

ФАНЕРОЗОЙСКИЙ БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЮЖНОГО ФЛАНГА СИБИРСКОГО КРАТОНА И ЕГО ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, А.В. Иванов, Р. Эрнст*, А.М. Мазукабзов, С.А. Писаревский**, Н.А. Ухова

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

** University of Ottawa, Tabaret Hall 75 Laurier Ave. E. Ottawa, Ontario, K1N 6N5, Canada*

*** University of Edinburgh, Grant Institute, The King's Buildings,*

West Mains Road, Edinburgh EH9 3JW, Scotland

Для южного фланга Сибирского кратона обосновано выделение трех основных этапов фанерозойского базитового магматизма. Установлено, что первое событие фиксируется дайками долеритов с возрастом около 500 млн лет, внедрение которых происходило на фоне аккреционно-коллизийных событий, связанных с начальными этапами становления Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), когда в южном фланге Сибирского кратона, выступающем в качестве индентора, возникали области рассеянного растяжения, способствующие внедрению базитовых расплавов в верхние горизонты коры. Позднепалеозойский этап базитового магматизма фиксируется дайками с возрастом около 275 млн лет. Подобные дайки в совокупности с несколько более древними (290 млн лет) вулканическими образованиями Забайкальского сегмента ЦАСП маркируют процессы растяжения, имевшие место в тылу активной окраины Сибирского континента на фоне субдукции под нее коры Монголо-Охотского океана. Трапповый магматизм раннего мезозоя на юге Сибирского кратона проявлен многочисленными базитовыми интрузиями Ангаро-Тасеевской синеклизы с возрастными 240—250 млн лет. Образование траппов происходило при взаимодействии вещества нижнемантийного плюма с материалом слэба Монголо-Охотского океана. Более молодые возрасты траппов по сравнению с вышеупомянутыми базитами позднего палеозоя (290—275 млн лет), отражают прогрессирующее продвижение слэба под южной окраиной Сибирского кратона (в северо-западном направлении в современных координатах), прекратившееся, по-видимому, после достижения слэбом области распространения вещества Сибирского суперплюма. Сделано предположение о том, что отсутствие последующих магматических событий на юге Сибирского кратона обусловлено тем, что после раннемезозойской активизации произошла окончательная консолидация литосферы рассматриваемого фрагмента кратона, препятствующая развитию в его пределах условий растяжения, благоприятных для внедрения базитовых интрузий.

Долерит, трапп, дайка, SHRIMP-II, палеозой, мезозой, Сибирский кратон, Палеоазиатский океан

PHANEROZOIC MAFIC MAGMATISM IN THE SOUTHERN SIBERIAN CRATON: GEODYNAMIC IMPLICATIONS

D.P. Gladkochub, T.V. Donskaya, A.V. Ivanov, R. Ernst, A.M. Mazukabzov, S.A. Pisarevsky, and N.A. Ukhova

The Phanerozoic history of mafic magmatism in the southern Siberian craton included three major events. The earliest event (~500 Ma) recorded in dolerite dikes occurred during accretion and collision at the early stage of the Central Asian orogen. Injection of mafic melts into the upper crust was possible in zones of diffuse extension within the southern Siberian craton, which acted as an indenter. The Late Paleozoic event (~275 Ma) produced dikes that intruded in a setting of subduction-related extension at the back of the active continental margin of Siberia during the closure of the Mongolia–Okhotsk ocean, as well as slightly older volcanics (290 Ma) in the Transbaikalian segment of the Central Asian orogen. Early Mesozoic magmatism in the southern Siberian craton resulted in numerous 240–250 Ma mafic intrusions in the Angara–Taseeva basin. The intrusions (Siberian traps) appeared as the subducting slab of the Mongolia–Okhotsk ocean interacted with a lower mantle plume. The post-Late Paleozoic ages of flood basalts (290–275 Ma) correspond to progressive northwestward (in present coordinates) motion of the slab beneath the southern craton margin, which likely ceased after the slab had reached the zone of the Siberian superplume. Since its consolidation after the Early Mesozoic activity, the crust in the area has no longer experienced extension favorable for the intrusion of basaltic magma.

Dolerite, trap, dike, SHRIMP-II, Paleozoic, Mesozoic, Siberian craton, Paleasian ocean

ВВЕДЕНИЕ

Древние кратоны представляют собой уникальные геологические объекты, запечатлевшие в своей структуре свидетельства многомиллиардной истории эндогенных и экзогенных процессов. Тектономагматические события, ответственные за формирование современного облика этих кратонов отражают как историю становления и развития собственно этих участков консолидированной континентальной коры, так и отголоски процессов, происходивших далеко за пределами кратонов, но оказавшими на кратон определенное и порой значительное воздействие. Надежными свидетельствами подобных процессов являются интрузивные и эффузивные комплексы, изучение которых позволяет проследить историю эндогенной активности в пределах тех или иных территорий. По характеру условий становления магматические образования древних кратонов могут быть условно разделены на две принципиальные группы: комплексы-индикаторы режимов сжатия, и комплексы-индикаторы условий растяжения.

С обстановками сжатия, сопровождающими фазы орогенеза, в которые вовлекались кратоны (или отдельные слагающие их блоки), связаны интрузивные образования, сформировавшиеся на стадии становления структуры древних кратонов (как правило, имеющие раннедокембрийский возраст), а также магматические комплексы, образовавшиеся в результате аккреционно-коллизийных процессов, протекавших вдоль периферии уже сформировавшихся кратонов. К последним могут быть отнесены как продукты андийского типа магматизма («надсубдукционные»), так и магматические образования, сформировавшиеся на стадии амальгамации разрозненных кратонов в континенты и суперконтиненты («аккреционно-коллизийные»). Возрастной диапазон подобных комплексов чрезвычайно широк и охватывает как поздний докембрий, так и фанерозой.

Обстановки растяжения фиксируются на площади кратонов разнообразными авлакогенами и рифтами, заложение которых сопровождается возникновением магматических и эффузивных образований рифтогенной природы. Присутствующие во внутренних частях древних кратонов комплексы (в том числе, имеющие «плюмовую» природу) отражают процессы внутриконтинентального растяжения. Комплексы-индикаторы рифтогенных процессов, проявленные в краевых областях кратонов отражают масштабные процессы растяжения, обусловленные распадом суперконтинентов и открытием новых океанических бассейнов.

Вышеприведенный обзор показывает, каким образом корректная интерпретация геодинамической природы магматических образований может быть использована для расшифровки этапов становления и эволюции древних кратонов.

Переходя к рассмотрению магматической активности, проявившейся на площади Сибирского кратона в палеозое—мезозое, следует кратко остановиться на характеристике предшествующих пиков базитового магматизма и их возможных причинах. Синтез всех доступных геохронологических данных позволил установить, что в истории протерозойского базитового магматизма Сибири могут быть выделены три основных импульса [Gladkochub et al., 2010], каждому из которых отвечает определенный этап геодинамической эволюции кратона и Земли в целом:

1) поздний палеопротерозой — внедрение базитов (главным образом юг и север кратона) происходило на фоне постколлизийного растяжения, сменившего предшествующую коллизийно-аккреционную стадию, в ходе которой кратон был образован за счет амальгамации разрозненных террейнов и супертеррейнов в единую общую структуру;

2) мезопротерозой — рассеянное внутриплитное растяжение в основном на севере кратона, вызванное, возможно, воздействием мантийного плюма;

3) неопротерозой — базитовый магматизм в пределах южной и юго-восточной частей кратона развивался на фоне распада суперконтинента Родиния и раскрытия Палеоазиатского океана.

Таким образом, можно заметить, что, согласно ряду опубликованных реконструкций (обзор в [Li et al., 2008]), к началу фанерозоя Сибирский кратон полностью отделился от Родинии и начал независимое развитие, взаимодействуя лишь с периокеаническими комплексами Уральского и Палеоазиатского океанов [Добрецов, Буслов, 2007]. Именно это обстоятельство предопределило специфику базитового магматизма, проявившегося на площади Сибирского кратона в раннем палеозое, и во многом обусловило стиль его магматической активности в фанерозое.

Необходимо заметить, что предметом рассмотрения данной статьи являются лишь те базитовые комплексы, которые располагаются непосредственно на площади кратона, исключая базиты, развитые в прилегающих к кратону областях Центрально-Азиатского складчатого пояса. При всей очевидной важности последних, их формирование происходило за пределами кратона, в связи с чем эти образования не являются прямыми индикаторами тектонических перестроек, протекавших собственно в Сибирском кратоне. Однако отдельные подобные образования будут рассмотрены в качестве возможных коррелянтов с базитами кратона для оценки масштабности процессов, вызывавших всплески базитового магматизма на площади кратона.

БАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ НА ЮГЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

В ходе многолетних исследований базитовых дайковых роев, развитых в пределах южного фланга Сибирского кратона (см. обзор в [Гладкочуб и др., 2007]), среди подавляющего большинства неопротерозойских габбро-диабазов преимущественно толеитовой специфики (более 90 %) была выявлена группа тел, кардинально отличающихся по своему химическому составу от этих хорошо изученных базитов. Следует заметить, что вплоть до настоящего времени все вышеупомянутые разновидности базитов традиционно рассматриваются в составе единого нерсинского интрузивного комплекса. Дайки, отличающиеся по составу от базитов нерсинского комплекса, были обнаружены, в частности, в пределах Бирюсинского и Голоустенского выступов фундамента кратона, а также в Урикско-Ийской зоне (рис. 1). В Бирюсинском выступе рассматриваемые дайки интрузируют палеопротерозойские гранитоиды, а в Голоустенском выступе дайки встречаются среди гнейсов и гранитогнейсов комплекса основания. В Урикско-Ийской зоне подобные дайки развиты в поле распространения ерминской и таргазойской свит архея [Скляров и др., 1998; Гладкочуб и др., 2001]. Для целей петролого-геохимического изучения было отобрано и проанализировано более 50 образцов базитов из 18 даек.

На всех рассматриваемых участках вышеупомянутые дайки сложены долеритами и габбро-долеритами, имеют субмеридиональное простирание, крутые углы падения и мощность от 1.5 до 50 м. Центральные части мощных даек сложены среднезернистыми разностями. Минеральный состав долеритов и габбро-долеритов достаточно однороден. Основными минералами базитов являются плагиоклаз (An_{50-56}) и клинопироксен. В качестве второстепенных минералов присутствуют ортопироксен, вторичный амфибол и биотит. Среди аксессуаров отмечены апатит, сфен, циркон и Fe-Ti оксиды.

Изотопное датирование долеритов было выполнено авторами в Университете Кетина (Западная Австралия). Установлено (SHRIMP-II по цирконам), что возраст подобных даек, развитых в Бирюсинском выступе составляет 511 ± 5 млн лет [Gladkochub et al., 2006]. Дайки габбро-долеритов, представленные в пределах Голоустенского выступа имеют возраст 494 ± 5 млн лет. В обоих случаях в проанализированных образцах присутствуют захваченные палеопротерозойские цирконы, отражающие возраст вмещающих для даек пород метаморфической рамы и докембрийских (~1850 млн лет) гранитоидов.

По химическому составу раннепалеозойские базиты отвечают базальтам повышенной щелочности ($K_2O + Na_2O > 3.5$ мас.%) (таблица). На дискриминационной диаграмме в координатах $Zr/TiO_2-Nb/Y$ [Winchester, Floyd, 1977] (рис. 2) точки составов долеритов располагаются в полях субщелочных базальтов и андезитов/базальтов. Породы существенно обогащены TiO_2 , P_2O_5 , Y, Th, PЗЭ и обеднены Cr, Ni. Большинство базитов в значительной степени дифференцированы ($Mg\# < 50$) (см. таблицу).

Изученные базиты имеют отчетливые отрицательные аномалии в области Nb-Ta и Ti на мультиэлементных спектрах (рис. 3), свидетельствующие в пользу коровой контаминации исходных расплавов материалом континентальной коры. Данное предположение подтверждается отрицательным значением $\epsilon_{Nd}(T)$,

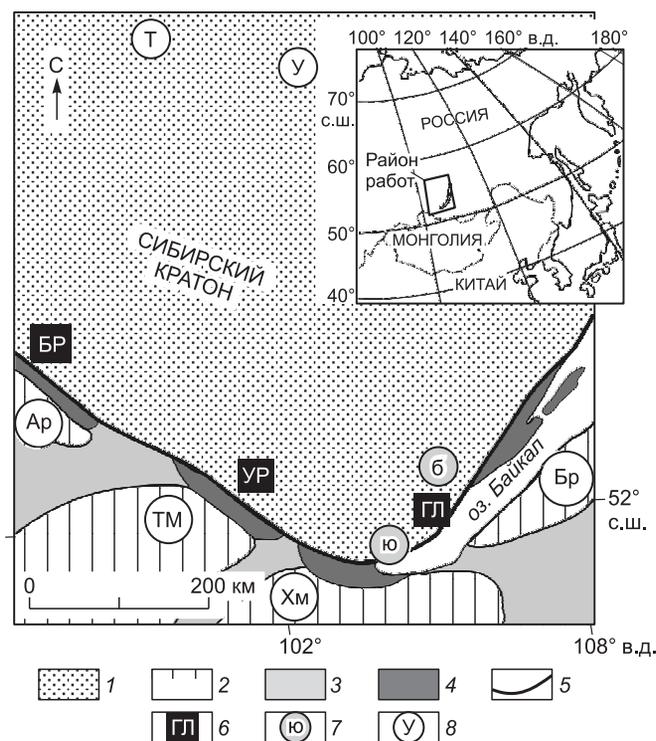
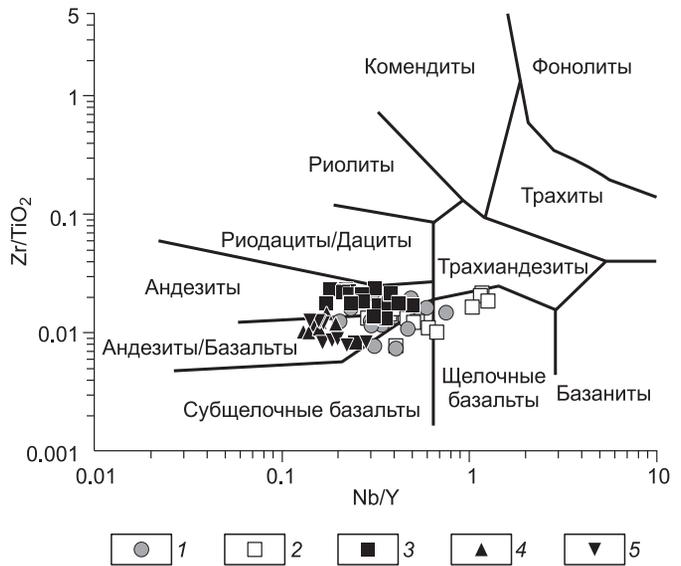


Рис. 1. Схема основных тектонических структур Южной Сибири (модифицировано по [Добрецов, Буслов, 2007]).

1 — Сибирский кратон; 2 — структуры Палеоазиатского океана; 3 — микроконтиненты: Ар — Арзыйский; Бр — Баргузинский; ТМ — Тувино-Монгольский; ХМ — Хармардабанский; 4 — метаморфические террейны Прибайкальского коллизионного пояса; 5 — граница Сибирского кратона; 6—8 — изученные объекты: 6 — раннепалеозойские базитовые комплексы: БР — Бирюса; ГЛ — Голоустная; УР — Урик; 7 — раннепалеозойские базитовые комплексы: б — бугульдейский, ю — южно-байкальский; 8 — раннемезозойские траппы: области расположения Толстомысовского (Т), Усольского (У) силлов. Детали геологического строения участков работ см. в [Гладкочуб и др., 2001; Ivanov et al., 2005, 2009; Gladkochub et al., 2006; Pisarevsky et al., 2006; Гладкочуб и др., 2008; Гладкочуб и др., 2010]. На врезке — расположение рассматриваемой территории в структуре Северной Евразии.

Рис. 2. Диаграмма Nb/Y—Zr/TiO₂ [Winchester, Floyd, 1976] для изученных фанерозойских базитов южного фланга Сибирского кратона.

1 — раннепалеозойские (~500 млн лет) базиты; 2, 3 — позднепалеозойские (~275 млн лет) базиты: 2 — южно-байкальский рой; 3 — базиты Бугульдейского участка; 4, 5 — раннемезозойские траппы: 4 — Усольский силл; 5 — Толстомысовский силл.



рассчитанным для обр. 03201 (Бирюса), равным -12.4 ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511787$). Для базитов участка Голоустная наличие процессов коровой контаминации может быть подтверждено присутствием на контакте дайки с вмещающими гнейсами зоны гибридных пород мощностью до 1.5 м. Низкие значения индикаторного геохимического отношения $\text{Nb}_{\text{PM}}/\text{Th}_{\text{PM}} = 0.10\text{—}0.71$, повышенные значения $\text{Th}_{\text{PM}}/\text{La}_{\text{PM}} = 0.74\text{—}1.63$, а также присутствие отрицательной аномалии по Ti на мультиэлементных спектрах, свидетельствуют в пользу контаминированности первичных расплавов веществом континентальной коры (пояснения см. в [Туркина, Ножкин, 2008]).

По комплексу геохимических признаков (обзор критериев см. в [Интерпретация..., 2001]) базиты раннепалеозойских даек отвечают типичным образованиям областей внутриплитного растяжения (WPB).

БАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ НА ЮГЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Южно-байкальский дайковый рой. Многочисленные дайки базитового состава развиты в пределах береговых обнажений, протягивающихся вдоль южного окончания оз. Байкал (район Кругобайкальской железной дороги) (см. рис. 1). Дайки интрузируют архейские и палеопротерозойские метаморфические и магматические образования (гнейсы, мигматиты, гранитоиды) комплекса основания Сибирского кратона [Poller et al., 2005] (схему геологического строения района см. в [Pisarevsky et al., 2006]). Дайки имеют субширотное простирание, крутые углы падения ($75^\circ\text{—}90^\circ$) и мощность, варьирующую от десятков сантиметров до первых метров. Структура пород порфировая, основной массы — диабазовая. Дайковые тела сложены щелочными порфиритами. Фенокристаллы представлены оливином, плагиоклазом, ромбическим пироксеном. В основной массе отмечаются также моноклинный пироксен, биотит, титаномагнетит. Центральные части мощных (более 1 м) даек сложены среднезернистыми разностями. По мере удаления от центра к краям зернистость уменьшается вплоть до появления криптозернистых образований вблизи контактов базитов с породами вмещающей рамы. Для целей петролого-геохимического изучения было отобрано и проанализировано более 30 образцов базитов из восьми даек.

Изотопное датирование (U-Pb SHRIMP-II, Университет Кетина, Западная Австралия) образца порфирита (№ 6077), отобранного из дайки, принадлежащей рассматриваемому рою, показало присутствие в породе двух основных групп цирко-

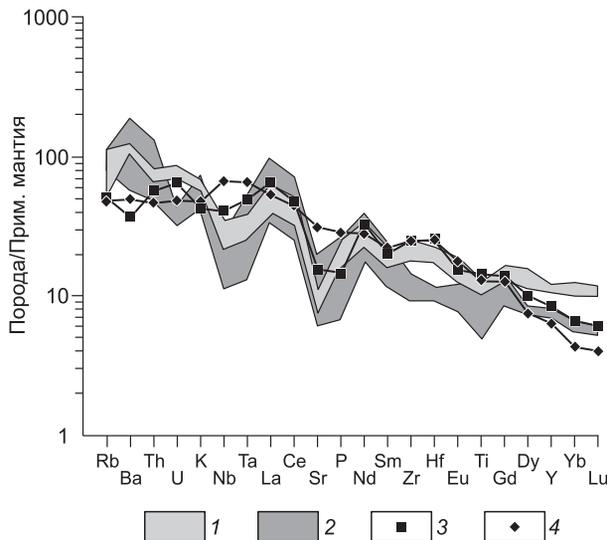


Рис. 3. Мультиэлементные спектры для раннепалеозойских базитов южного фланга Сибирского кратона, нормализованные к составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].

1 — поле составов долеритов Бирюсинского выступа; 2 — поле составов долеритов Голоустенского выступа; 3 — представительный состав долерита Урикского грабена; 4 — состав OIB [Sun, McDonough, 1989].

Химические составы представительных разновозрастных фанерозойских базитов юга Сибирского кратона

Компонент	Ранний палеозой															Поздний палеозой									
	Долериты Бирюсинского выступа					Долериты Голоуспенского выступа					Урик					Долериты южно-байкальского дайкового роя									
	02120	02121	02122	02128	03201	02132	02133	92705	92709	92711	92715	92801	M1	06075	06076	06077	06078	06080	9103	9104	9111	9112	9114		
SiO ₂	48.39	48.90	47.46	46.04	53.78	46.71	46.32	53.89	51.92	52.75	52.86	49.45	47.15	46.35	45.83	44.18	43.93	43.96	45.43	46.54	45.73	45.21			
TiO ₂	2.89	2.97	3.04	2.20	2.53	3.07	2.82	1.64	1.30	2.57	0.96	1.07	3.17	2.20	3.03	1.60	2.92	3.00	3.18	3.07	2.00	3.94			
Al ₂ O ₃	11.97	11.55	12.92	13.90	13.08	12.52	12.25	14.80	15.80	13.70	14.40	12.50	12.04	15.50	14.85	13.42	14.85	15.65	15.82	17.45	16.30	16.60			
Fe ₂ O ₃	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	4.43	He опр.	He опр.	2.12	3.12	5.20	2.35	3.62	He опр.	3.13	3.83	3.01	6.43	6.06	6.62	4.02	3.72	3.54			
FeO	»	»	»	»	10.27	»	»	9.00	7.35	7.32	6.68	7.02	»	7.07	7.64	6.85	6.40	6.77	5.78	7.49	6.03	7.90			
Fe ₂ O ₃ *	16.06	16.49	16.72	15.30	He опр.	17.63	16.72	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He	17.94	He опр.	He опр.	He опр.	He	He	He	He опр.	He опр.	He опр.			
MnO	0.26	0.27	0.27	0.23	0.21	0.28	0.26	0.16	0.12	0.13	0.13	0.15	0.20	0.14	0.16	0.13	0.15	0.19	0.10	0.13	0.17	0.17			
MgO	5.62	5.84	5.66	7.19	3.63	6.01	6.14	5.09	4.89	3.02	6.97	11.03	4.99	6.88	4.58	13.90	5.65	4.98	3.59	3.09	7.89	4.68			
CaO	7.44	7.72	7.68	7.84	3.39	7.60	7.51	7.85	7.06	7.10	9.04	7.59	9.02	7.88	7.11	7.69	7.91	7.84	8.12	7.28	8.80	7.00			
Na ₂ O	2.38	1.77	2.58	2.31	3.78	3.26	3.25	2.16	2.14	2.55	1.98	1.85	1.60	4.14	4.00	2.85	3.15	3.35	3.39	3.58	3.13	3.84			
K ₂ O	1.98	1.81	2.10	2.13	1.72	1.42	2.06	1.83	1.61	2.25	2.13	1.38	1.29	1.84	1.93	1.19	1.18	1.33	1.44	1.78	1.55	2.00			
P ₂ O ₅	0.63	0.67	0.72	0.21	0.55	0.44	0.36	0.36	0.30	0.49	0.28	0.14	0.32	0.65	0.69	0.31	0.71	0.68	0.76	0.57	0.38	0.59			
П.п.п.	2.06	1.80	1.71	1.84	2.05	1.71	2.03	1.46	3.83	2.57	0.92	4.58	2.22	3.64	5.41	4.23	5.03	4.75	4.53	4.68	3.90	5.43			
H ₂ O ⁻	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0.47	He опр.	He опр.	<0.01	0.08	0.20	0.02	<0.01	He опр.	0.22	0.49	0.40	1.34	1.20	1.13	0.57	0.50	0.55			
CO ₂	»	»	»	»	0.11	»	»	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	»	He опр.	He опр.	He опр.	He	He	He	He опр.	He опр.	He опр.			
Сумма	99.68	99.79	100.87	99.18	100.00	100.65	99.73	100.36	99.52	99.85	98.72	100.38	99.94	99.64	99.55	99.76	99.65	99.76	99.89	100.25	100.10	101.45			
Rb	129.13	120.12	127.95	50.79	31.25	60.20	79.68	55.08	57.37	71.71	61.75	51.36	32.77	30.38	23.05	32.16	13.78	14.25	13.36	19.89	32.73	23.02			
Sr	210.41	199.44	211.13	319.88	160.87	197.31	237.84	457.34	443.43	409.08	607.13	126.16	329.83	819.53	741.88	605.94	667.02	563.49	642.22	719.13	719.22	825.65			
Y	54.60	55.35	56.16	24.33	52.12	54.10	50.67	24.71	20.56	30.42	29.54	35.05	38.64	31.66	39.67	20.81	47.16	41.04	40.77	30.21	22.52	29.47			
Zr	214.24	217.41	213.74	102.16	294.68	229.45	211.90	154.19	90.32	164.67	124.87	103.42	281.38	183.76	243.57	74.62	251.24	287.81	252.05	223.40	132.86	238.02			
Nb	16.61	19.64	19.05	7.64	25.43	11.02	15.17	9.93	6.23	14.29	8.93	8.16	29.28	12.16	18.46	8.45	17.95	17.58	11.72	15.24	13.36	19.77			
Ba	458.26	432.93	422.50	380.17	867.45	409.26	739.52	1023.76	821.21	1317.32	1398.93	396.7	163.23	390.13	1161.04	266.79	593.66	540.45	548.86	1030.52	351.89	1033.37			
Co	35	41	50	53	38	44	40	58	62	50	51	130	62	31	35	56	36	44	50	35	38	36			
Ni	35	43	56	55	3.2	58	64	70	87	50	43	360	75	98	17	440	25	37	40	21	150	22			
V	230	290	300	450	85	290	310	190	76	380	83	210	440	110	180	92	170	200	270	150	140	140			
Cr	32	31	40	52	He обн.	77	83	200	380	92	530	330	67	130	18	800	35	35	37	18	280	16			

La	33.62	34.42	32.75	18.36	45.43	29.72	27.88	52.42	46.60	72.49	50.89	22.23	44.90	27.43	31.37	30.00	14.34	32.49	28.13	29.85	24.76	17.64	26.8
Ce	70.49	70.45	68.00	39.41	91.58	62.18	57.90	110.71	95.98	153.49	132.53	45.09	83.71	61.36	72.83	70.92	32.21	76.04	66.04	75.1	56.91	38.70	68
Pr	8.54	8.74	8.46	5.34	11.37	7.67	7.02	11.20	9.90	15.50	11.89	5.47	10.70	7.44	9.19	8.91	4.00	9.69	9.29	9.12	7.90	5.38	7.8
Nd	35.72	36.45	35.75	21.11	47.38	31.84	30.21	41.69	36.47	56.51	48.99	23.53	44.35	33.03	39.84	39.77	17.31	43.30	38.30	40.81	31.81	21.49	34.19
Sm	8.00	8.28	8.06	4.75	10.76	7.45	7.21	6.91	6.03	9.57	8.54	5.16	9.00	7.62	9.27	9.09	4.46	9.87	8.82	8.86	7.00	5.26	7.02
Eu	2.44	2.47	2.39	1.56	3.22	2.32	2.14	1.76	1.64	2.29	1.97	1.24	2.62	2.27	2.78	2.78	1.37	2.99	2.66	2.69	2.27	1.74	2.33
Gd	9.09	9.21	9.24	4.49	11.97	8.72	8.19	6.71	5.67	8.58	6.76	5.42	8.28	6.95	8.83	8.78	4.27	10.10	7.90	8.64	6.27	4.81	6.67
Tb	1.68	1.69	1.66	0.70	2.20	1.58	1.56	0.56	0.54	0.82	0.86	0.86	1.33	1.08	1.40	1.31	0.65	1.65	1.26	1.29	0.94	0.73	0.97
Dy	9.03	8.83	8.91	4.21	11.47	8.67	8.40	4.54	3.88	5.96	4.91	5.6	7.42	5.86	7.15	7.10	3.64	8.54	7.42	6.91	5.50	4.13	5.12
Ho	1.79	1.81	1.83	0.64	2.35	1.85	1.73	0.95	0.80	1.21	0.94	1.13	1.42	1.09	1.42	1.34	0.72	1.66	1.12	1.41	0.85	0.64	0.99
Er	5.42	5.54	5.70	2.08	7.20	5.57	5.35	2.51	2.13	3.11	2.52	3.2	3.53	3.07	4.15	3.95	1.96	4.65	3.74	3.9	2.74	2.01	2.71
Tm	0.84	0.85	0.86	0.27	1.10	0.89	0.82	0.36	0.30	0.44	0.37	0.46	0.60	0.45	0.60	0.59	0.26	0.74	0.50	0.67	0.36	0.29	0.45
Yb	4.83	4.84	4.71	1.87	6.20	5.05	4.96	2.32	1.86	2.78	2.37	3	3.28	2.40	3.27	3.44	1.59	3.97	3.59	3.78	2.53	2.02	3.09
Lu	0.74	0.73	0.74	0.30	0.95	0.78	0.74	0.36	0.29	0.41	0.4	0.45	0.45	0.41	0.53	0.54	0.24	0.66	0.56	0.58	0.40	0.31	0.41
Hf	5.20	5.24	5.25	2.42	6.81	5.80	5.44	3.60	1.95	3.58	3.63	2.89	8.03	4.45	6.16	6.01	2.03	6.85	5.75	5.27	4.63	3.02	4.79
Ta	1.07	1.32	1.31	0.75	1.58	0.75	1.06	1.17	0.79	1.86	0.41	0.33	2.02	0.97	1.49	1.64	0.74	1.52	1.80	0.65	1.49	1.51	1.46
Pb	5.57	5.98	6.31	5.37	8.37	10.27	9.41	12.97	11.05	16.61	16.32	7.62	7.48	2.89	7.10	6.02	4.27	5.14	4.75	3.75	4.34	2.15	3.6
Th	6.24	6.43	6.23	1.68	7.07	5.82	5.61	8.38	6.89	11.26	10.54	4.26	4.93	1.59	1.73	1.75	0.89	1.68	1.32	1.25	1.39	1.13	1.4
U	1.41	1.43	1.14	0.38	1.86	1.46	1.48	1.47	0.81	0.83	1.25	0.63	1.36	0.79	0.82	0.79	0.42	0.69	0.60	1.24	0.65	0.50	0.68
Mg#	45	45	44	52	35	44	46	49	50	35	62	69	39	59	46	47	75	49	46	39	37	64	47
(La/Yb) _n	4.99	5.10	4.99	7.04	5.26	4.22	4.03	16.23	17.93	18.73	15.40	5.32	9.81	8.21	6.88	6.26	6.46	5.87	5.63	5.66	7.01	6.26	6.22
La/Nb	2.02	1.75	1.72	2.40	1.79	2.70	1.84	5.28	7.48	5.07	5.70	2.72	1.53	2.26	1.70	1.56	1.70	1.81	1.60	2.55	1.62	1.32	1.36
Ce/Nb	4.24	3.59	3.57	5.16	3.60	5.64	3.82	11.15	15.40	10.74	14.84	5.53	2.86	5.05	3.95	3.68	3.81	4.24	3.76	6.41	3.74	2.90	3.44
Th/Nb	0.38	0.33	0.33	0.22	0.28	0.53	0.37	0.84	1.11	0.79	1.18	0.52	0.17	0.13	0.09	0.09	0.11	0.09	0.07	0.11	0.09	0.08	0.07
(Nb/La) _{PM}	0.48	0.55	0.56	0.40	0.54	0.36	0.52	0.18	0.13	0.19	0.17	0.35	0.63	0.43	0.57	0.62	0.57	0.53	0.60	0.38	0.59	0.73	0.71
(Th/La) _{PM}	1.50	1.51	1.54	0.74	1.26	1.58	1.63	1.29	1.20	1.25	1.67	1.55	0.89	0.47	0.45	0.47	0.50	0.42	0.38	0.34	0.45	0.52	0.42
(Nb/Th) _{PM}	0.32	0.36	0.36	0.54	0.43	0.23	0.32	0.14	0.11	0.15	0.10	0.23	0.71	0.91	1.27	1.31	1.13	1.27	1.59	1.12	1.31	1.40	1.68

Компонент	Поздний палеозой															Ранний мезозой									
	Базиты Бугульдейского участка															Траппы Усольского силла					Траппы Толгтомысовского силла				
	05150	05151	0638	0639	0640	0661	0663	01122	01124	01126	01127	01129	833	834	847	851	887	888	891	2845	2848	2854	38-28		
SiO ₂	51.68	51.55	48.49	51.89	48.52	55.54	53.58	48.59	47.08	51.15	51.94	50.40	50.90	50.05	49.90	49.00	47.60	47.40	47.60	48.08	46.75	47.72	49.12	48.57	
TiO ₂	0.57	0.73	0.74	0.74	0.61	0.56	0.83	0.70	0.75	0.74	0.76	0.67	1.64	1.74	1.00	0.96	0.74	0.71	0.79	1.90	1.83	1.76	1.80	1.49	
Al ₂ O ₃	13.95	14.25	14.76	14.28	15.46	14.15	13.85	13.61	14.33	15.45	13.66	13.79	14.58	14.05	14.60	14.50	14.25	14.90	15.65	14.15	16.20	15.24	14.10	16.30	
Fe ₂ O ₃	3.60	4.83	He опр.	He опр.	He опр.	6.65	5.53	He опр.	2.37	3.40	3.60	3.70	2.52	3.08	2.29	2.49	2.64	1.87	3.46	3.57					
FeO	5.69	4.87	»	»	»	2.80	4.62	»	»	»	»	10.78	11.47	7.83	7.29	7.72	8.12	8.83	11.13	10.57	11.67	9.98	8.33		
Fe ₂ O ₃ *	He опр.	He опр.	11.20	10.16	10.66	He опр.	He опр.	10.74	11.36	9.90	6.97	9.56	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	
MnO	0.16	0.17	0.18	0.18	0.18	0.14	0.17	0.18	0.19	0.15	0.28	0.17	0.23	0.24	0.20	0.17	0.16	0.17	0.16	0.26	0.23	0.24	0.18	0.19	
MgO	8.93	7.00	8.14	7.49	8.25	3.70	6.33	10.06	9.53	6.49	7.55	9.21	4.09	3.79	6.65	7.05	10.38	10.99	9.45	5.52	6.08	6.10	5.45	5.34	
CaO	8.20	8.73	11.73	10.04	13.04	13.68	9.14	12.74	9.86	9.30	8.75	10.15	9.54	9.12	11.60	12.06	12.76	11.64	11.21	11.32	11.09	10.45	10.84	11.64	
Na ₂ O	2.30	4.34	2.06	2.79	1.61	0.56	1.91	1.50	3.55	2.49	3.49	3.50	3.06	3.02	2.47	2.30	1.76	1.76	2.01	3.45	3.17	3.33	2.48	2.79	
K ₂ O	0.78	0.14	0.09	0.31	0.06	0.27	0.36	0.21	0.23	0.38	0.81	0.54	0.79	0.79	0.41	0.41	0.28	0.27	0.31	0.64	0.48	0.53	0.57	0.43	
P ₂ O ₅	0.08	0.11	0.11	0.10	0.08	0.08	0.12	0.08	0.10	0.11	0.10	0.08	0.27	0.28	0.15	0.14	0.14	0.17	0.15	0.19	0.17	0.18	0.18	0.16	
П.п.п.	3.72	2.96	2.22	2.17	1.76	1.98	3.32	2.05	2.95	3.33	4.77	1.69	1.71	1.76	1.27	2.08	1.34	1.11	1.46	1.19	1.28	1.35	1.50	1.46	
H ₂ O-	He обн.	He обн.	He опр.	He опр.	He опр.	He обн.	0.18	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.									
CO ₂	»	»	»	»	»	0.06	0.11	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	
Сумма	99.66	99.68	99.72	100.15	100.23	100.17	100.05	100.46	99.93	99.49	99.08	99.75	99.96	99.71	99.68	99.66	99.65	100.32	99.91	100.32	100.49	100.44	99.66	100.27	
Rb	21.17	8.49	1.18	9.51	1.8	8	9.33	2.10	1.91	7.68	47.51	12.51	15.84	20.64	8.67	8.89	5.90	5.77	6.60	17.80	11.89	12.77	16.95	12.18	
Sr	116.73	137.37	372.46	215.42	292.68	565.73	206.25	270.28	164.53	300.80	452.76	151.35	203.37	191.98	189.91	195.35	167.63	176.54	186.71	209.15	227.33	218.99	239.64	251.63	
Y	16.68	17.57	25.74	24.88	18.96	16.28	21.86	20.16	19.11	19.07	19.01	23.83	32.54	43.96	21.69	22.07	15.19	14.71	16.05	38.76	31.60	31.14	40.07	37.40	
Zr	69.00	70.00	100	100	80	78	106	77.00	73	77.00	81	86.00	117.02	152.68	73.72	67.39	45.43	42.89	51.11	98.51	86.35	87.75	132.71	113.69	
Nb	2.88	5.85	5.51	5.73	4.02	4.6	5.82	5.42	6.81	8.39	5.92	5.87	6.28	7.57	3.45	3.28	2.00	2.05	2.53	7.24	7.05	8.81	6.35	5.30	
Ba	359.42	199.92	108.05	163.07	48.59	137.98	190.89	160.00	150.22	237.62	297.21	282.92	188.00	220.17	113.60	101.61	71.17	76.98	85.59	192.35	136.58	146.59	203	156	
Co	16	37	42	46	50	30	43	70	36	51	52	41	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	55	
Ni	63	110	81	100	150	80	66	160	93	96	150	140	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	40	
V	110	220	280	290	240	240	250	230	340	430	230	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	367	
Cr	160	290	120	170	280	140	91	390	260	270	380	260	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	208	
La	16.93	13.47	25.80	20.54	14.40	11.91	18.37	17.44	13.96	15.48	16.02	20.61	10.98	13.13	6.72	5.63	3.64	3.65	4.41	10.63	8.79	9.38	10.7	8.5	

Ce	31.35	27.89	46.55	41.64	29.78	23.24	36.56	34.84	28.60	30.56	31.13	39.35	24.86	31.26	15.91	13.93	8.95	9.11	11.00	24.92	21.20	22.51	23	19.1
Pr	3.84	3.42	4.83	4.43	3.34	2.63	4.22	4.37	3.11	3.92	3.48	5.18	3.17	3.94	2.07	1.77	1.16	1.19	1.39	3.27	2.76	2.79	3.6	3.0
Nd	14.16	13.78	21.10	19.28	14.30	11.90	18.74	16.59	12.95	15.73	14.06	18.67	14.17	17.99	9.25	9.38	6.17	5.97	6.94	16.31	13.85	14.43	17.2	14.6
Sm	2.52	2.86	4.00	3.81	2.93	2.34	3.67	3.21	2.95	3.15	2.97	3.74	4.02	5.14	2.84	2.24	1.51	1.63	1.71	4.00	3.48	3.56	4.8	4.2
Eu	0.58	0.90	1.09	1.03	0.93	0.84	1.13	0.78	0.93	0.91	0.90	0.89	1.42	1.69	0.95	0.91	0.69	0.63	0.75	1.67	1.33	1.30	1.59	1.58
Gd	2.52	3.41	4.40	4.31	3.23	2.76	3.92	3.24	2.86	3.39	2.88	3.84	5.06	6.61	3.27	3.36	2.25	2.15	2.51	5.89	4.71	4.92	5.7	5.0
Tb	0.39	0.54	0.65	0.66	0.54	0.42	0.65	0.55	0.52	0.55	0.51	0.63	0.80	1.10	0.53	0.55	0.41	0.37	0.42	1.05	0.81	0.83	0.97	0.90
Dy	2.78	3.31	4.15	3.90	2.89	2.51	3.76	3.40	3.13	3.32	2.85	4.14	5.29	7.01	3.77	3.67	2.45	2.37	2.57	6.34	4.98	5.23	6.2	5.7
Ho	0.55	0.72	0.92	0.81	0.67	0.54	0.80	0.75	0.63	0.76	0.61	0.92	1.12	1.52	0.78	0.72	0.50	0.48	0.50	1.21	1.00	1.01	1.31	1.17
Er	2.12	2.26	2.45	2.30	1.78	1.50	2.03	2.01	2.00	1.89	1.83	2.49	3.30	4.59	2.26	2.19	1.52	1.46	1.62	3.78	2.96	3.07	3.7	3.4
Tm	0.36	0.32	0.40	0.42	0.32	0.26	0.31	0.38	0.29	0.31	0.26	0.38	0.58	0.75	0.37	0.33	0.23	0.21	0.25	0.57	0.45	0.49	0.57	0.56
Yb	1.35	1.74	1.87	1.84	1.54	1.26	1.80	1.88	1.65	1.61	1.44	2.24	3.09	4.07	2.08	1.86	1.22	1.41	1.50	3.15	2.59	2.63	3.6	3.3
Lu	0.22	0.25	0.28	0.27	0.23	0.17	0.24	0.28	0.22	0.23	0.20	0.29	0.47	0.67	0.34	0.32	0.20	0.22	0.24	0.50	0.43	0.45	0.50	0.46
Hf	1.77	1.06	1.24	1.19	1.23	0.99	1.45	1.29	1.07	1.27	1.18	1.30	3.06	4.09	2.06	1.90	1.37	1.16	1.58	2.80	2.48	2.74	3.5	3.0
Ta	0.16	0.44	0.34	0.33	0.41	0.21	0.30	0.48	0.76	0.87	0.47	0.52	0.45	0.50	0.26	0.19	0.13	0.15	0.16	0.48	0.56	0.77	0.43	0.36
Pb	9	4.43	9.28	6.79	9.09	11.94	4.34	5.12	3.40	5.90	37.66	6.02	5.21	3.11	8.84	2.83	1.58	1.78	2.01	2.70	3.09	4.47	7.5	8.4
Th	3.21	2.64	5.17	5.36	3.77	1.62	2.64	4.33	2.06	2.57	2.66	4.94	1.78	2.36	1.20	0.91	0.56	0.64	0.73	1.53	1.38	1.55	1.26	1.05
U	0.94	0.88	0.79	0.75	0.56	0.22	0.40	0.61	0.40	0.39	0.95	0.66	0.66	0.82	0.39	0.35	0.24	0.23	0.30	0.60	0.55	0.68	0.56	0.49
Mg#	68	61	63	63	64	47	58	69	66	60	72	69	40	35	56	58	69	68	65	46	50	49	47	49
(La/	9.01	5.55	9.92	7.99	6.71	6.79	7.32	6.66	6.06	6.91	8.00	6.59	2.55	2.31	2.32	2.17	2.14	1.86	2.11	2.42	2.44	2.56	2.14	1.88
Yb) _н																								
La/Nb	5.88	2.30	4.68	3.58	3.58	2.59	3.16	3.22	2.05	1.84	2.71	3.51	1.75	1.73	1.95	1.71	1.82	1.78	1.74	1.47	1.25	1.06	1.69	1.61
Ce/Nb	10.88	4.77	8.45	7.27	7.41	5.05	6.28	6.43	4.20	3.64	5.26	6.70	3.96	4.13	4.61	4.24	4.48	4.44	4.34	3.44	3.01	2.55	3.69	3.61
Th/Nb	1.11	0.45	0.94	0.94	0.94	0.35	0.45	0.80	0.30	0.31	0.45	0.84	0.28	0.31	0.35	0.28	0.28	0.31	0.29	0.21	0.20	0.18	0.20	0.20
(Nb/	0.16	0.42	0.21	0.27	0.27	0.37	0.31	0.30	0.47	0.52	0.36	0.27	0.55	0.56	0.49	0.56	0.53	0.54	0.55	0.66	0.77	0.91	0.57	0.60
La) _{PM}																								
(Th/	1.53	1.58	1.62	2.11	2.12	1.10	1.16	2.01	1.19	1.34	1.34	1.94	1.31	1.45	1.44	1.31	1.24	1.41	1.33	1.16	1.27	1.33	0.95	0.99
La) _{PM}																								
(Nb/	0.11	0.26	0.13	0.13	0.13	0.34	0.26	0.15	0.39	0.39	0.26	0.14	0.42	0.38	0.34	0.43	0.43	0.38	0.42	0.57	0.61	0.68	0.60	0.60
Th) _{PM}																								

Примечание. Mg# = Mg/100/(Mg + Fe²⁺), где Mg = MgO/40.31, Fe²⁺ = (Fe₂O₃ × 0.8998 × 0.85)/71.85. n — значения нормализованы по составу хондрита, PM — значения нормализованы по составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]. Оксиды приведены в мас.%, элементы — в г/г. Не опр. — элемент не определялся, Не обн. — элемент не обнаружен.

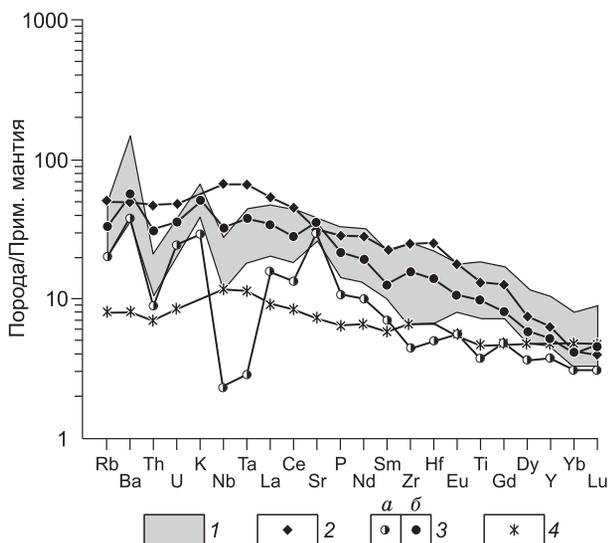


Рис. 4. Мультиэлементные спектры для позднепалеозойских базитов южного фланга Сибирского кратона (южно-байкальский рой), нормализованные к составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].

1 — поле составов долеритов южно-байкальского роя; 2 — состав ОИБ, по [Sun, McDonough, 1989]; 3 — базальты Камчатки: *a* — примитивные, *b* — обогащенные (оба состава из [Ivanov et al., 2004]); 4 — E-MORB, по [Sun, McDonough, 1989].

ражают возраст вмещающей метаморфической рамы, вторые — возраст постколлизийного гранитоидного магматизма, имеющего широкое распространение в рассматриваемом регионе [Донская и др., 2003; Poller et al., 2005]. Кластер молодых цирконов имеет $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст 275 ± 4 млн лет, который мы интерпретируем как возраст кристаллизации базитового расплава, произошедшей во время внедрения дайки. Палеомагнитные данные подтверждают эту интерпретацию — дайки несут стабильную первичную (подтверждено тестом контакта) намагниченность, характерную для раннепермского суперхрона Киама [Pisarevsky et al., 2006].

Для долеритов даек характерны содержания $\text{SiO}_2 = 43.9\text{—}46.5$ мас.%, повышенные содержания щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = \text{до } 6.0$ мас.%), TiO_2 (1.6—3.9 мас.%) и P_2O_5 (0.3—0.7 мас.%) (см. таблицу). На диаграмме в координатах $\text{Zr}/\text{TiO}_2\text{—Nb}/\text{Y}$ [Winchester, Floyd, 1977] (см. рис. 2) точки составов долеритов располагаются в полях субщелочных и щелочных базальтов. Проанализированные породы представляют собой как практически недифференцированные, так и умеренно и сильно дифференцированные разновидности, значения $\text{Mg}\#$ варьируются от 37 до 75. Для изученных пород отмечаются хорошо выраженные отрицательные корреляции между индексом дифференцированности и содержаниями TiO_2 , P_2O_5 , La, отсутствие корреляций между $\text{Mg}\#$ и SiO_2 , Nb, Th, Sr (см. таблицу).

Долериты даек характеризуются повышенными содержаниями легких РЗЭ ($\text{La} = 14.3\text{—}32.5$ г/т) и обнаруживают фракционированный характер распределения редкоземельных элементов $(\text{La}/\text{Yb})_n = 5\text{—}8$.

На нормированных по составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] мультиэлементных спектрах базальтоидов отмечаются хорошо выраженные отрицательные аномалии по Th-U, Nb-Ta, положительные по Sr, отсутствие аномалии в спектре Ti. Специфическими особенностями всех долеритов даек являются высокие содержания $\text{TiO}_2 = 1.6\text{—}3.9$ мас.%, $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.3\text{—}0.7$ мас.%, $\text{Sr} = 563\text{—}842$ г/т, относительно повышенные содержания $\text{La} = 14.3\text{—}32.5$ г/т, $\text{Th} = 0.9\text{—}1.9$ г/т, варьирующие содержания $\text{Nb} = 8.4\text{—}19.3$ г/т.

Сопоставление геохимических составов и мультиэлементных спектров долеритов даек с базальтами типа E-MORB, ОИБ и островодужными базальтами показало, что проанализированные долериты обнаруживают сходство как с островодужными базальтами, так и с базальтами типа ОИБ. Высокие содержания TiO_2 и P_2O_5 и отсутствие аномалий в спектрах этих элементов указывают на близость этих пород базальтам типа ОИБ. Однако долериты характеризуются в большинстве случаев умеренными содержаниями Nb и обнаруживают отрицательную аномалию по Nb-Ta относительно располагающихся рядом на мультиэлементных спектрах K и La. Их отношения $\text{Nb}_{\text{PM}}/\text{La}_{\text{PM}}$ варьируются от 0.38 до 0.71, указывая на сходство с «обогащенными» островодужными базальтами (см. рис. 4). Некоторые дифференцированные разновидности обнаруживают повышенные содержания Nb при сходных с остальными породами концентрациями La и характеризуются отсутствием аномалии по Nb на мультиэлементных спектрах. В то же время в долеритах отмечаются достаточно умеренные содержания Th, близкие к базальтам типа «примитивных» IAB (см. рис. 4), и отрицательная аномалия в области Th-U на мультиэлементных спектрах. Отметим также, что высокие содержания Sr и Ba и во многих случаях положительные аномалии по Sr и Ba на мультиэлементных спектрах указывают на сходство долеритов с базальтами островных дуг. Таким образом, геохимические характеристики долеритов не позволят отнести их к какому-либо одному типу базальтоидов, что может указывать на формирование исходного расплава долеритов в результате смешения нескольких мантийных источников. Повышенные значения индикаторного геохимического отноше-

ния $Nb_{PM}/Th_{PM} = 0.91—1.68$ и пониженные значения $Th_{PM}/La_{PM} = 0.34—0.52$, а также высокие содержания TiO_2 и отсутствие аномалии по Ti на мультиэлементных спектрах свидетельствуют о незначительной роли коровой контаминации при формировании долеритов (пояснения см. в [Туркина, Ножкин, 2008]).

На диаграмме $Ce/Nb—Th/Nb$ [Saunders et al., 1988] (рис. 5) используемой для характеристики источника базальтоидов большинство точек составов долеритов располагаются в области повышенных значений отношений $Ce/Nb = 3.7—6.4$ и умеренных Th/Nb , что позволяет предполагать присутствие в источнике субдукционной компоненты. В пользу этого заключения также свидетельствует наличие положительных аномалий по Ba и Sr на мультиэлементных спектрах. Высокие содержания TiO_2 и P_2O_5 могут указывать на источник типа OIB, а умеренные содержания Th на деплетированный источник типа MORB. Таким образом, наиболее вероятно, что в формировании исходного расплава для долеритов приняли участие, по крайней мере, три мантийные компоненты — субдукционная, обогащенная рециклированная и деплетированная типа N-MORB.

Базитовые интрузии Бугульдейского участка. Выходы базитов в бассейне р. Бугульдейка (см. рис. 1) образуют полосу субмеридионального простираения, протягивающуюся на расстояние более 30 км, локализуясь вдоль зоны тектонического контакта осадочных толщ позднерифейской байкальской серии [Станевич и др., 2007] и раннепротерозойских гранитоидов приморского комплекса (схему геологического строения см. в [Гладкочуб и др., 2008]). Вблизи зоны контакта доломиты голоуспенской свиты встречаются лишь в виде редких высыпок и в канавах, располагающихся на значительном удалении от коренных выходов базитов. Контакт базитов с гранитоидами приморского комплекса в рассматриваемом районе проходит по предполагаемому разлому северо-восточного простираения, который трассируется по косвенным признакам (залесенная депрессия). Непосредственного контакта базитов с гранитами в бассейне р. Бугульдейка не наблюдается ввиду слабой расчлененности рельефа. По этой же причине, а также в связи с сильной залесенностью территории остается неясной и морфология базитовых тел. Первоначально [Геологическая карта..., 1964; Решения..., 1983] базиты интерпретировались в качестве вулканитов хотской свиты рифея. Однако проведенные авторами статьи детальные геологические наблюдения показали, что в изученных обнажениях не выявлены признаки слоистости и флюиальности, которые могли бы надежно указывать на вулканогенную природу пород. В то же время характер площадного распространения базитовых тел позволяет интерпретировать их как фрагменты даек, слагающих рой меридионального простираения.

Для петрографического и геохимического изучения было отобрано более 40 проб базитов. Петрографическое изучение шлифов позволило установить, что изученные породы представляют собой зеленокаменное измененные породы основного состава, иногда имеющие порфиновую текстуру. В большинстве изученных шлифов первичные структуры не поддаются распознаванию в силу вторичных изменений. Главными минералами базитов являются плагиоклаз, эпидот и актинолит, иногда хлорит, в варьирующих пропорциях. В качестве второстепенных присутствуют кварц и биотит. Из реликтовых минералов относительной сохранностью обладают лишь отдельные лейсты плагиоклаза, который в своей основной массе сосюритизирован. Реликты плагиоклаза соответствуют андезину. Первичный пироксен в рассматриваемых базитах практически полностью замещен актинолитом, хлоритом и эпидотом.

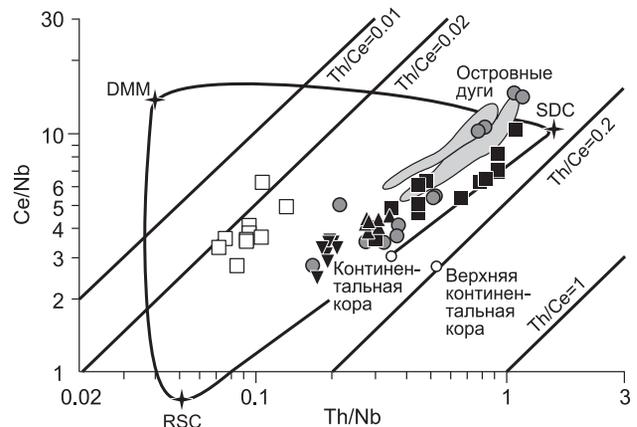
Изотопное датирование базита (обр. 05150) было выполнено авторами в Университете Кетина (Западная Австралия). Установлено (SHRIMP-II по 11 зернам циркона), что возраст базитов составляет 274 ± 3 млн лет [Гладкочуб и др., 2008]. Таблица результатов U-Pb датирования и диаграмма с конкордией приведены в [Гладкочуб и др., 2008].

Nd-изотопные исследования пяти образцов базитов показали, что все изученные различия характеризуются крайне низкими значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ (до -22.0) при значениях T_{DM} , составляющих 2.67—2.83 млрд лет. Подобные характеристики свидетельствуют об определенном вкладе архейского субстрата в источник исследуемых базитов. Близкие значения T_{DM} (2.62—2.72 млрд лет) имеют гнейсы

Рис. 5. Диаграмма $Ce/Nb—Th/Nb$ [Saunders et al., 1988] для фанерозойских базитов южного фланга Сибирского кратона.

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. 2.



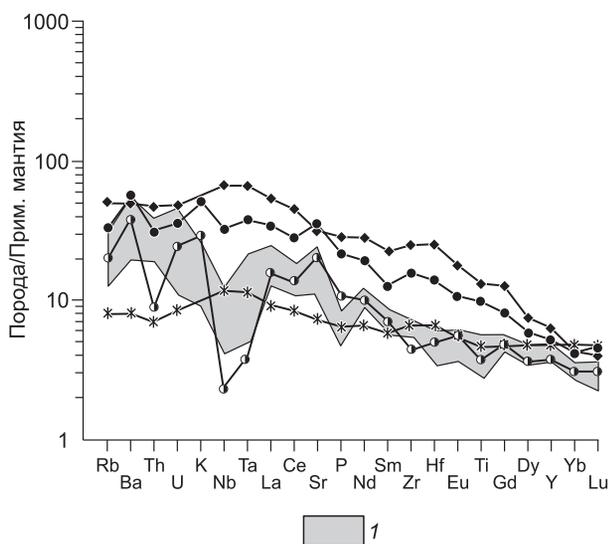


Рис. 6. Мультиэлементные спектры для позднепалеозойских базитов южного фланга Сибирского кратона (интрузии Бугульдейского участка), нормализованные к составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].

1 — поле составов базитов Бугульдейского участка. Остальные усл. обозн. см. на рис. 4.

(0.56—0.83) и P_2O_5 (0.08—0.12) (см. таблицу). На диаграмме в координатах Zr/TiO_2 — Nb/Y Дж.А. Винчестера и П.А. Флойда [Winchester, Floyd, 1977] (см. рис. 2) точки составов базитов располагаются в поле андезитов/базальтов и могут быть отнесены к единой базальт-андезибазальтовой серии. Индекс дифференцированности изученных пород ($Mg\#$) варьирует от 69 до 43 (см. таблицу), демонстрируя отчетливую корреляцию с концентрациями Cr и Ni .

Базиты характеризуются умеренно фракционированным распределением нормализованных по хондриту [Sun, McDonough, 1989] редкоземельных элементов ($(La/Yb)_n = 6—10$). На нормализованных по составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] мультиэлементных спектрах (рис. 6) всех проанализированных пород отмечаются хорошо выраженные отрицательные аномалии по $Nb-Ta$, P , Ti . Положительные аномалии по Sr и Ba могут быть интерпретированы в качестве доказательства присутствия в источнике базитовых расплавов субдукционной компоненты. Базиты характеризуются умеренными содержаниями Nb и по величине отрицательной аномалии по $Nb-Ta$ ($Nb_{PM}/La_{PM} = 0.16—0.52$) сопоставимы с «примитивными» островодужными базальтами. На диаграмме Ce/Nb — Th/Nb [Saunders et al., 1988] (см. рис. 5) большинство точек составов базитов располагаются вблизи области пород, образованных при участии субдукционной компоненты ($Ce/Nb = 3.6—10.9$; $Th/Nb = 0.3—1.1$), что позволяет предполагать присутствие субдукционной компоненты в их источнике. Параллельный характер спектров, наблюдаемый в областях легких и тяжелых РЗЭ, также Zr , Y , Ti , указывает на ненарушенность первичных концентраций этих элементов и свидетельствует в пользу принадлежности изученных базитов к единой базальт-андезибазальтовой серии.

Низкие значения индикаторного геохимического отношения $Nb_{PM}/Th_{PM} = 0.11—0.39$ при повышенных значениях отношения $Th_{PM}/La_{PM} = 1.10—2.12$, а также присутствие отрицательной аномалии по Ti на мультиэлементных спектрах свидетельствуют в пользу контаминированности первичных расплавов веществом континентальной коры [Туркина, Ножкин, 2008]. Таким образом, совокупность геохимических характеристик позволяет трактовать изученные базиты как продукты обогащенного субдукционной компонентой магматического источника, претерпевшие контаминацию и последующие низкотемпературные вторичные изменения.

РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ТРАППЫ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (АНГАРО-ТАСЕЕВСКАЯ СИНЕКЛИЗА)

Долеритовые sillы Ангаро-Тасеевской синеклизы (см. рис. 1) впервые описаны А.Л. Чекановским во второй половине XIX в. [Масайтис, 1962]. Именно с этого описания началось изучение Сибирской трапповой провинции. В пределах рассматриваемой территории располагается шесть крупных sillов: Тулунский, Падунский, Толстомысовский, Чуна-Бирюсинский, Заярский и Усольский [Феоктистов, 1978]. Мощность этих базитовых тел варьирует от первых десятков до нескольких сотен метров. Заярский и Усольский sillы локализованы в пределах раннекембрийских соленосных отложений. Эти интрузии не выходят на поверхность и изучены только по материалам бурения. Тулунский sill залегает среди позднекембрийских осадков, Тулунский и Толстомысовский — среди ордовикских осадков, а Чуна-Бирюсинский — по границе ордовикских и силурийских осадочных толщ. С вышеперечисленными sillами ассоциируют апофизы и маломощные дайки, пересекающие вышележащие осадочные толщи. Детальные геологические схемы изученных участков см. в [Ivanov et al., 2005, 2008, 2009; Ivanov, 2007].

Петрографические особенности долеритов, слагающих силлы Ангаро-Тасеевской синеклизы, детально описаны в работах Б.М. Владимирова [1962] и Г.Д. Феоктистова [1978]. В качестве основных типов пород, слагающих силлы, могут быть выделены следующие разновидности (по мере снижения индекса магнезиальности и роста кремнекислотности и щелочности): троктолитовые долериты, гранофировые долериты и безоливиновые пегматит-диабазы. Кроме породообразующих минералов (плаггиоклаза, оливина, пироксена) в породах присутствует кварц, калинагровый полевой шпат, амфибол, биотит, циркон, а также бадделейт.

Радиоизотопное датирование позднепалеозойских траппов юга Сибирской платформы выполнялось $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом ступенчатого нагрева во фламандском Свободном университете Брюсселя [Ivanov et al., 2005], Институте геологии и геофизики Китайской академии наук (Пекин) [Ivanov et al., 2009] и U-Pb методом SHRIMP в Центре масс-спектрометрии Университета Кетина (Западная Австралия). Кондиционные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки получены по образцам Усольского (243.9 ± 1.4 млн лет), Тулунского (240.1 ± 2.5 млн лет) и Падунского (241.6 ± 2.6 млн лет) силлов. U-Pb датировка методом SHRIMP получена для образца Толстомысовского силла (249.6 ± 1.5 млн лет). Ошибки приведены с учетом погрешности при измерении образцов и калибровки стандартов для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb SHRIMP датирования. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки калиброваны относительно возраста 98.79 млн лет для стандарта GA1550 [Renne et al., 1998], что приводит к их систематическому омоложению $\sim 0.9\%$ относительно U-Pb датировок [Иванов, 2006; Ivanov et al., 2005].

Полученные датировки ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb) показывают, что внедрение силлов Ангаро-Тасеевской синеклизы не было одноактным, и время их образования охватывает интервал от поздней перми до среднего триаса. Этот возрастной отрезок в полной мере отвечает общей длительности вулканизма сибирских траппов, установленной по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования [Ivanov et al., 2005; Ivanov, 2007; Reichow et al., 2008].

Для целей геохимического изучения было отобрано более 30 образцов из двух, наиболее хорошо охарактеризованных, с точки зрения геохронологии, силлов — Усольского и Толстомысовского. Химические составы представительных образцов приведены в таблице.

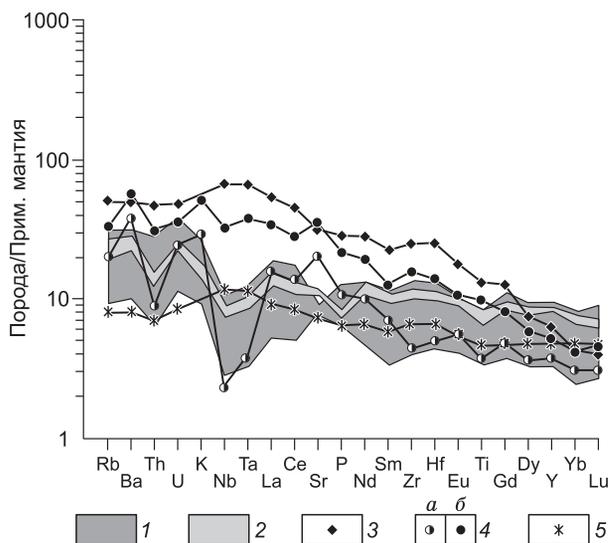
Для проанализированных траппов Усольского и Толстомысовского силлов характерны содержания SiO_2 , варьирующие в пределах 46.75—50.90 мас. % и умеренные содержания глинозема ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 14.05\text{—}16.30$ мас. %). На диаграмме в координатах $\text{Zr}/\text{TiO}_2\text{—Nb}/\text{Y}$ Дж.А. Винчестера и П.А. Флойда [Winchester, Floyd, 1977] точки составов траппов располагаются в поле андезитов/базальтов (см. рис. 2).

Содержания TiO_2 в изученных силлах варьируют в пределах от 0.71 до 1.90 мас. %, а P_2O_5 от 0.14 до 0.28 % (см. таблицу), увеличиваясь по мере уменьшения значения индекса дифференцированности пород. Помимо этих элементов, в наиболее дифференцированных разностях отмечаются максимальные содержания Y, Zr, Nb, Ba, Sr, Th, U, P3Э. Подобная особенность отчетливо свидетельствует в пользу существенной роли процессов дифференциации в формировании геохимического облика изученных пород.

На нормализованных по составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] мультиэлементных спектрах (рис. 7) всех проанализированных пород отмечаются хорошо выраженные отрицательные аномалии по Nb-Ta и Ti. Подобные аномалии могут быть обусловлены либо контаминацией исходных расплавов материалом континентальной коры, либо добавлением в мантийный источник субдукционной компоненты. Однако чрезвычайно низкие содержания Nb и Ta в изученных траппах (см. таблицу) не позволяют допускать сколько-нибудь существенную роль процессов коровой контаминации в формировании геохимических характеристик изученных пород. В то же время хорошо выраженные отрицательные аномалии по Nb-Ta и положительные аномалии по Sr и Ba на мультиэлементных спектрах наименее

Рис. 7. Мультиэлементные спектры для ранне-мезозойских траппов южного фланга Сибирского кратона, нормализованные к составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].

1 — поле составов траппов Усольского силла; 2 — поле составов траппов Толстомысовского силла; 3 — состав ОИБ по [Sun, McDonough, 1989]; 4 — базальты Камчатки: а — примитивные, б — обогащенные (оба состава из [Ivanov et al., 2004]); 5 — E-MORB, по [Sun, McDonough, 1989].



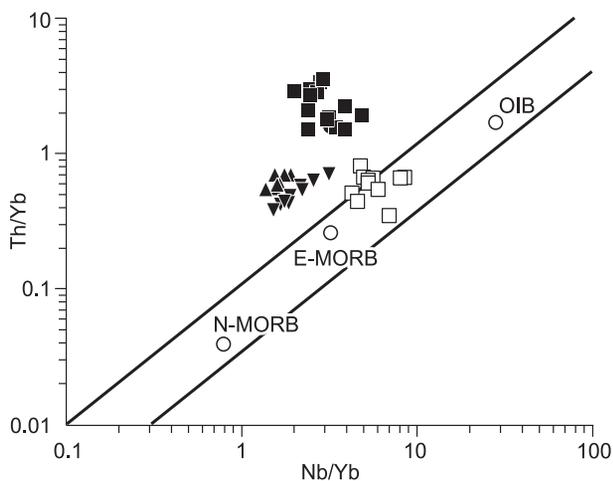


Рис. 8. Диаграмма Th/Yb—Nb/Yb [Dampare et al., 2008] для фанерозойских базитов южного фланга Сибирского кратона.

Точки составов N-MORB, E-MORB и OIB нанесены по [Sun, McDonough, 1989].

Усл. обозн. см. на рис. 2.

разуют тренд, прослеживающийся в область надсубдукционных образований. При этом наименее дифференцированные разности базитов Усольского silla вплотную приближаются к полям пород, обогащенных надсубдукционной компонентой ($Ce/Nb = 4.4–4.5$; Th/Nb около 0.3). Следует отметить, что фигуративные точки базитов позднего палеозоя и раннемезозойских траппов на диаграмме Th/Yb—Nb/Yb [Dampare et al., 2008] (рис. 8) лежат вне поля составов типичных мантийных источников, отражая «обогащенный» характер обеих групп изученных базитов. Однако степень обогащенности последних мезозойских траппов может быть оценена как более умеренная, по сравнению с базитами позднего палеозоя.

дифференцированных разностей базитов позволяют допускать наличие в источнике базитовых расплавов определенного объема субдукционной компоненты. Слабодифференцированные базиты Усольского silla по содержанию Nb-Ta сравнимы с «примитивными» островодужными базальтами Камчатки. На диаграмме Ce/Nb—Th/Nb [Saunders et al., 1988] (см. рис. 5) точки составов траппов об-

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАНЕРОЗОЙСКИЙ БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ НА ЮГЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Как следует из приведенного обзора, в истории базитового магматизма палеозоя—раннего мезозоя могут быть отчетливо выделены три основных пика. Первый (около 500 млн лет) и второй (около 275 млн лет) пики магматической активности проявлены редкими роями даек, локализованными в крайних областях южного фланга кратона. Третий (раннемезозойский) всплеск базитового магматизма затронул не только крайние области кратона, но и огромные территории в его центральной части. Именно с завершением этого этапа связано формирование глобальной по своим масштабам Сибирской трапповой провинции.

Основным моментом геодинамической интерпретации полученных результатов является вопрос о том, какие процессы и события, протекавшие внутри кратона и вдоль его окраин в палеозое — мезозое, контролировали базитовый магматизм, проявившийся в кратоне на протяжении рассматриваемого отрезка его геологической истории. В глобальном масштабе рассматриваемый интервал времени отвечает начальным этапам двух орогенных событий, сопровождавших закрытие Палеоазиатского (ранний палеозой) и Монголо-Охотского (мезозой) океанов. В частности, именно в раннем палеозое, на начальном этапе формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса (около 500 млн лет), к южному флангу кратона были аккрецированы многочисленные террейны и микроконтиненты (см. обзор в [Добрецов, Буслов, 2007; Gladkochub et al., 2008]). Примечательно, что районы распространения раннепалеозойских даек (участки Бирюса, Урик, Голоустная, см. рис. 1), находящихся в структуре кратона, располагаются в непосредственной близости от Арзыбейского, Тувино-Монгольского и Баргузинского микроконтинентов соответственно. Время причленения этих микроконтинентов к кратону (500—485 млн лет) маркируется возрастными высокометаморфизованными комплексами, образующих Прибайкальский коллизионный пояс [Донская и др., 2000] (см. рис. 1). Как следует из приведенного сопоставления, возрасты дайковых комплексов хорошо соотносятся с интервалом проявления аккреционно-коллизионных событий раннего палеозоя, надежно зафиксированных вдоль южного фланга Сибирского кратона. По-видимому, в условиях косоугольной коллизии, южный выступ кратона играл роль своеобразного индентора, принимая на себя сжимающие напряжения, обусловленные жестким взаимодействием с причленяющимися микроконтинентами. На возможность проявления процессов растяжения в жестком инденторе указывают результаты тектонофизического моделирования [Гладков и др., 1972], полученные при расшифровке полей напряжения в моделях, имитирующих взаимодействие Сибирской платформы и террейнов складчатого обрамления. Согласно этим моделям, в инденторе могли возникать единичные разрывы или структуры растяжения, которые, в отдельных случаях, могли контролировать внедрение базитовых расплавов, образующих дайки. Кроме этого, возможность возникновения деформаций и условий растяжения в лобовой части

инденторов детально рассмотрена коллективом авторов в обобщающей монографии [Структурная геология..., 1990], а также наглядно продемонстрирована на примере фундамента гондванских микроконтинентов Альпийско-Гималайского коллизионного пояса [Копп, 1997]. Вероятно, подобная геодинамическая ситуация возникла в раннем палеозое в пределах южной окраины Сибирского кратона, когда на фоне аккреционно-коллизионных событий, связанных с начальными этапами становления Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), во фронтальных областях индентора возникли области рассеяного растяжения, способствующие внедрению базитовых расплавов в верхние горизонты коры.

В позднем палеозое—раннем мезозое развитие рассматриваемой территории контролировалось, в значительной степени, тектоническими процессами, протекающими за счет субдукции коры Монголо-Охотского океана под Сибирский континент (см. обзор в [Zorin, 1999]). Северо-восточный сегмент ЦАСП, непосредственно примыкающий к кратону, в это время развивался в режиме активной континентальной окраины. По-видимому, процессы растяжения, характерные для отдельных этапов развития тыловых областей активных континентальных окраин [Ярмолюк, Коваленко, 1991; Collins, 2002], охватывали не только территории, относимые к складчатой области, но и проникали в краевые области Сибирского кратона, вызывая рассеянный рифтогенез и обеспечивая условия для внедрения даек.

Гетерогенность строения фундамента на юге кратона, процессы коровой контаминации в совокупности с привнесом в очаги генерации магмы вещества из субдуцируемого слэба, по-видимому, во многом предопределяли широкий спектр составов изученных базитов позднего палеозоя. Примечательно, что в прилегающих к югу кратона областях Центрально-Азиатского складчатого пояса присутствуют вулканы и дайки пермского возраста [Шадаев и др., 2005]. Используя вышерассмотренные дайковые рои и вулканические образования юга кратона и Забайкальского сегмента ЦАСП в качестве индикаторов процессов растяжения, имевших место в тылу активной континентальной окраины в позднем палеозое, можно сделать вывод о широком распространении подобных процессов и проследить их развитие на расстояние более 500 км от Монголо-Охотского шва в северо-западном направлении.

При интерпретации геодинамической позиции раннемезозойского магматизма Ангаро-Тасеевской синеклизы возникают определенные трудности. С одной стороны, по возрасту внедрения и своему составу интрузии Ангаро-Тасеевской синеклизы могут быть отнесены к сибирским траппам, происхождение которых связывается с нижнемантийным плюмом [Добрецов и др., 2006; Соболев и др., 2009а,б]. С другой стороны, по ряду геохимических критериев для изученных траппов может предполагаться определенная степень обогащенности расплавов надсубдукционной компонентой, происхождение которой, возможно, было обусловлено субдукцией коры Монголо-Охотского океана под окраину Сибирского континента [Zorin, 1999; Ivanov, 2007; Ivanov et al., 2008].

Примечательно, что наличие «субдукционных меток» характерно как для базитов позднего палеозоя, так и для раннемезозойских траппов. При этом наблюдается отчетливая корреляция между возрастом базитов, степенью их обогащенности субдукционным компонентом (см. рис. 5, 8) и латеральной удаленностью областей распространения этих базитов от Монголо-Охотского шва (рис. 9). Так, относительно древние (275 млн лет) обогащенные базиты (рис. 9) располагаются не-

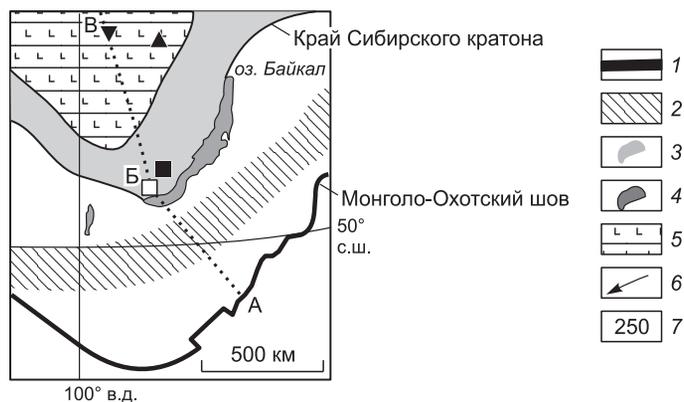
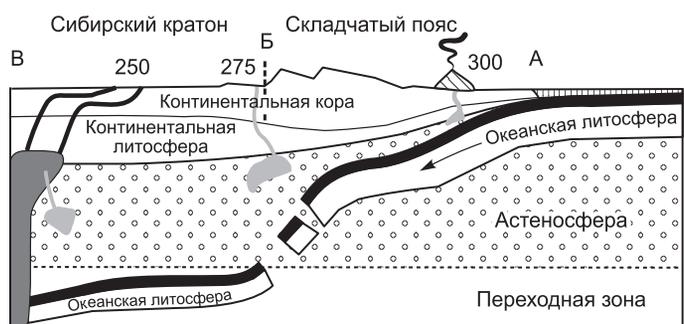


Рис. 9. Модель магматизма позднего палеозоя—раннего мезозоя в пределах южного фланга Сибирского кратона и в прилегающих областях ЦАСП.

1 — субдуцирующий слэб; 2 — вулканоплутонические ассоциации позднего палеозоя на площади ЦАСП; 3 — субдукционно обогащенные источники; 4 — вещество Сибирского суперплюма; 5 — поле развития раннемезозойских траппов (Ангаро-Тасеевская синеклиза); 6 — направление движения субдуцируемой плиты Монголо-Охотского океана; 7 — возраст магматических событий (млн лет). Остальные усл. обозн. см. на рис. 2. А—Б—В — линия профилей.



посредственно вблизи краевого шва кратона (южно-байкальский дайковый рой и базитовые интрузии участка Бугульдейка), в то время как более молодые (около 240 млн лет) и наименее «обогащенные» долериты слагают sillлы Ангаро-Тасеевской синеклизы, значительно удаленной от Монголо-Охотской сутуры. Возможно, отмеченная особенность отражает динамику перемещения слэба под Сибирским кратоном и потерю «субдукционной» компоненты в его составе по мере продвижения слэба от области поглотения коры Монголо-Охотского океана в северо-западном направлении.

Кажущееся противоречие двух моделей, призванных объяснить возникновение раннемезозойских траппов на юге Сибирского кратона может быть устранено, если предположить, что вещество Сибирского плюма распространялось от своего центра (район Маймеча-Котуйской провинции, согласно [Соболев и др., 2009б]), в сторону южной окраины кратона. Здесь, на юге кратона, вещество плюма могло взаимодействовать с литосферной мантией, обогащенной элементами, привнесенными из Монголо-Охотского слэба (см. рис. 9). В результате подобного взаимодействия могли быть образованы базиты Ангаро-Тасеевской синеклизы раннего мезозоя, несущие в своем химизме «субдукционные» геохимические метки.

Приведенный обзор показывает, что все изученные базитовые комплексы юга Сибирского кратона имеют четкую геодинамическую привязку, а их внедрение было обусловлено процессами, протекавшими как внутри кратона, так и в прилегающих к кратону областях Центрально-Азиатского складчатого пояса в палеозое—раннем мезозое.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволили установить, что для южного фланга Сибирского кратона можно выделить три основных пика фанерозойского базитового магматизма.

Первое событие фиксируется дайками высокотитанистых базитов с возрастом около 500 млн лет. Все эти образования обладают геохимическими характеристиками, типичными для базальтов областей внутриконтинентального растяжения, а их внедрение происходило на фоне аккреционно-коллизий раннего палеозоя, связанных с начальными этапами становления Центрально-Азиатского складчатого пояса. В подобных условиях в южном фланге Сибирского кратона, выступающем в качестве индентора, возникали области рассеянного растяжения, способствующие внедрению базитовых даек в верхние горизонты коры.

Позднепалеозойский этап базитового магматизма фиксируется дайками с возрастом около 275 млн лет. Широкий спектр составов позднепалеозойских базитов может быть объяснен гетерогенностью строения фундамента юга кратона, различной степенью проявления процессов коровой контаминации исходного базитового вещества, а также привнесением в очаги генерации магмы вещества из субдуцирующего слэба Монголо-Охотского океана (см. рис. 5, 8). Позднепалеозойские рои базитовых даек, локализованные в структурах юга кратона в совокупности с несколько более древними (290 млн лет) вулканическими образованиями, располагающимися на сопредельных областях Забайкальского сегмента ЦАСП [Шадаев и др., 2005], по-видимому, маркируют процессы растяжения, имевшие место в тылу активной окраины Сибирского континента на фоне субдукции под нее коры Монголо-Охотского океана. При этом фронт развития рифтогенных процессов смещался в северо-западном направлении от Монголо-Охотского шва (в современных координатах) по мере продвижения слэба (см. рис. 9).

Трапповый магматизм раннего мезозоя на юге Сибирского кратона проявлен многочисленными базитовыми интрузиями Ангаро-Тасеевской синеклизы, возраст которых отвечает интервалу 240—250 млн лет. Образование траппов происходило при взаимодействии вещества нижнемантийного плюма [Добрецов и др., 2006; Добрецов, 2008; Соболев и др., 2009а,б] с материалом слэба Монголо-Охотского океана. Более молодые возрасты траппов по сравнению с вышерассмотренными базитами позднего палеозоя (290—275 млн лет) отражают прогрессирующее продвижение слэба под южной окраиной Сибирского кратона, прекратившееся, по-видимому, в силу его утыкания в область распространения вещества Сибирского суперплюма (см. рис. 9).

Формирование раннемезозойских траппов стало последним событием в истории фанерозойского магматизма на юге Сибирского кратона. Все последующие всплески базитового магматизма локализовались исключительно в прилегающих к кратону областях ЦАСП, не распространяясь на территорию кратона. По-видимому, мощная континентальная кора южной окраины Сибирского кратона, окончательно консолидировавшаяся после раннемезозойской активизации, препятствовала развитию в ней любых рифтогенных процессов. Примечательно, что даже на фоне чрезвычайно значительного по своим масштабам кайнозойского рифтогенеза, приведшего к заложению Байкальского рифта, южный фланг кратона сохранил свою «стерильность» в отношении какого-либо магматизма.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 08-05-00245), ФЦПК (ГК 02.740.11.0446), программы фундаментальных исследований РАН № 10 (проект 10.3), интеграционного проекта ОНЗ СО РАН № 13, НОЦ «Байкал» (РНП.2.2.1.1.7334).

ЛИТЕРАТУРА

Владимиров Б.М. Петрография Падунского и Маргудольского трапповых интрузивов // Труды Восточно-Сибирского геологического института, Вып. 10. Иркутск, Иркутское кн. изд-во, 1962, 151 с.

Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Прибайкальская. Лист N-48-XXXV. М., Недра, 1964, 95 с.

Гладков В.Г., Никитин В.П., Хренов П.М. Поля напряжений и геологические структуры южной части Сибирской платформы и ее обрамления (по данным моделирования) // Тектоника Сибири. Т. V. Принципы тектонического районирования. Тектоническая терминология и систематика. Тектонические эксперименты. М., Наука, 1972, с. 204—209.

Гладкочуб Д.П., Скляров Е.В., Меньшагин Ю.В., Мазукабзов А.М. Геохимические особенности раннедокембрийских офиолитов Шарыжалгайского выступа // Геохимия, 2001, № 10, с. 1039—1051.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Скляров 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.

Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., де Ваэле Б., Станевич А.М., Писаревский С. А. Проблема возраста и природы вулканитов Западного Прибайкалья, рассматриваемых в разрезе рифея Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (10), с. 990—1002.

Добрецов Н.Л. Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 587—605.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 93—108.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г., Гладков И.Н., Сурков Н.В. Параметры горячих точек и термохимических плюмов в процессе подъема и излияния // Петрология, 2006, т. 14, с. 508—523.

Донская Т.В., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // Доклады РАН, 2000, т. 374 (1), с. 79—83.

Донская Т.В., Бибикова Е.В., Мазукабзов А.М., Козаков И.К., Гладкочуб Д.П., Кирицова 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 постколлизионных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология, 2005, т. 13 (3), с. 253—279.

Масайтис В.Л. А.Л. Чекановский — первооткрыватель трапповой провинции в Восточной Сибири // А.Л. Чекановский. Коллекция неопубликованных статей А.Л. Чекановского и статьи о его научной работе / Ред. С.В. Обручев. Иркутск, Иркут. кн. изд-во, 1962, с. 41—46.

Интерпретация геохимических данных / Ред. Е.В. Скляров. М., Интернет Инжиниринг, 2001, 288 с.

Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М., Мир, 1997, 314 с.

Иванов А.В. Систематическое различие между U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировками: причина и способ учета // Геохимия, 2006, № 10, с. 1125—1131.

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

Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Меньшагин Ю.А. Метаморфизм древних офиолитов Шарыжалгайского выступа // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (12), с. 1733—1749.

Соболев А.В., Криволицкая Н.А., Кузьмин Д.В. Петрология родоначальных расплавов и мантийных источников Сибирской трапповой провинции // Петрология, 2009а, т. 17, с. 276—310.

Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г. Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика, 2009б, т. 50 (12), с. 1293—1334.

Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А., Немеров В.К., Писаревский С.А., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Корнилова Т.А. Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 60—79.

Структурная геология и тектоника плит. Т. 1. М., Мир, 1990, 315 с.

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.

- Феокистов Г.Д.** Петрология и условия формирования трапповых силлов. Новосибирск, Наука, 1978, 168 с.
- Шадаев М.Г., Хубанов В.Б., Посохов В.Ф.** Новые данные о Rb-Sr возрасте дайковых поясов в Западном Забайкалье // *Геология и геофизика*, 2005, т. 46 (7), с. 723—731.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М., Наука, 1991, 263 с.
- Collins W.J.** Hot orogens, tectonic switching, and creation of continental crust // *Geology*, 2002, v. 6, p. 535—538.
- Dampare S.B., Shibata T., Asiedu D.K., Osae S, Banoeng-Yakubo B.** Geochemistry of Paleoproterozoic metavolcanic rocks from the southern Ashanti volcanic belt, Ghana: petrogenetic and tectonic setting implications // *Precam. Res.*, 2008, v. 162, p. 403—423.
- 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 // *Precam. Res.*, 2006, v. 147, p. 260—278.
- Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Poller U., Kröner A., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Todt W., Pisarevsky S.A.** Petrology, geochronology, and tectonic implications of ca. 500 Ma metamorphic and igneous rocks along the northern margin of the Central-Asian Orogen (Olkhon terrane, Lake Baikal, Siberia) // *J. Geol. Soc., London*, 2008, v. 165, p. 235—246.
- Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Reddy S.M., Poller U., Bayanova T.B., Mazukabzov A.M., Dril S., Todt W., Pisarevsky S.A.** Palaeoproterozoic to Eoarchean crustal growth in southern Siberia: a Nd-isotope synthesis // *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 2009, v. 323, p. 127—143.
- Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Ernst R.E., Wingate M.T.D., Söderlund U., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Hamilton M.A., Hanes J.A.** Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: implications for paleocontinental reconstruction // *Precam. Res.*, 2010. doi: 10.1016/j.precamres.2010.02.023.
- Ivanov A.V.** Evaluation of different models for the origin of the Siberian traps. Plate, plumes and planetary processes / Eds. G.R. Foulger, D.M. Jurdy // *Geol. Soc. Amer.*, 2007, Special Paper 430, p. 669—691.
- Ivanov A.V., Perepelov A.B., Puzankov M.Yu., Yasnygina T.A., Malykh Yu.M., Rasskazov S.V.** Rift and arc-type basaltic volcanism of the Sredinny Ridge, Kamchatka: case study of the Payalpan volcano-tectonic structure // *Metallogeny of the Pacific northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins* / Eds. A.I. Khanchuk, G.A. Gonevchuk, A.N. Mitrokhin, L.F. Simanenko, N.J. Cook, R. Seltmann. Vladivostok, Dalnauka, 2004, p. 345—349.
- Ivanov A.V., Rasskazov S.V., Feoktistov G.D., He H., Boven A.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Usol'skii sill in the southeastern Siberian Traps large igneous province: evidence for long-lived magmatism // *Terra Nova*, 2005, v. 17, p. 203—208.
- Ivanov A.V., Demonterova E.I., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A.** Low-Ti melts from the southeastern Siberian Traps Large Igneous Province: evidence for a water-rich mantle source? // *J. Earth System Sci.*, 2008, v. 117, p. 1—21.
- Ivanov, A.V., He, H., Yang, L., Nikolaeva, I.V., Palesskii, S.V.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of intrusive magmatism in the Angara-Taseevskaya syncline and its implication for duration of magmatism of the Siberian traps // *J. Asian Earth Sci.*, 2009, v. 35, p. 1—12.
- Li Z.-X., Bogdanova S.V., Collins A., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I., Fuck R., Gladkochub D., Jacobs J., Karlstrom K., Lu S., Milesi J.-P., Myers J., Natapov L., Pandit M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovskiy V.** Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // *Precam. Res.*, 2008, v. 160, p. 179—210.
- Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., De Waele B., Mazukabzov A.M.** Palaeomagnetism and geochronology of mafic dykes in south Siberia // *Geophys. J. Intern.*, 2006, v. 167 (2), p. 649—658.
- 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 // *Precam. Res.*, 2005, v. 136, p. 353—368.
- Renne P.R., Swisher C.C., Deino A.L., Karner D.B., Owens T.L., DePaolo D.J.** Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating // *Chem. Geol.*, 1998, v. 145, p. 117—152.
- Reichow M.K., Pringle M.S., Al'mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Y., Mitchell C., Puchkov V.N., Safonova I.Y., Scott R.A., Saunders A.D.** The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: implications for the end-Permian environmental crisis // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2008, v. 277, p. 9—20.

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

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. 42, 1989, p. 313—345.

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

Zorin, Yu.A. Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // Tectonophysics, 1999, v. 36, p. 33—56.

*Поступила в редакцию
12 мая 2010 г.*