего докембрия Средней Сибири / Ред. О.В. Грабкин. М., Наука, 1986, с. 50—61.
- Срывцев Н.А., Булдыгеров В.В.** Строение и формации Северо-Байкальского вулканического пояса // Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск, Наука, 1982, с. 95—101.
- Срывцев Н.А., Зубков В.С.** Геохимические особенности рифейской латитовой серии (Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс) // Геохимия, 1983, № 2, с. 245—251.
- Туркина О.М.** Протерозойские тоналиты и трондьемиты юго-западной окраины Сибирского кратона: изотопно-геохимические данные о нижнекоровых источниках и условиях образования расплавов в коллизионных обстановках // Петрология, 2005, т. 13, № 1, с. 41—55.
- Туркина О.М., Ножкин А.Д.** Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленокаменных поясов северо-западной части Шарыжалгайского выступа, Прибайкалье // Петрология, 2008, т. 16, № 5, с. 501—526.
- Туркина О.М., Бибилова Е.В., Ножкин А.Д.** Этапы и геодинамические обстановки раннепротерозойского гранитообразования на юго-западной окраине Сибирского кратона // Докл. РАН, 2003, т. 388, № 6, с. 779—783.
- Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б.** Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона // Петрология, 2006, т. 14, № 3, с. 282—303.
- Condie K.C.** Sources of Proterozoic mafic dyke swarms: constraints from Th/Ta and La/Yb ratios // Precamb. Res., 1997, v. 81, p. 3—14.
- Dampare S.B., Shibata T., Asiedu D.K., Osaе S., Banoeng-Yakubo B.** Geochemistry of Paleoproterozoic metavolcanic rocks from the southern Ashanti volcanic belt, Ghana: petrogenetic and tectonic setting implications // Precambrian Res., 2008, v. 162, p. 403—423.
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Poller U., Mazukabzov A.M., Bayanova T.B.** Discovery of Archaean crust within the Akitkan orogenic belt of the Siberian craton: new insight into its architecture and history // Precamb. Res., 2009, v. 170, p. 61—72.
- Fitton J.G., James D., Kempton P.D., Ormerod D.S., Leeman W.P.** The role of lithospheric mantle in the generation of Late Cenozoic basic magmas in the western United States // Oceanic and continental lithosphere: similarities and differences / Eds. K.G. Cox, M.A. Menzies. J. Petrol. Special Volume, 1988, p. 331—349.
- Gibson S.A., Thompson R.N., Dickin A.P.** Ferropicrites: geochemical evidence for Fe-rich streaks in upwelling mantle plumes // Earth Planet. Sci. Lett., 2000, v. 174, p. 355—374.
- Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Natapov L.M., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Sklyarov E.V.** The Siberian Craton and its evolution in terms of the Rodinia hypothesis // Episodes, 2006, v. 29, № 3, p. 169—174.
- 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, v. 87, p. 249—265.
- Hanski E.J., Smolkin V.F.** Iron- and LREE-enriched mantle source for Early Proterozoic intraplate magmatism as exemplified by the Pechenga ferropicrites, Kola Peninsula Russia // Lithos, 1995, v. 34, p. 107—125
- Harker A.** The natural history of igneous rocks. London, Muen, 1909, 383 p.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.** Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II // Earth Planet. Sci. Lett., 1984, v. 67, p. 137—150.
- Jensen L.S.** A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Miscellaneous, Ontario Department of Mines, 1976, 22 p.
- Kepezhinkas P., McDermott F., Defant M.J., Hochstaedter A., Drummond M.S., Hawkesworth C. J., Koloskov A., Maury R.C., Bellon H.** Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis // Geochim. Cosmochim. Acta., 1997, v. 61, p. 577—600.

**Leybourne M., Wangoner N.V., Ayres L.** Partial melting of a refractory subducted slab in a Paleoproterozoic island arc: implications for global chemical cycles // *Geology*, 1999, v. 27, № 8, p. 731—734.

**Ludwig K.R.** Using Isoplot/Ex, Version 2.10: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, Berkeley Geochronology Center. Special Publication, 1a, 1999, 47 p.

**Ludwig K.R.** SQUID 1.00: a user's manual. Berkeley, Berkeley Geochronology Center. Special Publication, 2, 2000, 17 p.

**Nakamura N.** Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1974, v. 38, p. 129—147.

**Patchett P.J., Lehnert K., Rehkämper M., Sieber G.** Mantle and crustal effect on the geochemistry of Proterozoic dikes and sills in Sweden // *J. Petrology*, 1994, v. 35, p. 1095—1125.

**Polat A., Kerrich R., Wyman D.A.** Geochemical diversity in oceanic komatiites and basalts from the late Archean Wawa greenstone belts, Superior Province, Canada: trace element and Nd isotope evidence for a heterogeneous mantle // *Precamb. Res.*, 1999, v. 94, p. 139—173.

**Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W.** Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // *Precamb. Res.*, 2005, v. 136, p. 353—368.

**Rollinson H.** Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. New York, Longman Scientific & Technical, 1993, 352 p.

**Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D.** Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian Craton: a preliminary assessment // *Archean Crustal Evolution* / Ed. K.C. Condie. Amsterdam, Elsevier, 1994, p. 411—459.

**Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J.** Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints // *J. Petrol. (Special Lithosphere Iss.)*, 1988, p. 415—445.

**Steiger R.H., Jäger E.** Subcommission on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1977, v. 36, p. 359—362.

**Sun S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, v. 42, 1989, p. 313—345.

**Takahashi E., Nakajima K., Wright T.L.** Origin of the Columbia River basalts: melting model of a heterogeneous plume head // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998, v. 162, p. 63—80.

**Todand M.M., Jarvis I., Jarvis K.E.** Microwave digestion and alkali fusion procedures for the determination of the platinum-group elements and gold in geological materials by ICP-MS // *Chem. Geol.*, 1995, v. 124, p. 21—36.

**Tran H.T., Ansdell K., Bethune K., Watters B., Ashton K.** Nd isotope and geochemical constraints on the depositional setting of Paleoproterozoic metasedimentary rocks along the margin of the Archean Hearne craton, Saskatchewan, Canada // *Precamb. Res.*, 2003, v. 123, p. 1—28.

**Wang Y., Fan W., Zhang Y., Guo F., Zhang H., Peng T.** Geochemical,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronological and Sr-Nd isotopic constraints on the origin of Paleoproterozoic mafic dikes from the southern Taihang Mountains and implications for the ca. 1800 Ma event of the North China Craton // *Precamb. Res.*, 2004, v. 135, p. 55—77.

**White W.M., Patchett J.** Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs: implications for magma origins and crust-mantle evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 67, p. 167—185.

**Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W.** Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analysis // *Geostandard Newsletter*, 1995, v. 19, p. 1—3.

**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, v. 7, p. 1—35.

**Winchester J.A., Floyd P.A.** Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chem. Geology*, 1977, v. 20, p. 325—343.

*Рекомендована к печати 16 ноября 2009 г.  
Г.В. Поляковъм*

*Поступила в редакцию 16 марта 2009 г.,  
после доработки — 31 августа 2009 г.*