

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НИЖНЕДЕВОНСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЧЕБАКОВО-БАЛАХТИНСКОЙ ВПАДИНЫ МИНУСИНСКОГО МЕЖГОРНОГО ПРОГИБА (СЕВЕРНАЯ ХАКАСИЯ)

На основании изучения количественного и качественного состава петрогенных и примесных элементов в нижнедевонских вулканических породах Северной Хакасии установлен характер поведения редкоземельно-редкоэлементных геохимических спектров на графиках нормированных распределений. На бинарных диаграммах в координатах $\Sigma\text{REE}-\Sigma\text{R}$ и $\Sigma\text{REE}-\Sigma(\text{Sr}+\text{Ba})$ выделены два автономных поля базитов (Б-1 и Б-2), с которыми тесно связаны более поздние дифференциаты – трахириолиты (с полем Б-1) и трахиты (с полем Б-2). Сделан вывод о том, что эволюция разнотипных базальтоидных расплавов может привести к появлению двух сближенных во времени и совмещенных в пространстве бимодальных ассоциаций базальт-трахириолитового и трахибазальт-трахитового составов.

Ключевые слова: вулканиды; поля базитов; поздние дифференциаты; редкие и редкоземельные элементы.

Нижнедевонские вулканиды быскарской серии Чебаково-Балахтинской впадины изучались на протяжении многих лет несколькими поколениями исследователей по ряду причин: эти породы хорошо обнажены, разнообразны по петрографическому составу, формируют сложно построенные вулканогенно-осадочные стратоны, находятся в непосредственной близости от полигонов учебных полевых практик вузов Сибири. Вместе с тем лишь в последние годы в связи с широким использованием в научно-исследовательской практике тонких аналитических методов появилась реальная возможность скорректировать традиционные представления о петрогеохимических и петрогенетических особенностях нижнедевонских магматитов региона.

В данном сообщении приводятся материалы, полученные в процессе ежегодного доизучения стратиграфических разрезов быскарской серии в контурах Ширинско-Марченгашского и Матарак-Шунетского участков – базовых мест проведения полевых учебных практик ТГУ [1]. Кроме того, использовались новейшие публикации, содержащие геохимическую информацию по этим и сопредельным территориям [2–4].

Геологические и геодинамические особенности вулканидов быскарской серии отражены в многочисленных публикациях, в том числе и в ряде монографических сводок [1, 5, 6], и хорошо известны специалистам. Именно поэтому ограничимся лишь самой необходимой информацией общего плана.

1. Нижнедевонские вулканиды с резким угловым и азимутальным несогласием перекрывают гетерогенный додевонский фундамент и, в свою очередь, перекрыты прибрежно-морскими карбонатными фациями живетского яруса среднего девона.

2. Раннедевонский возраст вулканогенно-осадочных пород надежно обоснован многочисленными находками проптеридофитовой (риниофитовой) ископаемой флоры.

3. Быскарские вулканиды в настоящее время рассматриваются в качестве продуктов рифтогенеза, проявившегося в тылу активной континентальной окраины Сибирского континента.

4. В количественном отношении доминируют базальтоиды (> 50%) – производные трещинного и ар-

ального вулканизма. Более поздние дифференциаты – трахириодациты, трахириолиты, трахиты встречаются не во всех разрезах и являются продуктами извержений вулканов центрального типа.

Петрохимические особенности магматитов быскарской серии Ширинского ареала детально рассмотрены В.Л. Хомичевым на базе представительного количества химических анализов – базальтов (19 анализов), трахибазальтов (32), трахиандезитов (8), трахитов (43), трахириолитов (41), субвулканических долеритов (17). Все анализы покровной фации на TAS-диаграмме «ложатся в субщелочное поле на дугообразный тренд, начало которого отвечает трахибазальтам, а конец – трахириолитам» [б. С. 70]. Затем следует и петрогенетический вывод: «... в течение всего времени формирования ширинской (быскарской) осадочно-вулканогенной серии из мантийного очага поступала магма одного трахибазальтового состава и в питающем вулканизм Ширинского ареала промежуточном очаге эволюционировала она в одном направлении – от трахибазальтов к трахиандезитам и далее к трахитам и трахириолитам» [Там же. С. 75]. Следовательно, быскарские магматиты рассматриваются В.Л. Хомичевым в качестве непрерывно дифференцированной серии, возникшей из магмы одного состава.

Для оценки редкоземельно-редкоэлементного состава вулканидов нами были проанализированы образцы пород Ширинско-Марченгашского участка. Опробованы марченгашские базиты в средней и верхней части стратиграфического разреза (3 образца), долериты придорожной вулканогенно-осадочной толщи (1), трахиандезиты (2) и трахиты (2) нижнематаракской толщи, трахириодациты (1) и трахириолиты (1) субвулканических даек (табл. 1). Все пробы тщательно отобраны из множества представительных образцов с обязательным просмотром прозрачных шлифов. Анализы выполнены методом ISP-MS в Томском госуниверситете в центре коллективного пользования «Аналитический центр геохимии природных систем» (АЦГПС).

На рис. 1 нанесены нормированные по отношению к стандартному хондриту (а) и к примитивной мантии (б) содержания редкоземельных (REE) и редких (R) элементов проанализированных пород.

Содержания редких (R) и редкоземельных (REE) элементов в представительных пробах вулканитов быскарской серии нижнего девона Ширинско-Марченгашского участка, г/т

Элемент	Базальтоиды				Трахиандезиты		Трахириолиты		Трахиты	
	№ образца									
	3,17	3,13	11,9	381	320	321	295	6,36	283	293
Ti	7786	10856	10164	10897	6790	7039	706	574	3066	5780
Rb	39,61	45,88	22,18	30,01	11,16	7,22	117,7	208,3	54,93	32,68
Sr	1836	1194	765	1071	748	308	198	73	1042	443
Y	23,9	33,6	27,2	28,0	22,0	25,7	15,0	16,9	27,3	40,5
Zr	241,3	265,6	224,0	212,4	205,5	218,6	208,7	173,2	352,8	440,0
Nb	18,2	18,18	13,63	18,0	12,3	13,5	29,0	29,9	18,03	25,48
Ba	654	1185	390	594	223	132	733	141	1425	1265
Hf	4,78	5,45	4,51	4,40	4,73	5,03	5,65	4,90	7,54	10,06
Ta	0,70	0,68	0,53	1,06	0,83	0,84	2,98	2,64	1,12	1,55
Th	3,56	2,35	1,74	1,90	5,74	4,55	26,45	21,75	6,43	10,17
U	1,07	1,01	0,68	0,72	1,60	1,71	2,83	3,95	1,98	3,55
Σ R	333,1	372,8	294,5	296,5	263,9	277,15	408,31	462,0	470,13	564,0
Σ(Sr+Ba)	2490	2379	1155	1665	971	440	931	214	2467	1708
La	41,36	40,17	28,85	34,50	29,99	40,22	43,72	51,48	53,39	64,76
Ce	85,34	87,07	65,14	74,10	55,49	78,34	85,54	97,70	109,91	136,21
Pr	9,44	10,85	8,11	9,13	6,47	7,91	6,86	7,31	10,74	13,14
Nd	35,38	43,60	33,23	36,37	24,31	35,86	17,97	24,92	44,17	47,17
Sm	6,38	8,58	6,68	7,07	4,63	6,45	2,40	3,64	7,63	9,33
Eu	1,90	2,46	2,06	2,14	0,51	1,28	0,37	0,13	2,12	1,86
Gd	5,54	7,79	6,09	6,44	4,17	5,52	1,80	2,67	5,99	7,83
Tb	0,83	1,18	0,92	0,93	0,68	0,85	0,37	0,47	0,89	1,19
Dy	4,53	6,72	5,43	5,64	4,00	4,82	2,25	2,61	4,85	6,92
Ho	0,93	1,35	1,10	1,09	0,87	1,02	0,55	0,59	1,02	1,50
Er	2,54	3,64	2,93	3,07	2,42	2,89	1,76	1,78	2,86	4,37
Tm	0,37	0,53	0,43	0,43	0,39	0,44	0,33	0,33	0,46	0,69
Yb	2,30	3,30	2,68	2,82	2,49	2,77	2,36	2,36	3,00	4,51
Lu	0,35	0,50	0,40	0,40	0,38	0,44	0,38	0,36	0,48	0,70
Σ REE	197,2	217,7	164,1	184,1	136,80	188,81	166,66	196,35	247,51	300,18

Для базальтоидов на графиках распределения REE и мультиэлементных диаграммах фиксируются следующие особенности:

1. Крутой отрицательный наклон вариационных линий – $(La/Yb)_N = 8,3-9,5$ при практическом отсутствии европиевого минимума $(Eu/Eu^*)_N = 0,92-0,99$.

2. Высокие значения суммы REE (главным образом за счет легких лантаноидов). Эти значения заметно превосходят таковые, установленные для девонских рифтогенных базитов Тувинского прогиба, Кропоткинско-северо-западной Монголии [4] и тем более для базальтоидов иного возраста и геодинамического положения [8, 9]. Данный типоморфный признак, по нашему мнению, можно использовать в качестве дополнительного критерия для разграничения пространственно сближенных полей базальтоидов близкого петрографического облика, но не имеющих в настоящее время четкого геодинамического и возрастного статуса.

3. Близость микроэлементного состава к модельному эталону внутриплитных субщелочных базальтов (ОИВ), от которого изученные базиты отличаются пониженными концентрациями Th, Ti, Ta, Nb, Hf и повышенными – Rb, Ba, Sr. Эти особенности наглядно отражены на спайдер-диаграммах (рис. 1, б) в виде отчетливых минимумов и максимумов.

Для поздних дифференциатов намечаются следующие типоморфные признаки:

1. Сохраняются крутые отрицательные наклоны спектров: $(La/Yb)_N$ для трахиандезитов – 8,6–10,4; трахириодацитов – 13,3; трахириолитов – 15,6; трахитов – 10,3–12,8.

2. Наблюдаются значительные отклонения вариационных линий от линии ОИВ, особенно заметные для трахириолитов, в меньшей степени – для трахитов.

3. Отмечаются глубокие европиевые минимумы $(Eu/Eu^*)_N$: для трахиандезитов (0,35–0,67), трахириодацитов (0,17) и трахириолитов (0,13). Их спектры хорошо сопоставимы друг с другом и обнаруживают большое геохимическое сходство, выраженное в согласованном поведении положительных (Rb, Th, U) и отрицательных (Ta, Nb, Ba, Sr, Ti) пиков на спайдер-диаграмме. Это, на наш взгляд, свидетельствует в пользу их принадлежности к единой комагматической серии дифференциатов.

4. Морфология вариационных линий трахитов иная – европиевая отрицательная аномалия слабо выражена – $(Eu/Eu^*)_N = 0,67-0,95$; более чем в два раза увеличено число положительных аномалий, превышающих нормы ОИВ за счет редких земель (в том числе тяжелых), Hf, Zr, Ba, Sr, Y. Все это демонстрирует отсутствие сходства между спектрами трахитов и спектрами дифференциатов иного состава.

Отметим, что спайдер-диаграммы «нацелены», в первую очередь, на выявление колебаний нормированных содержаний, при этом разница в концентрациях элементов сглаживается из-за процедуры нормализации к стандарту и применения логарифмической масштабной шкалы. Как видно из рис. 1, б, пучок линий анализов базитов (обр. 381, 3.13, 3.17 и 11.9) вполне согласованно колеблется в ту или иную сторону, но внутри пучка разница в абсолютных содержаниях снивелирована, хотя вариации суммарных абсолютных значений существенны, например для РЗЭ от

164 до 218 г/т, а для редких элементов (включая Sr и Ba) – от 1450 до 2823 г/т (см. табл. 1). Вместе с тем на бинарных диаграммах с обычной масштабной шкалой

эта разница вполне ощутима и может служить источником дополнительной петрогеохимической информации.

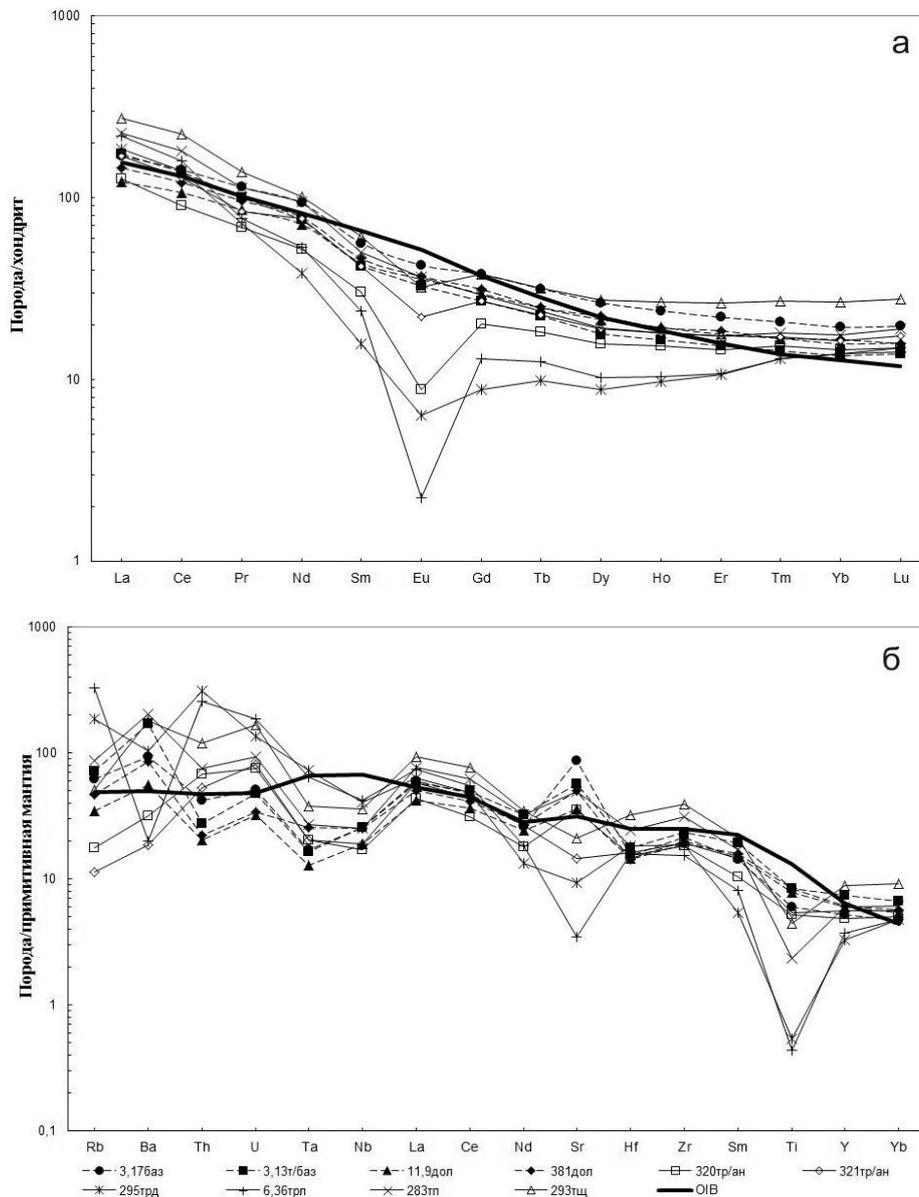


Рис. 1. Спектры распределения редкоземельных элементов (а) и спайдер-диаграммы (б) для вулканических пород нижнего девона Ширинско-Марченгашского участка. Спектры РЗЭ нормированы по хондриту, мультиэлементные диаграммы – по примитивной мантии [7]. Номера обозначений соответствуют номерам в табл. 1. Породы: баз – субщелочной базальт, т/баз – трахибазальт, дол – долерит, тр/ан – трахиандезит, трд – трахириодацит, трл – трахириолит, тп – трахит плагиоклазовый, тц – трахит щелочнополевошпатовый, OIB – внутриплитные субщелочные базальты океанических островов [7]

В последние годы опубликованы интересные материалы, содержащие сведения о распределении петрогенных, редких и редкоземельных элементов в базальтоидах быскарской серии Ширинско-Марченгашского, Матарак-Шунетского (10 анализов), Копьевского и Новоселовского (11 анализов) участков [2, 3], а также в девонских рифтогенных базитах сопредельных территорий [4]. По мнению авторов этих публикаций, основанному на анализе спайдер-диаграмм и ряда дивергентных схем, «положение на графиках точек состава базитов Минусинских грабенных территорий предполагает, что в их образовании преобладает источник типа OIB при участии других источников, в том числе IAB» [4. С. 629]. Конкретно по Ширинско-Марчен-

гашскому и Матарак-Шунетскому участкам отмечено, что «базиты этих участков обладают близкими возрастными и вещественными параметрами, поэтому их следует относить к производным общего магматического источника. При его образовании происходит смешение расплавов, формирующихся одновременно над горячими точками мантии и в надсубдукционных условиях» [2. С. 76]. Эти выводы имеют геодинамическую направленность, и их авторы стремятся дать обобщенную модель развития рифтогенного магматизма, пригодную для применения на обширных территориях Сибири.

Однако, по нашему мнению, некоторые важные петрогеохимические и петрогенетические детали не

попали в поле зрения этих исследователей и не нашли отражения в их взглядах.

Используя опубликованные табличные сведения [2. С. 74; 3. С. 95], а также оригинальные данные (см. табл. 1) нами сформирована генеральная выборка из 25 анализов с распределениями элементов-примесей в базитах вышеназванных участков. Петрогенные оксиды рассмотрены на основе 21 анализа из тех же табличных данных.

По соотношению ведущих петрогенных оксидов проанализированные базиты относятся к умеренно-глиноземистым ($a' = 0,95-1,00$), умеренно-титанистым (TiO_2 от 1,05 до 1,96%), калиево-натриевым ($4 > Na_2O/K_2O > 1$) разновидностям. Содержание SiO_2 варьирует от 46,35 до 51,98%, сумма щелочей – от 4,05 до 8,31%. По этим параметрам они отвечают породам субщелочного ряда.

Нами составлена бинарная диаграмма распределения элементов-примесей в координатах $\Sigma REE-\Sigma R$ (рис. 2), на

которой вынесены фигуративные точки анализов базитов всех участков. Они группируются в контурах двух пространственно обособленных и четко очерченных автономных полей (Б-1 и Б-2) с разными концентрациями элементов-примесей. Поля не перекрываются, несмотря на ощутимые вариации в абсолютных содержаниях REE и редких элементов в частных анализах. Численные параметры полей Б-1 и Б-2 приведены в табл. 2. На графике в координатах $\Sigma REE - \Sigma(Sr+Ba)$ (рис. 3, табл. 2) также наблюдается пространственная обособленность двух полей – с низким содержанием $\Sigma(Sr+Ba)$ (Б-1) и с повышенным (Б-2). При этом 4 точки оказались за пределами выделенных полей, причем в 2 из них зафиксированы аномальные содержания этих компонентов (до 5733 г/т). Это, возможно, связано с поздним дополнительным заполнением пор и пустот этих базитов поствулканическими гидротермальными барий- и стронцийсодержащими минеральными фазами.

Таблица 2

Вариации содержаний ΣREE , ΣR и $\Sigma(Sr+Ba)$ в базитах полей Б-1 и Б-2, г/т

Поле	ΣREE	ΣR	$\Sigma(Sr+Ba)$
Б-1	150–205	184–333	878–2 861
	174	263	1 547
Б-2	210–292	347–486	1 541–3 036
	240	381	2 335

Примечание. В числителе – интервалы колебаний, в знаменателе – средние значения. Использованы данные по 25 анализам: 16 – для поля Б-1; 9 – для поля Б-2 из опубликованных [2, 3] и оригинальных (см. табл. 1) источников.

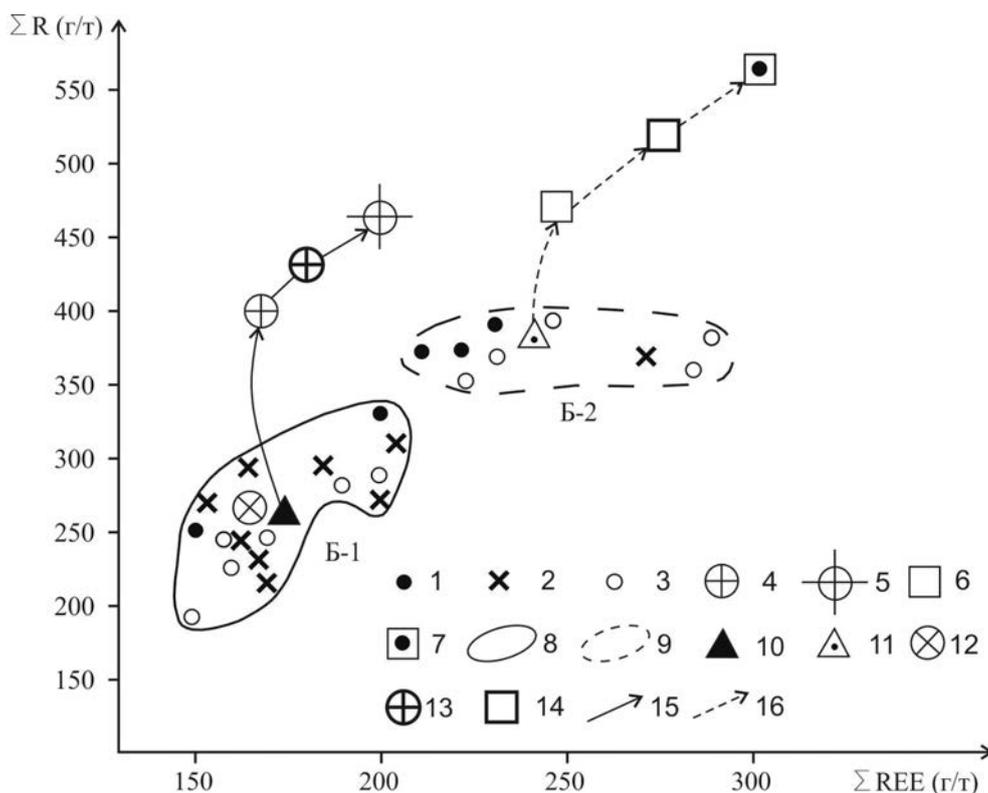


Рис. 2. Соотношение редкоземельных и редких элементов в вулканических породах нижнего девона юго-западной части Чебаково-Балахтинской впадины в координатах $\Sigma REE-\Sigma R$: 1 – базальтоиды покровной фации; 2 – субвулканические долериты; 3 – нерасчлененные базальтоиды; 4 – трахириодацит; 5 – трахириолит; 6 – трахит плагиоклазовый; 7 – трахит щелочнополевошпатовый; 8, 9 – поля вариаций точек составов базитов: 8 – с пониженными (Б-1), 9 – с высокими (Б-2) концентрациями ΣREE и ΣR ; 10–14 – средние редкоземельно-редкоэлементные составы: 10 – базитов поля Б-1, 11 – базитов поля Б-2, 12 – трахиандезитов, 13 – трахириодацитов и трахириолитов, 14 – трахитов; 15, 16 – тренды геохимической эволюции поздних дифференциатов: 15 – для генетически связанных с полем Б-1, 16 – для генетически связанных с полем Б-2. ΣREE – сумма редкоземельных элементов лантаноидной группы; ΣR – сумма редких элементов (Rb+Y+Zr+Nb+Hf+Ta+Th+U)

Сопоставление двух диаграмм (рис. 2, 3) показало, что практически все субвулканические долериты (8 из 9 анализов) локализируются в поле Б-1 и содержат низкие суммарные концентрации элементов-примесей, в том числе и Sr+Ba. Эти признаки, по нашему мнению, можно использовать как дополнительные при диагно-

стике вулканитов различных фаций глубинности, тем более что существуют серьезные разногласия в оценке количественных соотношений долеритов и покровных вулканитов, вплоть до почти полного отрицания наличия лавовых покровов в таких свитах, как марченгашская, тонская и др. [10].

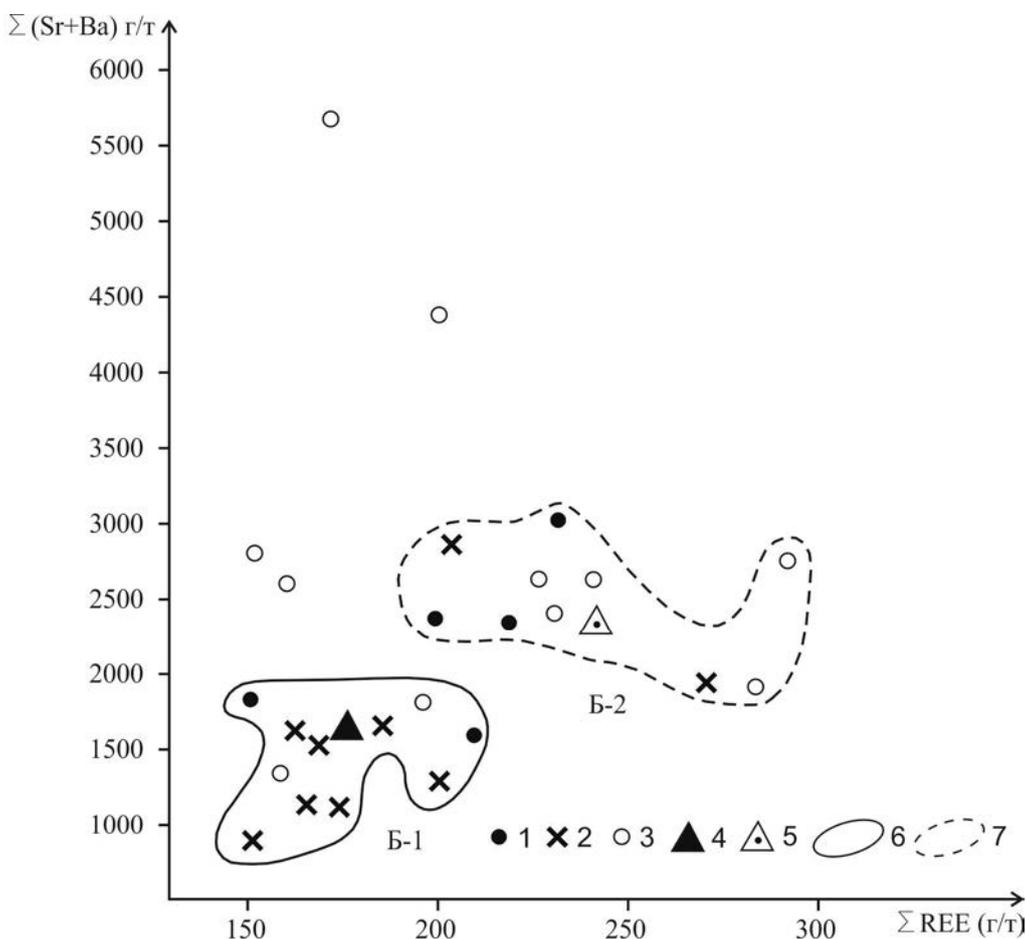


Рис. 3. Соотношение ΣREE и $\Sigma(\text{Sr}+\text{Ba})$ в разнотипных базальтоидах нижнего девона:

1 – базальтоиды покровной фации; 2 – субвулканические долериты; 3 – нерасчлененные базальтоиды; 4, 5 – средние составы базитов: 4 – для поля Б-1; 5 – для поля Б-2; 6, 7 – поля вариаций точек состава базитов: 6 – с пониженными (Б-1) и 7 – с высокими (Б-2) концентрациями ΣREE и $\Sigma(\text{Sr}+\text{Ba})$

Нами рассчитаны нормативные и модалные составы базальтоидов полей Б-1 и Б-2. Все частные анализы базитов содержат то или иное количество нормативного нефелина. Для поля Б-1 среднее содержание Ne едва ощутимо (2,3%), в поле Б-2 его средняя концентрация оценивается в 4,8% (табл. 3), что вплотную приближается к пятипроцентному барьеру, разделяющему щелочные оливиновые базальты от базанитоидов [11]. Особую группу составляют 4 анализа с геохимическими характеристиками поля Б-1, но с аномальными содержаниями нормативного Ne (до 8,0%). Это субвулканические долериты (силлы) окрестностей г. Кузьме на Матарак-Шунетском участке, известные в литературе как анальцимовые долериты [1]. В них анализим в очень незначительных количествах выполняет мельчайшие интерстициальные поры среди микролитов плагиоклаза основной массы в парагенезисе с цеолитами и пренимом, что косвенно указывает на его вторичное гидротермальное происхождение.

Судя по средним химическим составам, базальтоиды полей Б-1 и Б-2 не идентичны и отличаются, глав-

ным образом, по сумме щелочей и по разным содержаниям K_2O , MgO и CaO , что в конечном счете сказалось на их нормативных составах (см. табл. 3).

На модифицированной TAS-диаграмме [12. С. 288] средний химический состав базитов Б-1 располагается почти в центре стандартного поля «субщелочных базальтов и долеритов», а базитов Б-2 – на периферии поля «калиево-натриевых трахибазальтов».

В табл. 4, 5 помещены расчетные средние содержания редких и редкоземельных элементов в базитах Б-1 и Б-2, а также в более поздних дифференциатах – трахиандезитах, трахириодацитах, трахириолитах и трахитах.

Внимательный анализ всех вышеизложенных материалов позволяет сформулировать ряд положений, касающихся различий в петрогеохимических спектрах базальтоидов и наметить пути их дальнейшей эволюции.

Итак, базиты выделенных нами полей отчетливо различимы по ряду ведущих признаков:

– по среднему содержанию нормативного нефелина – 2,3% (в поле Б-1) и 4,8% (в поле Б-2);

– суммарному уровню концентрации редкоземельных и редких элементов – относительно низкому (Б-1) и повышенному (Б-2);

– различным количественным соотношениям одноименных микроэлементов, концентрация которых практически всегда выше в базитах поля Б-2;

– содержанию суммы стронция и бария – минимальной в поле Б-1 и максимальной в Б-2.

Все это не позволяет рассматривать базиты полей Б-1 и Б-2 в качестве генетически идентичных объектов и дает основание высказать предположение о том, что их формирование могло быть связано с разными магматическими источниками, действующими одновременно, но различающимися по уровню щелочности и по количественному набору редких и редкоземельных элементов.

Таблица 3

Средние химические и нормативные составы базальтоидов полей Б-1 и Б-2, мас. %

Компонент	Б-1 (9)	Б-2 (8)	Нормативные минералы	Б-1 (9)	Б-2 (8)
SiO ₂	47,47	48,60	Or	6,68	9,46
TiO ₂	1,28	1,57	Ab	25,69	29,88
Al ₂ O ₃	16,85	16,61	An	26,98	20,03
Fe ₂ O ₃	1,51	1,34	Ne	2,27	4,82
FeO	8,69	8,96	Di	12,04	10,65
MnO	0,17	0,17	Ol	17,78	15,97
MgO	6,77	5,59	Mt	2,08	1,85
CaO	9,12	7,44	Il	2,43	3,03
Na ₂ O	3,55	4,55	Ap	1,35	1,68
K ₂ O	1,15	1,57	Прочие	2,93	3,03
P ₂ O ₅	0,48	0,70	Сумма	100,23	100,40
ппп	2,93	3,03	An*100	51	41
Сумма	99,97	100,13	Ab+An		

Примечание. Использованы данные из опубликованных работ [2, 3]. Отношение Fe₂O₃ / (Fe₂O₃ + FeO) принято как 0,15. В скобках число учтенных анализов. При расчетах модальных и нормативных составов базитов поля Б-1 из выборки в 13 анализов исключены 4 анализа аналитических долеритов окрестностей г. Кузьме Матарак-Шунетского участка.

Таблица 4

Средние содержания редкоземельных и редких элементов в базальтоидах полей Б-1 и Б-2, г/т

Редкоземельные элементы			Редкие элементы		
Элемент	Б-1 (16)	Б-2 (9)	Элемент	Б-1 (16)	Б-2 (9)
La	31,79	45,60	Rb	17,68	22,27
Ce	70,48	99,86	Sr	1006,0	1185,0
Pr	8,23	11,52	Y	25,49	28,90
Nd	34,68	44,12	Zr	198,42	298,73
Sm	6,82	9,30	Nb	12,84	19,08
Eu	2,10	2,72	Ba	796,6	1150,4
Gd	6,36	8,56	Hf	3,99	5,09
Tb	0,82	1,17	Ta	0,70	1,06
Dy	5,23	6,84	Th	2,59	3,76
Ho	1,03	1,34	U	1,22	1,75
Er	2,94	3,90	Σ R	262,93	380,64
Tm	0,41	0,54	Σ (Sr+Ba)	1547	2335
Yb	2,67	3,48			
Lu	0,41	0,53			
Σ REE	173,97	239,48			

Примечание. При расчетах использованы опубликованные [2, 3] и авторские (см. табл. 1) анализы. Σ (Sr+Ba) подсчитана без четырех аномальных проб (см. рис. 3). В скобках – число анализов.

Таблица 5

Средние содержания редкоземельных и редких элементов в дифференциатах кислого и среднего составов, г/т

Редкоземельные элементы			Редкие элементы				
Элемент	Трахиандезиты	Трахирнолиты	Трахиты	Элемент	Трахиандезиты	Трахирнолиты	Трахиты
La	35,11	47,60	59,08	Rb	9,19	163,0	43,81
Ce	66,92	91,62	123,06	Sr	528,0	135,5	742,50
Pr	7,19	7,10	11,94	Y	23,85	15,90	33,90
Nd	30,09	21,45	45,67	Zr	212,05	191,0	396,40
Sm	5,54	3,02	8,48	Nb	12,90	29,45	21,76
Eu	0,90	0,25	1,99	Ba	177,50	437,0	1345,0
Gd	4,85	2,24	6,91	Hf	4,88	5,28	8,80
Tb	0,77	0,42	1,04	Ta	0,83	2,81	1,34
Dy	4,41	2,43	5,89	Th	5,15	24,10	8,30
Ho	0,95	0,57	1,26	U	1,66	3,40	2,77
Er	2,66	1,77	3,62	Σ R	270,51	434,94	517,08
Tm	0,42	0,33	0,58	Σ (Sr+Ba)	705,5	572,5	2087,5
Yb	2,63	2,36	3,76				
Lu	0,41	0,37	0,59				
Σ REE	162,85	181,53	273,87				

Примечание. Использованы авторские данные (см. табл. 1).

Представляется возможным, используя данные табл. 1, проследить дальнейшую эволюцию разнотипных базальтоидных расплавов. Для этого на рис. 2 нанесены геохимические параметры базитовых дифференциатов – трахиандезитов, трахириодацитов, трахириолитов и трахитов. Наметились две тенденции, графически выраженные в виде двух пространственно разобщенных эволюционных линий (трендов). Каждый из выделенных трендов обладает своими индивидуальными особенностями.

Ометим главные из них.

1. Уровень накопления редкоземельных элементов строго контролируется принадлежностью дифференциатов к той или иной ветви эволюции. Так, численные характеристики суммы REE в трахиандезитах и трахириолитах не выходят за рамки коридора значений ΣREE , характерного для базитов поля Б-1 (150–205 г/т), плагиотрахиты и трахиты также вполне «вписаны» в интервал вариаций содержаний REE для поля Б-2 (210–292 г/т) (см. табл. 2, рис. 2). При этом количество REE в конечных дифференциатах (трахитах и трахириолитах) увеличивается несущественно по отношению к стандартным средним показателям родственных полей за счет некоторого накопления La и Ce (оба поля) и тяжелых лантаноидов – поле Б-2 (см. табл. 4, 5).

2. Сумма редких элементов в конечных дифференциатах поля Б-1 достигает 462 г/т, но она значительно выше в производных поля Б-2 – 564 г/т, что находится в полном соответствии с первоначальным уровнем накопления редких элементов в родственных полях (см. табл. 1, рис. 2).

3. Качественный и количественный составы элементов в конечных дифференциатах неодинаковы – трахириолиты сформированы при ведущей роли Rb, Th, Ta, U, Nb; трахиты – Th, Hf, Zr и Rb (табл. 4, 5), что указывает на отсутствие признаков явно выраженного геохимического сходства этих пород.

4. Принципиально различно и поведение суммы Sr+Ba в трахириолитах и трахитах. В первом случае происходит резкий «сброс» этих компонентов от 1 547 г/т для поля Б-1 до 214 г/т для трахириолитов, во втором – уровень накопления сохранен – до 2 467 г/т для трахитов против 2 335 г/т для базитов поля Б-2 (см. табл. 1, 4).

Таким образом, дифференциаты двух трендов эволюции сохраняют геохимические метки своих материнских источников, но вполне различимы не только по вышеперечисленным признакам, но и по различному поведению вариационных линий вулканитов кислого и среднего составов на графиках нормированных распределений редких и редкоземельных элементов (см. рис. 1).

Все это свидетельствует в пользу предположения о том, что эволюция разнотипных базальтоидных расплавов в промежуточных и периферических магматических очагах в конечном итоге может привести к появлению двух сближенных во времени и совмещенных в пространстве бимодальных ассоциаций базальт-трахириолитового и трахибазальт-трахитового составов, количественные соотношения которых могут варьировать в довольно широких пределах, вплоть до полного отсутствия отдельных членов ассоциаций в конкретных стратиграфических разрезах.

В заключение отметим, что, по мнению авторов, даже очень тонкие первоначальные различия в содержании петрогенных, редких и редкоземельных элементов, закодированные в виде слабых информационных сигналов, вполне могут привести к трансформации родоначальных расплавов и к появлению разнотипных эволюционных трендов, далеко не всегда распознаваемых при стандартных подходах к интерпретации фактических материалов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Геология и минералогия Северной Хакасии. Путеводитель по учебному полигону вузов Сибири* / В.П. Парначев, Б.Д. Васильев, И.И. Коптев и др. Томск : Изд-во Том. политехн. ун-та, 2007. 236 с.
2. *Воронцов А.А., Федосеев Г.С.* Условия формирования девонских базальтов и долеритов Шира-Шунетского района Минусинского прогиба // Известия Томского политехнического университета. 2012. Т. 320. С. 71–76.
3. *Воронцов А.А., Федосеев Г.С.* Геохимические и Sr-Nd изотопные характеристики девонских базитов Копьевского и Новоселовского поднятий северной части Минусинского прогиба // Известия Томского политехнического университета. 2010. Т. 317, № 1. С. 92–97.
4. *Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С. и др.* Изотопно-геохимическая зональность девонского магматизма Алтае-Саянской рифтовой области: состав и геодинамическая природа мантийных источников // Петрология. 2010. Т. 18, № 6. С. 621–634.
5. *Лучицкий И.В.* Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М. : Изд-во АН СССР, 1960. 276 с.
6. *Хомичев В.Л., Единцев Е.С., Косоруков А.П.* Эталон ширинского (быскарского) трахит-трахибазальтового комплекса (Минусинский межгорный прогиб). Новосибирск : СНИИГГиМС, 2008. 278 с.
7. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / eds. A.D. Saunders, M.J. Norry // *Magmatism in the oceanic basins*: Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. №. 42. P. 313–345.
8. *Бабин Г.А., Крук Н.Н.* Петротипы каечакского базальтового, садринского плагиодацит-андезит-базальтового и атлинского андезибазальт-базальтового комплексов раннего кембрия (Горная Шория, северо-восточная часть Горного Алтая). Новосибирск : СНИИГГиМС, 2011. 80 с.
9. *Зыбин В.А.* Петротип каимского базальтового комплекса раннего кембрия (Горный Алтай). Новосибирск : СНИИГГиМС, 2012. 116 с.
10. *Федосеев Г.С., Краснов В.И., Ратанов Л.С.* Интрузивные комплексы в быскарской осадочно-вулканогенной серии Минусинского межгорного прогиба // *Формационный анализ в геологических исследованиях : материалы науч.-практ. конф.* Томск : Изд-во Том. ун-та, 2002. С. 106–108.
11. *Иодер Г.С., Тилли К.Э.* Происхождение базальтовых магм. М. : Мир, 1965. 248 с.
12. *Магматические горные породы* / под ред. О.А. Богатикова. М. : Наука, 1983. Т. 1. 367 с.

Статья представлена научной редакцией «Науки о Земле» 28 января 2013 г.