ГЕОХИМИЯ, ИЗОТОПНАЯ (Nd-Sr-O) ТРИАДА И ⁴⁰Ar-³⁹Ar ВОЗРАСТ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ШЕЛОЧНО-МАФИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ КУЗНЕПКОГО АЛАТАУ

(на примере Белогорского плутона)

В.В. Врублевский¹, О.М. Гринев¹, А.Э. Изох^{2,3,1}, А.В. Травин^{2,3,1}

¹ Томский государственный университет, 634050, Томск, просп. Ленина, 36, Россия ² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

³ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Приведены первые данные по 40 Aг/ 39 Aг датированию, геохимии редких элементов и изотопному (Nd, Sr, O) составу Белогорского габбро-фойдолит-фойяитового интрузивного массива как одного из типичных представителей щелочной провинции на северо-востоке Кузнецкого Алатау. Установленный возраст породообразующего амфибола ~ 401 —403 млн лет принимается за время формирования плутона в раннем девоне. По особенностям распределения и соотношениям LILE и HFSE в породах предполагается, что внедрение интрузии происходило в обстановке «суперпозиции» (наложения) девонского мантийного плюма на раннепалеозойские аккреционно-коллизионные вещественные комплексы. В связи с этим источник вещества магматических производных имел гетерогенный состав со смещением материала плюмового, надсубдукционного и корового субстратов. Мантийная компонента могла быть представлена комбинацией PREMA + EM, что подтверждается параметрами изотопного состава неодима ($\varepsilon_{\rm Nd}(T) \approx 3.2$ —4.6; $T_{\rm Nd}({\rm DM}) \approx 0.8$ млрд лет) щелочных пород. Эффекты коровой контаминации отражены в повышенных отношениях изотопов стронция и кислорода (($^{87}{\rm Sr}/^{86}{\rm Sr})_T \approx 0.7046$ —0.7054; $\delta^{18}{\rm O} \approx 8.5$ —9.2 ‰, SMOW).

Щелочной магматизм, геохимия, геохронология, мантийный плюм, Кузнецкий Алатау, Центрально-Азиатский складчатый пояс.

GEOCHEMISTRY, ISOTOPE TRIAD (Nd-Sr-O), AND ⁴⁰Ar-³⁹Ar AGE OF PALEOZOIC ALKALINE MAFIC INTRUSIONS OF THE KUZNETSK ALATAU (by the example of the Belaya Gora pluton)

V.V. Vrublevskii, O.M. Grinev, A.E. Izokh, and A.V. Travin

We report the first data on 40 Ar/ 39 Ar dating, trace-element geochemistry, and isotope (Nd, Sr, O) composition of the Belaya Gora gabbro–foidolite–foyaite intrusive massif, one of typical representatives of the alkaline province of the northeastern Kuznetsk Alatau. The established age of rock-forming amphibole, \sim 401–403 Ma, is taken as the time of the pluton formation in the Early Devonian. The distribution and ratios of LILE and HFSE in the rocks suggest that the intrusion took place in the setting of "superposition" of Devonian mantle plume on the Early Paleozoic accretion–collision complexes. Therefore, the source of magmatic products had a heterogeneous composition as a result of mixing of plume material with the substances of suprasubduction and crustal substrates. The mantle component might have been a PREMA + EM combination, which is confirmed by the parameters of the Nd isotope composition ($\epsilon_{\rm Nd}(T) \approx 3.2$ –4.6; $T_{\rm Nd}({\rm DM}) \approx 0.8$ Ga) of alkaline rocks. The effects of crustal contamination are reflected in the high ratios of strontium and oxygen isotopes ($^{87}{\rm Sr}/^{86}{\rm Sr})_T \approx 0.7046$ –0.7054; $\delta^{18}{\rm O} \approx 8.5$ –9.2%, SMOW).

Alkaline magmatism, geochemistry, geochronology, mantle plume, Kuznetsk Alatau, Central Asian Fold Belt

ВВЕДЕНИЕ

Известно, что развитие щелочного магматизма на континентах обычно связано с процессами рифтогенеза и мантийного диапиризма. При этом, в отличие от платформенных обстановок, в складчатоглыбовых поясах его плюмовая природа не всегда очевидна на фоне доминирующих в них аккреционно-коллизионных комплексов. Одним из примеров проявления такого магматизма может быть щелочная провинция в северо-восточной части Кузнецкого Алатау на западном фланге Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) [Скобелев, 1963; Андреева, 1968; Довгаль, Широких, 1980; Гринев, 1990; Макаренко, Кортусов, 1991; Шокальский и др., 2000; Уваров, Уварова, 2008]. В этой провинции распро-

© В.В. Врублевский[™], О.М. Гринев, А.Э. Изох, А.В. Травин, 2016

™e-mail: vasvr@yandex.ru DOI: 10.15372/GiG20160308

странены небольшие (до 1—2 км²) дифференцированные щелочно-базитовые интрузивные массивы, сложенные в разных соотношениях субщелочным и щелочным габбро, основными и ультраосновными фойдолитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами. На основании данных Sm-Nd и U-Pb изотопного датирования предполагается, что внедрение интрузий могло происходить в два этапа на протяжении среднего кембрия—раннего ордовика (480—510 млн лет) и в раннем—среднем девоне (385—410 млн лет) [Врублевский и др., 2003, 2004, 2014б; Врублевский, 2015]. При этом наибольшей распространенностью пользуются породные ассоциации девонского этапа. Как и для других производных раннесреднепалеозойского базитового магматизма ЦАСП, отражающих влияние суперплюма [Ярмолюк, Коваленко, 2003], доминирующим магматическим источником мог послужить мантийный резервуар PREMA [Врублевский и др., 2005]. В Минусинском рифтогенном прогибе, который с востока примыкает к Кузнецко-Алатаускому орогену, широко развиты девонские субщелочные и щелочные основные вулканиты со сходным изотопным (Nd, Sr) составом [Воронцов и др., 2012, 2013], что позволяет рассматривать их в качестве комагматов шелочно-мафитовых интрузий. Проведенное нами Аг-Аг изотопное датирование минералов из щелочных пород Белогорского плутона, петротипного для провинции, позволило ограничить диапазон его формирования эмским веком раннего девона. При этом изотопные (Nd-Sr-O) данные и уровень концентраций редких элементов в изученных породах предполагают гетерогенный магматический источник и внедрение интрузии в обстановке плюм-литосферного взаимодействия.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Содержания петрогенных и редких элементов измерены методами рентгенофлюоресцентного анализа (РФА, энергодисперсионный спектрометр Oxford ED2000) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS, масс-спектрометр высокого разрешения Agilent 7500cx) соответственно в Аналитическом центре «Геохимия природных систем» Томского государственного университета (г. Томск). Химический состав породообразующих амфиболов и слюды определен на электронном микроскопе Vega TS5130/36 LM с системой микроанализа INCA Energy + INCA Wave (ТГУ, г. Томск).

Изотопный состав Sm-Nd и Rb-Sr изучен по стандартной методике в Геологическом институте КНЦ РАН, г. Апатиты. Величина эпсилон и первичные изотопные отношения неодима и стронция рассчитаны на возраст 400 млн лет (современный CHUR, 143 Nd/ 144 Nd = 0.512638; 147 Sm/ 144 Nd = 0.1967), UR (87 Sr/ 86 Sr = 0.7045; 87 Rb/ 86 Sr = 0.0827). Концентрации Rb и Sr определены изотопным разбавлением с точностью 1 %. Среднее по стандарту La Jolla 143 Nd/ 144 Nd = 0.511833 (N = 15). $T_{\rm Nd}$ (DM) рассчитан с учетом современного состава деплетированной мантии: 143 Nd/ 144 Nd = 0.51315; 147 Sm/ 144 Nd = 0.2137. Отношение δ^{18} O (\pm 0.2 %) измерено методом лазерной абляции на масс-спектрометре Finnigan MAT-253 в Геологическом институте CO PAH, г. Улан-Удэ.

Изотопный состав аргона в амфиболе и слюде измерен на масс-спектрометре Noble gas 5400 в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) после облучения их фракций (0.25—0.5 мм) на ядерном реакторе Томского политехнического университета и очистки выделенного газа по стандартной методике [Врублевский и др., 2011].

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ ИНТРУЗИВА

В строении каледонского террейна Кузнецкого Алатау, где расположена рассматриваемая щелочная провинция, преобладают островодужные структурно-вещественные комплексы, возникавшие в ходе развития Палеоазиатского океана [Кунгурцев и др., 2001]. Их формирование сопровождалось внедрением различных разновозрастных мафит-ультрамафитовых, габбро-монцодиорит-сиенитовых и гранито-идных интрузий. В среднем палеозое неопротерозойские и кембрийские дислоцированные карбонатно-терригенные и вулканические образования были перекрыты субконтинентальными вулканогенно-осадочными отложениями рифтовых впадин [Скобелев, 1963; Кузнецов и др., 1971; Алабин, 1983; Гончаренко, 1989; Парначев и др., 1996; Владимиров и др., 1999; Шокальский и др., 2000]. Предполагается, что именно с формированием последних связан девонский этап эволюции щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау [Гринев, 1990].

Типичным представителем девонской магматической активности считается изученный нами Белогорский плутон, расположенный в верховьях р. Урюп (55°12′ с.ш., 88°38′ в.д.), левого притока р. Чулым. Интрузивный массив занимает площадь около 1 км² и образован двумя сближенными штокообразными телами (рис. 1), прорывающими мраморизованные известняки венда и раннего кембрия с горизонтами основных эффузивов и сланцев [Гринев, 1987, 1990]. В приконтактовой зоне вмещающие породы ороговикованы и локально скарнированы, а некоторые участки осложнены разрывными тектоническими нарушениями. В строении северного сателлита доминируют наиболее поздние нефелиновые сиениты (фойяиты) при подчиненном развитии субщелочного и щелочного габбро, плагиоклазовых ийолитов. Для южного интрузивного тела характерна отчетливая зональность с преобладанием в ядерной части

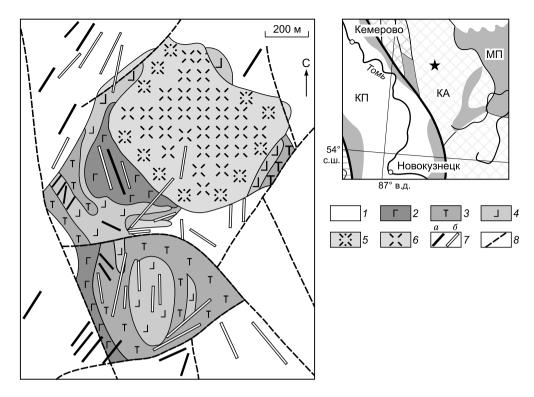


Рис. 1. Геологическая схема Белогорского плутона [Гринев, 1987].

В географических координатах черной звездой отмечено местонахождение Белогорского интрузивного массива в пределах северной части Кузнецкого Алатау (КА). Серым цветом показаны рифтогенные структурно-вещественные комплексы девона. КП — Кузнецкий прогиб, МП — Минусинский прогиб. I — мраморизованные известняки с прослоями эффузивов и сланцев; 2 — субщелочное габбро; 3 — тералиты; 4 — плагиоклазовые ийолиты; 5, 6 — фойяиты: 5 — порфировидные, 6 — крупнозернистые; 7 — дайки базитов (a) и щелочных пород (δ); 8 — разрывные тектонические нарушения.

штока основных фойдолитов, окруженных более ранними тералитами. На глубинных уровнях плутона буровыми скважинами вскрыты нефелин-пироксеновые породы мельтейгит—ийолит—уртитового ряда. Основные фазы внедрения сопровождаются дайками преимущественно тералитов, камптонитов, фойдолитов, нефелиновых и щелочных сиенитов.

Время становления Белогорского плутона оценивалось на основании полученных данных изотопного Ar-Ar анализа амфибола и слюды из плагиоклазовых ийолитов и нефелиновых сиенитов, которые являются его доминирующими и наиболее поздними фазами внедрения. По составу породообразующие

Таблица 1. Химический состав породообразующих амфиболов и слюды Белогорского плутона

№ п/п	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al_2O_3	MgO	MnO	FeO*	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Σ
Амфиболы из плагиоийолитов (1—3) и нефелиновых сиенитов (4, 5)											
1	Ш-1	37.53	2.48	13.47	5.07	0.44	23.40	11.42	2.91	1.21	97.93
2	Ш-214ц	38.23	2.77	14.37	7.15	0.33	19.38	11.73	3.00	1.04	98.00
3	Ш-214к	38.04	1.89	12.89	3.99	0.54	25.47	11.17	2.96	1.37	98.32
4	4-17/22	38.40	2.44	10.31	2.23	0.61	28.65	10.42	3.08	1.64	97.78
5	4-17/60	38.54	3.43	10.05	3.38	0.54	25.93	10.36	3.12	1.46	96.81
Слюда из нефелиновых сиенитов											
6	4-17/101	35.01	1.56	10.98	0.67	1.61	37.39	0.14	0.59	8.31	96.26
7	4-17/60	34.01	3.69	11.01	2.38	0.84	34.28	_	0.49	8.63	95.33
8	4-17/22	34.47	4.41	11.54	2.31	0.59	34.23	_	0.55	8.62	96.72

Примечание. Концентрации оксидов приведены в мас. %. В каждом образце проводилось по 2—4 измерения. Прочерк — компонент не обнаружен.

^{*} Суммарное железо.

Таблица 2. Результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar изотопного анализа амфибола и слюды из щелочных пород Белогорского плутона

нз щелочных пород велогорского изгутона										
T, °C	40 Ar/ 39 Ar $\pm 1\sigma$	38 Ar/ 39 Ar $\pm 1\sigma$	37 Ar/ 39 Ar $\pm 1\sigma$	36 Ar/ 39 Ar $\pm 1\sigma$	Σ ³⁹ Ar, %	Ca/K	Возраст $\pm 1\sigma$, млн лет			
Амфибол III-1, 152.8 мг, $J=0.003617\pm0.000034$, возраст плато 402.9 ± 3.5 млн лет										
500	98.4 ± 2.2	0.056 ± 0.019	0.761 ± 0.325	0.190 ± 0.023	0.3	2.7	257.2 ± 37.6			
700	72.9 ± 0.3	0.002 ± 0.008	0.451 ± 0.156	0.034 ± 0.003	2.4	1.6	370.2 ± 6.2			
850	76.3 ± 0.4	0.006 ± 0.006	0.855 ± 0.179	0.042 ± 0.006	4.7	3.1	375.2 ± 9.5			
925	81.2 ± 0.4	0.015 ± 0.005	1.907 ± 0.117	0.040 ± 0.005	6.6	6.9	404.2 ± 9.0			
970	72.2 ± 0.1	0.018 ± 0.001	3.238 ± 0.022	0.009 ± 0.001	18.6	11.7	404.5 ± 4.0			
1030	70.3 ± 0.06	0.019 ± 0.001	3.848 ± 0.023	0.005 ± 0.0007	32.2	13.9	400.7 ± 3.5			
1080	69.8 ± 0.05	0.016 ± 0.0003	4.134 ± 0.007	0.003 ± 0.0006	61.8	14.9	401.4 ± 3.5			
1130	69.9 ± 0.05	0.017 ± 0.0006	4.433 ± 0.015	0.001 ± 0.0006	100.0	16.0	405.3 ± 3.6			
Амфибол 4-17/22, 94.1 мг, $J=0.003602\pm0.000034$, возраст плато 400.6 ± 3.4 млн лет										
500	55.4 ± 0.4	0.041 ± 0.005	0.545 ± 0.070	0.018 ± 0.007	0.8	2.0	298.3 ± 12.6			
650	67.7 ± 0.2	0.009 ± 0.0009	1.073 ± 0.034	0.017 ± 0.002	5.2	3.9	367.0 ± 4.9			
725	70.5 ± 0.1	0.016 ± 0.002	0.588 ± 0.022	0.024 ± 0.002	9.8	2.1	371.3 ± 4.0			
775	69.4 ± 0.3	0.024 ± 0.002	0.370 ± 0.068	0.019 ± 0.005	13.4	1.3	373.4 ± 8.0			
850	70.0 ± 0.2	0.014 ± 0.003	0.495 ± 0.039	0.006 ± 0.003	17.7	1.8	397.0 ± 6.2			
950	70.6 ± 0.03	0.018 ± 0.0005	1.532 ± 0.015	0.006 ± 0.0003	39.3	5.5	399.4 ± 3.4			
1000	70.5 ± 0.04	0.019 ± 0.0005	2.526 ± 0.010	0.005 ± 0.0005	57.1	9.1	401.5 ± 3.5			
1050	70.1 ± 0.2	0.016 ± 0.001	2.845 ± 0.024	0.003 ± 0.002	67.5	10.2	401.7 ± 4.7			
1130	70.2 ± 0.03	0.017 ± 0.0007	3.099 ± 0.010	0.003 ± 0.0002	100.0	11.2	401.5 ± 3.4			
Биотит 4-17/22, 34.23 мг, $J=0.003660\pm0.000035$, возраст плато 334.1 \pm 3.0 млн лет										
500	62.4 ± 0.3	0.030 ± 0.0009	0.016 ± 0.175	0.081 ± 0.002	2.9	0.056	237.8 ± 3.8			
625	65.9 ± 0.1	0.022 ± 0.0003	0.111 ± 0.027	0.032 ± 0.0008	13.3	0.399	339.1 ± 3.3			
700	66.1 ± 0.2	0.021 ± 0.0003	0.080 ± 0.023	0.026 ± 0.0003	30.8	0.286	349.1 ± 3.2			
775	64.2 ± 0.1	0.026 ± 0.0006	0.124 ± 0.044	0.030 ± 0.0006	41.7	0.446	332.2 ± 3.1			
860	63.6 ± 0.1	0.021 ± 0.0002	0.011 ± 0.014	0.025 ± 0.0004	73.8	0.038	338.1 ± 3.0			
910	61.9 ± 0.1	0.022 ± 0.0004	0.021 ± 0.015	0.025 ± 0.0004	92.2	0.076	327.7 ± 3.0			
970	62.9 ± 0.1	0.024 ± 0.002	0.215 ± 0.074	0.022 ± 0.001	98.6	0.775	339.5 ± 3.4			
1130	61.8 ± 0.4	0.013 ± 0.006	0.453 ± 0.382	0.038 ± 0.005	100.0	1.631	305.9 ± 8.8			

 $\overline{\Pi}$ римечание. J — параметр, характеризующий величину нейтронного потока.

амфиболы относятся к группе натриево-кальциевых разновидностей с повышенным содержанием титана (табл. 1). В минеральных зернах отмечается магматическая зональность с возрастанием железистости в их краевых частях. В нефелиновых сиенитах амфибол ассоциирует с лепидомеланом. Спектры выделения аргона по двум образцам амфибола (табл. 2, рис. 2) характеризуются хорошо выраженными плато с почти идентичным возрастом 401—403 млн лет, который определяется максимальной долей извлеченного ³⁹Ar (87—95 %) и поэтому может быть принят за время внедрения щелочной интрузии. Более молодой (спектральное плато на 334 млн лет, см. рис. 2) возраст проанализированного лепидомелана из нефелинового сиенита объясняется либо его вероятной вторичной природой, либо перестройкой изотопной системы слюды с меньшей температурой закрытия, чем у амфибола, при повторном нагреве пород. В последнем случае термическое воздействие могли оказать позднедевонские интрузии долеритов Минусинской впадины [Воронцов др., 2012] или проявления пермского щелочного магматизма на восточном склоне Кузнецкого Алатау [Гертнер и др., 2013].

ГЕОХИМИЯ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Химический состав пород магматической серии габбро—тералит—ультраосновные и основные фойдолиты—фойяит Белогорского плутона характеризуется пониженной кремнекислотностью (SiO_2 = 41—57 мас. %), широкими вариациями щелочности ($Na_2O + K_2O = 3$ —13 мас. %; $Na_2O/K_2O = 1.3$ —6.4) и высокой глиноземистостью ($Al_2O_3 = 13$ —28 мас. %), что соответствует производным K-Na основной щелочной формации (табл. 3, рис. 3). При этом дифференциация выражается в накоплении алюми-

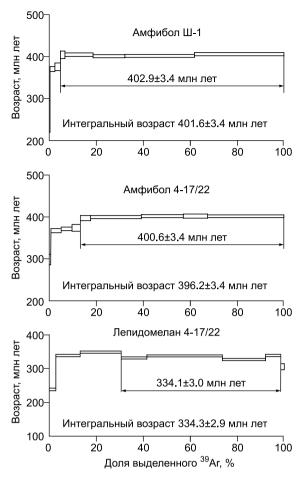


Рис. 2. Результаты 40 Ar/ 39 Ar датирования породообразующих минералов Белогорского плутона.

Показаны спектры амфиболов и слюды из плагиоклазового ийолита (обр. III-1) и нефелинового сиенита (обр. 4-17/22). Стрелками обозначен возраст, рассчитанный по методу плато.

ния, щелочей и кремния с одновременным уменьшением содержаний CaO, MgO от габброидов к фойяитам. Наряду с другими габбро-фойдолитовыми плутонами северо-восточного склона Кузнецкого Алатау изученные интрузивные образования сопоставимы по химизму с регионально-сопряженными комагматичными вулканитами базанит-тефрит-фонолитовой серии (см. рис. 3). Установленное в породах массива распределение редких элементов во многом имеет сходство со средним составом базальтов островных дуг (IAB). Как и для субдукционных вулканитов, характерной геохимической особенностью являются заметно выраженные Nb-Ta и Zr-Hf спектральные минимумы (рис. 4, *a*; см. табл. 3). Вместе с тем, как и в однотипных фельдшпатоидных породах провинции, концентрации Cs, Rb, Ва, U, Sr достигают или находятся выше уровня среднего OIB (Oceanic Islands Basalts), что может быть вызвано не только влиянием обогащенного мантийного источника, но и коровой контаминацией щелочных расплавов. Косвенным свидетельством ее участия являются относительно низкие суммарные концентрации REE (100—160 г/т) в изученных породах. Разнородность их вещества также фиксируется по соотношениям Nb-Y-Zr и Th-Yb-Ta. При этом составы главных интрузивных

фаз массива либо группируются вдоль линии дискриминации плюмовых и неплюмовых магматических источников (см. рис. 4, ϵ), либо конвергентны параметрам производных внутриплитных и окраинно-континентальных режимов (см. рис. 4, δ).

Вариации изотопного состава неодима в изученных породах ($\epsilon_{\rm Nd}(T)=3.2$ —4.6; $T_{\rm Nd}({\rm DM})\approx0.8$ млрд лет, табл. 4, см. рис. 4, ϵ) сопоставимы с параметрами умеренно деплетированной мантии PREMA в комбинации с веществом обогащенного резервуара EM типа. В этом отношении магматический источник Белогорского плутона сходен по составу и модельному возрасту с субстратом, который инициировал палеозойские щелочно-мафитовые интрузии в регионе [Врублевский и др., 2005]. Кроме того, установленные в породах изотопные отношения (${}^{87}{\rm Sr}/{}^{86}{\rm Sr})_T=0.7046$ —0.7054 и особенно повышенные относительно мантийных значения $\delta^{18}{\rm O}=8.5$ —9.2 ‰ (см. табл. 4) предусматривают заметную коровую контаминацию эволюционирующих расплавов. Показательно, что аналогичным составом обладают раннепалеозойские гранитоиды и габбро-монцодиорит-сиенитовые комплексы Кузнецкого Алатау и сопредельных Горной Шории и Горного Алтая, а также девонские субщелочные и щелочные базальтоиды расположенной вблизи Минусинской рифтогенной депрессии (см. рис. 4, ϵ).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изотопно-геохронологические 40 Aг- 39 Aг данные по Белогорскому интрузивному массиву ($T \approx 401$ — 403 млн лет) подтверждают правомерность выделения двух этапов развития щелочно-мафитового магматизма в провинции Кузнецкого Алатау. Наряду с эпизодом его кембрийского проявления (~ 509 млн лет назад) на северо-восточном склоне хребта распространены подобные плутонические образования девонского возраста (~ 390 —410 млн лет) [Врублевский и др., 2014а,б; Врублевский, 2015]. Полученные даты также сопоставимы с рубежами формирования почти синхронных вулканитов трахибазальт—риодацитовой серии, возникших под воздействием плюма в примыкающем Минусинском прогибе [Воронцов и др., 2012, 2013]. Похожая дискретность проявления щелочного магматизма прослеживается в других регионах ЦАСП, например, в Юго-Восточной Туве и Витимской провинции Западного Забайкалья [Никифоров и др., 2014; Врублевский и др., 2014в; Дорошкевич и др., 2014], что может указывать на единство и цикличность мантийных процессов в палеозойской истории этого крупного складчатого пояса.

Таблица 3. Представительный химический состав субщелочных и щелочных пород Белогорского плутона

			ів суощелочных		<u> </u>	
Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂ , мас. %	47.98	44.34	45.82	47.28	41.18	56.19
TiO_2	1.63	1.34	1.56	1.12	0.88	0.10
Al_2O_3	19.24	17.81	17.36	21.04	26.86	20.97
Fe ₂ O ₃ *	11.98	14.45	11.59	9.68	7.04	4.65
MnO	0.18	0.19	_	0.12	0.13	0.14
MgO	3.25	5.31	4.40	3.75	2.21	0.32
CaO	8.29	10.14	7.39	10.76	7.43	1.92
Na ₂ O	4.67	2.89	4.82	3.97	10.44	8.20
K_2O	1.13	1.08	1.23	0.87	1.62	4.58
P_2O_5	0.77	1.05	0.88	0.61	0.64	0.08
П.п.п.	1.79	2.31	3.41	1.33	1.33	2.65
Сумма	100.91	100.91	98.46	100.53	99.76	99.80
Сг, г/т	16	18	88	11	16	16
Ni	15	27	58	17	34	28
V	79	91	59	42	11	3
Co	20	20	24	18	7	4
Sc	8	6	6	2	1.2	0.8
Cu	8	20	73	28	29	26
Zn	64	63	24	92	11	26
Pb	2.1	2.8	3.8	1.9	5.2	15
Cs	0.81	0.26	0.46	0.3	0.65	2.6
Rb	19	9	31	10	49	81
Ba	569	407	522	385	240	762
Sr	752	1029	1433	1555	808	420
Nb	8	10	14	14	10	41
Та	0.45	0.6	0.78	0.8	0.49	2
Zr	61	75	95	76	85	179
Hf	1.4	1.7	2.2	1.6	1.5	3.2
Y	15	14	17	14	13	17
Th	1.4	1.3	1.6	1.3	2.2	12
U	1.3	1.1	1.2	1.1	1.7	9.1
La	18	17	23	18	23	41
Ce D	41	38	46 5.5	43	46	74
Pr	4.5	4.2 17	5.5	4.6	5.3	7.5
Nd Sm	18 3.6	3.3	22 4.1	19 3.6	18 3.1	22 3.4
Sm Eu	1.5	1.2	4.1 1.6	1.4	0.9	0.61
Eu Gd	3.4	3	3.9	3.3	2.8	2.9
Ga Tb	0.5	0.45	0.6	0.48	0.43	0.48
Dy	2.8	2.6	3.4	2.7	2.4	2.8
Но	0.57	0.52	0.7	0.54	0.5	0.62
Er	1.5	1.4	1.9	1.4	1.4	1.9
Tm	0.2	0.2	0.28	0.2	0.21	0.34
Yb	1.2	1.2	1.8	1.1	1.3	2.5
Lu	0.18	0.18	0.27	0.17	0.2	0.43

Примечание. 1—3 — субщелочное габбро: 1 — лейкократовое (обр. GOM-1), 2 — мезократовое (обр. GOM-2), 3 — мезократовое (обр. 11-Gx); 4 — мезократовый тералит (обр. GOM-3); 5 — плагиоклазовый ийолит (обр. 8589-Gx);

^{6 —} фойяит (обр. 8547-Gх). Прочерк — компонент не определялся.

^{*} Суммарное железо.

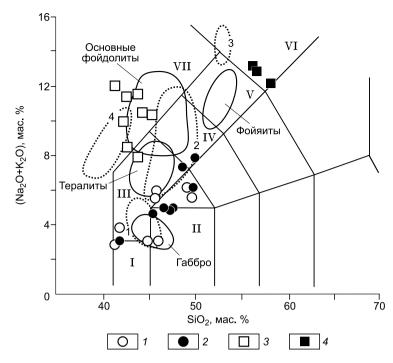


Рис. 3. Петрохимическая типизация Белогорского плутона.

1 — субщелочное габбро, 2 — тералиты, 3 фойдолиты, 4 — нефелиновые сиениты. Классификационные поля приведены по [Le Maitre et al., 1989]: I — пикробазальты, II — базальты, III — базаниты и тефриты, IV — фонотефриты, V — тефрифонолиты, VI — фонолиты, VII — фоидиты. Точечным пунктиром оконтурены области преобладающих составов девонских вулканитов Кузнецкого Алатау, комагматичных щелочно-базитовым интрузиям, по [Бородин и др., 1987]: 1 оливин-пироксеновые базальты, трахибазальты и базаниты; 2 — тефриты и берешиты; 3 — фонолиты; 4 — нефелиниты. Сплошным контуром показаны преобладающие составы габбро, тералитов, основных фойдолитов и нефелиновых сиенитов, распространенных в северной части Кузнецкого Алатау (по данным авторов).

По петрохимическим TAS параметрам главные интрузивные фазы Белогорского массива образуют последо-

вательный ряд магматических дифференциатов от субщелочных габбро и тералитов до основных фельдшпатоидных сиенитов. Исключение составляют промежуточные фойдолиты, которые при низкой кремнекислотности обогащены щелочами. Вместе с тем, как и остальные производные Кузнецко-Алатауской провинции, они характеризуются преобладанием натрия над калием с отношением Na₂O/K₂O > 1. Уровень и характер накопления редких элементов в изученных породах предполагают гетерогенность источников и неординарную геодинамическую обстановку внедрения исходной магмы. При близкой степени фракционирования дочерних расплавов (La/Yb ≈ 13—18) особенности их поведения отражают совместное участие в щелочном петрогенезисе магматических компонентов IAB и OIB. Согласно современным представлениям, в девоне развитие каледонского аккреционного орогена Кузнецкого Алатау происходило уже в субплатформенных условиях. Поэтому для формирования Белогорского плутона нами предполагается унаследованность геохимических признаков более раннего субдукционного магматизма, продукты которого впоследствии подвергались воздействию плюма и переработке в условиях внутриплитной геодинамической обстановки.

Взаимосвязь интрузивных процессов с мантийным диапиризмом во время становления Белогорского массива прослеживается на уровне изотопных зависимостей. Установленные для щелочных пород значения $\varepsilon_{Nd}(T) = 3.2$ —4.6 могут быть обусловлены смешением плюмового вещества PREMA и обогащенной литосферной мантии EM. В качестве вероятного варианта такой комбинации представляется метасоматоз и эрозия плюмом нижней части литосферы [Врублевский и др., 2004, 2014а,6]. Принимая

Таблица 4. Изотопный состав неодима, стронция и кислорода в породах Белогорского плутона

№ образца, порода	Sm Nd		¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	$^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2\sigma$	(143Nd/144Nd) _T	$\varepsilon_{\rm Nd}(T)$	T _{Nd} (DM), млн лет
GOM-1, ЛГ	4.81	24.3	0.11985	0.512668 ± 15	0.512354	4.51	786
GOM-2, MΓ	4.77	24.4	0.11839	0.512667 ± 11	0.512357	4.57	775
GOM-3, T	5.63	28.0	0.12152	0.512646 ± 17	0.512328	4.00	836
8589-Gx, ПИ	4.96	28.9	0.10368	0.512557 ± 14	0.512285	3.16	824
8547-Gx, Φ	6.13	34.9	0.10618	0.512573 ± 19	0.512295	3.36	821
№ образца, порода	Rb Sr		⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	$^{87}Sr/^{86}Sr \pm 2\sigma$	$(^{87}\mathrm{Sr}/^{86}\mathrm{Sr})_T$	$\varepsilon_{\rm Sr}(T)$	δ ¹⁸ O, ‰ SMOW
8589-Gx, ПИ	50.2	950	0.14905	0.70626 ± 19	0.70541	19.6	8.5
8547-Gх, Ф	137	275	1.29161	0.71200 ± 16	0.70464	8.72	9.2

 $[\]Pi$ р и м е ч а н и е . ЛГ — лейкократовое субщелочное габбро, МГ — мезократовое субщелочное габбро, Т — тералит, Π И — плагиоклазовый ийолит, Φ — фойяит.

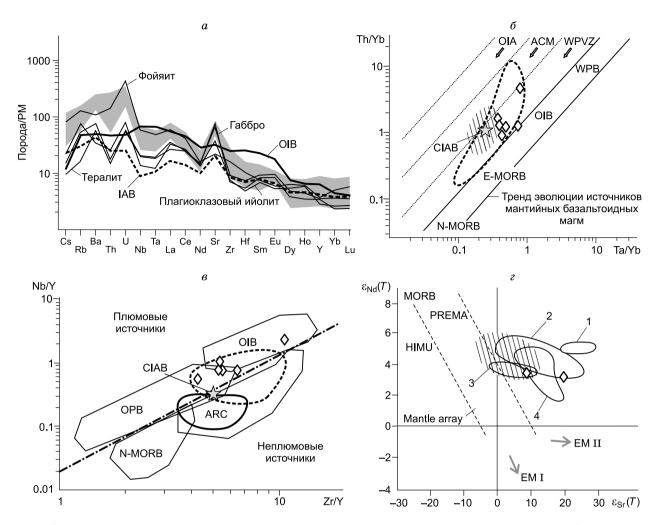


Рис. 4. Геохимические особенности пород щелочно-базитовых интрузивных массивов Кузнецкого Алатау.

 а — спектры распределения редких элементов. Тонкими сплошными линиями показаны составы пород Белогорского плутона. Средние содержания редких элементов в примитивной мантии (РМ), базальтах океанических островов (ОІВ) и островных дуг (IAB) приведены по [Sun, McDonough, 1989; Kelemen et al., 2003]. Серым цветом обозначена область спектров фельдшпатоидных пород (основных фойдолитов, ювитов, нефелиновых сиенитов) из петротипных щелочно-базитовых интрузивов (Кия-Шалтырский, Горячегорский, Кургусульский) северной части Кузнецкого Алатау (по данным авторов). δ — диаграмма Th/Yb—Ta/Yb, по [Gorton, Schandl, 2000]: OIA — островные дуги, ACM — активные континентальные окраины, WPVZ — внутриплитные вулканические зоны, WPB — внутриплитные базальты, N-MORB — нормальные базальты срединно-океанических хребтов, E-MORB — обогащенные базальты срединно-океанических хребтов, в — диаграмма Nb/Y—Zr/Y дискриминации базальтов разных тектонических обстановок, по [Condie, 2005]: ARC — островодужные базальты, OPB — базальты океанических плато. ε — изотопный состав Nd и Sr. δ — ε — ромбами обозначены составы субщелочных и щелочных пород Белогорского плутона (см. табл. 3, 4). Оконтурены поля преобладающих составов субщелочных габброидов (сплошная жирная линия) и фельдшпатоидных пород (штриховая линия) из щелочно-базитовых интрузивов Кузнецкого Алатау. Заштрихована область составов девонских (~390 млн лет) субщелочных и щелочных базальтоидов Минусинского прогиба [Воронцов и др., 2013]. Показан средний состав базальтов континентальных островных дуг (CIAB), по [Kelemen et al., 2003]. г — композиционные поля 1—4 палеозойских магматических комплексов Кузнецкого Алатау: 1 — щелочных пород и карбонатитов (T≈ 509 млн лет) Верхнепетропавловского интрузива, 2 — девонских (~ 385—400 млн лет) щелочно-базитовых интрузий, 3 — габбро-монцодиорит-сиенитовой ассоциации (~ 485—500 млн лет), 4 — кембрийских и силурийско-девонских гранитоидов, включая Горную Шорию и Горный Алтай [Kruk et al., 2001; Врублевский и др., 2003, 2005, 20126, 20146; Руднев, 2013]. Область Mantle array и положение резервуаров PREMA, MORB, HIMU, EM I, EM II приведены в соответствии с их современными изотопными параметрами, по [Zindler, Hart, 1986].

во внимание наблюдаемое сходство изотопных характеристик палеозойских гранитоидов, габбро-монцодиорит-сиенитовых и щелочно-мафитовых ассоциаций Кузнецкого Алатау ($\varepsilon_{Nd}(T) \approx 3$ —5, $T_{Nd}(DM) \approx$ ≈ 0.7 —0.9 млрд лет) [Врублевский и др., 2012б], а также девонских вулканитов обрамляющего Минусинского прогиба [Воронцов и др., 2013], можно допустить не только родственную природу их магматических источников, но и региональную специфику геодинамического режима, совмещающего процессы взаимодействия плюма с окраинно-континентальными горно-породными комплексами. При этом относительно радиогенный изотопный состав стронция и высокие значения δ^{18} О пород предполагают вовлечение в магму корового материала. Как показывают прецизионные аналитические исследования, аналогичные изотопные эффекты наблюдаются и в других щелочных магматических комплексах ЦАСП [Покровский и др., 1998; Врублевский и др., 2012а, 2014г; Doroshkevich et al., 2012].

В итоге проведенного изучения отметим следующее:

- 1. Формирование Белогорского плутона, как и некоторых других проявлений щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау, завершилось в эмском веке раннего девона.
- 2. Интрузивные процессы происходили в обстановке «суперпозиции» (наложения) девонского мантийного плюма на раннепалеозойские аккреционно-коллизионные комплексы. В связи с этим источник вещества магматических пород имел гетерогенный состав со смешением материала плюмового, надсубдукционного и корового субстратов.
- 3. По своим геохимическим и изотопным характеристикам Белогорский массив отражает близкое родство с подобными производными палеозойского щелочного магматизма в Кузнецко-Алатауском секторе ЦАСП.

Авторы благодарны сотрудникам Аналитического центра «Геохимия природных систем» Томского государственного университета (г. Томск), лаборатории геохронологии и изотопной геохимии Геологического института КНЦ РАН (г. Апатиты) и Геологического института СО РАН (г. Улан-Удэ) за участие в исследованиях.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект 16-17-10031) Министерства образования и науки Российской Федерации (проект 1013) и программы повышения конкурентоспособности Томского государственного университета 2013—2020 гг.

ЛИТЕРАТУРА

Алабин Л.В. Структурно-формационная и металлогеническая зональность Кузнецкого Алатау. Новосибирск, Наука, 1983, 102 с.

Андреева Е.Д. Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. М., Наука, 1968, 169 с.

Бородин Л.С., Попов В.С., Гладких В.С., Пятенко И.К., Туголесов Л.Д., Соловьев В.А., Семина В.А., Ляпунов С.М., Николаенко Ю.С. Геохимия континентального вулканизма. М., Наука, 1987, 238 с.

Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // ДАН, 1999, т. 369, № 6, с. 795—798.

Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Перфилова О.Ю., Травин А.В. Девонский вулканизм Минусинской котловины: этапы проявления и связь с прогибанием континентальной литосферы (по результатам геохронологических ⁴⁰Ar/³⁹Ar-исследований) // ДАH, 2012, т. 447, № 3, с. 308—313.

Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрющенко С.В. Девонский вулканизм Минусинского прогиба Алтае-Саянской области: геологические, геохимические и изотопные Sr-Nd характеристики пород // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (9), с. 1283—1313.

Врублевский В.В. Источники и геодинамические условия петрогенезиса Верхнепетропавловского щелочно-базитового интрузивного массива (средний кембрий, Кузнецкий Алатау, Сибирь) // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (3), с. 488—515.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Журавлев Д.З., Макаренко Н.А. Sm-Nd-изотопный возраст и природа источника ассоциации щелочных основных пород и карбонатитов Кузнецкого Алатау // ДАН, 2003, т. 391, № 3, с. 378—382.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Борисов С.М., Левченков О.А., Войтенко Д.Н. Геохронологические рубежи и геодинамическая интерпретация щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау // ДАН, 2004, т. 398, № 3, с. 374—378.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Войтенко Д.Н. Хронология и источники щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау // Материалы Международного (Х Всероссийского) петрографического совещания «Петрография XXI века». Апатиты, КНЦ РАН, 2005, т. 2, с. 57—59.

Врублевский В.В., Ревердатто В.В., Изох А.Э., Гертнер И.Ф., Юдин Д.С., Тишин П.А. Неопротерозойский карбонатитовый магматизм Енисейского кряжа, Центральная Сибирь: ⁴⁰Ar/³⁹Ar-геохронология пенченгинского комплекса // ДАН, 2011, т. 437, № 4, с. 514—519.

Врублевский В.В., Крупчатников В.И., Изох А.Э., Гертнер И.Ф. Щелочные породы и карбонатиты Горного Алтая (комплекс эдельвейс): индикатор раннепалеозойского плюмового магматизма в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2012а, т. 53 (8), с. 945—963.

- **Врублевский В.В., Котельников А.Д., Гертнер И.Ф., Крупчатников В.И.** Источники раннепалеозойского интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау (по Nd-Sr-изотопным данным) // Материалы научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Вып. 10. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2012б, с. 52—54.
- **Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Тишин П.А., Баянова Т.Б.** Возрастной диапазон циркона и источники щелочных пород Кургусульского интрузива, Кузнецкий Алатау: первые изотопные U-Pb-(SHRIMP-II) и Sm-Nd-данные // ДАН, 2014а, т. 459, № 5, с. 601—606.
- Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Гутиерес-Алонсо Г., Хофманн М., Гринев О.М., Тишин П.А. Изотопная (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr) геохронология щелочно-базитовых плутонов Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика, 20146, т. 55(11), с. 1598—1614.
- **Врублевский В.В., Никифоров А.И., Сугоракова А.М., Лыхин Д.А., Козулина Т.В., Юдин Д.С.** Возраст и природа щелочных пород Дахунурского плутона, Юго-Восточная Тува // Изв. ТПУ, 2014в, т. 324, N 1, с. 146—153.
- **Врублевский В.В., Никифоров А.В., Сугоракова А.М., Лыхин Д.А.** Изотопный (Nd, Sr, Pb, O) состав щелочных пород нагорья Сангилен, ЮВ Тува // Материалы научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Вып. 12. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2014г, с. 65—67.
- Гертнер И.Ф., Врублевский В.В., Тишин П.А., Гринев О.М., Гутиерес-Алонсо Г., Баянова Т.Б., Серов П.С. Временные рубежи, источники магм и формационный статус палеозойских фельдшпатоидных интрузий северо-востока Кузнецкого Алатау // Материалы научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Вып. 11. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2013, с. 71—73.
- **Гончаренко А.И.** Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1989, 404 с.
- **Гринев О.М.** Геология и петрография Белогорского щелочно-габброидного массива // Щелочные и субщелочные породы Кузнецкого Алатау. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1987, с. 43—62.
- **Гринев О.М.** Эволюция щелочно-габброидного магматизма Кузнецкого Алатау: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Томск, ТГУ, 1990, 19 с.
- **Довгаль В.Н., Широких В.А.** История развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау. Новосибирск, Наука, 1980, 215 с.
- Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Избродин И.А., Сергеев С.А., Травин А.В. Геохронология Гулхенского массива Витимской щелочной провинции, Западное Забайкалье // ДАН, 2014, т. 457, № 6, с. 687—691.
- **Кузнецов Ю.А., Богнибов В.И., Дистанова А.Н., Сергеева Е.С.** Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. М., Наука, 1971, 350 с.
- **Кунгурцев Л.В., Берзин Н.А., Казанский А.Ю., Метелкин Д.В.** Тектоническая эволюция структуры юго-западного обрамления Сибирской платформы в венде—кембрии по палеомагнитным данным // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (7), с. 1042—1051.
- **Макаренко Н.А., Кортусов М.П.** Петрология габбро-сиенит-нефелин-сиенитовой ассоциации Мариинской тайги. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1991, 310 с.
- **Никифоров А.В., Сугоракова А.М., Врублевский В.В., Лыхин Д.А.** Нефелин-сиенитовые комплексы Сангиленского нагорья: время формирования Чикского массива // Материалы научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Вып. 12. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2014, 219 с.
- Парначев В.П., Вылцан И.А., Макаренко Н.А., Беженцев А.Ф., Косоруков А.П., Стреляев В.И., Устинова В.Н. Континентальный рифтогенез и пострифтовые бассейны седиментации в геологической истории Южной Сибири. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1996, 110 с.
- **Покровский Б.Г., Андреева Е.Д., Врублевский В.В., Гринев О.М.** Природа контаминации щелочно-габброидных интрузий южного обрамления Сибирской платформы по данным изотопии стронция и кислорода // Петрология, 1998, т. 6, \mathbb{N} 3, с. 259—273.
- **Руднев С.Н.** Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2013, 300 с.
- **Скобелев Ю.Д.** Краткая характеристика геологического строения Кузнецкого Алатау // Геологическое строение и петрография нефелиновых пород Кузнецкого Алатау. Материалы по геологии Западной Сибири / Под ред. И.К. Баженова, Ю.Д. Скобелева. Вып. 64. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 5—28.
- **Уваров А.Н., Уварова Н.М.** Петротип горячегорского щелочно-габброидного комплекса (Кузнецкий Алатау). Новосибирск, СНИИГГиМС, 2008, 194 с.

- **Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М.** Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / Ред. А.Ф. Морозов. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2000, 187 с.
- **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология, 2003, т. 11, № 6, с. 556—586.
- **Condie K.C.** High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos, 2005, v. 79, p. 491—504.
- **Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Izbrodin I.A., Savatenkov V.M.** Alkaline magmatism of the Vitim province, West Transbaikalia, Russia: Age, mineralogical, geochemical and isotope (O, C, D, Sr and Nd) data // Lithos, 2012, v. 152, p. 157—172.
- **Gorton M.P., Schandl E.S.** From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks // Can. Mineral., 2000, v. 38, p. 1065—1073.
- **Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R.** One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // Treatise on Geochemistry / Eds. Y.D. Holland, K.K. Turekian. Elsevier Ltd., 2003, v. 3, p. 593—659.
- Kruk N.N., Rudnev S.N., Vystavnoi S.A., Paleeskiy S.V. Sr-Nd isotopic systematics of granitoids and evolution of continental crust of the western part of Altai-Sayan fold region // Continental growth in the Phanerozoic (evidence from Central Asia). Abstracts of the Third Workshop IGCP-420. Novosibirsk, Publishing House of SB RAS, Department «GEO», 2001, p. 68—72.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford, Blackwell, 1989, 193 p.
- **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. Spec. Publ., 1989, v. 42, p. 313—345.
 - Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1986, v. 14, p. 493—571.

Рекомендована к печати 30 июня 2015 г. Г.В. Поляковым Поступила в редакцию 28 октября 2014 г.