

## ИСТОЧНИКИ БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ И ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

Р.А. Бадмацыренова, М.В. Бадмацыренов

*Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба, Россия*

Изученные массивы Западного Забайкалья (Арсентьевский и Оронгойский) сложены пироксенитами, высокотитанистыми, субщелочными габбро, габбро-диоритами, монцодиоритами, анортозитами и сиенитами. В Оронгойском массиве выделяются небольшие тела оливинитов, плагиоперидотитов. Габброиды характеризуются высокими концентрациями Sr, Ba, Nb, Ta, Zr и Hf, что свойственно для базитов внутриплитного типа. В тренде распределения редкоземельных элементов наблюдается обогащенность легкими лантаноидами ( $La/Yb_N = 5.35-25.82$ ). Величины изотопных отношений  $^{87}Sr/^{86}Sr$  лежат в интервале 0.705—0.7054 и  $\epsilon_{Nd}$  в пределах 1.44...-1.18. Формирование габброидов Западного Забайкалья с учетом радиогенного состава неодима и обогащенности  $^{87}Sr$ , возможно, происходило при вовлечении их в процессы плавления литосферной мантии типа EM-II.

*Высокотитанистые массивы, геохимия габброидов, петрохимия, изотопия Sr, Nd, Западное Забайкалье.*

### THE SOURCES OF BASIC MAGMATISM IN WESTERN TRANSBAIKALIA IN THE LATE PALEOZOIC (from geochemical and isotope data)

R.A. Badmatsyrenova and M.V. Badmatsyrenov

The studied massifs in western Transbaikalia (Arsent'ev and Orongoi) are composed of pyroxenites, high-Ti subalkalic gabbro, gabbro-diorites, monzodiorites, anorthosites, and syenites. The Orongoi massif also includes small olivinite and plagioperidotite bodies. The gabbroids have high contents of Sr, Ba, Nb, Ta, Zr, and Hf, which is typical of intraplate basites. The REE pattern shows the rock enrichment in LREE ( $La/Yb_N = 5.35-25.82$ ). The  $^{87}Sr/^{86}Sr$  values vary from 0.7050 to 0.7054, and  $\epsilon_{Nd}$  from 1.44 to -1.18. The presence of radiogenic Nd in the gabbroids and their enrichment in  $^{87}Sr$  suggest their formation as a result of the melting of the EM-II-type lithospheric mantle.

*High-Ti massifs, geochemistry of gabbroids, petrochemistry, Sr and Nd isotopes, western Transbaikalia*

### ВВЕДЕНИЕ

Массивы габбро-сиенитового формационного типа широко распространены в структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП): когтахский комплекс Кузнецкого Алатау, гутарский комплекс Восточного Саяна, зубовский комплекс Тувы, массивы Западной Монголии и др. [Кривенко, 1973; Изох и др., 1998]. В Западном Забайкалье к этому формационному типу относятся Арсентьевский, Оронгойский, Зуйский и, возможно, Иройский массивы, входящие в моностойский интрузивный комплекс [Богатиков, 1966]. Массивы характеризуются помимо повышенной щелочности высокими концентрациями некоторых редких (ниобий, тантал, стронций и особенно барий) и редкоземельных элементов (легкие лантаноиды) относительно примитивной мантии. Эти массивы почти всегда сопровождаются интрузиями сиенитов, возможно, генетически с ними связанных. Повышенные содержания стронция и неодима в базитах не подвергаются значительному изменению при коровой контаминации, и поэтому могут характеризовать их первичные источники [Ярмлюк, Коваленко, 2000].

В предлагаемой статье впервые представлены результаты петрогеохимического и изотопного (Sr, Nd) изучения базитов Западного Забайкалья для характеристики их источника.

### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

При проведении анализа состава пород были использованы традиционные методы (фотометрический, атомно-абсорбционный, гравиметрический, потенциометрический, пламенно-фотометрический). Для определения микроэлементного состава пород использовались методы рентгенофлуоресцентного анализа (Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, Y, элементы группы железа), нейтронно-активационного анализа (редкоземельные элементы, Ta, Hf, Th, U), масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (для широкого круга элементов). Исследования проводились в лабораториях ИГХ СО РАН, ГИН СО РАН и ИГМ СО РАН.

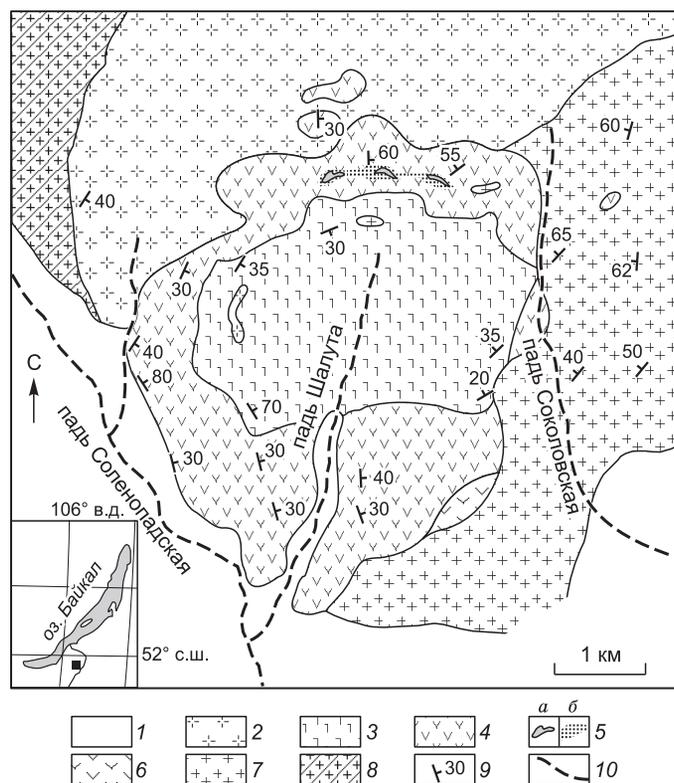
Изотопный состав Nd и Sr измерялся на масс-спектрометре МИ-1201 Т (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ) и Finnigan MAT-262 (Байкальский аналитический центр коллективного пользования, г. Иркутск). Состав стронция и его концентрации устанавливались методом двойного изотопного разбавления, а содержание Rb — простым изотопным разбавлением. Для контроля измерений состава Sr использовались стандарты ВНИИМ и NBS-987, по которым получены  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70798 \pm 0.00008$  и  $0.71026 \pm 0.00001$ . Погрешности определения соотношений с учетом параллельных измерений для  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  составили не более 0.05 и 1 % (2 $\sigma$ ) соответственно. Расчет возраста выполнялся по общепринятой программе «ISOPLOT». Ввиду низких значений Rb/Sr в большинстве валовых проб, использовались выборки определения возраста по схеме вал—минерал.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

**Арсентьевский массив** расположен на юго-восточном склоне хр. Моностой в его центральной части, в 4—5 км к западу и северо-западу от сел Арсентьевка и Сутой, расположенных на левом берегу Селенги. В плане он имеет овальную форму, слегка удлиненную в меридиональном направлении, и занимает площадь около 20 кв. км (рис. 1). Сложен массив породами габброидной и сиенитовой серий. Габброиды слагают его южную часть, а сиениты — северную [Богатиков, 1966]. Породы первой серии образуют ряд от ультрамафических разновидностей (пироксенитов) до анортозитов, которые участвуют в концентрически-зональном строении интрузива. Центральная часть сложена анортозитами, окаймленными лейкократовыми габбро и трахитоидными оливинowymi габброидами (рис. 2, а). Судя по магнитометрической съемке, интрузив продолжается в юго-западном направлении еще на несколько сотен метров. В целом габброидная часть интрузива в разрезе имеет форму пологой асимметричной воронки с центром, несколько смещенным к югу. Сиениты относятся к более поздним образованиям. В пределах массива широко развиты жилы гранитных пегматитов и габбро-пегматитов, дайки кислых и средних пород. В массиве отмечено титаномagnetит-ильменитовое оруденение [Смирнов, Перелыгина, 1959; Кислов и др., 2009].

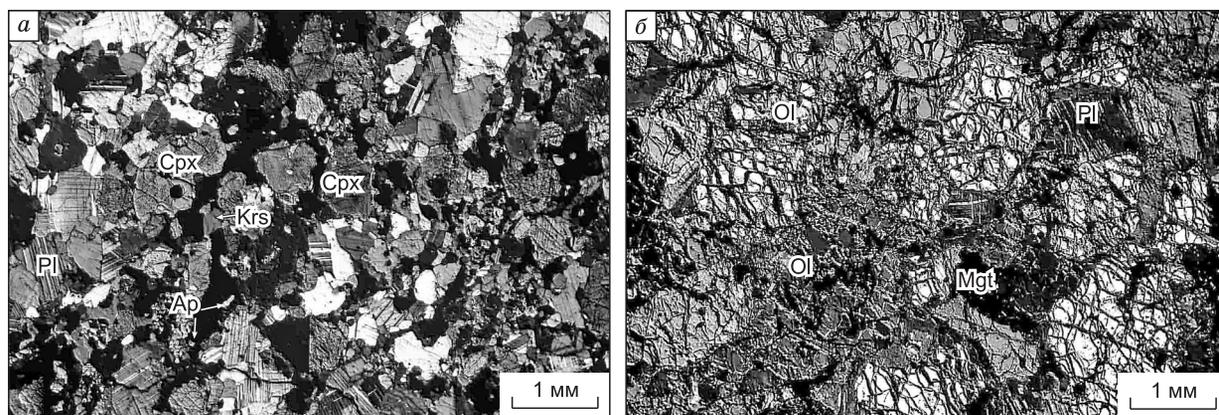
**Оронгойский массив** расположен в крайней северо-западной части хр. Моностой в 5 км к юго-западу от устья р. Оронгой и в 2 км к востоку от пос. Нижний Убукун. Массив занимает площадь около 20 кв. км, имеет овальную, слегка вытянутую в широтном направлении форму [Богатиков, 1966]. По многим петрографическим параметрам Оронгойский массив сходен с Арсентьевским, но в его составе преобладают лейкократовые разновидности габброидной серии пород. Вся средняя часть массива образована анортозитами, в которых встречаются ксенолиты лейкогаббро. Анортозиты в виде полосы переменной мощности (от 1 до 2 км) прослеживаются в субширотном направлении, на их долю приходится около

70 % площади интрузива. В крайней северной части массива наблюдаются щелочные роговообманковые габбро. В южном направлении эти породы сменяются зоной мелкозернистых пироксен-керсутитовых габбро. Крайняя западная часть массива и полоса между анортозитами и зоной пироксен-керсутитовых габбро сложена трахитоидными лейкогаббро. Оливиновые габбро распространены крайне ограниченно. Они отмечены в юго-восточной части массива, где образуют неправильной формы участок с нечеткими контурами среди



**Рис. 1.** Схематическая петрографическая карта Арсентьевского габбро-сиенитового массива (по [Богатиков, 1965], с дополнениями и изменениями авторов).

1 — четвертичные отложения; 2 — сиениты; 3 — анортозиты и лейкогаббро; 4 — трахитоидные оливиновые габбро и мезогаббро, габбро-диориты, монцодиориты; 5 — ильменит-титаномagnetитовые руды: а — массивные, б — вкрапленные; б — габбро, керсутитовые габбро, пироксениты; 7 — диориты, гранодиориты, монцониты; 8 — гранито-гнейсы; 9 — элементы залегания трахитоидности; 10 — распадки.



**Рис. 2. Микрофотографии шлифов.**

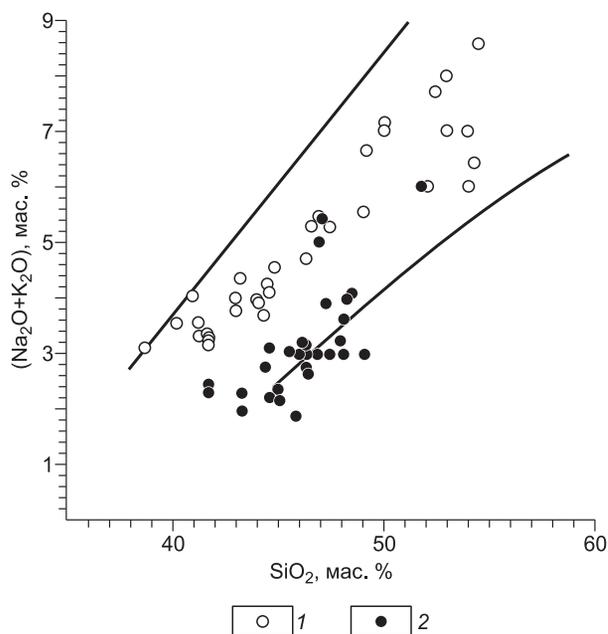
*a* — габбро Арсентьевского массива, *б* — оливинит Оронгойского массива. Срх — клинопироксен, Krs — керсутит, Ap — апатит, Pl — плагиоклаз, Ol — оливин, Mgt — титаномagnetит.

трахитоидных мезо- и лейкогаббро. Ультраосновные породы (серпентинизированные оливиниты) в виде нескольких мелких (до 150 м в поперечнике) округлых тел закартированы в восточной части массива среди анортозитов и трахитоидных лейкогаббро (см. рис. 2, *б*). Особенностью Оронгойского массива является присутствие в составе ультраосновных пород плагиоперидотитов. Контакты ультрабазитов с вмещающими породами очень четкие и нередко тектонизированы. Ближе к северной периферии массива габброиды прорываются щелочными сиенитами, в которых встречаются ксенолиты габбро. Оронгойский массив, как и Арсентьевский, богат дайками и жилами пород кислого состава.

#### ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЗИТОВ

Габброиды Западного Забайкалья представлены нормальной и субщелочной сериями (табл. 1). В поле субщелочных пород попадают средние составы габброидов Арсентьевского массива, в поле нормальных и субщелочных пород — средние составы габброидов Оронгойского массива (рис. 3). Средние химические составы габброидов близки к составам базальтов океанических островов (OIB) [Sun, McDonough, 1989]. Содержания щелочей в габброидах Арсентьевского массива имеют более широкий разброс значений по  $\text{Na}_2\text{O}$  (1.7—6.4 мас.%) и по  $\text{K}_2\text{O}$  (0.3—2.5 мас.%) по сравнению с габброидами Оронгойского массива (0.5—3.44 и 0.17—3.06 мас. % соответственно). Здесь можно выделить два типа пород: первый — с положительной зависимостью между  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  и второй — с повышенными содержаниями  $\text{K}_2\text{O}$  при постоянных значениях  $\text{Na}_2\text{O}$  (рис. 4). Такая картина объясняет присутствие в этих породах большого количества биотита, керсутита и сине-зеленой роговой обманки. В габброидах рассматриваемых массивов наблюдается большой разброс содержаний  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (10—24 мас.%). Главную роль при дифференциации пород Арсентьевского массива играло фракционирование плагиоклаза и моноклинного пироксена (рис. 5).

Для выявления особенностей фракционирования внутри лейкократовых и меланократовых дифференциатов ультрабазит-базитовых магм применим коэффициент фракционирования ( $K_{\text{Fe}} = \text{FeO} / (\text{FeO} + \text{MgO})$ , оксиды в молекулярных количествах), который отражает изменение соотношении железа и магния в породах ранних и поздних этапов. Ликвидусный оливин всегда менее железистый, чем со-



**Рис. 3. Соотношение щелочь—кремнезем в габброидах Арсентьевского (1) и Оронгойского (2) массивов.**

Таблица 1. Химический состав основных разновидностей пород Арсентьевского массива (мас.%)

Оксид	Субщелочные габбро											Щелочные габбро	
	Ар 75-02	Ар 55а-02	Ар 62-02	Ар 51а-02	Ар 28а-01	Ар 14в-01	Ар 12-01	Ар 106-01	Ар 11-01	Ар 11а-01	Ар 52/1-02	Ар 69а-02	
SiO <sub>2</sub>	52.50	47.40	50.00	44.80	44.30	49.00	49.20	46.30	46.60	46.90	50.40	49.00	
TiO <sub>2</sub>	1.10	1.13	2.19	3.18	1.25	2.52	3.06	3.36	3.52	3.53	3.07	2.48	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.60	18.20	22.75	19.00	18.65	18.30	15.80	16.30	16.60	15.60	18.10	16.30	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.40	3.18	3.05	4.97	4.91	4.17	3.36	2.51	3.44	4.17	3.52	4.03	
FeO	4.15	6.37	4.55	7.22	6.84	6.08	6.40	7.57	7.22	7.41	9.65	6.37	
MnO	0.13	0.13	0.06	0.13	0.13	0.14	0.17	0.17	0.16	0.21	0.14	0.15	
MgO	3.34	6.31	2.27	4.34	10.26	3.52	4.29	5.10	4.85	4.74	1.13	4.22	
CaO	6.30	10.14	6.27	9.30	6.35	8.38	7.70	10.00	8.88	8.33	3.27	5.05	
Na <sub>2</sub> O	4.77	3.54	5.20	4.13	2.50	4.65	4.45	3.32	3.60	3.89	5.60	5.20	
K <sub>2</sub> O	2.95	1.75	1.97	0.42	1.17	0.91	2.20	1.39	1.69	1.57	3.38	3.37	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.33	0.19	0.47	1.26	0.19	0.85	1.79	1.96	2.02	2.19	0.59	2.23	
П.л.п.	1.06	1.42	0.80	1.54	3.79	1.14	1.29	1.11	0.66	1.56	1.35	1.51	
Сумма	99.63	99.76	99.58	100.29	100.34	99.66	99.71	99.09	99.24	100.10	100.20	99.91	
mg#	31	40	23	26	47	25	30	34	31	29	8	29	
Rb	81	39	28	4	27	8	24	12	13	24	7	38	
Sr	1180	1120	2830	1930	1170	2100	1220	1570	1550	1340	1020	250	
Y	23	12	6	16	6	24	58	34	37	54	24	16	
Zr	200	74	19	47	36	65	130	100	150	120	120	32	
Nb	9	—	—	2	—	4	19	10	7	9	7	5	
Ba	1110	670	7500	780	480	990	660	770	1030	1130	550	1500	
Ce	—	—	30	—	30	50	180	120	130	170	—	—	
Ni	19	90	—	38	160	9	13	8	14	9	—	—	
Cu	22	50	20	43	40	7	14	17	22	26	18	32	
Zn	82	65	77	58	88	86	100	88	100	130	90	41	
Pb	22	23	10	—	7	8	5	7	11	9	—	—	
Co	32	40	34	35	120	57	5	74	64	64	44	24	
Cr	140	320	130	91	450	100	90	100	100	71	79	200	
V	140	210	170	190	220	200	200	200	180	200	340	50	

Оксид	Субщелочные диориты-монциты					Субщелочные габброиды с вкрапленным орудуением						
	Ар 5в-01	Ар 7-01	Ар 51в-02	Ар 68-02	Ар 73-02	Ар 60-02	Ар 58а-02	Ар 53/1-02	Ар 54-02	Ар 56-01	Ар 16а-01	Ар 166-01
SiO <sub>2</sub>	41.30	61.30	54.30	53.90	54.50	41.70	38.70	40.20	36.60	41.30	41.60	42.60
TiO <sub>2</sub>	3.00	0.88	0.64	1.72	1.25	2.70	3.22	4.92	5.22	3.00	3.18	3.62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.30	16.30	26.50	19.70	18.60	16.25	14.50	14.20	10.15	15.30	14.40	15.80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.69	2.61	0.87	2.04	3.05	6.96	9.20	5.81	10.82	7.69	6.14	4.84
FeO	8.19	3.12	1.20	4.01	4.53	7.22	8.38	9.61	11.03	8.19	9.75	8.70
MnO	0.16	0.09	0.02	0.10	0.14	0.15	0.18	0.20	0.22	0.16	0.23	0.23
MgO	5.50	2.07	0.44	2.58	2.82	5.95	7.00	6.50	7.74	5.50	6.28	5.40
CaO	11.60	4.00	9.00	5.18	5.25	12.20	12.24	11.16	13.04	11.60	11.00	9.52
Na <sub>2</sub> O	2.86	4.00	5.77	5.56	5.10	2.85	2.64	3.07	1.67	2.86	3.00	3.16
K <sub>2</sub> O	0.47	4.14	0.65	3.37	3.49	0.42	0.46	0.47	0.42	0.47	0.32	1.37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2.25	0.29	0.09	0.78	0.42	2.28	2.17	2.52	1.51	2.25	2.12	2.75
П.п.п.	1.13	0.92	0.59	0.46	1.04	1.04	1.21	1.32	1.26	1.25	1.99	2.09
Сумма	99.45	99.72	100.07	99.40	100.19	99.72	99.90	99.98	99.68	99.57	100.01	100.08
mg#	26	26	17	30	27	29	28	30	26	26	28	28
Rb	70	60	5	29	62	4	—	3	—	6	4	34
Sr	820	820	2500	1870	1000	1940	1950	1350	830	1800	1680	1710
Y	31	17	—	22	28	26	23	37	26	26	41	38
Zr	250	190	39	32	150	32	40	76	83	38	45	80
Nb	21	9	—	7	12	—	5	6	—	3	4	3
Ba	1050	1360	800	9400	1450	1270	1750	530	380	2100	660	1150
Ce	120	80	—	—	—	—	—	—	—	90	100	140
Ni	17	8	—	—	—	15	24	—	26	17	18	10
Cu	27	15	—	15	18	56	75	46	46	30	16	22
Zn	88	70	—	60	79	82	100	100	130	110	140	130
Pb	13	15	12	—	21	—	16	30	—	—	6	5
Co	69	50	35	21	24	42	44	41	47	57	71	83
Cr	57	160	130	130	130	75	80	50	140	130	110	76
V	220	100	56	68	140	280	290	240	550	430	240	180

Оксид	Субщелочные габброиды с вкрапленным орудуением												Анортозиты					
	Ар 17а-01	Ар 20-01	Ар 15-01	Ар 21-01	Ар 65/1-02	Ар 52/2-02	Ар 52-02	Ар 52/3-02	Ар 23-01	Ар 50с-02	Ар 50-02	01-2	02-205	02-216	02-226	Ар 75-02	Ар 62-02	Ар 51в-02
SiO <sub>2</sub>	41.00	44.50	43.20	32.80	41.20	44.60	44.00	44.10	41.70	43.00	43.00	53.89	52.47	52.63	43.37	52.50	50.00	54.30
TiO <sub>2</sub>	3.66	3.74	3.92	7.40	5.93	5.08	5.34	5.38	3.69	3.58	3.58	0.241	1.066	1.527	3.962	1.10	2.19	0.64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.60	15.90	15.60	10.95	14.20	16.20	15.40	15.80	15.20	14.80	14.50	27.14	23.69	23.48	19.87	19.60	22.75	26.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.94	3.24	3.94	7.66	11.26	4.45	5.01	3.79	7.10	5.96	8.25	1.51	4.38	3.98	16.28	3.40	3.05	0.87
FeO	8.97	8.54	8.39	13.71	5.75	8.72	8.30	9.80	10.75	9.77	8.80	—	—	—	—	4.15	4.55	1.20
MnO	0.20	0.18	0.21	0.27	0.21	0.17	0.17	0.17	0.17	0.19	0.20	0.017	0.051	0.059	0.117	0.13	0.06	0.02
MgO	5.68	5.36	5.90	7.37	6.39	5.08	6.05	5.33	6.15	6.46	6.53	0.314	1.469	1.67	2.9	3.34	2.27	0.44
CaO	9.52	10.50	10.40	11.62	10.49	10.07	10.57	9.38	10.27	10.07	10.00	9.81	8.629	8.27	5.419	6.30	6.27	9.00
Na <sub>2</sub> O	3.36	3.29	3.20	1.32	2.80	3.33	3.12	3.25	2.70	3.14	2.88	5.17	5.11	6.42	4.52	4.77	5.20	5.77
K <sub>2</sub> O	0.67	0.96	1.15	1.92	0.74	0.77	0.85	0.66	0.50	0.64	0.90	0.814	1.297	0.762	1.874	2.95	1.97	0.65
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	3.26	2.29	2.10	3.37	0.30	0.20	0.21	0.25	0.53	0.33	0.28	0.163	0.434	0.367	0.586	0.33	0.47	0.09
П.п.п.	2.33	1.26	1.55	1.81	0.73	1.08	0.94	1.90	1.59	1.64	1.51	0.56	0.99	0.1	0.07	1.06	0.80	0.59
Сумма	100.19	99.76	99.56	100.20	100.00	99.75	99.96	99.81	100.35	99.58	100.44	99.62	99.58	99.26	98.96	99.63	99.58	100.07
mg#	27	31	32	26	27	28	31	28	26	29	28	17	25	29	15	31	23	17
Rb	11	14	21	71	29	12	6	11	9	5	6	3	Не опр.	Не опр.	Не опр.	81	28	5
Sr	1740	1670	1470	710	860	1270	1220	1190	980	1100	1120	2400	»	»	»	1180	2830	2500
Y	47	40	43	47	12	19	21	16	20	23	23	Не опр.	»	»	»	23	6	—
Zr	74	90	110	87	20	110	110	110	100	99	110	»	»	»	»	200	19	39
Nb	9	8	13	10	3	11	5	5	3	4	4	»	»	»	»	9	—	—
Ba	750	790	890	470	3120	580	620	620	530	580	790	»	»	»	»	1110	7500	800
Ce	120	120	120	120	—	—	—	—	40	—	—	»	»	»	»	—	30	—
Ni	18	10	20	15	—	20	17	16	29	48	52	20	»	»	»	19	—	—
Cu	21	19	20	30	34	32	25	45	100	68	40	20	»	»	»	22	20	—
Zn	120	95	100	160	110	80	84	86	110	110	110	10	»	»	»	82	77	—
Pb	7	11	12	14	13	—	—	—	6	—	12	Не опр.	»	»	»	22	10	12
Co	74	61	74	140	25	41	45	39	130	43	36	5	»	»	»	32	34	35
Cr	51	67	51	25	140	120	140	100	42	73	82	10	»	»	»	140	130	130
V	200	230	260	520	94	270	290	300	620	330	320	50	»	»	»	140	170	56

Примечание. Анализы выполнены в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) и ИГХ СО РАН (г. Иркутск). mg# = MgO·100/(MgO + FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Прочерк — значения меньше чувствительности метода. Не опр. — не определялось. Пробы 01-2, 02-205, 02-216 и 02-226 предоставлены А.С. Мехоношиным.

став кристаллизующегося расплава, а поздние фемические минералы, наоборот, более железистые относительно расплава. Поэтому железистость всегда возрастает от ранних дифференциатов к поздним. Но в открытой для кислорода системе железо окисляется и кристаллизуется магнетит, при этом силикатные минералы могут быть менее железистыми [Fenner, 1929; Ферсман, 1937; Bowen, 1947; Ферштатер и др., 2001].

Для пород Арсентьевского и Оронгойского массивов характерен широкий диапазон изменения  $K_{Fe}$  (0.35—0.75 и 0.39—0.79). Зависимость между содержанием MgO и  $K_{Fe}$  в габброидах рассматриваемых массивов условно можно назвать отрицательной гиперболической (обратная связь) (рис. 6).

В породах Оронгойского массива содержания  $P_2O_5$  достигают 0.35 мас.%. В габброидах Арсентьевского массива, напротив, отмечаются повышенные концентрации  $P_2O_5$  (0.06—3.63 мас.%), при этом 45 % пород содержит более 1.5 мас.%  $P_2O_5$ . По содержанию  $TiO_2$  и  $P_2O_5$  среди габброидов Западного Забайкалья можно выделить две группы. Первая — это породы с нечетко выраженной прямой корреляционной зависимостью между содержаниями  $TiO_2$  и  $P_2O_5$  и вторая — породы, в которых такая зависимость отсутствует, но наблюдаются высокие концентрации  $TiO_2$  (2—5 мас.%) при очень низких концентрациях  $P_2O_5$  (0.01—0.15 мас.%).

Габброиды Западного Забайкалья характеризуются незначительным разбросом содержаний MgO и  $Al_2O_3$ , высокой щелочностью и повышенными содержаниями  $P_2O_5$ , по содержанию щелочей близки к базальтам океанических островов [Когарко, Асавин, 2007].

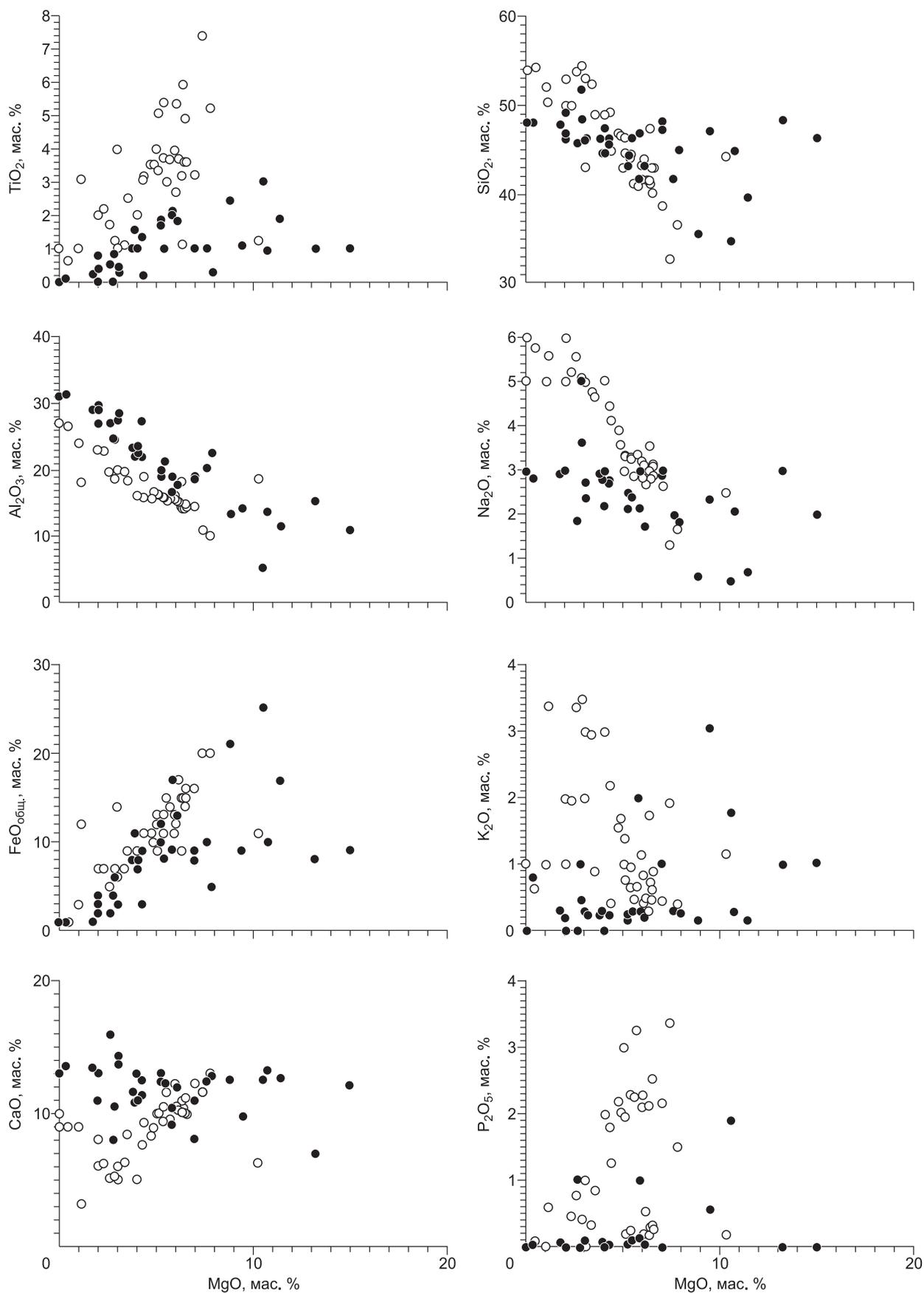
Редкоземельные элементы являются одними из наименее подвижных, на них слабо влияют процессы гидротермального изменения и низкотемпературного метаморфизма, поэтому их содержание наиболее корректно отражает состав магматических пород и степень плавления мантийного вещества [Балашов, 1976].

Габброиды Западного Забайкалья характеризуются высокими концентрациями РЗЭ (табл. 2, рис. 7) и более крутым наклоном кривой распределения в сторону тяжелых РЗЭ ( $La/Yb_N$  — 5.35—25.82). По содержанию РЗЭ и  $P_2O_5$  выделяются три типа пород. К первому типу относятся рудные и оливиновые габбро, в них отмечаются наиболее высокие концентрации РЗЭ при содержании  $P_2O_5$  (1.11—3.44 мас.%), значения  $La/Yb_N$  от 10.37 до 19.45. Второй представлен оливин-керсутитовым габбро со средними концентрациями РЗЭ и высоким содержанием  $P_2O_5$  (0.53—1.08 мас.%) при максимально пологом спектре распределения РЗЭ ( $La/Yb_N = 6.02$  до 10.06). В спектрах распределения третьего типа пород (оливино-

Таблица 2. Содержание редкоземельных элементов в габброидах Западного Забайкалья, г/т

Элемент	Ар106-01	Ар23-01	Ар52/2-01	Ар6-01	М01-19	М01-38Б	М01-38В	М01-72	М01-76	ОГ 16/1-05	ОГ 17/2-05	ОГ 19-05
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
La	35	16.2	12.2	11.88	13.07	29.87	35.63	61.75	12.69	5.31	5.31	7.35
Ce	85	39	28	26.04	30.55	71.96	90.28	148.60	31.37	9.66	10.04	14.22
Pr	12.8	5.8	4.2	2.80	3.21	9.05	11.19	17.60	4.00	1.08	1.26	2.18
Nd	56	27	19.0	14.26	16.34	47.51	63.38	92.20	21.90	4.69	5.36	10.23
Sm	11.9	6.2	4.5	2.32	3.00	9.21	12.31	17.13	4.91	0.86	1.20	2.56
Eu	3.9	2.1	1.92	1.81	2.00	3.30	4.10	4.96	1.98	0.32	0.34	1.20
Gd	11.1	6.0	4.7	2.09	2.69	8.09	10.77	15.33	5.11	0.81	1.07	2.39
Tb	1.44	0.89	0.69	0.26	0.31	0.93	1.22	1.82	0.69	0.09	0.10	0.25
Dy	7.5	4.9	3.9	1.31	1.52	4.95	6.39	9.33	4.30	0.52	0.70	1.37
Ho	1.36	0.93	0.71	0.24	0.26	0.77	1.07	1.57	0.77	0.11	0.15	0.25
Er	3.6	2.4	1.99	0.56	0.68	1.93	2.53	3.74	2.00	0.29	0.41	0.58
Tm	0.42	0.32	0.26	0.07	0.08	0.22	0.30	0.46	0.26	0.04	0.05	0.07
Yb	2.5	1.93	1.64	0.33	0.47	1.19	1.62	2.56	1.70	0.29	0.34	0.51
Lu	0.33	0.25	0.23	0.05	0.06	0.15	0.21	0.36	0.23	0.04	0.06	0.06
ΣREE	232	114	84	64	74	189	241	377	92	24	26	43
Eu/Eu*	1.01	1.02	1.27	2.46	2.11	1.14	1.06	0.92	1.20	1.15	0.89	1.46
$(La/Yb)_N$	10.06	6.02	5.35	25.82	19.95	18.00	15.78	17.30	5.35	12.99	11.25	10.37

Примечание. Массивы: 1—9 — Арсентьевский, 10—12 — Оронгойский. Анализы выполнены: 1—4 в ИГМ (г. Новосибирск), 5—12 в ИГХ СО РАН (г. Иркутск) методом ICP MS. Аналитики С.В. Палесский, И.В. Николаева, Л.А. Левантуева.  $Eu/Eu^* = (Sm_N + Gd_N)/2$ .  $N$  — нормировано на хондрит [Sun, McDonough, 1989].



**Рис. 4. Вариационные диаграммы распределения петрогенных элементов в породах Западного Байкала.**

Усл. обозн. см. на рис. 3.

**Рис. 5. Соотношение  $MgO$  и  $Al_2O_3$  в габброидах Западного Забайкалья.**

Линии фракционирования минералов отражают составы минералов, слагающих габброиды Арсентьевского массива.

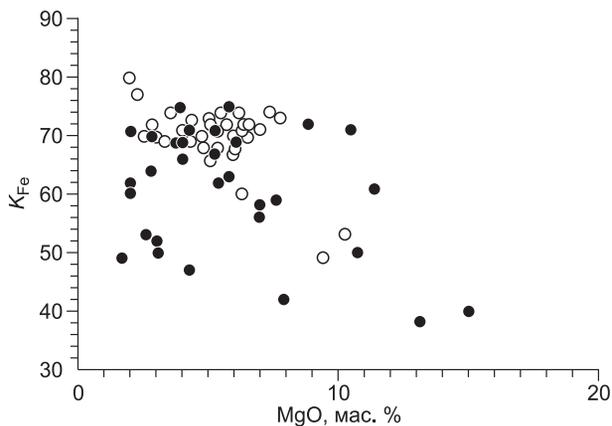
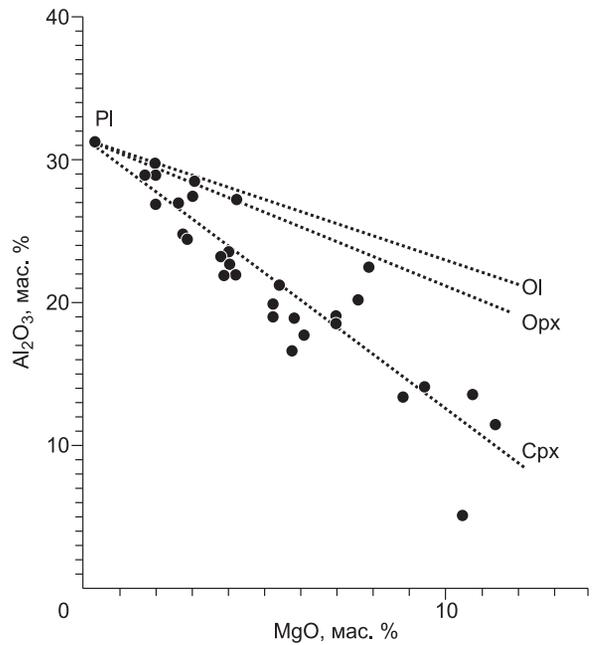
вое габбро) появляется характерный Eu максимум, и отмечается существенная разница в концентрациях легких и тяжелых РЗЭ ( $La/Yb_N$  — от 19.95 до 25.82). Данные по распределению РЗЭ в базитах Западного Забайкалья свидетельствуют о том, что состав родоначальной магмы сопоставим с основными магмами повышенной щелочности, имеющими плюмовую природу [Rollinson, 1993].

Появление Eu-аномалий обычно связано с вариациями окислительно-восстановительных условий в кристаллизующихся расплавах. В восстановительных условиях Eu находится в виде  $Eu^{2+}$ , а в окислительных —  $Eu^{3+}$ . В плагиоклаз может входить только  $Eu^{2+}$ , поэтому коэффициент распределения Eu для плагиоклаза в восстановительных условиях оказывается аномально высоким по отношению к другим РЗЭ. В окислительных условиях он низок, и поведение Eu не отличается от других РЗЭ [Rollinson, 1993]. Отсутствие положительной Eu-аномалии в плагиоклазсодержащих породах указывает на кристаллизацию в окислительных условиях.

Учитывая последовательность кристаллизации пород Арсентьевского массива, можно видеть переход от восстановительной обстановки к окислительной в направлении от ранних дифференциатов к поздним.

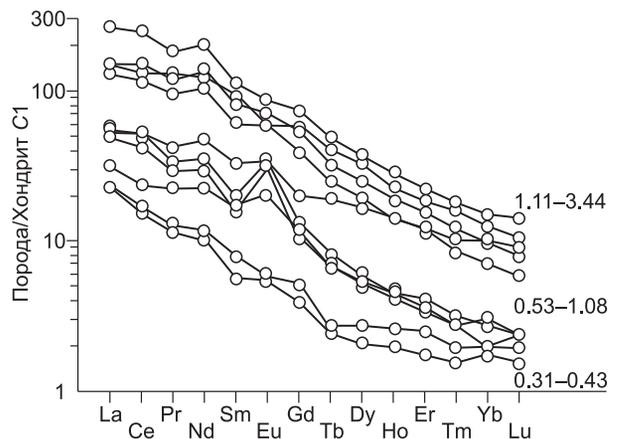
Взаимосвязь между содержаниями La и  $MgO$ , Eu и CaO, Eu и Sr, La и CaO, La и Sr в габброидах Западного Забайкалья отсутствует. В них прослеживается четкая прямая корреляционная зависимость между содержаниями La и  $P_2O_5$ , свидетельствующая о том, что основным концентратом РЗЭ в этих породах является апатит.

В результате изучения распределения РЗЭ в габброидах Западного Забайкалья установлено, что главным их носителем является апатит. Кроме того, отмечается, что РЗЭ в большей степени обогащены породы, содержащие существенное количество керсутита. Для рудных габброидов, образовавшихся на поздних этапах магматического процесса, характерны повышенные концентрации РЗЭ и отсутствие Eu аномалий, указывающее на окислительные условия кристаллизации. По содержанию РЗЭ габброиды массивов Западного Забайкалья наиболее близки базальтам океанических островов.



**Рис. 6. Соотношение  $MgO$  и  $K_{Fe}$  в габброидах Западного Забайкалья.**

Усл. обозн. см. на рис. 3.



**Рис. 7. Спектры редкоземельных элементов, нормированных к хондриту C1 [Boynnton, 1984].**

Цифрами указано содержание  $P_2O_5$  в породах (мас.%).

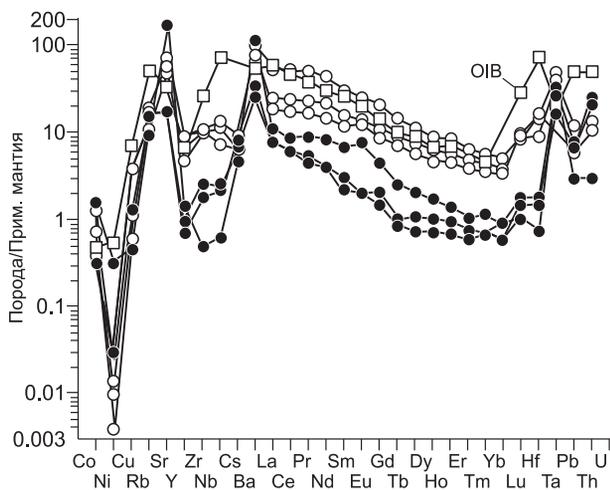


Рис. 8. Спектры редких элементов, нормированных к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], в габброидах Арсентьевского и Оронгойского массивов.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

ний Zr (4—640 г/т), Hf (0.62—25 г/т), Nb (1.5—90 г/т) и Ta (0.03—10 г/т).

В габброидах Арсентьевского и Оронгойского массивов наблюдаются более высокие концентрации Ba и Sr относительно базальтов островных дуг и океанических островов, а также более низкие содержания Rb, Cs, Th, U, Nb, Ta, Zr и Hf по сравнению с базальтами океанических островов (см. рис. 8). Подобными геохимическими характеристиками обладают постколлизийные габброиды Западного Саяна [Шелепаев, 2006]. Для них типичны более крутые наклоны кривых в сторону тяжелых РЗЭ (La/Yb — от 2 до 18) по сравнению с доколлизийными и синколлизийными габброидами.

### ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ БАЗИТОВ

Результаты Rb-Sr и Sm-Nd исследований в базитах представлены в табл. 3. Для изотопного анализа были отобраны образцы габбро по магистральной канаве № 1 (пр. Ар 106-01 и Ар 23-01) и центральной части массива (пр. Ар 52-02). Канавка проходит через наиболее изученный восточный участок на левом склоне пади Шулута и на водоразделе пади Шулута и Аргалты. Пробы Ар 106-01 и Ар 52-02 представляют собой неизмененное габбро, сложенное плагиоклазом, пироксеном, второстепенное положение занимают биотит, амфибол. В качестве акцессорных минералов отмечаются магнетит, ильменит, апатит, эпидот. Проба Ар 23-01 — керсутитовое габбро. Керсутит здесь не образует самостоятельных выделений, а обрастает в виде каймы вокруг титаномagnetита и пироксена. В соответствии с этим преобладающей микроструктурой породы является венцовая, с переходами в гипидиоморфно-зернистую. Характерно резко колеблющееся количественное соотношение роговой обманки и моноклинного пироксена.

Первичные  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения для пород Арсентьевского и Оронгойского массивов обладают составами, обогащенными относительно деплетированной мантии радиогенным стронцием ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  до 0.7054) и имеющими значения  $\epsilon_{\text{Nd}}$  от 1.44 до -1.18. Повышенные начальные отношения изотопов стронция ( $I_{\text{Sr}} = 0.70572$ ) не могут трактоваться как признак ассимиляции основными магмами корового материала, поскольку такие значения обычны для основных пород повышенной щелочности [Литвиновский и др., 1998]. Чтобы облегчить интерпретацию изотопных данных, при нанесении отношений  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  была использована диаграмма с изотопными отношениями в CHUR для Nd и UR

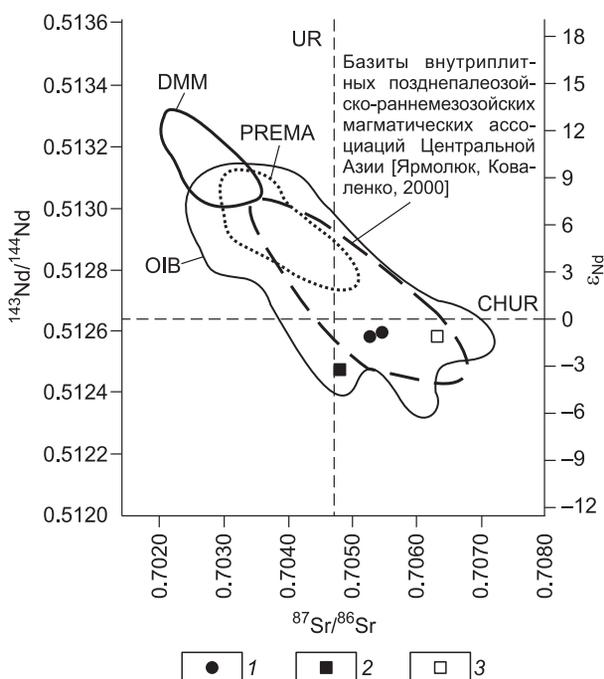


Рис. 9. Изотопные отношения неодиима, стронция в базитах Западного Забайкалья (1), ЕМ-I (2) и ЕМ-II (3) и базальтах океанических островов (OIB), данные по [Фор, 1989].

PREMA — деплетированный мантийный источник.

Таблица 3. **Изотопный состав Sr, Sm и Nd в базитах Западного Забайкалья**

Проба	Возраст, млн лет	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$I_{\text{Sr}}$	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$
		г/г					г/г				
Ар 106-01	285	15.26	1589	0.0245	0.70518	0.7050	11.9	56	0.1279	0.5125	-1.1837
Ар 23-01	285	6.999	1012.3	0.02	0.705	0.7049	6.2	27	0.1382	0.5127	1.4487
Ар 52-02	285	10.29	1268.8	0.0235	0.70542	0.7053	4.5	19	0.1425	0.5125	-0.8729

Примечание. Анализы выполнены в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ), и ИГХ СО РАН (г. Иркутск). Аналитики В.Ф. Посохов, Г.П. Сандмирова.

для Sr [Фор, 1989]. Изотопные составы близки к CHUR и соответствуют мантийному источнику EM-II (рис. 9) и ложатся в поле базальтов островов Кергелен [Zindler, Hart, 1986]. Компонент EM-II, характеризующийся высокими отношениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и низкими значениями  $\epsilon_{\text{Nd}}$ , связывается с субдуцированием в мантию терригенных осадков [Dickin, 1995].

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Базитовый магматизм Западного Забайкалья в период позднего палеозоя (280—290 млн лет) [Бадмацыренова, Орсов, 2006] был связан с внутриплитной магматической активностью [Богнибов и др., 2000]. Проведенные исследования позволяют сделать вывод, что все многообразие пород обусловлено процессами кристаллизационной дифференциации, протекавшими в интрузивной камере. Источник базитового магматизма был обогащен несовместимыми элементами, что объясняется участием в формировании пород обогащенного мантийного источника.

Изотопно-геохимические данные для пород массива отвечают производным щелочно-базальтовых магм, связанных с палеозойским мантийным плюмом. Об этом свидетельствуют высокие содержания щелочей, титана, фосфора, бария, стронция, легких РЗЭ, фтористая специализация расплава, которая фиксируется по апатиту и флогопиту. Присутствие же субдукционных меток на мультиэлементных диаграммах, которые выражаются в минимумах по Nb, обусловлено взаимодействием мантийного плюма [Miyamoto, 1994] с литосферной мантией [Ярмолюк и др., 2000], образовавшейся на раннем островодужном этапе формирования земной коры данного региона [Ярмолюк и др., 2006].

Авторы благодарят А.С. Мехоношина за критические замечания и ценные советы, высказанные при рецензировании работы.

Работа выполнена при поддержке Фонда содействия отечественной науке.

### ЛИТЕРАТУРА

**Бадмацыренова Р.А., Орсов Д.А.** Титаноносный расслоенный Арсентьевский массив (Западное Забайкалье): новые U-Pb изохроны и изотопно-геохимические данные // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма (Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии. 6—8 июня 2006 г., Москва, ИГЕМ РАН). Т. 1. М., ГЕОС, 2006, с. 65—70.

**Балашов Ю.А.** Геохимия редкоземельных элементов. М., Наука, 1976, 268 с.

**Богатиков О.А.** Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. М., Наука, 1966, 240 с.

**Богнибов В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С., Мехоношин А.С.** Состав и геодинамические обстановки формирования титаноносных ультрабазит-базитовых массивов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (8), с. 1083—1097.

**Изох А.Э., Богнибов В.И., Поляков Г.В., Мельгунов М.С.** Геохимические особенности и геодинамические условия формирования высокотитанистых габброидов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН, 1998, т. 360, № 5, с. 360—362.

**Кислов Е.В., Гусев Ю.П., Орсов Д.А., Бадмацыренова Р.А.** Титаноносность Западного Забайкалья // Руды и металлы, 2009, № 4, с. 3—12.

**Когарко Л.Н., Асавин А.М.** Региональные особенности щелочных первичных магм Атлантического океана // Геохимия, 2007, № 9, с. 915—932.

**Кривенко А.П.** Сиенит-габбровый плутон Большой Таскыл в Кузнецком Алатау. Новосибирск, Наука, 1973, 107 с.

**Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н.** Направленность изменения химических составов гранитоидных и основных магм в процессе эволюции Монголо-Забайкальского подвижного пояса // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (2), с. 157—177.

**Смирнов С.М., Перельгина А.И.** О некоторых основных чертах строения и рудоносности массивов основных и средних пород в хребте Монстой (Бурятская АССР) // Изв. вузов. Геология и разведка, 1959, № 6, с. 3—12.

**Ферсман А.Е.** Избранные труды. Т. 3. Геохимия. Л., ОНТИ, Госхимиздат, 1937, 355 с.

**Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Бородин Н.С.** Условия формирования и генезис рифейских ильменит-титаномагнетитовых месторождений Урала // Геология рудных месторождений, 2001, т. 43, № 2, с. 112—128.

**Фор Г.** Основы изотопной геологии. М., Мир, 1989, 590 с.

**Шелепаев Р.А.** Эволюция базитового магматизма Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, 2006.

**Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Геохимические и изотопные параметры аномальной мантии Северной Азии в позднем палеозое—раннем мезозое (данные изучения внутриплитного базитового магматизма) // Докл. РАН, 2000, т. 375, № 4, с. 525—530.

**Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.** Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, с. 3—29.

**Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.** Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН, 2006, т. 410, № 5, с. 657—662.

**Bowen N.L.** Magmas // Bull. Geol. Soc. America, 1947, v. 58, № 4, p. 263—280.

**Boyton W.V.** Geochemistry of the REE: meteorite studies / Ed. P. Henderson // REE geochemistry. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 63—114.

**Dickin A.P.** Radiogenic isotope geology. Cambridge, U.K. Cambridge University Press, 1995, 450 p.

**Fenner C.N.** The crystallization of basalts // Amer. J. Sci., 1929, v. 18, № 150, p. 225—253.

**Maruyama Sh.** Plume tectonics // J. Geol. Soc. Japan, 1994, v. 100, p. 24—49.

**Rollinson H.R.** Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex: London Group UK Ltd., 1993, 352 p.

**Sun S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Magmatism in the ocean basins // Geol. Soc. Special Publ., 1989, № 42, p. 313—345.

**Zindler A., Hart S.R.** Geochemical geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1986, v. 14, p. 493—571.

*Рекомендована к печати 31 августа 2010 г.  
А.Э. Изохом*

*Поступила в редакцию 11 января 2010 г.,  
после доработки — 21 июня 2010 г.*