

КОМПЛЕКСЫ-ИНДИКАТОРЫ ПРОЦЕССОВ РАСТЯЖЕНИЯ НА ЮГЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА В ДОКЕМБРИИ

Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, А.М. Мазукабзов, А.М. Станевич,
Е.В. Складаров, В.А. Пономарчук*

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

** Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Котлякова, 3, Россия*

Для южного фланга Сибирского кратона прослежены события растяжения, проявившиеся в интервале 1.8—0.7 млрд лет. Установлено, что в позднем палеопротерозое внутриплитное растяжение проявилось в Северном Прибайкалье и фиксируется дайковыми роями с возрастом 1674 ± 29 млн лет. В мезопротерозое в режиме растяжения происходило внедрение гранитоидов чернозимиинского комплекса в структуры Урикско-Ийского грабена (возраст гранитоидов 1537 ± 14 млн лет). С неопротерозойскими процессами растяжения, отвечающими по времени проявления распада суперконтинента Родиния и началу заложения пассивной окраины Палеоазиатского океана вдоль южной окраины Сибирского кратона, было связано формирование в пределах рассматриваемого района Саяно-Байкальского дайкового пояса (возраст дайковых роев 740—780 млн лет). На основе анализа масштабности проявления магматических образований, сформировавшихся в условиях растяжения, и изучения близких к ним по возрасту осадочных комплексов юга кратона сделано предположение, что позднепалеопротерозойское и раннемезопротерозойское растяжение не привели к раскрытию каких-либо океанических бассейнов и лишь неопротерозойский рифтогенез способствовал раскрытию Палеоазиатского океана.

Докембрий, дайковый рой, рифтогенез, пассивная окраина, суперконтинент, Родиния, Сибирский кратон, Палеоазиатский океан.

SIGNATURE OF PRECAMBRIAN EXTENSION EVENTS IN THE SOUTHERN SIBERIAN CRATON

D.P. Gladkochub, T.V. Donskaya, A.M. Mazukabzov, A.M. Stanevich,
E.V. Sklyarov, and V.A. Ponomarchuk

We investigate extension events in the southern Siberian craton between 1.8 and 0.7 Ga. Signature of Late Paleoproterozoic within-plate extension in the Northern Baikal region is found in 1674 ± 29 Ma dike swarms. A Mesoproterozoic extension event was associated with intrusion of the 1537 ± 14 Ma Chernaya Zima granitoids into the Urik-Iya graben fill. Neoproterozoic extension recorded in the Sayan-Baikal dike belt (740–780 Ma dike complexes) was concurrent with the breakup of the Rodinia supercontinent and the initiation of the Paleasian passive margin along the southern edge of the Siberian craton. The scale of rifting-related magmatism and the features of the coeval sedimentary complexes in the southern Siberian craton indicate that Late Paleoproterozoic and Early Mesoproterozoic extension did not cause ocean opening, and the Paleasian ocean opened as a result of Neoproterozoic rifting.

Precambrian, dike swarm, rifting, passive margin, supercontinent, Rodinia, Siberian craton, Paleasian ocean

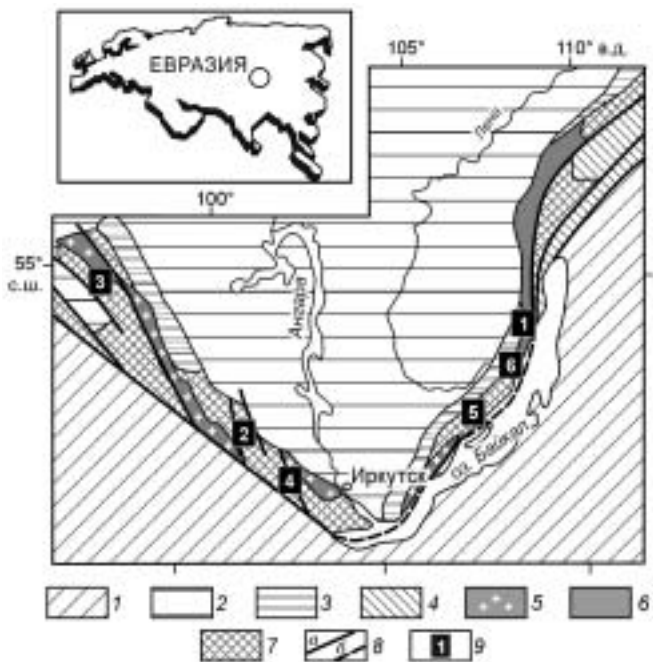
ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время накоплена достаточно обширная информация о раннедокембрийской эволюции южной части Сибирского кратона. Установлено, что наиболее ранние корообразующие процессы в этой части Сибири датируются мезо- [Бибикова и др., 1983; Poller et al., 2005] и неоархеем [Aftalion et al., 1991; Складаров и др., 2001; Гладкочуб и др., 2005], а интервал 2.1—1.8 млрд лет отвечает этапу становления кратона за счет амальгамации разрозненных террейнов и супертеррейнов в единую крупную структуру [Rosen et al., 1994; Хаин, 2001; Розен, 2003]. Развитие юга Сибири в позднем палеопротерозое и мезопротерозое не изобиловало столь же яркими и масштабно проявленными эндогенными и тектоническими событиями, и следующая значительная тектоническая перестройка в регионе имела место в неопротерозое и была обусловлена процессами распада Родинии [Ярмолюк, Коваленко, 2001; Гладкочуб и др., 2000; Гладкочуб, 2004], приведшими к заложению вдоль южной окраины Сибирского кратона Палеоазиатского океана.

Цель проведенных исследований — выявление и изучение комплексов-индикаторов процессов растяжения на юге Сибирского кратона, способных отражать такие масштабные тектонические события, как раскрытие новых океанических бассейнов. Точкой отсчета для начала анализа был выбран рубеж 1.8 млрд лет, отвечающий периоду, с которого термин „Сибирский кратон” может быть применен к

Рис. 1. Схема геологического строения южной части Сибирского кратона.

1 — Центрально-Азиатский складчатый пояс; 2 — чехол Сибирской платформы; 3, 4 — отложения рифейских перикратонных прогибов: 3 — неметаморфизованные, 4 — высокометаморфизованные; 5–7 — образования краевых выступов фундамента Сибирского кратона: 5 — раннепротерозойские постколлизийные гранитоиды, 6 — раннепротерозойский Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс, 7 — архей-раннепротерозойские образования; 8 — главные разломы: установленные (а), предполагаемые (б); 9 — районы детальных исследований (номера см. по тексту). На врезке — местоположение рассматриваемого района.



рассматриваемому фрагменту континентальной литосферы. Для доказательства возможности существования океанического либо другого бассейна рифтогенной природы необходимо присутствие в пределах рассматриваемого региона двух различных по своей природе, но синхронных индикаторных комплексов пород, а именно: 1) магматических образований, отражающих условия растяжения, и 2) соответствующих им осадочных формаций. Этот критерий являлся основным при анализе событий растяжения, проявившихся вдоль южной окраины Сибирского кратона в докембрии.

В статье рассмотрены только те комплексы-индикаторы процессов растяжения, которые имеют четкую геохронологическую привязку и могут быть использованы для выделения и обоснования в докембрийской истории региона временных рубежей проявления рифтогенных событий. Схема расположения объектов исследования приведена на рис. 1. Рассмотрение индикаторных комплексов, развитых в сопредельных областях кратона (Ангаро-Канский блок, Алданская провинция и т. п.), будет приведено в виде обзора, а сами эти данные будут использованы для корреляции и оценки масштабности событий растяжения. Авторы предлагают использовать событийно-временной принцип построения статьи для более четкого обоснования дискретности проявления событий растяжения, имевших место в регионе, и в то же время с целью прослеживания эволюции южной части Сибирского кратона на протяжении более 1 млрд лет (1.8—0.7 млрд лет). В качестве событийно-временных рубежей будут рассмотрены: 1) поздний палеопротерозой, 2) ранний мезопротерозой (ранний рифей), 3) поздний мезопротерозой (средний рифей), 4) неопротерозой (поздний рифей).

ПОЗДНИЙ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙ (1.8—1.6 МЛРД ЛЕТ)

Процесс становления структуры Сибирского кратона завершился около 1.87—1.84 млрд лет [Хаин, 2001; Розен, 2003]. Это событие фиксируется внедрением массивов постколлизийных гранитоидов и заложением Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса [Донская и др., 2002, 2005; Ларин и др., 2003; Туркина и др., 2003; Poller et al., 2004]. Приблизительно 1.84 млрд лет назад регион перешел к режиму платформенного развития, на фоне которого в дорифейское время имели место отдельные события растяжения. Одно из подобных событий фиксируется протяженными дайковыми роями, развитыми в пределах Северного Прибайкалья (см. рис. 1, район 1). Согласно ранее опубликованным схемам магматизма, дайки долеритов относили к чайскому или могольскому комплексу (обзор в [Бухаров, 1987]). Наибольшим распространением дайки этой группы пользуются в северной части западного побережья оз. Байкал (рис. 2), откуда они прослеживаются в северо-восточном направлении на расстояние более чем 200 км в район среднего течения р. Чая. Мощность даек варьирует от 30 до 70 м, иногда до 150—250 м при протяженности до 3—5 км. Долериты прорывают раннедокембрийские метаморфические образования (сарминская серия), гранитоиды кочериковского и татарниковского комплексов, а также близкие к последним по возрасту вулканические и вулканогенно-осадочные образования аkitканской серии. В бассейне р. Чая подобные интрузии встречаются в поле развития осадочных толщ окуньской свиты, которая на данной площади согласно перекрывает осадочные образования чайской свиты аkitканской серии.

В мощных дайках отмечаются черты внутренней дифференцированности. Их краевые части сложены криптозернистыми долеритами. К центральным частям дайковых тел зернистость пород увеличивается вплоть до появления среднезернистых габбро-долеритов. Основными пороодообразующими минералами

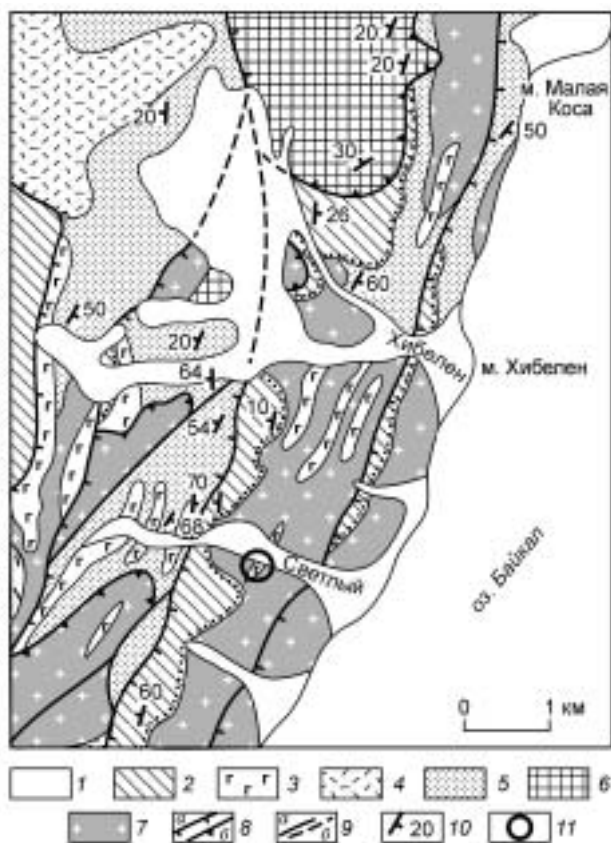


Рис. 2. Схема геологического строения района мыса Хибелен (Северное Прибайкалье).

1 — четвертичные отложения; 2 — неопротерозойские осадочные породы (байкальская серия); 3 — дайки позднепалеопротерозойских габбро-долеритов; 4 — кислые вулканиты акитканской серии (PR₁); 5 — вулканогенно-осадочные породы акитканской серии (PR₁); 6 — метаморфические породы (AR(?)—PR₁); 7 — расланцованные гранитоиды (AR); 8 — разломы: а — крутопадающие, б — пологопадающие; 9 — геологические границы: а — наблюдаемые, б — предполагаемые; 10 — залегающие слоистости; 11 — место отбора пробы для изотопного датирования.

долеритов и габбро-долеритов являются моноклинный пироксен и плагиоклаз. В качестве второстепенных минералов присутствуют кварц, биотит, амфибол, ромбический пироксен. Из акцессорных минералов встречаются апатит, сфен и циркон.

Для проведения геохронологических исследований из пробы массивного габбро-долерита (обр. № 0250) были отобраны монофракции плагиоклаза и моноклинного пироксена. Степень чистоты выделенных монофракций составляла 99 %. Химическая пробоподготовка и измерение изотопных отношений проводились в Отделении геохимии Института химии Макса Планка (г. Майнц, Германия). По результатам Sm/Nd датирования (пироксен—плагиоклаз—вал) возраст габбро-

долеритов составляет 1674 ± 29 млн лет (рис. 3, табл. 1).

По химическому составу долериты и габбро-долериты соответствуют умеренно-щелочным базальтам. Для них характерно содержание $\text{SiO}_2 = 49.3\text{—}51.8\%$ и сумма щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), достигающая 4.0 %. Значения индекса магнезиальности ($\text{Mg}\# = 100\text{Mg}^{2+}/[\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}]$) в породах варьирует от 47 до 68 (табл. 2). Для габбро-долеритов характерны фракционированные спектры распределения РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 6.0\text{—}8.0$, $(\text{La}/\text{Dy})_n = 5.4\text{—}6.5$, $(\text{Dy}/\text{Yb})_n = 1.1\text{—}1.3$). По соотношению таких элементов, как Y, Ti, Zr, рассматриваемые породы близки внутриплитным базальтам (согласно классификаций [Meschede, 1986; Pearce, Norry, 1979]). На мультиэлементных спектрах отмечается обогащенность базитов высокозарядными некогерентными элементами (HFSE) (рис. 4) и отчетливые минимумы по Ti, Nb-Ta и P, характерные как для дифференцированных, так и для наиболее примитивных разностей с $\text{Mg}\# > 60$.

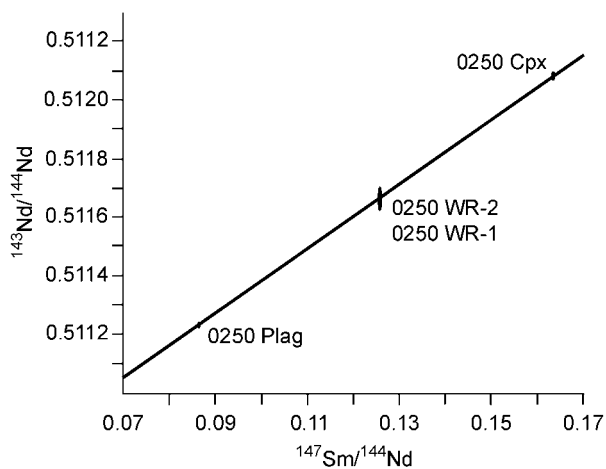


Рис. 3. Sm-Nd изохрона для обр. 0250 (вал породы, клинопироксен, плагиоклаз).

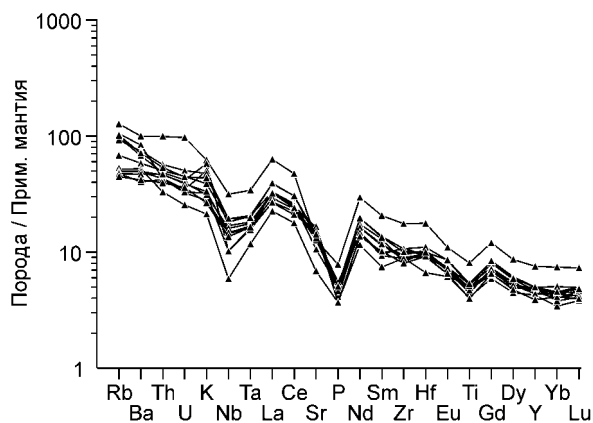


Рис. 4. Спайдер-диаграмма для позднепалеопротерозойских габбро-долеритов Северного Прибайкалья.

Нормализация выполнена по [Sun, McDonough, 1989].

Таблица 1.

Изотопные данные для обр. 0250

Образец	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2 σ
0250 WR-1	3.96	19.03	0.12591	0.511648	0.000045
0250 WR-2	3.99	19.19	0.12566	0.511675	0.000023
0250 Срх	2.74	10.13	0.16352	0.512075	0.000012
0250 Plag	0.83	5.80	0.08649	0.511229	0.000009

Подобная особенность может косвенным образом указывать на возможную коровую контаминацию магматического источника для исследованных пород. В пользу коровой контаминации источника свидетельствуют и высокие значения отношений несовместимых элементов Th/Ce (0.08—0.10), Th/Ta (3.5—6.1) в долеритах и габбро-долеритах, которые близки к отношениям этих элементов в континентальной коре и сильно отличаются от таковых в расплавах, произведенных за счет типичных мантийных источников [Taylor, McLennan, 1985; Sun, McDonough, 1989; Rudnick, Fountain, 1995; Condie, 1997]. Для габбро-долеритов характерны отрицательные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -3.5$, что также может свидетельствовать в пользу возможной коровой контаминации родоначального базитового расплава.

Все проанализированные долериты и габбро-долериты характеризуются субпараллельным положением мультиэлементных спектров, что позволяет сделать вывод о том, что рассматриваемые породы образовались при дифференциации единого магматического источника. Можно предполагать, что источник изначально был обогащен коровыми компонентами, а влияние процессов коровой контаминации на стадии внедрения базитовых расплавов было минимальным, либо вообще отсутствовало.

В южной части кратона относительно близкими возрастными аналогами исследованных базитов Северного Прибайкалья являются образования Билякчано-Улканского вулканоплутонического пояса (юго-восточная окраина Сибири) (1.74—1.70 млрд лет [Larin et al., 1997]) и анорогенные комплексы (кузеевиты) Ангаро-Канского выступа (ю.-з. часть кратона) (1.73 млрд лет [Бибикова и др., 2001]). Во всех рассматриваемых случаях внедрение интрузивных образований позднего палеопротерозоя, фиксирующего внутриплитное (анорогенное) растяжение, не сменилось интенсивным осадконакоплением и развитием масштабных рифтогенных бассейнов. К отложениям дорифейского возраста, развитым на юго-востоке кратона, могут быть отнесены лишь подучурские толщи, что явно недостаточно для предположения о возможности широкого развития рифтогенных бассейнов позднего протерозоя вдоль южной окраины Сибирского кратона.

В целом анализ проявлений предрифейского базитового магматизма и сопутствующего осадконакопления в южной части Сибирского кратона позволяет предположить, что события растяжения, вероятно, имели локальное проявление и не повлекли за собой зарождение каких-либо значительных по масштабам предрифейских бассейнов седиментации. Более масштабные бассейны образовались в Учуро-Майском районе и развивались на протяжении всего рифея.

РАННИЙ МЕЗОПРОТЕРОЗОЙ (1.6—1.3 МЛРД ЛЕТ)

В пределах южной части Сибирского кратона рифтогенные интрузивные и осадочные образования раннего рифея представлены в структуре Урикско-Ийского грабена, расположенного между раннедевонскими блоками Присянского краевого поднятия фундамента Сибирского кратона — Шарыжалгайским выступом на востоке и Бирюсинской глыбой на западе (см. рис. 1, район 2). Грабен выполнен главным образом осадочными и вулканогенно-осадочными породами палеопротерозоя (рис. 5). Верхняя часть осадочного разреза сложена грубообломочными осадками ермасохинской свиты (конгломераты, гравелиты, песчаники). Мощность свиты достигает 1600 м. Особенности строения и комплекс осадочных образований свиты свидетельствуют о ее возможной молассовой природе, а также о том, что ее накопление происходило, вероятно, в быстро развивающейся рифтовой депрессии. В настоящее время возраст ермасохинской свиты оценивается как нижнерифейский на основании того, что отложения этой свиты с несогласием перекрывают раннепротерозойские осадочные породы далдарминской и урикской свит, а ее верхний контакт фиксируется несогласным перекрытием базальными конгломератами карагасской серии позднего рифея.

Раннерифейские(?) субвулканические образования, развитые в пределах Урикско-Ийского грабена, представлены габбро-диабазами ангаульского комплекса и гранит-порфирами черномиминского комплекса. Последние в отсутствие изотопных данных рассматривались в качестве раннепалеозойских образований [Эволюция..., 1988]. Породы ангаульского комплекса представлены мелкими массивами или дайковыми телами в разной степени измененных диабазов и габбро-диабазов. Дайки прорывают отложения дорифейских свит и не встречаются в поле распространения ермасохинской свиты (см. рис. 5). Габбро-диабазы ангаульского комплекса относятся к группе высокотитанистых субщелочных базаль-



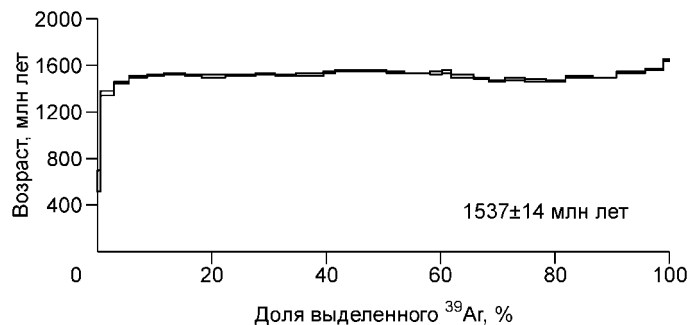
Рис. 5. Схема геологического строения центральной части Урикско-Ийского грабена (междуречье Ингаши—Игнок, по [Секерин и др., 1995] с дополнениями).

1 — четвертичные аллювиальные отложения; 2 — отложения ермасохинской свиты (нижний рифей); 3 — отложения урикской и ингошинской свит нерасчлененные (нижний протерозой); 4 — отложения большереченской и далдарминской свит нерасчлененные (ранний протерозой); 5 — раннедокембрийские комплексы Шарыжалгайского краевого выступа фундамента Сибирского кратона; 6—9 — интрузивные комплексы: 6 — габбро-долериты нерсинского комплекса (верхний рифей), 7 — лампроиты (средний рифей), 8 — гранитоиды чернозиминского комплекса, 9 — габбро-диабазы ангаульского комплекса (нижний рифей); 10 — разломы; 11 — залегание слоистости; 12 — место отбора пробы для изотопного датирования.

тоидов, обогащенных высокочargedными (Zr, Nb, Y), крупноионными литофильными (Rb, Ba, Sr) элементами и РЗЭ. Возраст габбро-диабазов ангаульского комплекса без надежного обоснования принимается как нижнерифейский (1600 ± 100 млн лет — единичная Rb-Sr датировка по валу породы), а их геохимические характеристики позволяют рассматривать эти породы как типичные внутриплитные образования [Домышев, Лепин, 1987].

Интрузивные образования, относимые к чернозиминскому комплексу, прорывают отложения Урикско-Ийского грабена, в том числе и образования ермасохинской свиты (см. рис. 5). Породы представлены гранитами и гранодиоритами, образующими небольшие массивы, а также дайками тоналит-порфиров, гранодиорит-порфиров и кварцевых порфиров. Простираение даек северо-западное ($320\text{—}330^\circ$), совпадающее с общим направлением грабена. Мощность дайковых тел достигает 50 м. Изученные дайки представлены массивными либо слегка тектонизированными гранодиорит-порфирами. Фенокристаллы представлены биотитом, кварцем и плагиоклазом. Согласно классификации [Streckeisen, 1976], исследованные гранитоиды изученных даек следует относить к гранодиоритам, а по классификации Ф. Баркера [Barker, 1979] — к породам тоналит-трондьемитового ряда. Содержание щелочей в проанализированных гранитоидах достигает 7.3 %, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1.5$. По таким индикаторным характеристикам, как высокие содержания Sr (410—500 г/т), низкие концентрации Y (8—9 г/т), сильно фракционированное распределение редкоземельных элементов ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 29\text{—}39$) при низком содержании тяжелых редких земель ($\text{Yb} = 0.64\text{—}0.7$ г/т) и слабовыраженной отрицательной Eu аномалии ($(\text{Eu}/\text{Eu})_n = 0.7\text{—}0.82$), проанализированные породы соответствуют образованиям тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии (ТТГ). Формирование расплавов подобного состава могло происходить при плавлении источника тоналит-трондьемитового состава в равновесии с гранатсодержащим реститом [Туркина, 2002]. Протолитом для выплавления гранодиорит-порфиров могли служить породы тоналит-трондьемитового состава, рас-

Рис. 6. Аргон-аргоновые возрастные спектры для гранитоидов чернозими́нского комплекса (Урикско-Ийский грабен) [Гладко-чуб и др., 2002].



пространенные в комплексе основания Урикско-Ийского грабена. Ar-Ar датирование по биотиту гранодиорит-порфира показало, что возраст пород соответствует интервалу 1537 ± 14 млн лет (рис. 6) (см. таблицу Ar-Ar дан-ных в [Гладкочуб и др., 2002]).

Формированию родоначальных для гранитоидов чернозими́нского комплекса ТТГ расплавов, вероятно, способствовало внедрение в нижние горизонты коры значительных объемов высокотемпературных базальтовых магм, явившихся дополнительным источником тепла.

Полученные новые геохронологические и геологические данные позволяют предложить следующую модель развития Урикско-Ийской структуры. На рубеже около 1900 млн лет на стадии аккреции, сопровождавшей процесс становления Сибирского кратона, в результате коллизии Шарьжалгайского и Бирусинского супертеррейнов началось закрытие разделяющего эти блоки палеопротерозойского бассейна, сопровождавшееся региональным метаморфизмом, а на завершающих стадиях возникновением проторогенных впадин, выполненных вулканогенно-осадочными образованиями, и внедрением постколлизийных гранитоидов саянского комплекса. В последующем в центральных частях развивающейся депрессии произошло возникновение серии мелких грабенов типа пулл-апарт, в пределах которых началось накопление молассоидных толщ ермасохинской свиты. Процессы растяжения сопровождались, вероятно, сдвиговым течением, что характерно для развития аналогичных рифтогенных структур фанерозоя [Добрецов, Кирдяшкин, 1994], и внедрением даек ангаульского комплекса. На заключительных стадиях трансенсии в пределах Урикско-Ийского грабена отложения ермасохинской свиты были интродуцированы гранитоидами чернозими́нского комплекса (1537 ± 14 млн лет), фиксирующими завершение палеопротерозойского рифтогенного события на юге кратона. Очевидно, релаксация растягивающих напряжений, проявившихся в регионе в позднем палеопротерозое и раннем мезопротерозое, прекратилась на самом начальном этапе, не достигнув даже стадии „абортированного“ рифта, а сам грабен после рубежа 1,5 млрд лет превратился в типичную внутрикратонную область. Все более молодые магматические и субвулканические комплексы, развитые в его пределах, такие как лампроиты, щелочные пикриты, карбонатиты и др. [Секерин и др., 1995], проявлены чрезвычайно локально и вполне могут быть рассмотрены как свидетельства слабовыраженной внутриплитной активности на фоне спокойного развития региона в режиме стабильной кратонной области.

В пределах южной части Сибирского кратона интрузивные образования, сопоставимые по возрасту и геодинамической позиции с вышерассмотренными комплексами Урикско-Ийского грабена, в настоящее время неизвестны. Рассматривая соседние области южной окраины Сибирского кратона можно заметить, что возможные раннерифейские осадки на юге Сибири представлены лишь кварцевыми гравелитами, песчаниками и высокоглиноземистыми алевропелитами пурпольской свиты [Салоп, 1964; Головенко, 1977], разительно отличающимися по характеру разреза и условиям седиментации от отложений ермасохинской свиты. На юго-востоке кратона (Учуро-Майский район) в раннем рифее прогибы, заложившиеся в предрифейское время, продолжили свое развитие [Семихатов, 1962; Неволин и др., 1978; Семихатов, Серебряков, 1983; Решения..., 1983; Структура..., 1985; Шенфильд, 1991]. Состав терригенных фаций меняется от кварцевых до аркозовых и полимиктовых и свидетельствует о спокойных условиях осадконакопления в мелководных условиях литорали и верхней сублиторали.

Анализ раннемезопротерозойского периода развития южной части Сибирского кратона показывает, что проявившиеся на данном этапе события растяжения имели локальный характер и выразились лишь заложением Урикско-Ийского грабена.

ПОЗДНИЙ МЕЗОПРОТЕРОЗОЙ (1.3—1.0 МЛРД ЛЕТ)

В настоящее время для рассматриваемой части южной окраины Сибирского кратона рифтогенные комплексы этого рубежа достоверно неизвестны. К среднему рифею ранее относили осадочно-вулканогенные образования медвежьей свиты [Решения..., 1983], которые мы помещаем здесь в начало неопротерозойского этапа.

На юго-востоке Сибирского кратона (Учуро-Майский район) к рифтогенным событиям на границе мезо- и неопротерозоя можно отнести силлы диабазов, прорывающие отложения керпыльской, лахандинской серий и нижней части кандыкской свиты [Павлов и др., 2002]. Вместе с тем биостратиграфические

и ранее выполненные радиохронологические данные не позволяют однозначно помещать эти толщи, особенно уйскую серию, в средний рифей [Решения..., 1983; Шенфильд, 1991; Хоментовский, 1996]. Хотя мелководные фации керпильской и лахандинской серий вполне соответствуют прибрежным обстановкам пассивной окраины континента. Очевидно палеобассейн, заложившийся вдоль юго-восточной окраины кратона в позднем палеопротерозое, продолжал свое развитие и на протяжении рассматриваемого периода времени.

НЕОПРОТЕРОЗОЙ (1000—700 МЛН ЛЕТ)

Наиболее масштабно процессы растяжения на юге Сибирского кратона проявились в неопротерозое. Их начало можно связать с образованиями медвежьей свиты. Петрохимические характеристики базальтоидов, встречающихся в разрезе свиты, и их ассоциация с грубообломочными терригенными породами указывают на рифтогенную внутриконтинентальную природу этих пород [Соколов, 1992; Рыцк, Шалаев, 1998; Рыцк и др., 2002].

В структурах южной окраины Сибири неопротерозойские события растяжения фиксируются многочисленными протяженными дайковыми роями. До настоящего времени степень изученности рассматриваемых даек была крайне неравномерной и основывалась главным образом на результатах геолого-съёмочных работ 60—70-х годов прошлого столетия. Редким исключением была работа [Домышев, 1976], посвященная анализу рифейских базитов юга Сибири. В ходе проведенных исследований были получены новые данные для долеритов и габбро-долеритов Бирюсинского блока, Шарыжалгайского выступа, Западного и Северного Прибайкалья.

Субвулканические комплексы Бирюсинского блока. В пределах Бирюсинского выступа (см. рис. 1, район 3) габбро-долериты и долериты слагают многочисленные пластовые тела (силлы) среди отложений карагаской серии позднего рифея и редкие дайки, прорывающие карагаскую серию и породы дорифейского фундамента (рис. 7). Силлы и дайки традиционно относились к единому нерсинскому комплексу, однако нигде в пределах обнаженных участков не отмечалось переходов даек в силлы или прорывания одних субвулканических тел другими. До последнего времени неопротерозойский возраст габбро-долеритов, относимых к нерсинскому комплексу, был обоснован лишь единственной К-Аг датировкой [Домышев, 1976] и геологическими наблюдениями, в частности, залеганием силлов в нижних частях карагаской серии верхнего рифея и их отсутствием в разрезах вышележащей оселковской серии.

Проведенные геохронологические исследования показали существенные отличия возрастов проанализированных габбро-долеритов, отобранных из силла и дайки, относимых к нерсинскому комплексу. Так, Аг-Аг методом по монофракциям плагиоклаза возраст габбро-долеритов из силла был определен как 741 ± 2 млн лет (рис. 8, а, табл. 3, обр. 01076), а возраст габбро-долерита из дайки как 612 ± 6 млн лет [Gladkochub et al., 2006]. При этом было отмечено и существенное отличие геохимических характеристик габбро-долеритов из даек и силлов [Гладкочуб, 2004; Gladkochub et al., 2006]. На основе полученных данных представляется более правомочным в пределах Бирюсинского блока сохранить название „нерсинский комплекс“ за неопротерозойскими силлами, локализованными в разрезах карагаской серии [Гладкочуб, 2004; Gladkochub et al., 2006], которые и рассматриваются ниже, а более молодые дайки относить к самостоятельному комплексу.

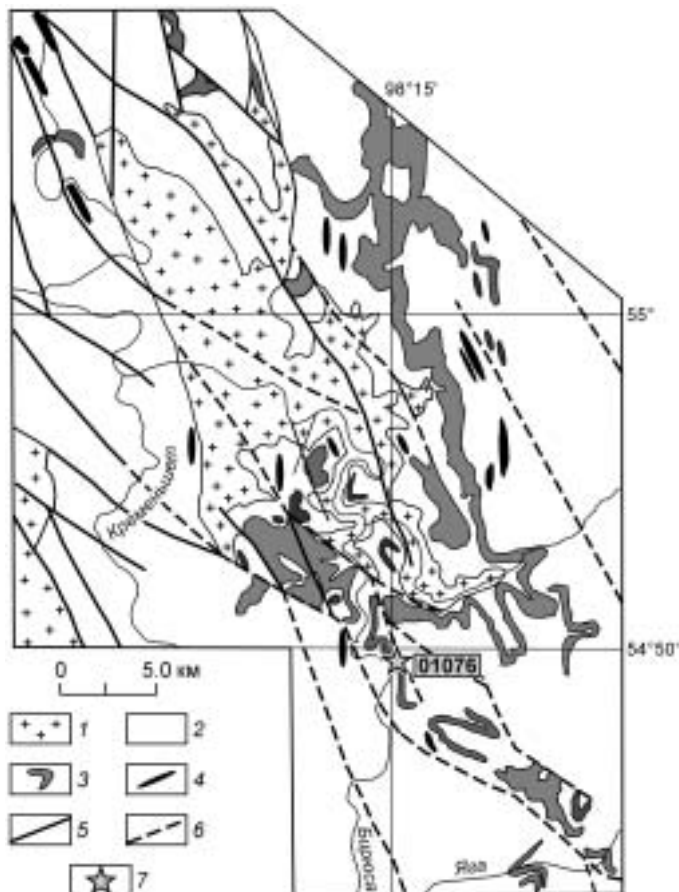


Рис. 7. Схема геологического строения района среднего течения р. Бирюса.

1 — палеопротерозойские гранитоиды; 2 — осадочные породы карагаской серии неопротерозоя; 3 — неопротерозойские силлы; 4 — дайки неопротерозоя; 5 — разломы и геологические границы наблюдаемые; 6 — разломы, перекрытые осадочными отложениями; 7 — место отбора пробы для изотопного датирования.

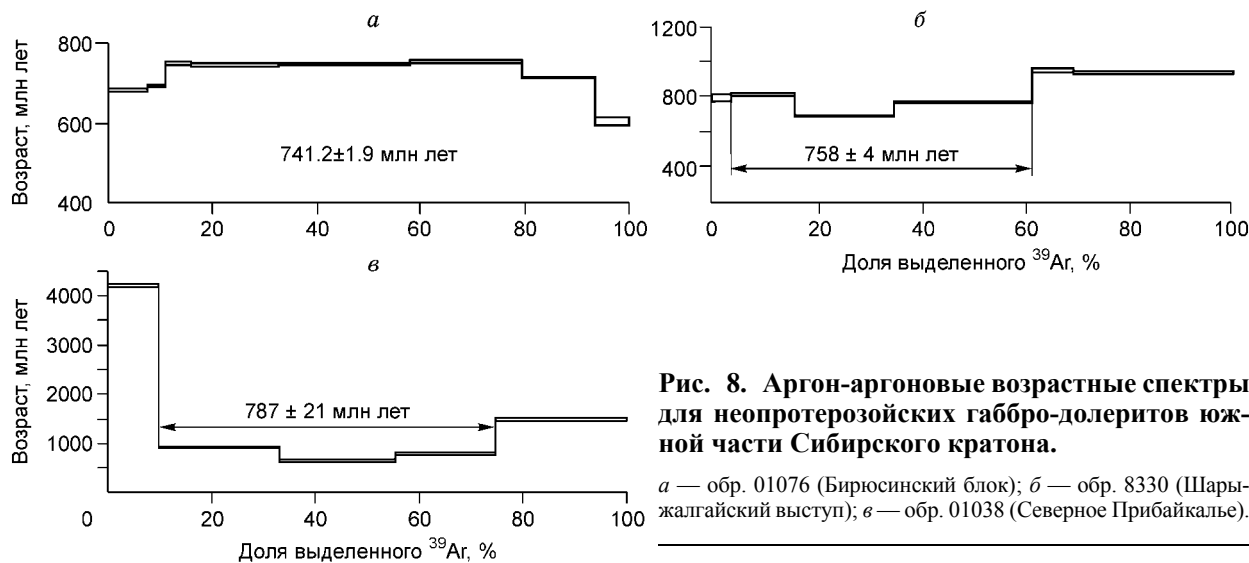


Рис. 8. Аргон-аргоновые возрастные спектры для неопротерозойских габбро-долеритов южной части Сибирского кратона.

a — обр. 01076 (Бирюсинский блок); *б* — обр. 8330 (Шарыжалгайский выступ); *в* — обр. 01038 (Северное Прибайкалье).

Силлы варьируют по мощности от 20 до 200 м, в крупных телах отмечаются отчетливые черты внутренней дифференциации. Как правило, их центральные части представлены полнокристаллическими долеритами и габбро-долеритами, в то время как приконтактные области сложены микродолеритами и криптозернистыми афанитовыми разностями. Основными породообразующими минералами габбро-долеритов являются плагиоклаз и моноклинный пироксен, редко оливин, замещенный серпентином и рудным минералом. В качестве второстепенных и вторичных минералов в породах присутствуют хлорит, актинолит, биотит и эпидот. В качестве рудной фазы отмечается титаномагнетит.

По химическому составу габбро-долериты и долериты из силлов Бирюсинского поля отвечают субщелочным базальтам и андезитобазальтам (табл. 4). По классификации [Jensen, 1976] рассматриваемые породы соответствуют высокомагнезиальным толеитам. Для исследованных пород характерны умеренные содержания TiO_2 (0.9—1.5 %), P_2O_5 (0.07—0.16 %), низкие и умеренные содержания $Fe_2O_{3\text{сум}}$ (10.2—14.2 %) и повышенные содержания MgO, достигающие в наименее дифференцированных разностях 11.1 % (см. табл. 3). Отдельные образцы габбро-долеритов могут рассматриваться как прямые производные расплавов родоначального магматического очага ($Mg\# > 64$).

Проанализированные габбро-долериты и долериты демонстрируют отчетливую зависимость их геохимических характеристик от степени дифференцированности пород. Так, максимально высокие содержания Ni и Cr отмечены в наиболее примитивных, недифференцированных разностях с магнезиальностью ($Mg\#$) около 65, а высокочargedных (Ti, Y, Zr) элементов и РЗЭ в наиболее дифференцированных образованиях (см. табл. 4).

На нормированных по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] мультиэлементных спектрах габбро-долеритов и долеритов отчетливо проявлены минимумы по U, Nb, P и Ti (рис. 9, *a*). Все проанализированные образцы демонстрируют относительную обогащенность элементами группы легких РЗЭ ($(La/Yb)_n = 4.76—6.61$) и слабовыраженную отрицательную Eu аномалию ($Eu/Eu^* = 0.73—0.97$). По классификациям [Pearce, Norry, 1979; Wood, 1980] рассматриваемые породы отвечают базальтам внутриплитных обстановок и базальтам деструктивных плитных окраин и их дифференциатам.

Изученные породы имеют высокие значения Th/Ce (0.08—0.12), Th/Ta (2.8—6.6), La/Nb (1.7—2.2), высокие содержания Th (см. табл. 4) и отрицательные аномалии по Nb и Ti (см. рис. 9, *a*). Все эти особенности в большей степени типичны для пород континентальной коры [Taylor, McLennan, 1985; Rudnick, Fountain, 1995], нежели для базальтов типа MORB и OIB [Sun, McDonough, 1989]. Тот факт, что подобными характеристиками обладают все изученные габбро-долериты и долериты, в том числе наиболее примитивные разности с $Mg\# > 64$, позволяет предположить, что обогащение источника „коровыми“ компонентами имело место до момента внедрения и кристаллизации расплавов. Отсутствие значительных вариаций значений Th/Ce (0.08—0.12) и La/Nb (1.7—2.2), которые не зависят от процессов фракционной кристаллизации, а изменяются в зависимости от увеличения степени коровой контаминации в процессе внедрения расплава, также свидетельствует о контаминации базитовых расплавов коровым компонентом до начала внедрения расплавов в верхние горизонты коры, а не в процессе этого внедрения [Bingen, Demaiffe, 1999].

Дайковые рои Шарыжалгайского выступа. В пределах Шарыжалгайского выступа неопротерозойские дайковые рои локализованы среди раннедокембрийских метаморфических и магматических

Таблица 2. Химические составы представительных разновидностей палеопротерозойских габбро-долеритов Северного Прибайкалья

Компонент	0201	0204	0205	0212	0227	0247	0250	0251	0252	0257
SiO ₂ , мас.%	49.66	51.25	51.44	48.84	50.81	49.3	50.03	50.75	50.63	50.79
TiO ₂	1.01	1.75	1.00	1.07	1.15	1.04	0.96	1.01	0.86	1.11
Al ₂ O ₃	13.92	12.87	15.7	14.81	13.32	11.19	14	13.64	14.57	13.17
Fe ₂ O ₃	10.02	13.17	9.14	10.6	10.92	10.58	9.97	10.33	9.74	10.9
MnO	0.165	0.181	0.14	0.165	0.174	0.193	0.172	0.173	0.163	0.177
MgO	9.34	5.79	6.54	8.02	8.49	11.41	9.48	9.04	8.59	8.2
CaO	10.23	7.7	9.65	8.96	9.73	10.35	10.45	10.16	10.21	9.7
Na ₂ O	2.41	2.46	2.64	3.3	2.02	2.62	2.17	2.99	2.73	2.32
K ₂ O	1.15	1.87	1.17	1.74	1.52	0.84	0.94	1	0.8	1.43
P ₂ O ₅	0.09	0.17	0.09	0.10	0.10	0.11	0.11	0.11	0.08	0.11
П.п.п.	2.04	1.36	2.48	2.78	1.46	2.66	1.45	1.19	1.9	2.01
Сумма	99.58	99.58	99.58	99.58	99.58	99.58	99.58	99.58	99.58	99.58
Mg#	65	47	59	60	61	68	66	64	64	60
Rb, г/т	40.44	80.72	43.25	62.05	66.61	31.26	31.57	30.17	28.23	58.86
Sr	293.91	268.01	328.55	347.95	279.45	221.49	282.50	267.14	317.66	278.66
Y	20.52	34.22	19.78	22.55	20.60	21.27	19.83	22.36	17.65	22.70
Zr	102.07	196.82	105.74	121.18	96.50	91.84	99.81	98.50	89.74	119.62
Nb	12.31	22.54	12.89	7.29	12.02	10.34	11.42	10.50	9.67	13.79
Ba	361.90	697.04	406.96	472.11	584.36	342.82	345.78	328.09	291.86	517.81
Co	47	47	43	39	41	54	45	48	41	42
Ni	180	84	170	150	130	340	220	200	200	160
V	180	310	150	160	250	210	150	240	170	160
Cr	190	11	91	94	420	860	360	340	130	190
La, г/т	21.75	43.20	22.86	20.10	22.23	22.63	22.26	22.01	18.32	26.63
Ce	43.41	83.91	44.89	41.56	44.46	46.33	44.33	42.46	37.21	54.05
Pr	4.94	9.46	5.00	5.41	5.07	5.35	5.01	5.16	4.29	6.13
Nd	21.64	39.79	21.87	20.14	22.19	23.56	22.06	19.79	18.45	26.51
Sm	5.00	9.14	5.06	4.25	5.15	5.75	5.19	4.11	4.49	6.05
Eu	1.13	1.83	1.17	1.22	1.25	1.22	1.17	1.20	1.10	1.43
Gd	4.29	7.17	4.04	4.05	4.35	4.79	4.26	4.23	3.87	5.00
Tb	0.75	1.25	0.76	0.63	0.77	0.82	0.76	0.79	0.66	0.86
Dy	3.91	6.34	3.84	3.70	3.98	4.28	4.06	3.80	3.49	4.50
Ho	0.78	1.30	0.75	0.62	0.74	0.84	0.79	0.79	0.73	0.87
Er	2.43	3.86	2.29	1.98	2.32	2.60	2.35	2.34	2.02	2.66
Tm	0.34	0.54	0.34	0.29	0.33	0.38	0.34	0.36	0.33	0.39
Yb	2.23	3.65	2.14	1.99	1.96	2.23	2.17	2.14	2.02	2.49
Lu	0.34	0.54	0.31	0.32	0.34	0.37	0.34	0.31	0.29	0.37
Hf, г/т	3.08	5.46	3.20	2.90	2.91	3.09	2.96	2.82	2.83	3.39
Ta	0.85	1.40	0.84	0.67	0.74	0.65	0.72	0.69	0.67	0.84
U	0.93	2.04	0.94	0.88	0.73	0.68	0.83	0.81	0.75	1.06
Pb	5.71	9.12	5.32	6.11	4.66	3.07	4.50	3.82	3.97	4.70
Th	4.05	8.44	4.27	4.10	3.67	3.64	3.92	3.97	3.36	4.81
Th/Ce	0.09	0.10	0.10	0.10	0.08	0.08	0.09	0.09	0.09	0.09
Th/Ta	4.76	6.04	5.10	6.13	4.92	5.57	5.44	5.78	4.99	5.70
La/Nb	1.77	1.92	1.77	2.76	1.85	2.19	1.95	2.10	1.90	1.93
(La/Yb) _n	6.99	8.48	7.65	7.25	8.13	7.28	7.36	7.37	6.50	7.67

Таблица 3. Результаты Ar-Ar датирования неопротерозойских габбро-долеритов южной части Сибирского кратона

Номер ступени прогрева	Возраст, млн лет	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Доля выделенного ^{39}Ar , %
Обр. 01076, габбро-долерит из силла, Бирюсинская глыба; $J = 0.00512 \pm 0.00002$						
1	678.5 ± 3.5	89.2 ± 0.4	0.045 ± 0.0012	3.23 ± 0.047	0.037 ± 0.0013	7.37
2	687.4 ± 3.6	90.6 ± 0.5	0.081 ± 0.0032	2.70 ± 0.041	0.184 ± 0.0013	11
3	742.8 ± 4.8	99.5 ± 0.7	0.048 ± 0.0026	2.03 ± 0.020	0.082 ± 0.0022	15.9
4	738.9 ± 3.4	98.9 ± 0.4	0.049 ± 0.0006	1.10 ± 0.014	0.049 ± 0.0006	32.6
5	740.3 ± 3.1	99.1 ± 0.3	0.038 ± 0.0005	0.872 ± 0.0066	0.026 ± 0.0008	58
6	746.5 ± 5.0	100.1 ± 0.7	0.041 ± 0.0014	0.837 ± 0.0130	0.024 ± 0.0016	79.4
7	707.3 ± 3.2	93.7 ± 0.4	0.054 ± 0.0006	1.20 ± 0.011	0.039 ± 0.0010	93.4
8	599.6 ± 9.7	77.0 ± 1.4	0.097 ± 0.0006	3.01 ± 0.019	0.068 ± 0.0047	100
Обр. 8330, габбро-долерит из дайки, Шарьжалгайский выступ; $J = 0.002413 \pm 0.00001$						
1	914.2 ± 19.8	525.0 ± 9.0	0.232 ± 0.444	18.7 ± 0.4	0.933 ± 0.0226	2.9
2	877.9 ± 7.3	286.3 ± 2.6	0.081 ± 0.0059	34.9 ± 0.3	0.167 ± 0.0035	15.4
3	739.4 ± 7.5	218.9 ± 2.2	0.042 ± 0.0019	36.6 ± 0.4	0.093 ± 0.0047	34.2
4	815.8 ± 4.5	236.4 ± 1.5	0.041 ± 0.0010	16.0 ± 0.1	0.069 ± 0.0012	60.8
5	1048.5 ± 11.4	358.8 ± 4.4	0.062 ± 0.0071	13.3 ± 0.2	0.206 ± 0.0064	68.9
6	984.3 ± 6.1	347.2 ± 2.6	0.148 ± 0.0016	14.2 ± 0.1	0.247 ± 0.0026	100
Обр. 01038, габбро-долерит из дайки, Северное Прибайкалье; $J = 0.003123 \pm 0.00001$						
1	4203.8 ± 36.6	1822.6 ± 40.6	0.564 ± 0.0234	14.7 ± 0.7	0.161 ± 0.0120	9.8
2	917.5 ± 13.1	158.6 ± 2.3	0.134 ± 0.0080	6.51 ± 0.190	0.108 ± 0.0039	33.2
3	649.2 ± 36.4	175.8 ± 7.2	0.182 ± 0.0146	2.47 ± 0.340	0.315 ± 0.0159	55.4
4	795.0 ± 23.9	226.9 ± 4.7	0.172 ± 0.0088	2.46 ± 0.384	0.409 ± 0.0125	74.9
5	1493.8 ± 31.9	374.1 ± 9.1	0.237 ± 0.0115	2.77 ± 0.265	0.432 ± 0.0161	100

образований (см. рис 1, район 4). Дайки имеют преимущественно СЗ простирание (330—340°), их протяженность достигает порой десятков километров, а мощность варьирует от нескольких десятков сантиметров до первых сотен метров (рис. 10). В большинстве случаев дайки сложены полнокристаллическими средне- и мелкозернистыми габбро-долеритами с варьирующими соотношениями главных породообразующих минералов, среди которых основная роль принадлежит клинопироксену и плагиоклазу. В значительно меньшей степени в породах представлены оливин, пижонит, ортопироксен и роговая обманка. Типичным акцессорным минералом габбро-долеритов является титаномагнетит. В магнезиальных разностях в виде мелких включений в оливине встречается хромит [Скляров и др., 2000].

Возраст даек был определен Ar-Ar (по монофракции плагиоклаза — 758 ± 4 млн лет, см. рис. 8, табл. 3, обр. 8330) [Гладкочуб и др., 2000] и Sm-Nd (система плагиоклаз—клинопироксен—валовой состав породы — 743 ± 47 млн лет) методами (результат Sm-Nd датирования см. в [Sklyarov et al., 2003]).

По химическому составу габбро-долериты Шарьжалгайского выступа отвечают базальтам нормальной щелочности и умеренно-щелочным базальтам (см. табл. 4). Для пород характерны содержания SiO_2 , варьирующие от 47 до 50 мас.%, умеренные содержания TiO_2 , не превышающие 1.4 мас.% и $\text{Mg\#} = 50\text{—}70$. Величина индикаторного геохимического отношения $(\text{La}/\text{Yb})_n$ варьирует в интервале 1.3—2.9 в габбро-долеритах нормальной щелочности и несколько увеличивается (1.4—5.6) в умеренно-щелочных разностях. Проведенные исследования показали, что вариации состава габбро-долеритов обусловлены комбинацией механизмов частичного плавления инициального магматического источника и последующей фракционной кристаллизации. На основании численных расчетов была показана возможность образования примитивных недифференцированных габбро-долеритов при 12—25%-м плавлении перидотита [Гладкочуб и др., 2001]. Проведенные расчеты позволяют говорить о процессе фракционной кристаллизации как о наиболее вероятном механизме формирования дифференцированных габбро-долеритов умеренно-щелочной серии из более примитивных родоначальных расплавов нормальной щелочности.

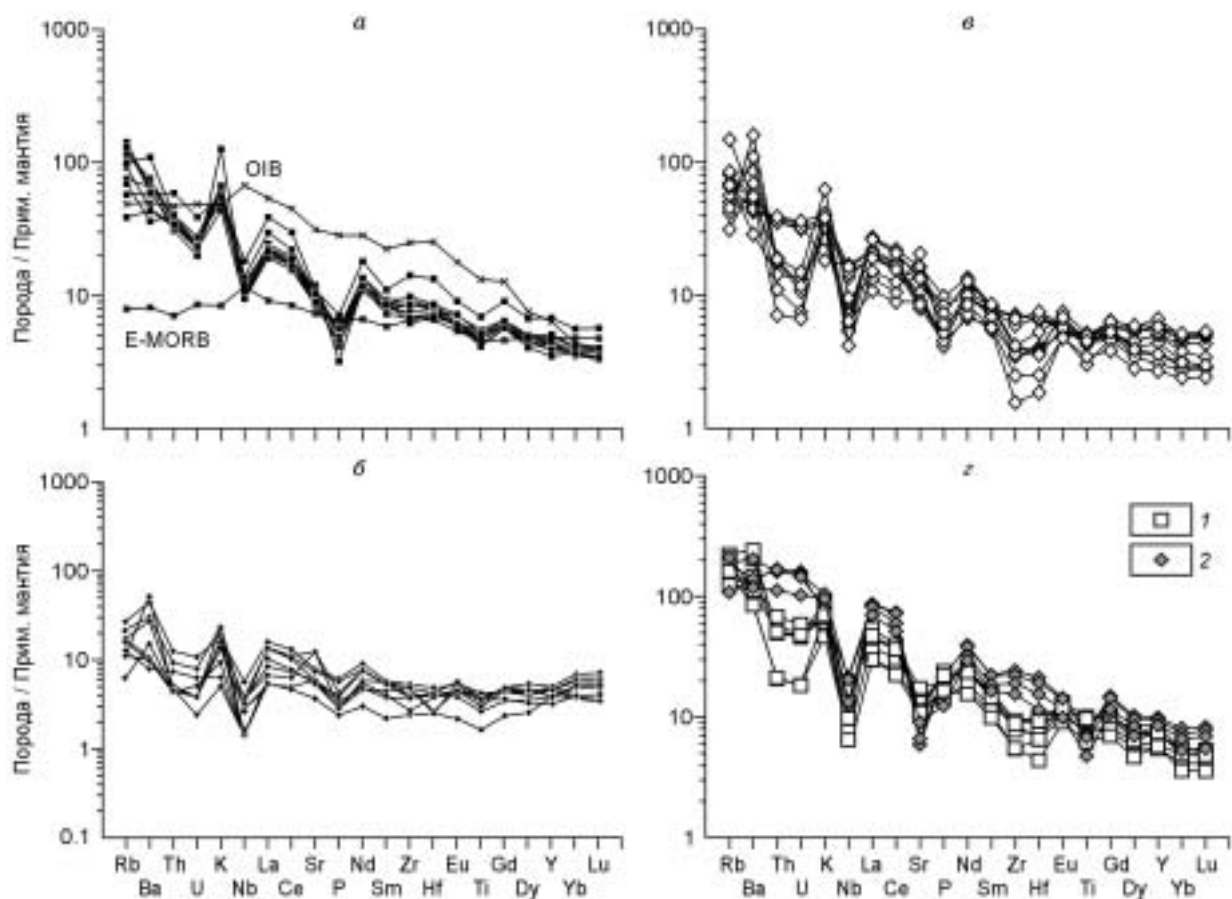


Рис. 9. Спайдер-диаграммы для неопротерозойских габбро-долеритов и долеритов южной части Сибирского кратона.

a — Бирюсинский блок; *б* — Шарыжалгайский выступ; *в* — Западное Прибайкалье; *г* — Северное Прибайкалье; породы: 1 — базальтового, 2 — андезитового состава. Нормализация выполнена по [Sun, McDonough, 1989].

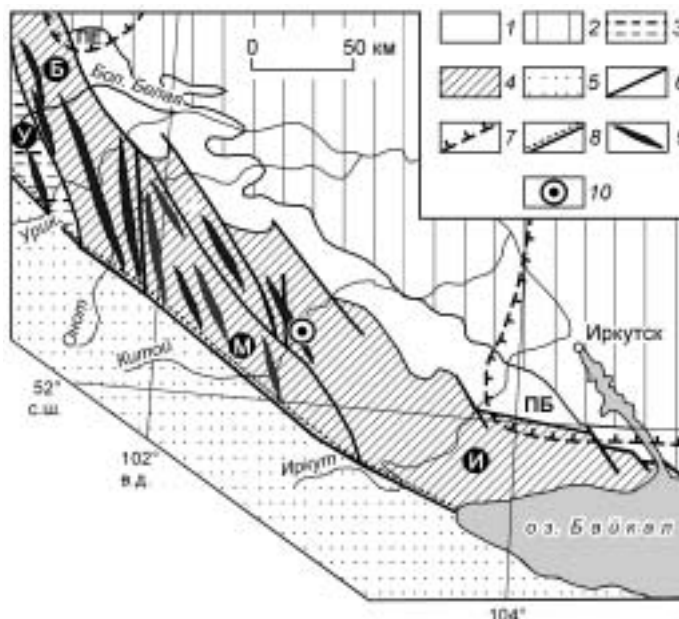
Повышенные значения La/Nb (1.5) и La/Ta (>30 , среднее 41), отмеченные для обеих разновидностей габбро-долеритов, позволяют предполагать, что исходные для субвулканических образований магматические расплавы были генерированы в пределах незначительно обогащенной литосферной мантии. На мультиэлементных спектрах отмечаются отрицательные аномалии в области Nb, Ti и P (см. рис. 9, б), что может свидетельствовать как о коровой контаминации базитовых расплавов, так и о флюидообогащенном литосферном источнике [Fitton et al., 1988; Thompson, Morrison, 1988]. Однако невысокие значения Th/Ce (0.02—0.07) и Th/Ta (0.6—4.6), близкие к таковым в базальтах, произведенных за счет типичных мантийных источников [Sun, McDonough, 1989; Condie, 1997], позволяют предполагать последний вариант.

Внедрение даек, происходившее, вероятно, в обстановке внутриконтинентального растяжения, было связано с формированием палеоподнятия, к центральным частям которого приурочены исследованные дайковые рои. О возможности существования подобного палеоподнятия свидетельствует отсутствие на данной территории осадочных образований неопротерозоя, в то время как осадочные толщи этого возраста присутствуют в пределах прилегающих к Шарыжалгайскому выступу областей Присяжно-Енисейского (в том числе Бирюсинского) и Прибайкальского опусканий (см. рис. 10) [Гладкочуб и др., 2001].

Дайковые рои Прибайкальского поля. Прибайкальское дайковое поле располагается в центральной части западного побережья оз. Байкал, в районе междуречья Зундук—Бол. Кочерики (см. рис. 1, район 5). В пределах поля выделяется несколько дайковых роев, включающих в себя более сотни мало-мощных дайковых тел (рис. 11). Дайки прорывают метаморфизованные отложения сарминской серии раннего протерозоя и гранитоиды приморского комплекса с возрастом 1859 млн лет [Донская и др., 2003]. Преобладающее простирание даек северо-восточное, углы падения варьируют от пологих ($35\text{--}40^\circ$) до субвертикальных (около 80°). Мощность даек, как правило, не превышает первых метров.

Рис. 10. Схема тектонического строения южного края Сибирского кратона и распространения в его структуре неопротерозойских дайковых роев [Гладкочуб и др., 2001].

1 — четвертичные отложения; 2 — платформенный осадочный чехол; 3, 4 — комплексы фундамента кратона: 3 — раннепротерозойские, 4 — преимущественно архей-раннепротерозойские; 5 — Саяно-Байкальская складчатая область; 6 — основные разломы; 7 — контур распространения осадочных отложений верхнего рифея (ПЕ — Присяяно-Енисейское опускание; ПБ — Прибайкальское опускание); 8 — Главный Саянский разлом; 9 — районы развития неопротерозойских дайковых роев; 10 — место отбора проб на изотопное датирование. Буквы в кружках: У — Урикско-Ийский грабен, Б — Булунский блок, М — Малобельский блок, И — Иркутский блок.



Неопротерозойский возраст габбро-долеритов до настоящего времени был обусловлен единичными К-Аг датировками (705—925 млн лет [Домышев, 1976]) и геологическими наблюдениями, в частности, отсутствием свидетельств прорывания дайками осадочных отложений байкальской серии позднего рифея. Учитывая приведенные данные, а также присутствие на сопредельной территории Северного Прибайкалья сходных по составу и условиям формирования габбро-диабазов с возрастом 787 ± 21 млн лет (см. следующий раздел статьи), можно предполагать интервал 700—800 млн лет как наиболее вероятное время формирования даек Прибайкальского поля.

По химическому составу рассматриваемые габбро-долериты и долериты могут быть отнесены к умеренно-щелочным базальтам и андезитобазальтам. Отмечается корреляция концентраций Cr, Ni, Ti, Y, HREE с величиной индекса дифференцированности (см. табл. 4), указывающая на существенное влияние процессов кристаллизационной дифференциации на геохимический облик изучаемых габбро-долеритов.

Согласно классификациям [Meschede, 1986; Wood, 1980], породы отвечают составам N- и P-MORB, а также базальтам деструктивных континентальных окраин. На мультиэлементных спектрах габбро-долеритов и долеритов (см. рис. 9, в) отчетливо прослеживаются широкие вариации составов в области Ba, Rb, Sr. Для всех проанализированных пород отмечены отрицательные аномалии по Th, Nb, P. В то же время имеются некоторые отличия в мультиэлементных спектрах на Th-U и Zr-Hf участках. Однако независимо от этих отличий Th/U и Zr/Hf во всех проанализированных разностях не обнаруживают существенных вариаций ($Th/U = 4.3-6.8$, $Zr/Hf = 29-39$), что свидетельствует о схожести этих отношений в источнике и позволяет допускать принадлежность всех рассматриваемых габбро-долеритов и долеритов к единой дифференцированной серии. Габбро-долериты и долериты характеризуются достаточно широкими вариациями отношения $(La/Yb)_n$, варьирующими от 2.3—4.2 в наименее фракциониро-

ваных образцах. Однако независимо от этих отличий Th/U и Zr/Hf во всех проанализированных разностях не обнаруживают существенных вариаций ($Th/U = 4.3-6.8$, $Zr/Hf = 29-39$), что свидетельствует о схожести этих отношений в источнике и позволяет допускать принадлежность всех рассматриваемых габбро-долеритов и долеритов к единой дифференцированной серии. Габбро-долериты и долериты характеризуются достаточно широкими вариациями отношения $(La/Yb)_n$, варьирующими от 2.3—4.2 в наименее фракциониро-



Рис. 11. Схема геологического строения Кочериковского участка.

1 — четвертичные отложения; 2 — терригенные отложения сарминской серии (PR₁); 3 — гранитоиды приморского комплекса (PR₁); 4 — дайки долеритов и габбро-долеритов; 5 — разрывные нарушения: задокументированные (а) и предполагаемые (б); 6 — элементы залегания.

Таблица 4. Химические составы представительных разновидностей габбро-долеритов южной части Сибирского кратона

Компонент	Бирюсская глыба				Шарыкалгайский блок				Прибайкальское дайковое поле				Северо-Байкальское дайковое поле							
	01061	01064	01071	01076	02125	8324	8330	8916	8924	8920	0605	0609	01055	01056	01057	1032	1034	1035	1038	1040
SiO ₂ , мас. %	49.56	49.24	50.79	49.74	51.30	48.34	47.31	47.79	49.75	49.91	48.55	51.99	49.48	50.51	49.29	46.46	49.68	49.24	59.07	56.68
TiO ₂	0.93	0.93	1.20	1.03	1.51	0.55	0.4	0.48	0.94	1.39	1.06	0.97	0.96	0.98	0.75	1.75	2.04	2.05	1.60	1.56
Al ₂ O ₃	13.42	15.15	14.80	14.40	13.16	13.35	13.5	12.50	14.23	13.85	13.92	14.94	14.86	14.81	15.17	13.32	13.40	12.83	13.06	12.85
Fe ₂ O ₃	10.35	10.26	11.35	10.91	13.69	10.32	10.45	10.33	11.63	12.93	12.52	10.69	11.27	10.87	10.25	13.92	14.56	15.25	11.80	11.51
MnO	0.18	0.14	0.13	0.15	0.19	0.18	0.18	0.17	0.21	0.16	0.21	0.17	0.18	0.16	0.16	0.22	0.23	0.25	0.15	0.19
MgO	9.58	7.81	6.70	9.47	6.41	12.4	13.31	13.57	8.15	6.88	6.96	6.81	9.22	8.32	8.76	7.49	6.12	6.09	2.75	2.88
CaO	9.39	9.14	7.03	8.94	7.79	9.43	10.09	10.90	12.58	10.95	10.30	9.20	9.20	8.67	9.64	7.20	7.52	6.89	2.97	4.17
Na ₂ O	1.11	2.01	2.18	1.93	2.54	1.65	1.55	1.40	1.84	2.50	3.35	1.27	2.07	2.08	1.49	4.14	1.25	1.26	4.30	2.77
K ₂ O	1.77	2.04	1.87	1.32	1.66	0.4	0.22	0.12	0.19	0.38	0.80	0.99	0.99	1.24	1.15	1.40	2.21	2.72	2.20	3.16
P ₂ O ₅	0.09	0.11	0.12	0.10	0.16	0.07	0.06	0.04	0.06	0.08	0.10	0.16	0.18	0.16	0.13	0.33	0.43	0.48	0.46	0.48
П.п.п.	2.53	2.91	2.96	2.49	1.77	2.78	2.44	2.68	0.90	1.53	1.76	1.84	1.70	1.50	2.72	3.33	2.52	2.80	1.59	3.00
Сумма	98.91	99.74	99.13	100.48	100.18	99.47	99.51	99.98	100.48	100.56	99.53	99.02	100.11	99.31	99.51	99.57	99.96	99.85	99.95	99.25
Mg#	65	60	54	63	48	69	70	72	58	52	53	56	62	60	63	52	45	44	32	33
Rb, r/г	59	73	48	25	37	11	13	1.92	4.16	8.60	44	26	20	29	43	93	121	142	84	121
Sr	190	246	213	179	232	120	82	65	101	327	190	283	288	292	283	258	368	277	124	139
Y	19	20	23	18	31	17	13	13.70	18.10	22.26	23	16	14	16	12	25	33	32	45	43
Zr	85	97	105	75	159	40	30	23	24	72	39	45	40	47	28	61	104	105	273	247
Nb	7	7	8	7	13	2	1	1.16	1.84	3.08	4	4	4	5	3	5	10	9	15	15
Ba	313	531	457	303	411	190	105	69	35	44	201	1112	486	768	385	605	1420	1691	944	1429
Co	54	34	39	51	46	69	58	73	63	65	34	45	61	43	41	49	36	34	9	20
Ni	220	130	86	220	64	330	460	380	110	91	64	150	230	200	210	110	76	70	16	17
Sc	35	25	30	15	38	11.2	12.55	12.60	38.20	39.53	42	29	27	27	26	35	33	32	23	23
V	320	210	170	200	250	240	140	230	260	410	180	140	190	190	160	210	200	270	140	100
Cr	240	180	140	250	24	690	940	2100	210	110	55	140	180	110	180	94	54	43	26	20
La, r/г	13.86	15.13	16.80	13.15	26.62	5.59	4.82	3.15	3.45	4.97	7.45	18.39	13.10	18.06	10.46	20.42	31.94	30.91	59.70	58.80
Ce	29.88	31.25	34.71	27.75	53.07	12.4	10.11	6.46	8.53	12.80	14.18	36.64	27.61	36.79	22.40	43.58	66.98	64.48	130.91	128.50
Pr	3.66	4.16	4.68	3.80	6.18	1.5	1.21	0.80	1.24	2.10	1.93	4.17	3.37	4.41	275	5.17	8.29	7.93	13.59	13.36
Nd	14.66	16.57	18.51	15.46	24.48	6.28	4.95	3.74	6.00	9.06	9.14	17.22	13.59	17.31	11.55	22.64	33.07	32.03	53.31	52.02
Sm	3.50	3.57	4.14	3.24	4.92	1.6	1.33	1.12	1.94	2.64	2.66	3.62	3.06	3.81	2.54	4.79	7.25	6.93	9.88	9.82
Eu	0.96	1.08	1.18	1.02	1.53	0.62	0.40	0.44	0.73	1.13	0.85	1.17	0.96	1.15	0.81	1.66	2.06	2.03	2.42	2.39
Gd	3.35	3.41	3.89	3.51	5.41	1.98	1.66	1.63	2.55	3.22	2.92	2.99	2.74	3.17	2.29	4.51	6.12	6.01	8.87	8.59

Tb	0.53	0.55	0.62	0.54	0.98	0.39	0.36	0.32	0.47	0.57	0.57	0.49	0.43	0.54	0.37	0.72	0.97	0.96	1.34	1.33
Dy	3.22	3.22	3.73	3.27	4.96	2.51	2.39	2.27	2.99	3.40	3.39	2.71	2.52	2.89	2.08	4.12	5.67	5.47	7.56	7.08
Ho	0.68	0.71	0.78	0.72	0.98	0.62	0.53	0.53	0.66	0.76	0.74	0.53	0.50	0.58	0.44	0.81	1.12	1.10	1.45	1.38
Er	1.95	1.78	2.11	1.83	3.06	1.9	1.74	1.67	1.90	2.21	2.42	1.71	1.52	1.71	1.33	2.48	3.11	3.17	4.52	4.33
Tm	0.28	0.29	0.36	0.32	0.49	0.36	0.27	0.27	0.31	0.39	0.35	0.25	0.24	0.26	0.19	0.34	0.46	0.46	0.65	0.63
Yb	1.78	1.75	1.95	1.85	2.78	2.32	1.68	1.63	1.84	2.50	2.13	1.44	1.34	1.55	1.19	2.06	2.70	2.70	3.98	3.57
Lu	0.24	0.26	0.29	0.28	0.42	0.34	0.25	0.24	0.24	0.34	0.32	0.21	0.21	0.22	0.18	0.30	0.37	0.39	0.61	0.57
Hf, г/г	2.43	2.42	2.44	2.20	4.13	1.19	0.85	0.68	0.79	0.57	1.26	1.23	1.11	1.64	0.78	2.00	3.06	2.85	6.57	5.94
Ta	0.89	0.62	0.69	0.65	0.77	0.41	0.13	0.09	0.14	4.10	0.40	0.46	0.45	0.50	0.35	0.87	1.11	0.86	1.81	1.88
Pb	0.40	0.13	0.16	0.17	4.01	1.52	0.77	0.71	1.05	2.65	2.94	5.58	2.17	2.97	2.98	9.20	29.43	25.90	11.38	16.01
Th	2.92	3.22	3.31	2.82	5.01	0.43	0.56	0.16	0.62	0.52	1.22	1.53	0.94	1.59	0.60	1.76	4.63	4.22	14.42	13.61
U	0.47	0.50	0.52	0.47	0.82	0.08	0.04	0.04	0.14	0.13	0.28	0.23	0.16	0.25	0.14	0.39	1.07	0.98	3.37	3.21
Th/Ce	0.10	0.10	0.10	0.10	0.09	0.03	0.06	0.02	0.07	0.04	0.09	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.07	0.07	0.11	0.11
Th/Ta	3.3	5.2	4.8	4.3	6.5	1.05	4.18	1.80	4.58	1.3	3.02	3.35	2.07	3.18	1.71	2.03	4.18	4.92	7.98	7.25
La/Nb	1.9	2.1	2.1	2.0	2.1	2.80	4.82	3.15	3.45	1.61	1.70	4.63	3.42	3.96	3.49	3.89	3.34	3.58	3.90	4.01
(La/Yb) _n	5.19	5.79	5.78	4.76	6.41	1.73	2.06	1.39	1.34	1.43	2.33	8.56	6.55	7.79	5.89	6.64	7.92	7.66	10.03	11.00

ванных разностях до 5.9—8.5 в более фракционированных образцах. Индикаторные геохимические Th/Ce, Nb/La варьируют достаточно сильно. В частности, Th/Ce изменяется от 0.03 до 0.11, а Nb/La — от 0.2 до 0.8. Подобные вариации, вероятно, могут свидетельствовать о контаминации родоначального расплава коровым материалом в процессе внедрения даек.

Сделать качественно обоснованные выводы о типе источника для всей серии проанализированных пород не представляется возможным в силу их значительной измененности, однако значения La/Nb наименее дифференцированных и контаминированных разностей (Th < 1.6), варьирующие от 1.5 до 4.6, позволяют предполагать для рассматриваемых пород литосферный источник [Fitton et al., 1988].

Дайковые рои Северо-Байкальского поля. В пределах Северо-Байкальского дайкового поля (см. рис. 1, район б) были изучены неопротерозойские дайковые рои районов мысов Хибелен, Южный и Средний Кедровый и бухты Заворотная (рис. 12). Здесь габбро-диабазы слагают многочисленные, иногда достаточно мощные тела, прорывающие раннепротерозойские гранитоиды ирельского комплекса и вулканогенно-осадочные отложения акитканской серии Акитканского вулканоплутонического пояса. Простираение даек преимущественно северо-восточное. Они имеют отчетливо дифференцированное строение. Основными породообразующими минералами долеритов поля являются плагиоклаз и амфибол. Последний представляет собой уралитовую роговую обманку, которая псевдоморфно замещает пироксен. Местами по амфиболу развивается биотит, с которым ассоциируют кварц и гидроксиды железа.

Согласно результатам Ar-Ar датирования по монофракции плагиоклаза, выполненного в ОИГГМ СО РАН (г. Новосибирск), возраст пород составляет 787 ± 21 млн лет (см. рис. 8, в, табл. 3, обр. 01038).

По химическому составу долериты в большинстве случаев соответствуют умеренно-щелочным базальтам, однако иногда среди них встречаются андезитобазальты и андезиты. Суммарная щелочность ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) в разностях, отвечающих по составу базальтам, составляет 3.46—5.56 %. В андезитах она несколько выше, чем в базальтоидах, и достигает 6.5 %. Содержание TiO_2 варьирует от 1.35 до 2.18 % в базальтоидах и составляет 1.03—1.60 % в андезитах. Из наиболее специфических геохимических характеристик долеритов стоит отметить повышенное содержание в них $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.27—0.52$ % и Ва до 1690 г/т. Столь высокие концентрации этих элементов, а также использование классификации, основанной на концентрациях Zr, Y, Nb [Meschede, 1986], позволяет относить долериты к группе внутриплитных базальтоидов. Химические составы представленных разностей долеритов приведены в табл. 4.

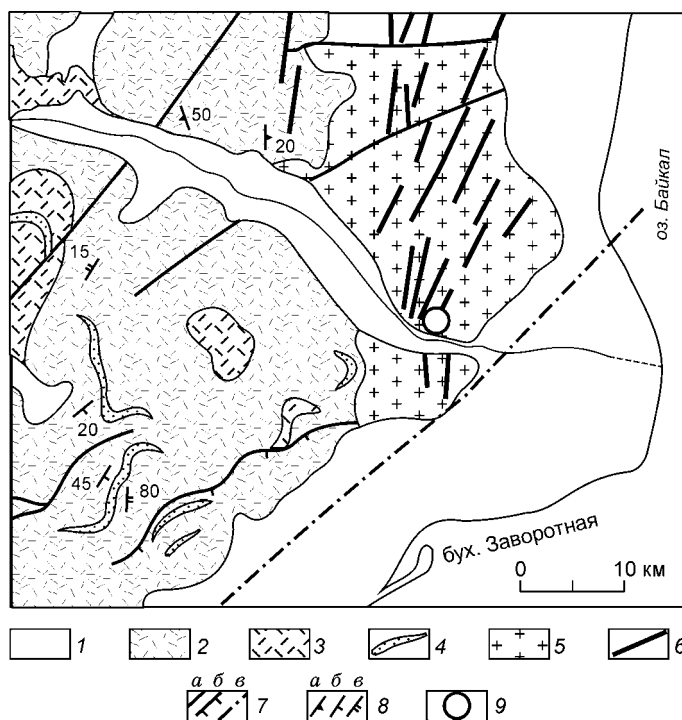


Рис. 12. Схема геологического строения района мыса Заворотный (Северное Прибайкалье).

1 — четвертичные отложения; 2—4 — образования хибеленской свиты акитканской серии: 2 — риолиты, 3 — трахириолиты, 4 — горизонты туфов, туфоалевролитов и туфопесчаников; 5 — гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры ирельского комплекса; 6 — неопротерозойские дайки долеритов; 7 — разрывные нарушения: субвертикальные (а), пологопадающие (б), трассирующиеся под рыхлыми отложениями (в); 8 — элементы залегания пород: флюиодальность (а), слоистость (б), системы трещиноватости (в); 9 — место отбора пробы на изотопное датирование.

Все исследованные долериты представляют собой сильно дифференцированные разности ($Mg\# = 32—52$). На мультиэлементных спайдер-диаграммах отмечаются хорошо выраженные отличия в спектрах пород базальтового и андезитового составов (см. рис. 9, з). В частности, для долеритов характерны отчетливые отрицательные аномалии по Th-U, Nb, Sr, Zr-Hf, Ti, в то время как породы андезитового состава обнаружи-

вают положительные аномалии по Th-U, Zr-Hf, но более резко выраженные по сравнению с долеритами отрицательные аномалии по Sr и Ti. Так же как для долеритов, для пород андезитового состава характерна хорошо выраженная отрицательная Nb аномалия.

Графики нормализованных по хондриту содержаний редкоземельных элементов имеют общий отрицательный наклон, при этом долериты характеризуются $(La/Yb)_n = 6.64—9.36$, а разности, соответствующие по составам андезитам, обнаруживают немного большую обогащенность LREE $(La/Yb)_n = 10.03—12.37$. Кроме того, для базальтоидов не отмечается европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 0.93—1.08$), а для пород андезитового состава отмечается хорошо выраженная отрицательная европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = 0.73—0.78$). Близкие значения индикаторных геохимических отношений Nb/Ta, La/Nb в породах базальтового и андезитового составов ($Nb/Ta = 6—14$, $La/Nb = 3.34—6.84$) могут свидетельствовать о возможном едином источнике для данных пород. Очень высокие значения отношений La/Nb (3.34—6.84) и La/Ta (23—71) в исследованных породах могут указывать либо на коровую контаминацию первичных расплавов до момента внедрения даек, либо на флюидообогащенный литосферный источник [Fitton et al., 1988; Thompson, Morrison, 1988]. Сравнение мультиэлементных спектров для пород базальтового и андезитового составов (см. рис. 9, з), а также индикаторных геохимических отношений в этих породах, свидетельствует о возможном формировании андезитов из единого с долеритами источника в результате процесса одновременной ассимиляции и фракционной кристаллизации (AFC). В частности, уменьшение содержаний TiO_2 , $Fe_2O_3^*$, CaO, Ni, Cr, Sr от базальтов к андезитам, увеличение Eu, Sr и Ti аномалий на REE и мультиэлементных спектрах указывает на возможное фракционирование пироксена, плагиоклаза, титаномагнетита. В то же время резкое увеличение не зависящего от фракционирования главных минералов отношения Th/Ce от пород базальтового (0.04—0.08) к породам андезитового состава (0.10—0.13) позволяет говорить об ассимиляции источника коровым материалом с высоким Th/Ce отношением. В пользу коровой контаминации, имеющей место в процессе эволюции от базальтов к андезитам, свидетельствует и увеличение Th/Ta индикаторного геохимического отношения (от 2.0 до 14.1) [Condie, 1997].

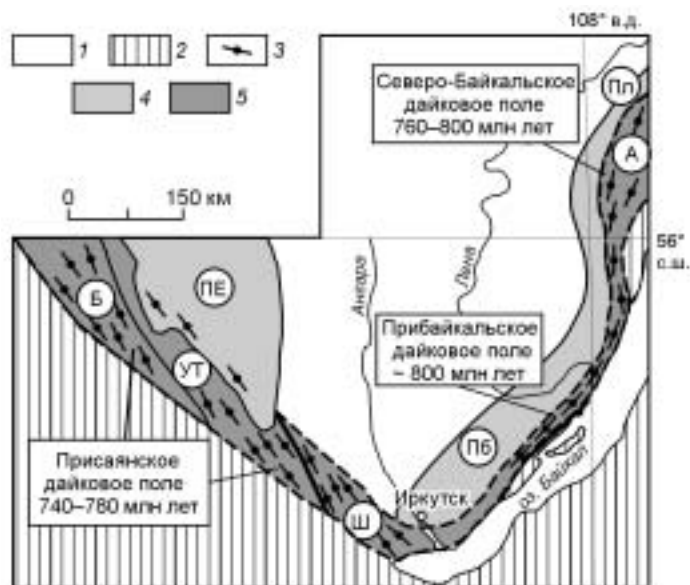
Сопоставление возраста и геохимических характеристик неопротерозойских долеритов и габбро-долеритов южной части Сибирского кратона. Синтез изложенных данных о возрасте, структурно-вещественных и геохимических особенностях неопротерозойских базитовых комплексов южной части Сибирского кратона позволяет сделать следующие предположения.

1. Формирование даек и силлов в пределах изученных полей (Бирюсинское, Шарыжалгайское, Прибайкальское и Северо-Байкальское) осуществлялось относительно одновременно в интервале 740—780 млн лет, что позволяет объединить эти рои (поля) в единый неопротерозойский Саяно-Байкальский дайковый пояс (рис. 13).

Рис. 13. Схема распространения неопротерозойских дайковых роев и осадочных образований пассивной окраины в пределах южной части Сибирского кратона.

1 — Сибирский кратон (показан со снятым фанерозойским чехлом, граница проведена по геолого-геофизическим данным); 2 — Саяно-Байкальская складчатая область; 3 — неопротерозойские дайковые рои; 4 — неопротерозойские осадочные образования пассивной окраины (Пб — Прибайкальское опускание; Пе — Присаяно-Енисейское опускание; Пл — Приленское опускание); 5 — неопротерозойский Саяно-Байкальский дайковый пояс.

Структуры кратона: А — Аkitканский вулканоплутонический пояс, Б — Бирусинская глыба, УТ — Урикско-Туманшетская зона, Ш — Шарыжалгайский выступ.



2. Проанализированные габбро-долериты и долериты имеют во многом сходную геохимическую специфику, а некоторые вариации их составов обусловлены процессами дифференциации вещества в пределах отдельных дайковых тел и литосферных источников, а также контаминацией базитовых магм материалом континентальной коры.

3. По своей геохимической специфике все изученные долериты и габбро-долериты близки к базальтоидам обстановок внутриплитного растяжения (рифтогенеза).

4. Габбро-долериты всех проанализированных дайковых роев являются производными литосферной мантии и, следовательно, не могут быть непосредственно связаны с воздействием плюма (или суперплюма) на литосферу Сибирского кратона, вызвавшего, по [Li et al., 1999b], распад суперконтинента Родиния. Возможно, отсутствие свидетельств мантийного магматизма в регионе на интервале 800—700 млн лет может быть объяснено тем, что гипотетический суперплюм располагался на значительном удалении от Сибири, краевую часть которой затронула лишь одна из ветвей трехлучевой рифтовой системы, образовавшейся на стадии распада Родинии [Gladkochub et al., 2006].

В качестве относительно близких возрастных аналогов дайковых роев Саяно-Байкальского пояса на юге Сибири могут быть рассмотрены субвулканические комплексы Учуро-Майского района [Павлов, Галле, 1999; Павлов и др., 2002; Rainbird et al., 1998], а также дайки и силлы диабазов с возрастом около 763 млн лет, развитые в пределах Алданского щита [Ярмолюк, Коваленко, 2001]. Более молодые образования юга Сибирского кратона представлены позднерифейскими ультраосновными щелочными породами Белозиминского (642 млн лет), Жидойского (632 млн лет) и Ингилийского (647 млн лет) массивов. Этот рубеж может рассматриваться как верхний возрастной предел рифтогенеза, расчленившего Лаврентию и Сибирский кратон [Ярмолюк и др., 2004].

Дайковые рои, аналогичные по возрасту и структурному положению дайкам Саяно-Байкальского пояса, широко представлены в пределах Лаврентии (дайковый комплекс Франклин) [Windley, 1998], Австралии (Гайднер и Амата), Балтики, Южного Китая [Li et al., 1999a] и др. Формирование всех этих дайковых роев связывают с распадом Родинии и раскрытием Палеопацифики. Кроме этого, все названные дайковые комплексы рассматривают в качестве своеобразных лучей, расходящихся в разные стороны от северных областей Лаврентии, т. е. от центральной точки гипотетического гигантского радиального дайкового роя [Fahrng, 1987; Ernst, Buchan, 1997; Ernst et al., 1996]. Учитывая современные палеомагнитные реконструкции, демонстрирующие возможное близкое расположение южной части Сибирского кратона и севера Лаврентии [Gladkochub et al., 2006; Метелкин и др., 2005], можно предположить, что Саяно-Байкальский дайковый пояс мог представлять собой одну из ветвей этого гигантского радиального дайкового роя.

Дивергентные события неопротерозоя отражены и в осадочных комплексах Саяно-Байкальской складчатой области [Хоментовский, 2002]. Несколько ранее (начало неопротерозоя) обстановки пассивной континентальной окраины, косвенно свидетельствующие об образовании обширных морских пространств, проявились в Учуро-Майском районе. Для этого времени в пределах рассматриваемых территорий также было характерно сочетание основного вулканизма и выдержанных терригенно-карбонатных фаций, типичных для шельфовых обстановок пассивной окраины континента [Khudoley et al., 2001].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Синтез полученных данных и анализ ранее опубликованных материалов позволяют говорить о том, что наиболее ранние события растяжения проявились на юге Сибирского кратона в позднем палеопротерозое и в начале мезопротерозоя. Однако эти события, вероятно, не привели к образованию сколь-либо значимых океанических бассейнов, которые могли бы рассматриваться в качестве возможного „прародителя“ Палеоазиатского океана.

Наиболее значимое событие — растяжение — проявилось на юге Сибири в начале неопротерозоя (Байкало-Патомский и Учуро-Майский районы). Несколько позже (800—700 млн лет) рифтогенные процессы проявились в пределах Шарыжалгайского выступа, Бирюсинской глыбы и Северного Прибайкалья. Индикаторами этих событий стали силлы и дайковые рои Саяно-Байкальского дайкового пояса. Заложение пассивной окраины, связанной с раскрытием вдоль южной части Сибирского кратона Палеоазиатского океана, завершилось, по-видимому, к середине позднего рифея.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 04-05-64412), грантов Президента РФ для поддержки молодых российских ученых — докторов наук (МД-1720.2005.5) и ведущих научных школ (НШ 7417.2006.5), фонда содействия отечественной науке и комплексного интеграционного проекта СО РАН № 6.7.1, программы Отделения по наукам о Земле РАН ОНЗ-10.1, а также гранта Минобрнауки России РНП.2.1.1.702.

ЛИТЕРАТУРА

Бибикина Е.В., Грачева Т.В., Козаков И.К., Плоткина Ю.В. U-Pb возраст гиперстеновых гранитов (кузеевитов) Ангаро-Канского выступа (Енисейский кряж) // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (5), с. 864—867.

Бибикина Е.В., Хильтова В.Я., Грачева Т.В., Макаров В.А. Возраст зеленокаменных поясов Присааяня // Докл. АН СССР, 1983, т. 267, № 5, с. 1171—1174.

Бухаров А.А. Протоактивизированные зоны древних платформ. Новосибирск, Наука, 1987, 201 с.

Гладкочуб Д.П. Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии—раннем палеозое и ее связь с суперконтинентальными циклами: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М., ИЗК СО РАН, 2004, 35 с.

Гладкочуб Д.П., Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Меньшагин Ю.В., Пономарчук В.А. Неопротерозойские дайковые рои Шарыжалгайского выступа — индикаторы раскрытия Палеоазиатского океана // Докл. РАН, 2000, т. 375, № 4, с. 504—508.

Гладкочуб Д.П., Скляров Е.В., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Меньшагин Ю.В., Пантева С.В. Петрология габбро-долеритов из неопротерозойских дайковых роев Шарыжалгайского выступа и проблема распада суперконтинента Родиния // Петрология, 2001, т. 9, № 6, с. 639—656.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Пономарчук В.А., Станевич А.М. Урикско-Ийский грабен Присааянского выступа Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // Докл. РАН, 2002, т. 386, № 1, с. 72—77.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Скляров Е.В., Яковлева С.З. Возраст и геодинамическая интерпретация гранитоидов китойского комплекса (юг Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (11), с. 1139—1150.

Головенко В.К. Высокоглиноземистые формации докембрия. Л., Недра, 1977, 266 с.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994, 299 с.

Домышев В.Г. Рифейские базиты Байкало-Саяно-Енисейского краевого обрамления Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1976, 85 с.

Домышев В.Г., Ленин В.С. О возрасте древних базитов Присааяня // Геология, тектоника и рудоносность докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Иркутск, Изд-во ВСФ СО АН, 1987, с. 227—228.

Донская Т.В., Сальникова Е.Б., Скляров 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., Бибикина Е.В., Мазукабзов А.М., Козаков И.К., Гладкочуб Д.П., Киринова 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.

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

Метелкин Д.В., Белоносов И.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М. Палеомагнитные направления в интрузиях нерсинского комплекса Бирюсинского Присяянья как отражение тектонических событий в неопротерозое // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (4), с. 398—413.

Неволин Б.С., Потапов С.В., Ставцев А.Л. Верхний протерозой (рифей) и нижний кембрий юго-восточной окраины Сибирской платформы, Юдомо-Майского прогиба и Охотского срединного массива // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 21—63.

Павлов В.Э., Галле И. Реконструкция взаимного положения Сибири и Лаврентии в конце мезопротерозоя по палеомагнитным данным // Геотектоника, 1999, № 6, с. 16—28.

Павлов В.Э., Галле И., Петров П.Ю., Журавлев Д.З., Шацилло А.В. Уйская серия и позднерифейские силлы Учуро-Майского района: изотопные, палеомагнитные данные и проблема суперконтинента Родиния // Геотектоника, 2002, № 4, с. 26—41.

Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1983, 215 с.

Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника, 2003, № 3, с. 3—21.

Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С. Платобазальты Байкало-Патомского складчатого пояса: геологическая позиция и петрогеохимические особенности // Докл. РАН, 1998, т. 359, № 1, с. 83—89.

Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Макеев А.Ф., Риле Г.В. Олоkitская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрогеохимические данные // Геотектоника, 2002, № 1, с. 29—41.

Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области, Т. 1. М., Недра, 1964, 511 с.

Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лашенов Ю.И. Присяянская провинция высококалийевых щелочных базитов и лампроитов // Докл. РАН, 1995, т. 342, № 1, с. 82—86.

Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М., Изд-во АН СССР, 1962, 242 с. (Тр. ГИН АН СССР, Вып. 63).

Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М., Наука, 1983, 221 с.

Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Меньшагин Ю.В., Константинов К.М., Ватанабе Т. Дайковые рои южного фланга Сибирского кратона — индикаторы распада суперконтинента Родиния // Геотектоника, 2000, № 6, с. 59—75.

Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Ватанабе Т., Фаннинг М.К., Мазукабзов А.М., Меньшагин Ю.В., Ога Т. Архейские супракrustальные образования Шарыжалгайского выступа: тектонические следствия // Докл. РАН, 2001, т. 377, № 3, с. 370—375.

Соколов С.К. Рифтовые и шельфовые комплексы протерозойского Бодайбинского прогиба и закономерности размещения золотого оруденения: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., ИМГРЭ, 1992, 27 с.

Структура и эволюция земной коры Якутии / Г.С. Гусев, А.Ф. Петров, Г.С. Фрадкин и др. М., Наука, 1985, 248 с.

Туркина О.М. Петрология докембрийских тоналит-трондьемитовых комплексов юго-западной окраины Сибирского кратона: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, ОИГТМ СО РАН, 2002, 40 с.

Туркина О.М., Бибикина 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.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М., Научный мир, 2001, 606 с.

Хоментовский В.В. Событийная основа стратиграфической шкалы неопротерозоя Сибири и Китая // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (8), с. 43—56.

Хоментовский В.В. Байкалий Сибири (850—650 млн лет) // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (4), с. 313—333.

Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1991, 185 с.

Эволюция земной коры в докембрии и палеозое / Ред. Ф.А. Летников. Новосибирск, Наука, 1988, 161 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Позднерифейский раскол Сибири и Лаврентии в проявлениях внутриплитного магматизма // Докл. РАН, 2001, т. 379, № 5, с. 525—527.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Пономарчук В.А., Владыкин Н.В., Воронцов А.А., Козловский А.М., Лебедев В.И., Никифоров А.В., Саватенков В.М. Магматизм как отражение эволюции коровых и мантийных процессов в истории формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса (данные геохронологических и изотопно-геохимических исследований) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания., Т. 2. Иркутск, Изд-во Института географии СО РАН, 2004, с. 171—174.

Aftalion M., Bibikova E.V., Bowes D.R., Hopwood A.M., Perchuk L.L. Timing of Early Proterozoic collisional and extensional events in the granulite-gneiss-charnokite-granite complex, lake Baikal, USSR: a U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd isotopic study // *J. Geol.*, 1991, v. 99, p. 851—861.

Barker F. Trondhjemites, dacites and related Rocks. New York, Elsevier, 1979, 660 p.

Bingen B., Demaiffe D. Geochemical signature of the Egersund basaltic dyke swarm, SW Norway, in the context of late-Neoproterozoic opening of the Iapetus Ocean // *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 1999, v. 79, p. 69—86.

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.

Ernst R.E., Buchan K.L. Giant radiating dyke swarms: their use in identifying Pre-Mesozoic large igneous provinces and mantle plumes // *Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary flood basalts* / J.J. Mahoney, M.F. Coffin (eds.). American Geophysical Union. Geophysical Monograph, 1997, v. 100, p. 297—333.

Ernst R.E., Buchan K.L., West T.D., Palmer H.C. Diabase (dolerite) dyke swarms of the world: first edition // *Geol. Surv. Canada*, 1996. Open file 3241. 104 p.

Fahring W.F. The tectonic settings of continental mafic dyke swarms: failed arm and early passive margin // *Mafic dyke swarms* / Eds. H.C. Halls, W.F. Fahring. Geological Association of Canada, Special Paper № 34, 1987, p. 331—348.

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.

Gladkochub D.P., Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Ponomarchuk V.A., Stanevich A.M. Mafic intrusions in southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia // *Precamb. Res.*, 2006, v. 147, p. 260—278.

Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Department of Mines, Miscellaneous Paper 66, 1976, 22 p.

Khudoley A.K., Rainbird R.H., Stern R.A., Kropachev A.P., Heaman L.M., Zanin A.M., Podkovyrov V.N., Belova V.N., Sukhorukov V.I. Sedimentary evolution of the Riphean—Vendian basin of southeastern Siberia // *Precamb. Res.*, 2001, v. 111, p. 129—163.

Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A., Krymsky R.Sh. The origin of the 1.73—1.70 Ga anorogenic Ulkan volcano-plutonic complex, Siberian platform, Russia: inferences from geochronological, geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic data // *Annales de Academia Brasiliiana Ciencias*, 1997, v. 69, № 3, p. 295—312.

Li Z.-X., Li X.-H., Kinny P.D., Wang J. 830—820 Ma mafic to felsic igneous activity in south China: part of plume-induced rifting that led to the breakup of Rodinia // *J. Conference EUG 10 (Abstracts)*, 1999a, v. 4, p. 117.

Li Z.-X., Li X.-H., Kinny P.D., Wang J. The breakup of Rodinia: Did it start with a mantle plume beneath South China? // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1999b, v. 173, p. 171—181.

Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb—Zr—Y diagram // *Chem. Geol.*, 1986, v. 56, p. 207—218.

Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // *Contr. Miner. Petrol.*, 1979, v. 69, p. 33—47.

Poller U., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., 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.

Poller U., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Todt W. Timing of Early Proterozoic magmatism along the Southern margin of the Siberian Craton (Kitoy area) // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 2004, v. 95, p. 215—225.

Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K., Kropachev A.P., Heaman L.M., Sukhorukov V.I. U-Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998, v. 164, p. 409—420.

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.

Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // Rev. Geophys., 1995, v. 33, p. 267—309.

Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Menshagin Yu.V., Watanabe T., Pisarevsky S.A. Neoproterozoic mafic dike swarms of the Sharyzhalgai metamorphic massif (southern Siberian craton) // Precamb. Res., 2003, v. 122, № 1—4, p. 359—376.

Streckeisen A. To each plutonic rock its proper name // Earth Sci. Rev., 1976, v. 12, p. 1—33.

Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the oceanic basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geological Society of London, Special Publication 42, 1989, p. 313—345.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford Press, 1985, 312 p.

Thompson R.N., Morrison M.A. Asthenospheric and lower-lithospheric mantle contributions to continental extension magmatism: an example from the British Tertiary Province // Chem. Geol., 1988, v. 68, p. 1—15.

Windley B.F. The evolving continents. New York, Wiley & Sons Inc, 1998, 526 p.

Wood D.A. The application of a Th—Hf—Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth Planet. Sci. Lett., 1980, v. 50, p. 11—30.

*Поступила в редакцию
6 мая 2006 г.*