

III. ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОДИНАМИКА

Д.Е. Савельев, А.В. Сначев, В.Н. Пучков, В.И. Сначев

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ АРАМИЛЬСКО-СУХТЕЛИНСКОЙ ЗОНЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Базит-гипербазитовые массивы широко развиты в пределах Арамилско-Сухтелинской зоны и ее ближайшего обрамления. По своему пространственному, структурному положению и возрасту они разделяются на Большаковский и наиболее представительный Куликовско-Казбаевский комплексы (рис. 1).

В Большаковский комплекс входят крупный одноименный габбровый массив, а также ряд мелких интрузий, развитых юго-западнее него. В строении Большаковского массива принимают участие габброиды от меланократовых до лейкократовых разновидностей, встречаются также полосчатые, такситовые, пегматоидные габбро, габбро-нориты, «рудное» (с магнетитом и титаномagnetитом) и оливниновое габбро. Вмещающими для пород комплекса являются базальты шеметовской и булатовской толщ. Для южной части массива характерно наличие концентрической зональности. Судя по геофизическим данным, массив разбит на блоки системой дуговых и радиальных разломов. Габброиды Большаковского комплекса по особенностям геологического строения близки к основным породам габбро-гранитной формации восточной части Магнитогорской мегазоны: раннекаменноугольной магнитогорской и позднедевонской верхнеуральской серий [Эвгеосинклинальные ..., 1984]. Учитывая его близость по комплексу признаков к габбро-гранитной формации, датированной как C_1V [Ронкин и др., 1997], нами принимается визейский возраст и для Большаковского массива.

Куликовско-Казбаевская группа объединяет серию разновозрастных (O_2kl), относительно крупных габбро-гипербазитовых массивов (Куликовский, Аминевский, Чебаркульский, Травниковский и т.д.) и множество мелких линзовидных тел, приуроченных к зонам разломов меридионального (Байрамгуловский, Казбаевский и др.) либо диагонального (Травниковский, Магадеевский и т.д.) простираения. Они трассируют собой обрамление Арамилско-Сухтелинской зоны, а также границы тектонических пластин внутри нее. В состав комплекса входят аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты, преимущественно антигоритовые, а также габбро, клинопироксениты и дайки долеритов. Серпентинизированные верлиты и клинопироксениты отмечены преимущественно в пределах западной части рассматриваемой структуры. Примечательно, что

метаморфизм пород западного обрамления Арамилско-Сухтелинской зоны нарастает в северном направлении, а Казбаевского пояса — в южном, по мере приближения к Главному гранитному поясу. Возраст пород куликовского (казбаевского) комплекса предполагается среднеордовикским, учитывая находки обломков и галек серпентинитов среди осадочных пород шеметовской толщи (O_2sm) [Моисеев и др., 2002 ф].

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Банк геохимических данных по базит-гипербазитовым комплексам Арамилско-Сухтелинской зоны включает: 55 собственных силикатных и столько же атомно-абсорбционных анализов (Co, Ni, Cr), выполненных в химических лабораториях ИГ УНЦ РАН и ФГУПП «Челябинскгеосъемка», 44 нейтронно-активационных анализа на редкоземельные элементы (ГЕОХИ РАН), а также 73 силикатных анализа габбро и гипербазитов Казбаевского [Кораблев и др., 1999 ф], Большаковского массивов, Белово-Масловской и Магадеевской группы тел, Аминевского [Турбанов и др., 1975 ф], Куликовского массивов [Тевелев и др., 2000 ф; Бабкин и др., 1978 ф]. По последнему использованы анализы РЗЭ гипербазитов и габбро из отчета А.В. Тевелева и др. [2000 ф]. Кроме того, на весь комплекс вышеуказанных элементов нами проанализированы 15 проб базальтов шеметовской толщи (см. вторую статью авторов в данном сборнике).

Петрохимический состав серпентинитов, образованных по альпинотипным гипербазитам (реститам), довольно однообразен (табл. 1). Для них характерны очень низкие содержания всех легкоплавких компонентов — TiO_2 , CaO, Al_2O_3 , Na_2O , K_2O и, напротив, высокие концентрации тугоплавких окислов — MgO, NiO, Cr_2O_3 .

При сравнении гипербазитов наиболее информативными оказались содержания Ni, Cr, менее четкие различия наблюдаются по нормативному минеральному составу пород, относительной глиноземистости ($al' = Al_2O_3/FeO + Fe_2O_3 + MgO$) и железистости, концентрации CaO, Al_2O_3 , Co. Максимальная железистость гипербазитов характерна для Аминевского массива ($f = 11-17$). В реститах других массивов наблюдаются довольно широкие

вариации значений данного параметра. Однако в среднем наименее железистые ультрамафиты развиты в пределах Куликовского массива.

Анализ тройной диаграммы $O1 - En - Di$ (рис. 2), построенной на основании пересчета химических анализов пород на нормативный минеральный состав по методу Н.Д. Соболева, показывает, что заметные содержания клинопироксена в первичных ультрабазитах обнаруживаются лишь в части образцов Аминевского массива и Кумлякской группы тел, в единичных пробах из Травниковского массива. Подавляющая часть серпентинитов имеет апогарцбургитовую природу. В среднем наибольшие количества нормативного ортопироксена характерны для массивов северной части зоны, Казбаевского пояса и Кумлякской группы тел. Минимальные количества пироксенов зафиксированы в гипербазитах Куликовского массива.

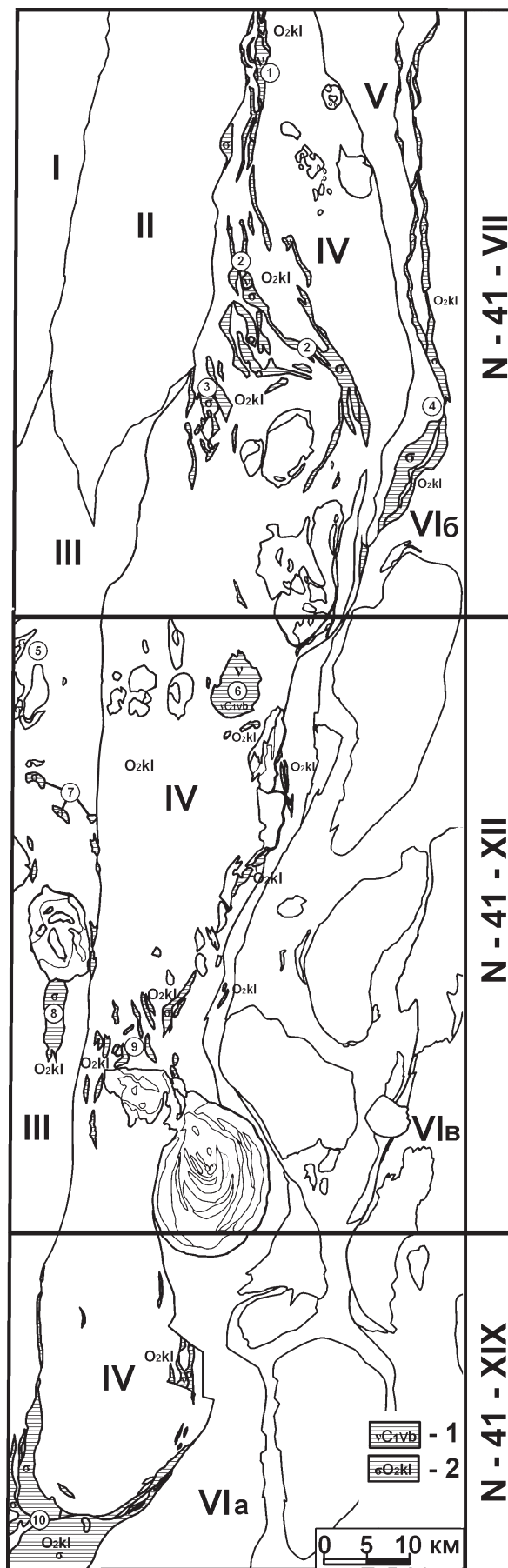
На диаграмме $CaO/Al_2O_3 - CaO$ (рис. 3) большинство точек, характеризующих составы гипербазитов рассматриваемой территории, попадает в поле истощенных гарцбургитов и дунитов, практически не содержащих кальция. Лишь отдельные образцы ультраосновных пород из Кумлякской группы тел и Аминевского массива по составу приближаются к лерцолитам. Незначительная часть образцов по соотношению CaO/Al_2O_3 и содержанию кальция соответствует клинопироксеновым гарцбургитам.

Минимальные содержания никеля фиксируются в породах Аминевского массива (600–1200 г/т), несколько выше — в ультрабазитах Куликовского массива (600–1500 г/т), в породах других комплексов они примерно одинаковы (1200–2500 г/т). Повышенным содержанием хрома на фоне остальных выделяются гипербазиты Куликовского массива (2400–4400 г/т), кобальта — породы северной части зоны и Казбаевского пояса.

Состав габброидов и ассоциирующихся с ними пироксенитов более разнообразен (табл. 2). Так, в габброидах наблюдаются широкие вариации содержания титана: от крайне-низкотитанистых, более характерных для Аминевского массива, до умеренновысокотитанистых в северной части зоны.

Рис. 1. Схема расположения интрузивных массивов Арамилско-Сухтелинской зоны. Составлена по материалам [Петров и др., 2002 ф; Моисеев и др., 2002 ф; Тевелев и др., 2002 ф] (с изменениями авторов)

Условные обозначения. Магматические комплексы: 1 — Большаковский (габбро, габбро-нориты); 2 — Куликовско-Казбаевский (серпентинизированные дуниты и перидотиты, габбро). Цифрами в кружочках показаны массивы: 1 — Байрамгуловский; 2 — Травниковский; 3 — Чебаркульский; 4 — Казбаевский; 5 — Ларинская группа тел; 6 — Большаковский; 7 — Беловская группа тел; 8 — Аминевский; 9 — Магадеевская группа тел; 10 — Куликовский. Римскими цифрами на схеме показаны зоны: I — Вознесенско-Присакмарская; II — Сысертско-Ильменогорская; III — Уйско-Новооренбургская; IV — Арамилско-Сухтелинская; V — Касаргино-Рефтинская; VI — Кочкаро-Адамовская (VIa — западная подзона, VIб — центральная подзона, VIв — восточная подзона)



Наиболее распространены габброиды с умеренно-низким содержанием окиси титана (0,4–0,6%). По соотношению содержаний кремнезема и суммы щелочей практически все изученные образцы габброидов и базальтов попадают в поле составов толеитовой серии (рис. 4). По отношению $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ почти все габбро — натриевого ряда.

Содержания остальных петрогенных компонентов в габброидах варьируют в довольно широких пределах, охватывая диапазон от меланогаббро до габбро-диоритов. В габбро Куликовского массива значительно варьирует содержание кальция. Здесь,

наряду с нормальными габбро (6,38–17,07% CaO), присутствуют низкокальциевые породы (0,52–1,66% CaO).

На диаграмме $\text{al}' (\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO}+\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)) - \text{TiO}_2$ (рис. 5) рассмотрены вариации состава габброидов. На основании обобщения большого количества петрохимических данных по базальтам и габброидам современных геодинамических обстановок (ГДО), выявлены четкие различия основных пород режимов сжатия и растяжения. Для первых характерна слабая обратная зависимость между значениями al' и TiO_2 , для вторых — отчетливая прямая. Хорошо

Таблица 1

Химический состав гипербазитов Арамилско-Сухтелинской зоны

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
№	9075	9070	9049	9163	9164	9101	9060	9186-1	9186	7360	7359	9088	9096
SiO_2	40,72	41,08	41,71	41,80	42,85	42,00	42,68	40,80	37,32	38,90	41,92	39,95	41,01
TiO_2	0,03	<0,01	0,02	0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,08	0,02	0,21	0,02	<0,01	<0,01
Al_2O_3	1,06	0,91	0,94	0,70	0,58	0,59	0,55	3,30	0,50	4,91	0,72	0,82	0,64
Fe_2O_3	5,03	4,22	4,24	2,87	2,35	3,74	3,40	6,23	9,83	6,64	3,69	7,18	5,38
FeO	3,06	2,85	2,50	3,92	4,32	3,63	3,13	3,46	1,85	4,05	4,05	0,78	2,20
MnO	0,12	0,08	0,06	0,09	0,02	0,07	0,05	0,10	0,09	0,09	0,06	0,09	0,12
MgO	37,67	37,88	38,08	37,16	36,55	37,67	37,57	32,61	36,06	32,82	37,07	37,07	38,08
CaO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	2,94	0,59	0,59	<0,01	<0,01	<0,01
Na_2O	0,25	0,25	0,26	0,07	0,08	0,24	0,24	0,11	0,07	0,13	0,10	0,24	0,26
K_2O	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05
P_2O_5	0,005	0,005	0,009	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,209	0,031	0,084	0,005	0,005
ппп	11,02	11,58	11,50	11,96	11,36	11,36	11,38	9,34	12,06	10,14	11,50	12,76	11,78
сумма	99,64	99,50	100,05	99,17	98,82	99,84	99,48	99,42	99,41	99,13	99,81	99,60	100,06
Cr	2491	2053	2579	1341	2217	1669	1669	1423	3832	2053	2053	2596	1960
Ni	1729	1965	2043	2515	2279	1650	1257	1179	1336	1729	1729	4670	1573
Co	94	87	71	63	102	79	87	134	71	71	71	163	120

Продолжение таблицы 1

	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
№	9057-1	9084	Mc-14/1	Mc-15/2	Am-8	Am-16	Пл-12/20	Пл-12/22	Пл-12/19	Am-34	Mг-2/1	Кул-1/1
SiO_2	41,51	43,45	41,60	42,00	39,50	36,00	40,40	41,38	38,94	40,75	40,30	37,00
TiO_2	0,01	<0,01	0,11	0,10	0,10	0,06	0,13	0,07	0,03	0,11	0,06	0,06
Al_2O_3	0,64	0,54	2,60	2,10	0,60	1,10	4,65	0,98	1,57	1,10	1,20	1,08
Fe_2O_3	4,27	1,85	8,50	8,50	14,00	14,50	4,73	8,08	9,85	9,30	6,80	10,00
FeO	3,13	5,05	—	—	—	—	4,54	2,80	3,48	—	—	—
MnO	0,07	0,09	0,13	0,02	0,09	0,10	0,13	0,19	0,15	0,08	0,05	0,09
MgO	37,67	37,07	36,00	36,00	35,20	36,40	33,41	34,06	35,24	37,00	38,40	38,00
CaO	0,05	<0,01	0,28	0,42	0,50	0,50	1,64	2,14	0,05	1,00	0,56	1,00
Na_2O	0,26	0,22	0,20	0,20	0,12	0,12	0,41	0,49	0,06	0,12	0,30	0,12
K_2O	0,05	0,05	0,03	0,03	0,05	0,05	0,08	0,08	0,07	0,05	0,03	0,06
P_2O_5	0,005	0,005	0,01	сл.	сл.	сл.	0,027	0,009	0,005	0,01	0,02	0,01
ппп	11,86	11,56	10,44	10,00	9,76	11,24	10,30	9,42	10,82	9,68	11,88	12,60
сумма	99,96	100,42	99,90	99,37	99,92	100,10	100,50	99,70	100,21	99,20	99,60	100,02
Cr	2913	1543	1470	1300	1130	1670	2457	2016	2129	1773	1600	2350
Ni	4510	1967	1840	1510	1140	830	990	450	760	835	1045	1060
Co	151	110	78	54	85	57	96	98	134	78	71	85

Примечание: 1–5 — Чебаркульский массив; 6, 7 — Травниковский массив; 8–11 — Байрамгуловский пояс; 12–15 — Казбаевский массив; 16, 17 — Белово-Масловская группа; 18–22 — Аминевский массив; 23 — мелкие тела восточнее д. Аминово; 24 — Магадеевский массив; 25 — Куликовский массив. Здесь и далее содержания Cr, Ni, Co приведены в г/т; прочерк в графе FeO означает сумму в графе Fe_2O_3 .

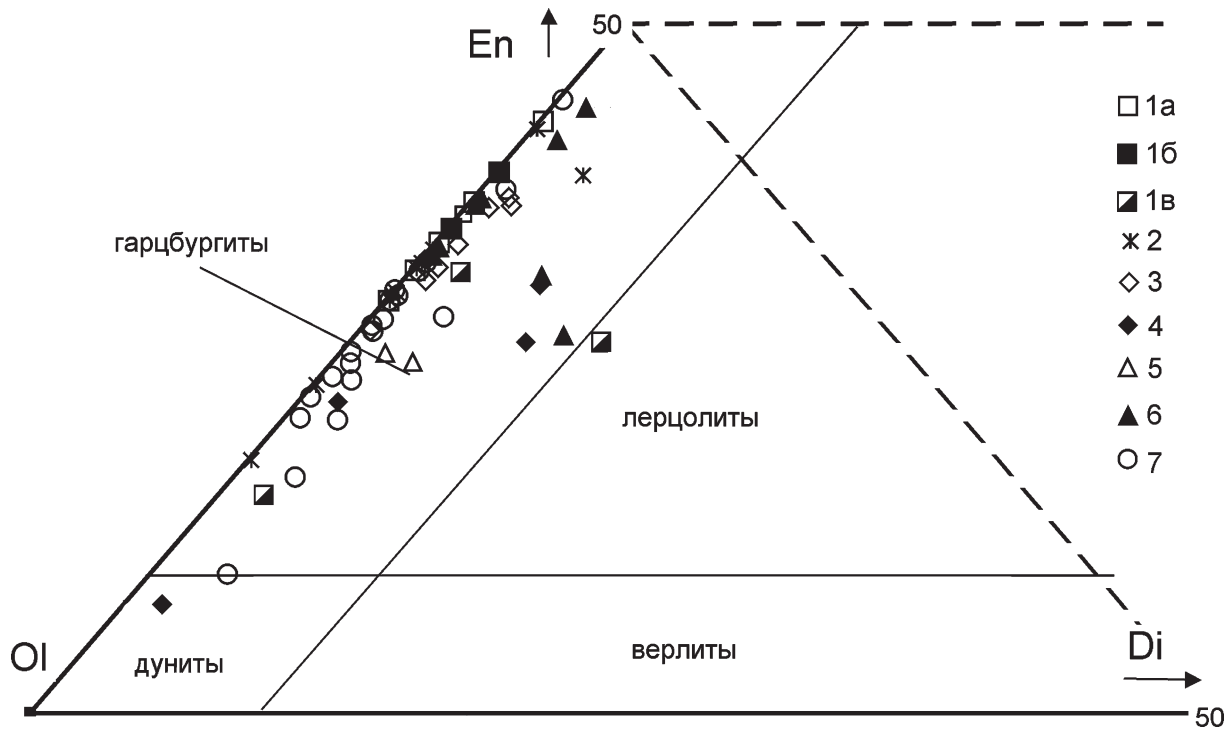


Рис. 2. Диаграммы OI – En – Di для гипербазитов Арамилско-Сухтелинской зоны и ее обрамления

Условные обозначения: 1–7 – гипербазиты: 1 – Байрамгуловского пояса (а), Травниковского (б) и Чебаркульского (в) массивов, 2 – Казбаевского массива, 3 – Белово-Масловской группы тел, 4 – Аминевского массива, 5 – Кидышко-Магадеевской группы тел, 6 – Кумляжской группы тел, 7 – Куликовского массива

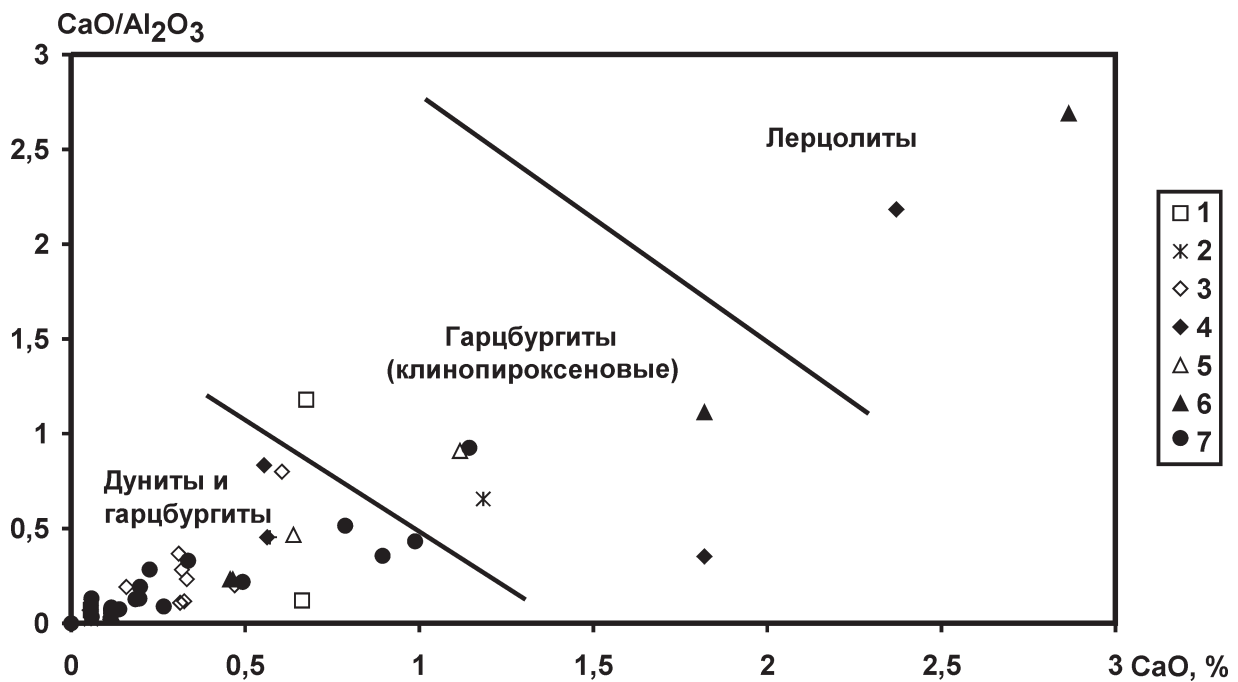


Рис. 3. Диаграмма CaO – CaO/Al₂O₃ для гипербазитов Арамилско-Сухтелинской зоны и ее обрамления

Условные обозначения. 1–8 – гипербазиты: 1 – Байрамгуловского пояса, Травниковского и Чебаркульского массивов, 2 – Казбаевского массива, 3 – Белово-Масловской группы тел, 4 – Аминевского массива, 5 – Кидышко-Магадеевской группы тел, 6 – Кумляжской группы тел, 7 – Куликовского массива

иллюстрируется это различие и на примере палеозойских вулканитов Магнитогорского мегасинклинория (рис. 5). Так, ордовикские поляковские базальты, образованные на стадии рифтогенеза, резко обособля-

ются от более молодых вулканитов, образование которых связывается с островодужной обстановкой.

Составы базитов Арамилско-Сухтелинской зоны на данной диаграмме сгруппировались следую-

щим образом. Компактно расположились точки, характеризующие составы габброидов северной части зоны, ассоциирующихся с гипербазитами Байрамгуловского пояса, Чебаркульского и Травниковского массивов. Они представлены двумя типами: умеренно-титанистыми и умеренно-глиноземистыми, близкими по составу к базальтам поляковской свиты с одной стороны, и низкотитанистыми и высокоглиноземистыми с другой. К первому типу близок состав габбро из Кумлякской группы тел.

Для габброидов Куликовского и Аминевского массивов хорошо проявлена положительная зави-

симость между al' и TiO_2 , характерная для базитов зон сжатия. При этом аминевские габбро образуют довольно компактное поле в области крайне-низкотитанистых разновидностей. В пределах Куликовского массива развиты умеренно-низкотитанистые габброиды, по глиноземистости они образуют две контрастные группы: крайне меланократовую ($al' < 0,1$) и мезократовую ($al' = 0,6-1,2$).

Габброиды мелких тел Кидышско-Магадеевской группы представлены различными геохимическими типами. Восточнее Аминевского массива в ассоциации с базальтами и гипербазитами раз-

Таблица 2

Химический состав пироксенитов и габброидов Арамилско-Сухтелинской зоны

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	9162	9046	9162-1	367-2	9101-1	7358	7361	9186-3	Пл-12/6	Пл-12/8	Пл-12/18	Ам-15/2	Пл-12/1	Пл-12/3
SiO ₂	46,48	45,48	46,16	63,64	48,04	46,02	49,54	51,26	53,58	50,56	48,02	44,00	54,02	52,16
TiO ₂	0,19	0,56	0,14	0,52	1,15	0,11	0,87	0,36	0,07	0,19	0,10	0,11	0,29	0,30
Al ₂ O ₃	4,20	12,84	14,80	16,00	15,79	21,30	14,58	17,07	2,77	4,99	1,28	16,90	17,45	11,06
Fe ₂ O ₃	3,17	4,22	1,30	1,77	3,07	1,44	3,22	2,05	2,21	1,54	4,37	9,00	1,80	2,16
FeO	4,12	7,83	3,20	4,06	7,54	2,91	7,40	3,41	6,03	6,16	3,34	—	3,61	5,40
MnO	0,15	0,20	0,08	0,09	0,17	0,06	0,11	0,06	0,12	0,19	0,20	0,12	0,10	0,16
MgO	27,54	10,61	12,45	2,50	7,54	8,50	8,50	6,88	21,22	18,95	26,06	13,00	6,25	12,71
CaO	6,41	15,17	13,70	4,83	11,09	14,73	10,90	14,73	10,95	13,36	10,28	12,50	8,93	10,33
Na ₂ O	0,10	0,97	1,62	5,00	4,00	1,87	2,46	2,75	0,40	0,64	0,36	1,54	4,90	2,70
K ₂ O	0,04	0,25	0,70	0,63	0,16	0,09	0,14	0,10	0,05	0,12	0,08	0,10	0,12	0,14
P ₂ O ₅	0,005	0,031	0,005	0,179	0,080	0,005	0,021	0,056	0,03	0,009	0,005	—	0,053	0,027
ппп	6,38	1,80	5,24	1,42	1,76	2,50	1,86	2,10	2,42	2,36	5,36	2,48	1,90	1,86
сумма	98,78	100,05	99,39	100,64	100,44	99,53	99,60	100,83	99,85	99,06	99,45	99,75	99,42	99,01
Cr	3729	113	181	—	74	—	116	119	1398	978	2102	600	230	464
Ni	300	150	200	—	490	—	310	220	70	180	930	160	470	147
Co	60	30	41	—	38	—	31	33	48	46	50	64	25	43

Продолжение таблицы 2

	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
	Пл-12/11	Пл-12/13	Пл-12/17	Ам-32/2	Ам-31/1	Мг-5/1	Мг-5/2	Кд-4/1	Кул-7/1	Кул-5/1	Кул-8	Пл-8/3	Пл-8/5	Пл-8/1
SiO ₂	48,68	49,38	49,20	49,50	45,80	52,60	40,00	42,80	55,40	46,50	55,00	45,98	50,66	51,20
TiO ₂	0,10	0,14	0,13	0,11	0,11	0,57	0,40	0,53	0,06	0,45	0,29	1,82	1,58	2,50
Al ₂ O ₃	14,25	15,00	16,28	11,00	12,80	11,21	10,00	16,00	1,00	14,00	17,00	16,86	17,65	19,61
Fe ₂ O ₃	2,18	2,65	2,87	7,30	6,80	10,50	13,80	8,70	9,30	9,30	10,00	4,62	2,30	1,73
FeO	3,61	3,97	4,17	—	—	—	—	—	—	—	—	6,43	6,60	5,53
MnO	0,14	0,11	0,11	0,12	0,07	0,17	0,18	0,14	0,12	0,15	0,05	0,17	0,17	0,11
MgO	12,10	10,49	10,49	16,40	12,40	12,00	18,80	11,00	7,80	12,00	15,40	6,85	5,40	3,24
CaO	14,69	13,54	12,96	13,63	18,17	11,36	15,80	15,62	9,94	14,20	0,59	10,36	8,93	10,08
Na ₂ O	1,38	1,52	1,56	0,60	2,50	1,35	0,54	2,60	2,38	1,68	0,07	3,63	3,85	3,75
K ₂ O	0,08	0,12	0,12	0,08	0,06	0,28	0,08	0,07	0,63	0,50	0,09	0,40	0,49	0,48
P ₂ O ₅	0,011	0,04	0,01	0,01	0,01	0,08	0,01	0,02	—	0,03	—	—	—	—
ппп	1,94	2,80	2,06	0,70	1,74	0,08	0,41	1,76	11,38	0,72	0,52	0,98	0,26	0,60
сумма	99,16	99,77	99,96	99,45	100,46	100,20	100,02	99,24	98,01	99,53	99,01	98,10	97,89	98,83
Cr	299	320	345	743	277	462	510	316	1502	670	750	93	60	13
Ni	300	216	306	42	175	55	82	91	1325	190	140	230	80	30
Co	42	27	32	57	50	50	64	50	78	57	64	30	20	19

Примечание: 1–3 — Чебаркульский массив; 4, 5 — Травниковский массив; 6–8 — Байрамгуловский массив; 9–17 — Аминевский массив; 18, 19 — восточнее д. Аминово; 20, 21 — севернее Магадеевского массива; 22 — разрез у п. Кидыш; 23–25 — Куликовский массив; 26–28 — Большаковский массив. Название пород: 1, 9, 11, 21, 23 — пироксениты; 2–8, 12–20, 22, 24–28 — габбро; 10 — верлит

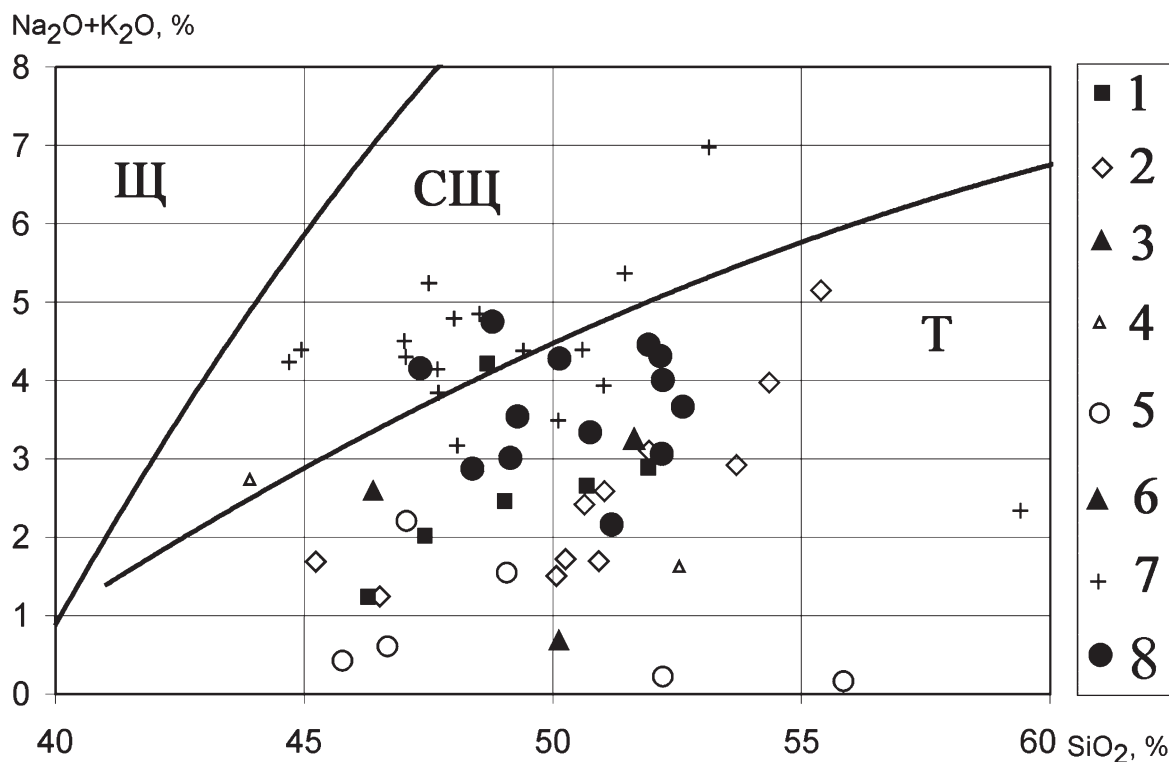


Рис. 4. Диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для габброидов Арамилско-Сухтелинской зоны

Условные обозначения. 1–6 — габброиды: 1 — Байрамгуловского пояса, Травниковского и Чебаркульского массивов, 2 — Аминевского массива, 3 — Кидышско-Магадеевской группы тел, 4 — мелких тел восточнее Аминевского массива, 5 — Кумлякской группы тел, 6 — Куликовского массива; 7 — базальты шеметовской толщи; 8 — габбро Большаковского массива

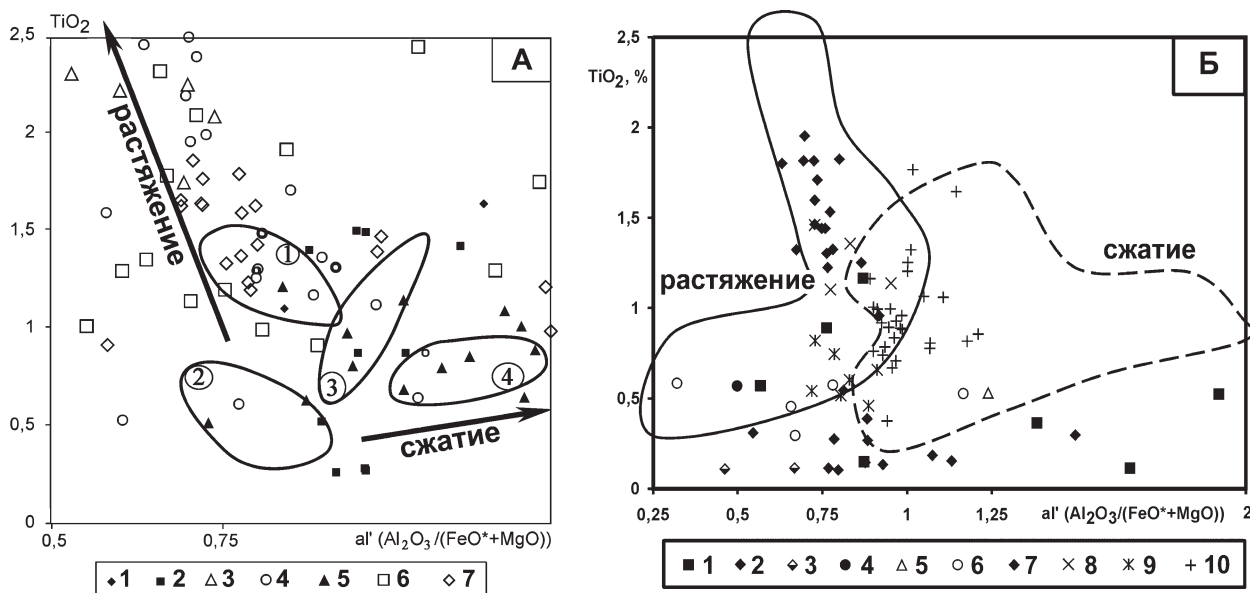


Рис. 5. Диаграмма $\text{al}' (\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})) - \text{TiO}_2$ для базальтов различных геодинамических обстановок (А) и основных пород Арамилско-Сухтелинской зоны (Б)

Условные обозначения. (А) в кружках: 1–4 — поля состава базальтов поляковской (1), баймак-бурибаевской и ирендыкской (2), карамалыташской (3) и улутауской (4) свит Магнитогорского мегасинклинория по [Магматические ..., 1985; Фролова, Бурикова, 1977]. Базальты: 1 — активных окраин; 2 — глубоководных желобов; 3 — океанических островов; 4 — СОХ; 5 — островных дуг; 6 — континентальных рифтов; 7 — траппов. (Б): 1–6 — габброиды (1 — северной части зоны; 2 — Аминевского массива; 3 — восточнее д. Аминово; 4 — севернее д. Магадеево; 5 — Кумлякской группы тел; 6 — Куликовского массива); 7–10 — базальты (7 — шеметовской толщи, 8 — поляковской свиты, 9 — Ирендыкской и Баймак-Бурибаевской свит, 10 — Карамалыташской свиты); 8–10 и поля на диаграмме (Б) построены по данным [Магматические ..., 1985; Геология ..., 1980; Строение ..., 1989; Геохимия магматических ..., 1984; Происхождение ..., 1985; Силантьев и др., 1992; Силантьев, 1998]

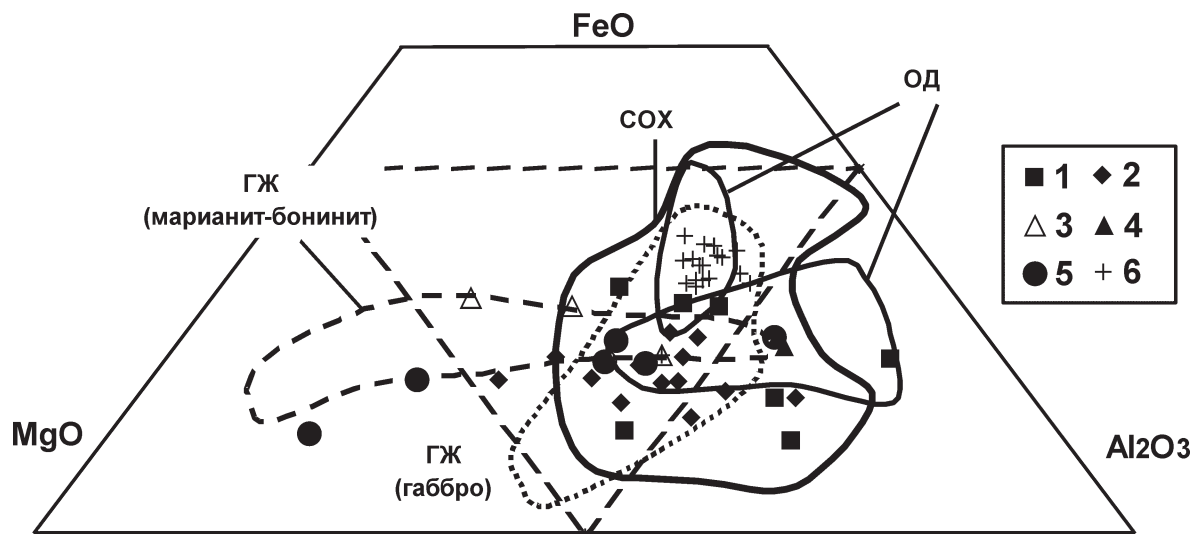


Рис. 6. Диаграмма $MgO - \Sigma FeO - Al_2O_3$ для основных пород

Условные обозначения. 1–5 — габброиды: 1 — северной части зоны; 2 — Аминевского массива; 3 — восточнее д. Аминеево; 4 — Кумлякской группы; 5 — Куликовского массива; 6 — базальты шеметовской толщи. Поля составов пород различных ГДО — по [Магматические ..., 1985; Геология ..., 1980; Происхождение ..., 1985; Строение ..., 1989]

виты габбро, по составу идентичные Аминевским. Севернее д. Магадеево нами изучены крупнозернистые габбро и пироксениты, близкие по геохимическим параметрам к аналогичным породам Куликовского массива.

По соотношению основных петрогенных окислов (диаграмма $MgO - \Sigma FeO - Al_2O_3$ на рис. 6) большинство точек, характеризующих составы габброидов Арамилско-Сухтелинской зоны, попадает в область пересечения полей габброидов СОХ, ОД и ГЖ. Вместе с тем, почти все изученные габброиды образуют единый тренд, характеризующийся постоянной относительно низкой железистостью и совпадающий с трендом серии марианит — бонинит океанических дуг и глубоководных желобов. Не попадают в него только составы габбро северной части зоны и Кумлякской группы тел.

Габброиды различных комплексов рассматриваемой территории хорошо разделяются по содержанию тугоплавких сидерофильных элементов на диаграмме $Cr - Ni$ (рис. 7). Максимальные содержания никеля зафиксированы в габброидах Куликовского (110–1200 г/т) и Аминевского (80–1000 г/т) массивов, чуть ниже они в породах северной части Арамилско-Сухтелинской зоны. Минимальное содержание Ni характерно для базитов мелких тел центральной ее части. Наиболее обогащены хромом габбро Куликовского массива, содержание его постепенно снижается к центру и далее к северу структуры.

По петрогеохимическим характеристикам габброиды Большаковского массива относятся к умеренно-высокотитанистым (рис. 8А, табл. 2) и характеризуются довольно высокими значениями глиноземистости (al'), что отличает их от «рифтогенных» базитов (рис. 9).

На диаграмме $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ составы пород массива укладываются в поле толеитов (рис. 4). На большинстве петрохимических диаграмм составы рассматриваемых габброидов образуют обособленные поля, которые четко отделяются от фигуративных точек, характеризующих составы

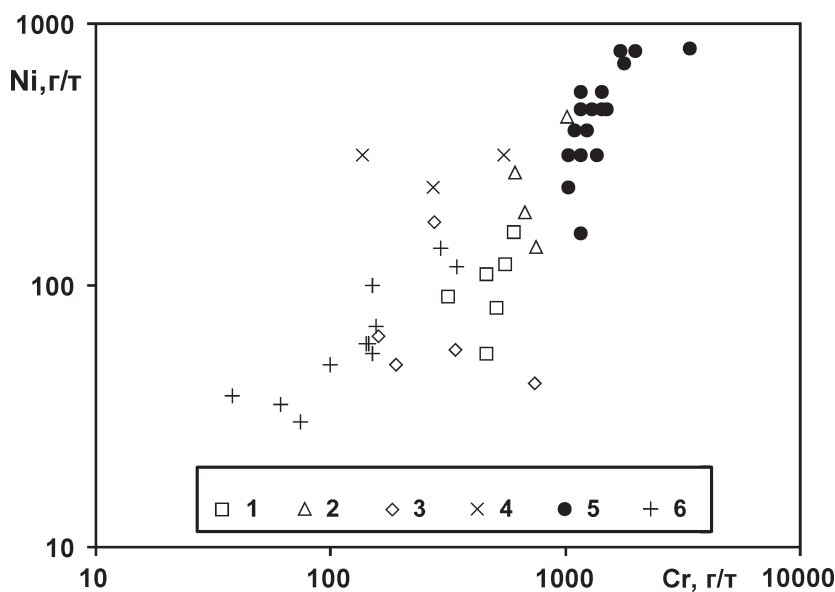


Рис. 7. Диаграмма $Cr - Ni$ для основных пород

Условные обозначения. 1–6 — габброиды: 1 — северной части зоны; 2 — Куликовского массива; 3 — Аминевского массива; 4 — глубоководных желобов; 5 — марианит-бонинитовой серии; 6 — островных дуг; 4–6 — по данным [Происхождение ..., 1985; Геология ..., 1980; Магматические ..., 1985 и др.]

базальтов шеметовской толщи (рис. 4, 9). Диаграммы $TiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ и $Ni - Cr$ иллюстрируют сходство состава пород Большаковского комплекса с габбро Магнитогорской группы массивов и четкое отличие от базитов, ассоциирующихся с гипербазитами дунит-гарцбургитовой и дунит-пироксенит-габбровой формаций (рис. 8 А, Б), представленных на Урале офиолитовыми габбро, габбро-сиенитовой, габбро-плагиогранитной, габбро-диоритовой, диорит-трондьемит-гранитной, диорит-сиенитовой, габбро-диорит-плагиогранодиоритовой и габбро-диорит-гранитной сериями [Эвгеосинклинальные ..., 1984].

Габброиды Большаковского и Магнитогорского комплексов отличаются от габброидов указанных формаций повышенными содержаниями титана, выдержанными содержаниями хрома и значительной дифференциацией никеля, что отражено в виде растянутости их фигуративных точек вдоль оси абсцисс (рис. 8А). Несколько более высокое содержание тугоплавкого никеля в большаковских габбро по сравнению с магнитогорскими подтвер-

ждает предположение о том, что на площади развития Большаковского комплекса гранитоиды уничтожены эрозией и на поверхность выходят наиболее глубинные части интрузий.

Базальты шеметовской толщи были изучены нами в нескольких разрезах: на г. Воронцова, у дд. Линевка, Магадеево и пос. Кидыш. Данные силикатного анализа в базальтах говорят об их довольно выдержанном составе (рис. 4, 6). Вулканыты шеметовской толщи во всех изученных разрезах представлены умеренно-высокотитанистыми и низкоглиноземистыми базальтами, что является характерным признаком рифтогенных толеитов. На диаграмме $al' - TiO_2$ (рис. 5Б, 9) точки, характеризующие их составы, укладываются в поле базальтов зон растяжения (срединно-океанических хребтов и траппов) и очень близки к вулканистам поляковской свиты Вознесенско-Присакмарской зоны, отличаясь от них лишь несколько более высоким содержанием титана. Среди габброидов Арамилско-Сухтелинской зоны для базальтов шеметовской толщи отчетливо просматриваются интрузивные аналоги.

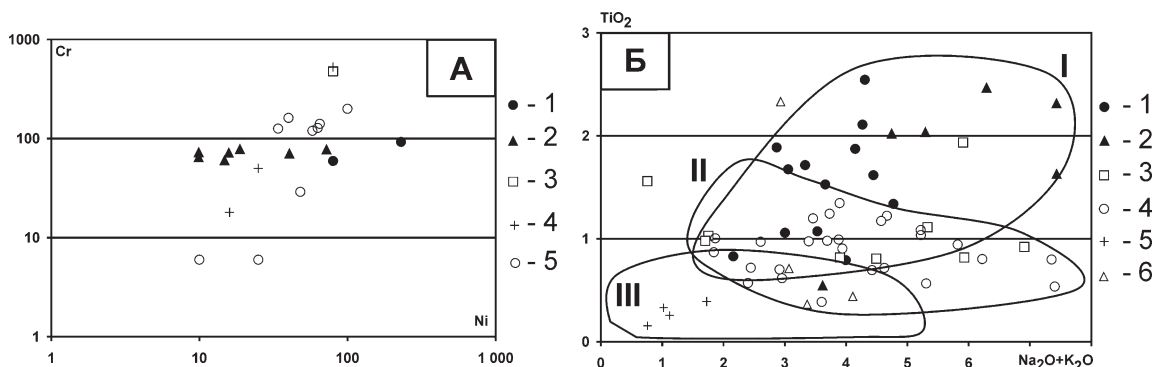


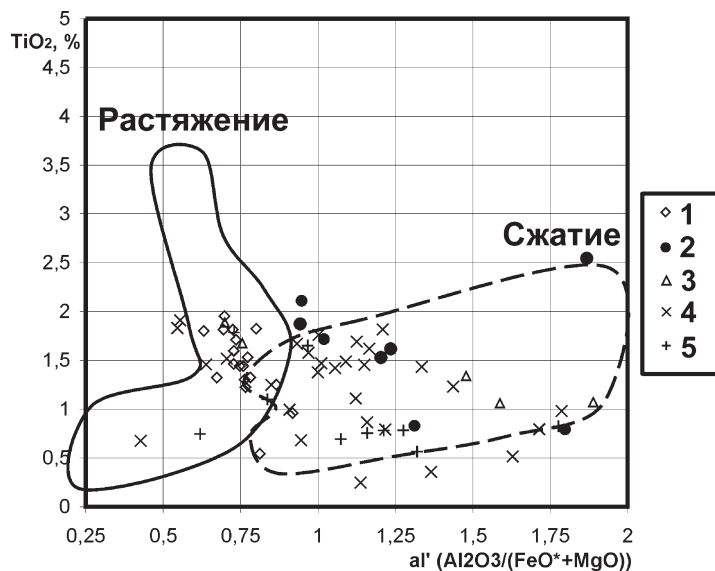
Рис. 8. Диаграммы $Ni - Cr$ и $(Na_2O + K_2O) - TiO_2$ для пород Большаковского массива и габброидов других формационных типов Урала

Условные обозначения. А: 1 — Большаковский комплекс; 2 — Магнитогорский комплекс; 3 — габбро-плагиогранитная серия (Мугоджары); 4 — габбро-сиенитовая серия (Кемпирсайский район); 5 — габброиды габбро-диоритовой, диорит-трондьемит-гранитной, габбро-диорит-сиенитовой, габбро-диорит-плагиогранодиоритовой и габбро-диорит-гранитной серий (2–5 — по [Эвгеосинклинальные..., 1984; Ферштатер, Беа, 1993]). Б: 1 — Большаковский комплекс; 2 — Магнитогорский комплекс; 3 — Верхнеуральский комплекс; 4 — габброиды габбро-диоритовой, диорит-трондьемит-гранитной, диорит-сиенитовой, габбро-диорит-плагиогранодиоритовой и габбро-диорит-гранитной серий; 5 — габбро-плагиогранитная серия (Мугоджары); 6 — габбро-сиенитовая серия (Кемпирсайский район) (2–6 — по [Эвгеосинклинальные..., 1984]). Поля формаций: I — габбро-гранитная; II — дунит-пироксенит-габбровая; III — дунит-гарцбургитовая

Условные обозначения. А: 1 — Большаковский комплекс; 2 — Магнитогорский комплекс; 3 — габбро-плагиогранитная серия (Мугоджары); 4 — габбро-сиенитовая серия (Кемпирсайский район); 5 — габброиды габбро-диоритовой, диорит-трондьемит-гранитной, габбро-диорит-сиенитовой, габбро-диорит-плагиогранодиоритовой и габбро-диорит-гранитной серий (2–5 — по [Эвгеосинклинальные..., 1984; Ферштатер, Беа, 1993]). Б: 1 — Большаковский комплекс; 2 — Магнитогорский комплекс; 3 — Верхнеуральский комплекс; 4 — габброиды габбро-диоритовой, диорит-трондьемит-гранитной, диорит-сиенитовой, габбро-диорит-плагиогранодиоритовой и габбро-диорит-гранитной серий; 5 — габбро-плагиогранитная серия (Мугоджары); 6 — габбро-сиенитовая серия (Кемпирсайский район) (2–6 — по [Эвгеосинклинальные..., 1984]). Поля формаций: I — габбро-гранитная; II — дунит-пироксенит-габбровая; III — дунит-гарцбургитовая

Рис. 9. Диаграммы $al' - TiO_2$ для габброидов Большаковского комплекса

Условные обозначения: 1 — базальты шеметовской толщи; 2 — габброиды Большаковского массива; 3 — габброиды малых интрузий Большаковского комплекса; 4 — основные породы габбро-гранитной формации; 5 — габбро дунит-пироксенит-габбровой формации (поля составов, а также фигуративные точки 4 и 5 — по [Магматические ..., 1985])



ГЕОХИМИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Наиболее истощенными в отношении РЗЭ являются реститовые гипербазиты Куликовского и Магадеевского массивов (рис. 10, табл. 3). В них зафиксированы минимальные содержания всего спектра РЗЭ при постоянном преобладании тяжелых лантаноидов над легкими ($La_N = 0,2-0,6$; $Lu_N \approx 1$).

В ультрабазитах центральной части зоны (Белово-Масловская группа тел, Аминевский массив) проявлено два типа распределения редких земель: 1) $La_N < Sm_N < Lu_N$ и 2) $La_N > Sm_N < Lu_N$ ($La_N \approx Lu_N$). Они менее истощены по сравнению с массивами, расположенными южнее. Далее на север эта тенден-

ция сохраняется и гипербазиты Байрамгуловского, Травниковского, Чебаркульского массивов являются еще менее истощенными. Среди них отмечены разновидности пород с четко выраженным европейским максимумом. Исключение в этом ряду составляют гипербазиты Казбаевского пояса, которые по степени истощенности ближе к массивам Аминевско-Магадеевской группы.

Следует также отметить, что практически во всех образцах реститовых гипербазитов Арамилско-Сухтелинской зоны составы РЗЭ характеризуются соотношением $La_N/Lu_N < 1$. По сравнению с ультрабазитами реститового комплекса, в пироксенитах и габброидах, на фоне общего повышения

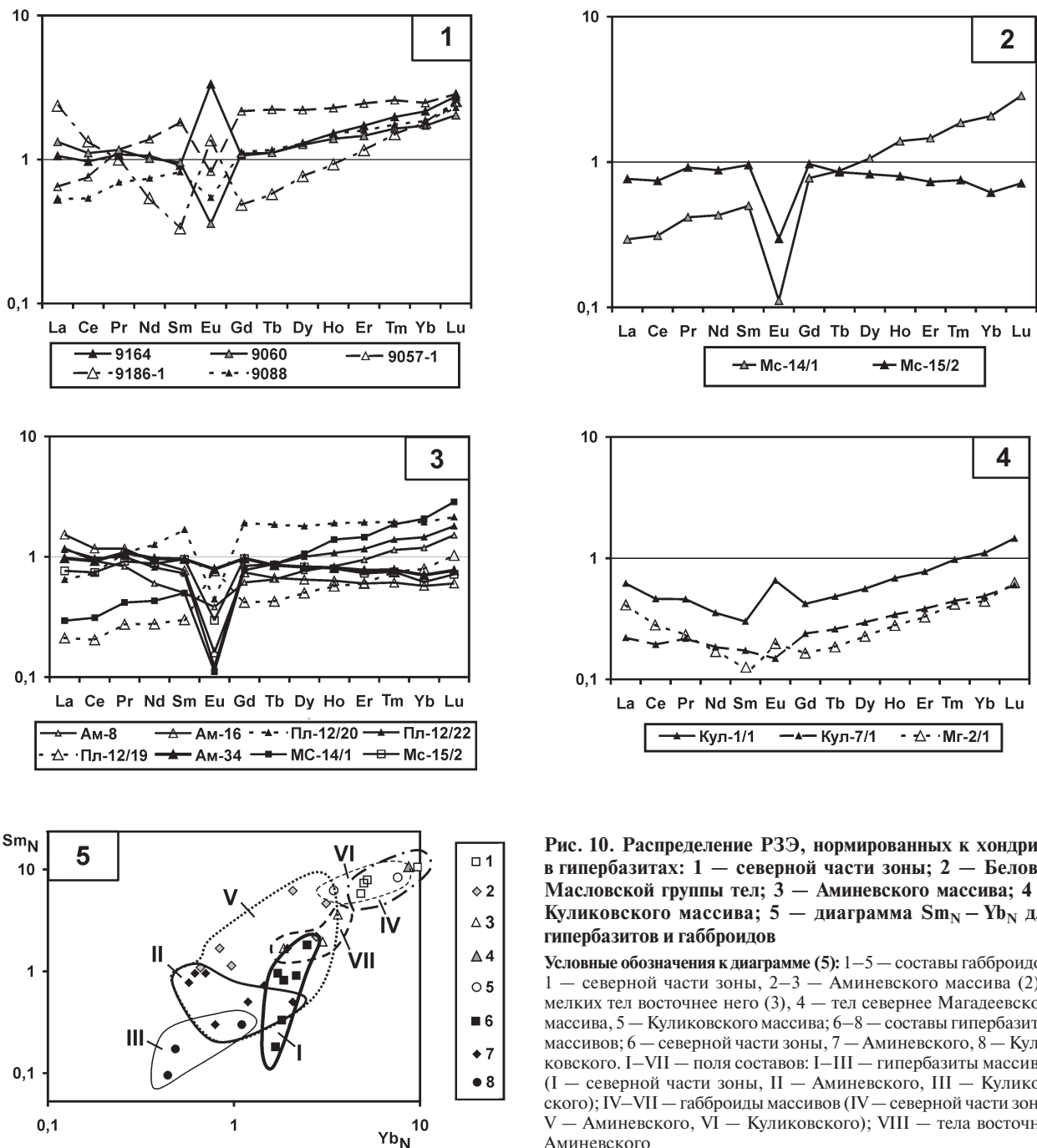


Рис. 10. Распределение РЗЭ, нормированных к хондриту в гипербазитах: 1 — северной части зоны; 2 — Белово-Масловской группы тел; 3 — Аминевского массива; 4 — Куликовского массива; 5 — диаграмма $Sm_N - Yb_N$ для гипербазитов и габброидов
 Условные обозначения к диаграмме (5): 1-5 — составы габброидов; 1 — северной части зоны, 2-3 — Аминевского массива (2) и мелких тел восточнее него (3), 4 — тел севернее Магадеевского массива, 5 — Куликовского массива; 6-8 — составы гипербазитов массивов; 6 — северной части зоны, 7 — Аминевского, 8 — Куликовского. I-VII — поля составов: I-III — гипербазиты массивов (I — северной части зоны, II — Аминевского, III — Куликовского); IV-VII — габброиды массивов (IV — северной части зоны, V — Аминевского, VI — Куликовского); VIII — тела восточнее Аминевского

Содержания РЗЭ в гипербазитах Арамильско-Сухтелинской зоны

	5	7	8	12	14	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
№	9164	9060	9186-1	9088	9057-1	Мс-14/1	Мс-15/2	Ам-8	Ам-16	Пл-12/20	Пл-12/22	Пл-12/19	Ам-34	Мг-2/1	Кул-1/1	Кул-1/2
La	0,36	0,45	0,80	0,18	0,22	0,10	0,26	0,40	0,52	0,22	0,39	0,072	0,33	0,14	0,21	0,18
Ce	0,90	1,03	1,24	0,50	0,70	0,29	0,69	0,806	1,09	0,68	0,91	0,19	0,86	0,26	0,43	0,34
Pr	0,13	0,14	0,12	0,08	0,14	0,05	0,11	0,10	0,14	0,13	0,12	0,033	0,13	0,028	0,055	0,039
Nd	0,69	0,66	0,35	0,48	0,90	0,28	0,57	0,39	0,59	0,82	0,53	0,18	0,63	0,11	0,23	0,15
Sm	0,20	0,21	0,07	0,18	0,40	0,11	0,21	0,11	0,17	0,37	0,16	0,066	0,21	0,021	0,066	0,04
Eu	0,27	0,03	0,11	0,04	0,07	0,009	0,024	0,031	0,013	0,036	0,01	0,062	0,064	0,016	0,053	0,024
Gd	0,33	0,34	0,15	0,35	0,67	0,24	0,30	0,19	0,23	0,59	0,26	0,13	0,30	0,051	0,13	0,09
Tb	0,06	0,06	0,03	0,06	0,12	0,047	0,046	0,035	0,036	0,10	0,047	0,023	0,046	0,01	0,026	0,02
Dy	0,44	0,43	0,26	0,44	0,75	0,36	0,28	0,26	0,22	0,61	0,34	0,17	0,28	0,077	0,19	0,17
Ho	0,12	0,11	0,07	0,12	0,18	0,11	0,063	0,066	0,05	0,15	0,085	0,045	0,064	0,022	0,054	0,054
Er	0,40	0,34	0,27	0,37	0,57	0,34	0,17	0,22	0,14	0,45	0,27	0,14	0,18	0,076	0,18	0,22
Tm	0,07	0,06	0,05	0,06	0,09	0,067	0,027	0,041	0,022	0,07	0,05	0,027	0,028	0,015	0,035	0,046
Yb	0,49	0,39	0,41	0,42	0,56	0,47	0,14	0,27	0,13	0,44	0,33	0,18	0,16	0,10	0,25	0,38
Lu	0,10	0,07	0,09	0,08	0,10	0,10	0,025	0,053	0,021	0,075	0,063	0,036	0,027	0,022	0,051	0,087

Примечание: Номера образцов соответствуют таблице 1.

содержаний редкоземельных элементов, резко возрастает роль средних РЗЭ.

По содержанию и характеру распределения РЗЭ габброиды рассматриваемой территории четко разделяются на три группы (рис. 11, табл. 4). Минимальные содержания редкоземельных элементов зафиксированы в габбро Аминева и мелких телах восточнее него. Содержание лантаноидов в них сопоставимо с ультрабазитами ($La_N = 0,7-2$; $Sm_N = 1-8$; $Eu_N = 0,2-1,6$; $Lu_N = 0,9-6$), тяжелые РЗЭ преобладают над легкими, в большинстве проб отмечается отрицательная аномалия европия.

Более высокие концентрации редкоземельных элементов выявлены в габбро Куликовского массива (рис. 11). Для них характерны близкие значения La_N , Sm_N , и Lu_N при наличии отрицательной европиевой аномалии. Сходными чертами поведения РЗЭ обладают габброиды из мелких тел, расположенных севернее Магадеевского массива серпентинитов, а также базальты шеметовской толщи. В пироксенитах из тех же тел несколько понижены содержания легких и тяжелых лантаноидов, содержания средних РЗЭ примерно соответствуют таковым в габбро.

Таким образом, по геохимии редкоземельных элементов выявляется близость составов базит-гипербазитовых комплексов Куликовского массива и мелких тел района д. Магадеево. Внутри рассматриваемых комплексов проявлена высокая контрастность между содержаниями РЗЭ в ультраосновных реститах, с одной стороны, и породах габброидного комплекса, с другой. Напротив, Аминевакому ком-

плексу, включающему в себя одноименный базит-гипербазитовый массив и расположенные восточнее тела габбро и ультрабазитов, присуща очень низкая степень дифференциации РЗЭ между основными и ультраосновными породами.

Распределение редкоземельных элементов в габбро Большаковского массива обнаруживает значительные отличия от всех типов габброидов, известных в пределах зоны, а также базальтов шеметовской толщи. Для них характерно резкое преобладание легких РЗЭ над тяжелыми при $La_N \approx 50$ и $Lu_N \approx 10$ (рис. 11.7). Характер нормированной кривой содержания редкоземельных элементов в габбро Большаковского массива повторяет спектр РЗЭ в габбро и диоритах массивов магнитогорской габбро-гранитной серии [Ферштатер, Беа, 1993]. Кроме того, изометричная форма массива, концентрическая зональность, широкое развитие дуговых и радиальных разрывных нарушений в пределах массива, титановая геохимическая специализация пород, наличие редкоземельных аксессуариев (ортита), высокотемпературные контактовые изменения вмещающих пород свидетельствуют о «неофиолитовой» природе габброидов Большаковского комплекса и сближают его с породами габбро-гранитной формации.

Содержание редкоземельных элементов в изученных образцах шеметовских базальтов варьирует в очень узком интервале, характер распределения их практически не изменяется (рис. 11). В 13 из 14 проб зафиксированы распределение и уровень концентраций РЗЭ, характерные для N-MORB с постоянной отрицательной аномалией европия. Лишь в одном образце выявлены содержания ланта-

ноидов, характерные для типа E–MORB (МГ–9/2). Наличие отрицательной аномалии Eu может быть связано с фракционированием (отсадкой) кальциевого плагиоклаза в комагматичных базальтах габброидов. Это подтверждается наличием положи-

тельной европиевой аномалии и более низким уровнем концентрации всех РЗЭ в габбро из габбро-базальтового разреза у пос. Кидыш (Кд–4/1).

Большинство проб габброидов северной части зоны обнаруживает уровень накопления РЗЭ и

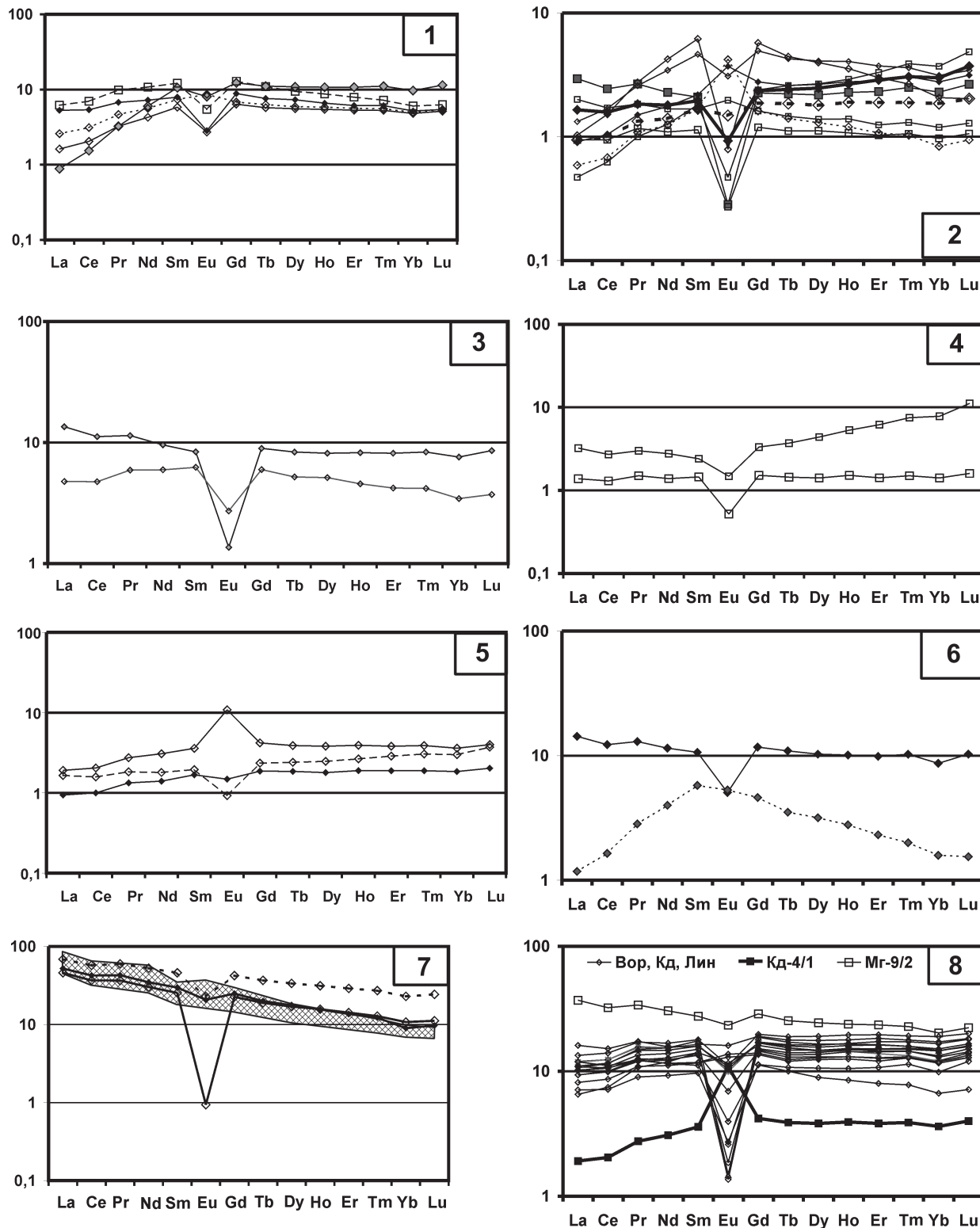


Рис. 11. Распределение РЗЭ, нормированных к хондриту, в габброидах и пироксенитах

1 — северной части зоны; 2 — Аминевского массива; 3 — Куликовского массива; 4 — Байрамгуловского пояса; 5 — восточнее Аминевского массива и п. Кидыш; 6 — севернее д. Магадеево; 7 — Большаковского массива, заштрихованное поле соответствует габброидам габбро-гранитной формации [Ферштатер, Беа, 1993]; 8 — в базальтах шеметовской толщи

характер их распределения, типичные для офиолитов и толеитов срединно-океанических хребтов (N–MORB) с преобладанием тяжелых лантаноидов над легкими при $Sm_N = Lu_N = 6-10$.

Итак, анализ геохимии РЗЭ в габброидах позволил выделить три типа распределения редких земель: 1) тип N–MORB ($La_N < Sm_N = Lu_N$; $La_N = 1-7$; $Sm_N = Lu_N = 6-10$), развитый в габбро, ассоциирующихся с гипербазитами Байрамгуловского пояса, Травниковского и Чебаркульского массивов; 2) близкий к N–MORB тип, но при еще большем обеднении всем спектром РЗЭ ($La_N = 0,7-2$; $Sm_N = Lu_N = 0,9-6$), распространенный в базитах Аминевского комплекса и 3) тип, близкий к E–MORB, характеризующийся примерно равными содержаниями всех РЗЭ_N на уровне 5–10 единиц, присущий габброидам Куликовского и Магадеевского массивов.

**ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ
ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА**

На основе проведенного анализа петрогеохимических данных, нами была предпринята попытка выявить закономерности изменения химического состава габброидов и гипербазитов в пределах Арамильско-Сухтелинской зоны с севера на юг (рис. 12). Учитывая результаты предварительного анализа петрогеохимических особенностей пород, массивы были сгруппированы в четыре узла: северный (Байрамгуловский пояс, Чебаркульский и Травниковский массивы), центральный-1 (Белово-Масловская группа тел), центральный-2 (Аминевский комплекс) и южный (Куликовский массив).

Для выявления петрогеохимической зональности наиболее информативными параметрами

Таблица 4

Содержания РЗЭ в габбро и пироксенитах Арамильско-Сухтелинской зоны

	1	2	3	5	7	8	9	10	11	12	13	14
№	9162	9046	9162-1	9101-1	7361	9186-3	Пл-12/6	Пл-12/8	Пл-12/18	Ам-15/2	Пл-12/1	Пл-12/3
La	1,10	1,80	0,69	0,30	0,88	0,55	0,16	1,00	0,68	0,32	0,45	0,35
Ce	2,52	5,00	1,18	1,43	2,90	1,90	0,58	2,27	1,59	0,88	1,57	1,41
Pr	0,36	0,81	0,20	0,39	0,56	0,39	0,12	0,32	0,22	0,14	0,31	0,33
Nd	1,80	4,70	0,41	3,90	3,65	2,78	0,82	1,48	1,09	0,71	2,24	2,75
Sm	0,53	1,74	0,10	2,33	1,62	1,28	0,40	0,46	0,37	0,25	1,02	1,36
Eu	0,12	0,23	0,55	0,65	0,70	0,22	0,038	0,023	0,16	0,022	0,25	0,064
Gd	1,03	2,74	0,19	3,80	2,12	1,98	0,74	0,70	0,50	0,37	1,53	1,78
Tb	0,20	0,41	0,04	0,60	0,34	0,31	0,14	0,12	0,079	0,06	0,23	0,24
Dy	1,49	2,48	0,36	3,70	2,01	1,89	0,91	0,74	0,47	0,38	1,39	1,35
Ho	0,42	0,52	0,11	0,85	0,46	0,43	0,23	0,18	0,11	0,085	0,32	0,28
Er	1,44	1,43	0,43	2,50	1,31	1,24	0,77	0,54	0,29	0,24	0,87	0,70
Tm	0,27	0,22	0,09	0,40	0,20	0,19	0,14	0,09	0,047	0,038	0,13	0,096
Yb	1,77	1,18	0,70	2,20	1,13	1,09	0,84	0,52	0,27	0,22	0,71	0,47
Lu	0,39	0,19	0,17	0,40	0,19	0,18	0,17	0,093	0,045	0,037	0,12	0,071

Продолжение таблицы 4

	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
№	Пл-12/11	Пл-12/13	Пл-12/17	Ам-32/2	Ам-31/1	Мг-5/1	Мг-5/2	Кд-4/1	Кул-7/1	Кул-5/1	Кул-8	Пл-8/3	Пл-8/5	Пл-8/1
La	0,86	0,20	0,31	0,56	0,32	4,86	0,40	0,65	0,075	4,59	1,62	23,30	15,60	17,70
Ce	1,76	0,63	0,97	1,47	0,93	11,40	1,53	1,90	0,18	10,40	4,41	53,00	34,20	39,50
Pr	0,22	0,13	0,18	0,22	0,16	1,56	0,34	0,33	0,026	1,37	0,71	7,15	4,39	5,12
Nd	0,90	0,81	1,14	1,17	0,91	7,47	2,60	2,00	0,12	6,20	3,86	34,20	19,60	22,60
Sm	0,24	0,37	0,48	0,43	0,37	2,34	1,27	0,79	0,038	1,84	1,37	10,10	5,60	6,53
Eu	0,057	0,34	0,30	0,075	0,12	0,41	0,43	0,88	0,012	0,11	0,22	1,85	0,076	1,68
Gd	0,34	0,50	0,86	0,73	0,58	3,63	1,43	1,30	0,074	2,77	1,85	13,10	7,00	7,71
Tb	0,05	0,076	0,14	0,13	0,10	0,59	0,19	0,21	0,014	0,45	0,28	1,98	1,02	1,08
Dy	0,30	0,44	0,90	0,84	0,61	3,50	1,08	1,30	0,10	2,77	1,74	11,40	5,76	5,98
Ho	0,067	0,095	0,22	0,21	0,15	0,80	0,22	0,31	0,027	0,65	0,36	2,47	1,24	1,23
Er	0,18	0,25	0,65	0,67	0,44	2,30	0,54	0,89	0,089	1,90	0,98	6,75	3,31	3,18
Tm	0,28	0,037	0,11	0,11	0,068	0,37	0,072	0,14	0,016	0,30	0,15	0,98	0,46	0,44
Yb	0,15	0,19	0,63	0,68	0,42	1,97	0,36	0,82	0,11	1,72	0,78	5,21	2,44	2,03
Lu	0,026	0,033	0,11	0,13	0,071	0,36	0,05	0,14	0,021	0,30	0,13	0,85	0,39	0,34

Примечание: Номера образцов соответствуют таблице 2.

в гипербазитах оказались Ni, Cr, f и РЗЭ (La_N , Sm_N и Lu_N). С севера на юг в реститовых ультрамафитах происходит постепенное и неуклонное увеличение концентрации хрома, достигающее максимальных значений в серпентинитах Куликовского массива. Менее отчетливая картина наблюдается по характеру изменения железистости пород и содержания никеля. Железистость несколько уменьшается с севера на юг, принимая минимальные значения в породах Куликовского массива. Вместе с тем она повышена в ультраосновных породах Аминевского комплекса. Содержание никеля выше всего в реститах северной части зоны, понижается в южном направлении и достигает минимума в Аминевском и Куликовском массивах.

Содержания редкоземельных элементов в реститах, нормированные к хондриту, принимают минимальные значения на крайнем юге рассматриваемой территории, в пределах Куликовского массива. Наибольшие концентрации РЗЭ зафиксированы в ультрамафитах массивов северной части Арамилско-Сухтелинской зоны, в ультраосновных породах средней ее части отмечены промежуточные значения. Таким образом, отмеченная закономерность в изменении петрогеохимических особенностей гипербазитов указывает на увеличение степени истощенности пород с севера на юг.

Геохимическая зональность габброидного магматизма наиболее отчетливо проявлена по редкоземельным элементам, щелочности, глиноземистости и содержанию хрома и TiO_2 . С севера на юг в основных породах постепенно понижается содержание щелочей, падает глиноземистость. Напротив, концентрация хрома в этом же направлении неуклонно растет, достигая максимума в Куликовском массиве. Содержание редкоземельных элементов и титана уменьшается от Байрамгуловского

массива к Аминевскому, где зафиксированы минимальные значения РЗЭ и TiO_2 , но затем возрастает в габбро Куликовского массива.

Выводы

1. Ультраосновные породы, входящие в состав базит-гипербазитовых комплексов Арамилско-Сухтелинской зоны и ее обрамления относятся к альпинотипной дунит-гарцбургитовой формации. Наибольшим развитием пользуются гарцбургиты с предельно низкими содержаниями CaO , Al_2O_3 , TiO_2 , щелочей.

2. Наименьшей степенью деплетированности характеризуются ультрабазиты северной части зоны. С севера на юг степень истощенности пород закономерно увеличивается. В реститовых ультрамафитах происходит постепенное увеличение содержания Cr, MgO, достигающих максимальных значений в породах Куликовского массива; одновременно происходит уменьшение содержания редкоземельных элементов, особенно легкой и средней группы, железистости, количества нормативного ортопироксена.

3. Габброиды северной части зоны и Кумлякской группы тел (восточная часть зоны) по химическому составу близки к габброидам, развитым в срединно-океанических хребтах. В поля габбро COX они попадают на диаграммах $al' - TiO_2$, $MgO - \Sigma FeO - Al_2O_3$, при этом отмечается контрастность пород по содержанию титана. Содержание редкоземельных элементов в рассматриваемых габбро близко к типу N-MORB.

4. В области сочленения Арамилско-Сухтелинской зоны с Магнитогорской в ассоциации с альпинотипными гипербазитами развиты крайне низкотитанистые габброиды Аминевского массива. По петрохимическим параметрам и характеру

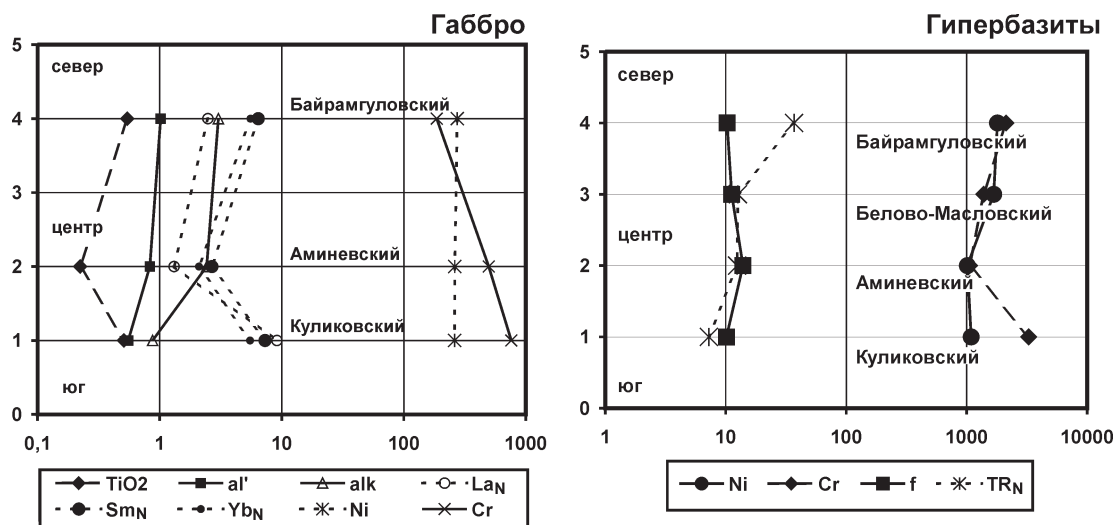


Рис. 12. Вариации содержаний петрогенных компонентов и элементов-примесей в габброидах и гипербазитах Арамилско-Сухтелинской зоны и ее обрамления с севера на юг

распределения РЗЭ они заметно отличаются от габброидов СОХ и приближаются по составу к габбро, драгированным в глубоководных желобах, и к вулканитам серии марианит-бонинит океанических островных дуг и глубоководных желобов. Габброиды Куликовского массива по содержанию РЗЭ близки к базитам СОХ, а по концентрациям Ni и Cr сопоставимы с марианитами и бонинитами ОД и ГЖ.

5. Базальты шеметовской толщи по петрогеохимическим характеристикам (TiO_2 , Al' , РЗЭ) ближе всего к рифтогенным толеитам срединно-океанических хребтов. По составу они сходны с вулканитами поляковской свиты Вознесенско-Присакмарской зоны, а также с частью габброидов Куликовского комплекса. Содержание и характер распределения РЗЭ в шеметовских базальтах довольно стабильно и близко к типу N–MORB. Все это позволяет связывать их формирование с заложением рифтогенной океанической структуры.

6. По ряду геолого-петрографических, петро- и геохимических признаков габброиды Большаковского комплекса резко отличаются от габброидов офиолитового типа, развитых в пределах Арамильско-Сухтелинской зоны. Они не являются комагматами базальтов шеметовской толщи, как это предполагалось ранее, а сопоставимы с Магнитогорской габбро-гранитной формацией [Эвгеосинклинальные..., 1984]. Граниты, занимающие в этой формации верхнее положение, видимо, размыты. Образование габброидов Большаковского комплекса, вероятнее всего, связано с проявлением в пределах рассматриваемой структуры магматизма в режиме, переходном от островодужного к континентальному. Их положение как раз укладывается в северное продолжение южноуральской зоны раннекаменноугольного рифтогенеза [Пучков, 2000].

7. Анализ представленного выше петрогеохимического материала позволяет нам предположить, что габбро-гипербазитовые массивы Арамильско-Сухтелинской зоны формировались в пределах структуры океанического типа, в разной степени захваченной последующими субдукционными процессами. Такой структурой могла быть Магнитогорская мегазона. В дальнейшем, в позднепалеозой-

ское время, восточный ее борт был шарьирован в восточном направлении на край Восточно-Уральского микроконтинента.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы № 10 ОНЗ РАН «Взаимоотношения Центрально-Азиатского и Урало-Тиманского подвижных поясов на основных этапах их развития».

Литература:

Геология дна Филиппинского моря / Под ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1980. 261 с.

Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан – континент / Л.П. Зоненшайн и др. Новосибирск: Наука, 1984. 185 с.

Магматические горные породы. Основные породы / Под ред. Е.В. Шаркова. М.: Наука, 1985. 488 с.

Происхождение вулканических серий островных дуг / Т.И. Фролова, И.А. Бурикова, А.В. Гуцин и др. М.: Недра, 1985. 275 с.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

Ронкин Ю.Л., Pereira A., Лепухина О.П. Sr–Nd систематика Магнитогорской группы массивов // Гранитоидные вулcano-плутонические ассоциации: Тез. докл. / Всерос. Совещ. / ИГ КНЦ РАН. Сыктывкар, 1997. С. 41–42.

Силантьев С.А. Условия формирования плутонического комплекса Срединно-Атлантического хребта, 13–17° с.ш. // Петрология. 1998. Т. 6. № 4. С. 381–421.

Силантьев С.А., Базылев Б.А., Клигфорд К.Д. и др. Вещественный состав третьего слоя океанической коры Северной Атлантики (40–51° с.ш.) // Геохимия. 1992. № 12. С. 1415–1435.

Строение зоны разлома Зеленого мыса: Центральная Атлантика / Ю.М. Пуцаровский, А.А. Пейве, Ю.Н. Разницын и др. М.: Наука, 1989. 199 с.

Ферштатер Г.Б., Беа Ф. Геохимические особенности уральских гранитоидов, производных разных по составу магм // Геохимия. 1993. № 11. С. 1579–1599.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: Изд-во МГУ, 1977. 266 с.

Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии / Г.Б. Ферштатер, Л.В. Малахова, Н.С. Бородина и др. М.: Наука, 1984. 264 с.