

УДК 551.21+550.42

ПОПЕРЕЧНАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ НА ПРИМЕРЕ КАРЫМСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА

© 2012 г. Е. Н. Гриб¹, В. Л. Леонов¹, А. Б. Перепелов²

¹ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
683006 Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийна, 9,
e-mail: gen@kscnet.ru

² Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
664303 Иркутск, ул. Фаворского, 1А,
e-mail: region@igc.ikr.ru

Поступила в редакцию 10.01.2012 г.

Установлено изменение геохимических характеристик базальтов в пределах Карымского вулканического центра. От фронтальной зоны (вулканы Прибрежный Южный, Стена, Палео-Семячик и Малый Семячик, Дитмара) к тыловой зоне (вулканы Однобокий, Пра-Карымский, Академии Наук) возрастают концентрации калия, титана, фосфора, крупнокатионных, высокозарядных редких и редкоземельных элементов. Высокие отношения флюид-мобильных элементов к не мобильным в базальтах фронтальной зоны свидетельствует об участии в процессах магмогенерации низкотемпературных водных флюидов, отделяемых при малых давлениях от субдуцируемой океанической плиты. Для тыловой зоны характерны повышенные отношения Th/Nd и Th/Yb, которые предполагают участие в магмогенезе высокотемпературных флюидов с увеличением глубины и, следовательно, температуры до поверхности субдуцируемой плиты. Изменение геохимических характеристик базальтов КВЦ от фронтальной к тыловой зоне менее контрастны, чем в лавах вулканов Мутновский и Горелый (Южная Камчатка). Эти различия могут быть связаны с геодинамическими параметрами субдукционной зоны в Восточно-Камчатском и Южно-Камчатском сегментах Камчатской островной дуги, прежде всего, углом наклона сейсмофокальной поверхности, расстоянием до оси глубоководного желоба, возрастом субдукции и, возможно, с гетерогенностью мантийного клина под КВЦ.

ВВЕДЕНИЕ

Изменение геохимии лав вулканов в направлении от фронтальной зоны (ФЗ) к тыловой зоне (ТЗ) характерно для зрелых и развитых островных дуг. Возникновение поперечной геохимической зональности связывается с глубиной погружения субдуцируемой океанической плиты и увеличивающейся мощностью мантийного клина от ФЗ к ТЗ под вулканическими центрами [Авдейко и др., 1993; Вольнец и др., 1990; Duggen et al., 2007 и др.]. Установлено, что над зонами субдукции существует поток флюидов, который отделяется от субдуцируемой океанической плиты и вызывает плавление метасоматизированных перидотитов мантийного клина на разных глубинах. В пределах Курило-Камчатской островной дуги поперечная геохимическая зональность выражается в повышении с востока на запад концентрации таких элементов как K, Rb, Ba, Sr, U, Th, Ce, Nb, Ta, Zr, W, Sb, Mo и величин K/Na, Rb/Sr, La/Yb, Th/U отношений, изменения отношений изотопов стронция, неодима, кислорода [Колосков, 2001; Чурикова и др., 2001; Volynets, 1994]. В последние годы в связи с широким использованием ICP-MS-методов определения содержаний редких и редкозе-

мельных элементов появились работы по детальному изучению геохимических характеристик вулканических пород в крупных вулканических центрах Камчатки: Центральная Камчатская депрессия [Kersting, Arculus, 1994], вулканы Мутновский и Горелый [Duggen et al., 2007], Карымский вулканический центр [Гриб и др., 2009], расположенных в различных структурных сегментах Камчатской островной дуги. Целью настоящей статьи является детальный анализ поперечной геохимической зональности в пределах Карымского вулканического центра, расположенного в Восточном вулканическом поясе, и сопоставление характера ее проявления в вулканических центрах Мутновский и Горелый, относящихся к Южной Камчатке [Duggen et al., 2007]. Такой анализ позволит выявить условия магмогенерации в различных геодинамических сегментах Камчатской островной дуги.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАРЫМСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА

Геологическое строение Карымского вулканического центра (КВЦ) и история развития вулка-

низма в нем изучены достаточно хорошо [Вулканический центр ..., 1980; Гриб, 1997; Гриб, Леонов, 2004а, 2004б; Гриб и др., 2009; Гриб, Перепелов, 2008; Леонов, Гриб, 2004; Иванов, 1970; Селянгин, 1987 и др.]. КВЦ расположен в пределах Восточного вулканического пояса, имеет размеры 55 × 65 км и несколько вытянут в северо-восточном направлении (рис. 1). Он представляет собой сложное структурное образование, состоящее из множества вулканических построек дифференцированного состава и ряда кальдерных структур динамически развивающихся во времени, начиная с эоплейстоцена (около 2 млн. лет назад) [Леонов и др., 2008] до настоящего времени. В миоцен-плиоценовое время в восточных отрогах Валагинского хребта и смежных с ним западных окраин КВЦ проявлялся вулканизм щелочного типа с внутриплитными геохимическими характеристиками, геодинамическая позиция которого не вполне ясна [Волынец и др., 1990; Volynets, 1994]. Докальдерные базальты верхнеплиоцен-четвертичного этапа развития КВЦ лежат на субщелочных базальтах, андезибазальтах, относящихся к раннему плиоцену и имеющих геохимические характеристики пород активных континентальных окраин. На начальном этапе вулканизм в КВЦ был преимущественно базальтовым, андезибазальтовым. В это время сформировались такие вулканы, как Жупановские Востряки, Дитмара, Крайний, Разлтый, Соболиный, Стена, Прибрежный Южный, Прибрежный Северный, Березовый и другие. Процесс кальдерообразования начался 1.1–1.2 млн. лет назад, когда сформировались кальдеры северного сектора (кальдерный комплекс Стена-Соболиный), и продолжился на юге, где около 430 тыс. лет назад сформировалась кальдера Половинка (Крайняя) [Леонов и др., 2008]. Образование этих кальдер сопровождалось мощными извержениями пирокластики, в результате чего обширные поля на периферии центра оказались покрыты пемзовыми туфами и игнимбритами дацитового и риодацитового состава. Объем выброшенной при этих извержениях пирокластики оценивается в 280 км³ [Вулканический центр ..., 1980], что в пересчете на магму дает около 100 км³ [Леонов, Гриб, 2004]. После формирования кальдер вулканизм сосредоточился, в основном, внутри них. В среднем-верхнем плейстоцене формируются такие вулканы, как Однобокий, Двор, Палео-Семячик, Пра-Карымский. Состав лав, слагающих их, преимущественно андезибазальтовый, андезитовый, объем лав этого периода оценивается в 80 км³. Дальнейшее развитие вулканизма в районе было связано с деятельностью этих вулканов. На некоторых из них позже формируются новые кальдеры (Однобокая, Пра-Семячик), а в позднем плейстоцене внутри этих кальдер возникают новые вулканы (Академии Наук, Малый Семячик), а за-

тем — снова кальдеры (Академии Наук, Карымская). В настоящее время вулканизм сосредоточен в двух, относительно небольших по размеру, участках: на севере — вулкан Малый Семячик, на юге — вулкан Карымский, расположенный в одноименной кальдере. В январе 1996 г. в северной части оз. Карымское (кальдера Академии Наук) произошло субаквальное извержение базальтовой тefры, которое завершилось выбросом небольшого количества пемз дацитового-риодацитового состава [Гриб, 1997].

По составу минералов выделяются оливинсодержащие и двупироксеновые базальты. Первые развиты в основном в северном секторе и представлены OI-CPx-Pl ассоциацией минералов. В южном секторе они слагают основание вулкана Дитмара, а также представляют тefру субаэральных извержений в северной части оз. Карымское в позднем голоцене (4800 л.н.) и в 1996 г. [Гриб, Перепелов, 2008]. Все более поздние внутрикальдерные постройки сложены двупироксеновыми базальтами-андезибазальтами. В эволюционированных продуктах (дацитах-риолитах) кальдерообразующих извержений южного сектора присутствуют водосодержащие минералы — роговая обманка и биотит, в то время как для игнимбритов северного сектора характерна двупироксеновая ассоциация.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Содержание редких и редкоземельных элементов в породах определены методом ICP-MS на приборе ELEMENT 2 (Finnigan MAT, Germany) в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН. Методика исследований на приборе ELEMENT 2 изложена в [Перепелов и др., 2007]. Для аналитического контроля использовались стандартные образцы базальтов (BIR-1, B-2, BCR-2, BHVO-1) и андезита (AGV-1). Анализы породообразующих окислов выполнены там же на многоканальном X-Ray спектрометре CPM-25, а разделение Fe₂O₃ и FeO проведено методом титрования.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД КАРЫМСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА

Состав пород Карымского вулканического центра детально освещен в работах [Гриб и др., 2009; Селянгин, 1987]. Ниже приводится краткая их характеристика. Вулканические породы образуют циклично повторяющиеся во времени дифференцированные ряды от базальтов до дацитов-риодацитов, реже риолитов. Базальты отличаются низкой магнезиальностью ($Mg^{\#} = MgO/MgO + FeO^*$), которая изменяется от 49–42 в оливинсодержащих базальтах до 30–20 в двупироксено-

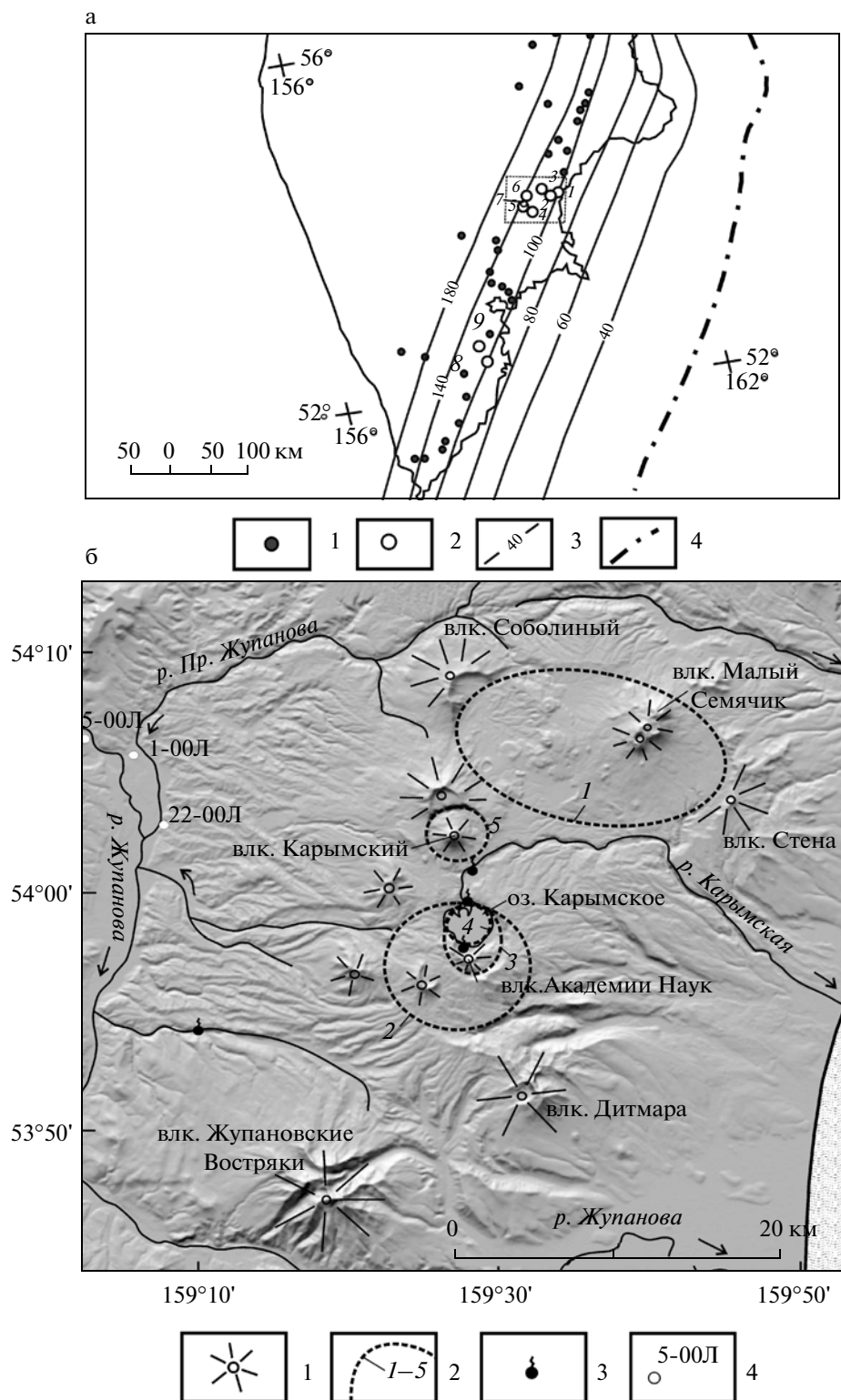


Рис. 1. Схема расположения вулканических объектов.

а – особенности геометрии сейсмофокальной зоны: 1 – вулканические постройки Восточного вулканического пояса; 2 – вулканические постройки (1–7) Карымского вулканического центра (1 – Прибрежный Южный, 2 – Стена, 3 – Палео- и Малый Семячик, 4 – Дитмара, 5 – Однобокий, 6 – Пра-Карымский, 7 – кальдера Академии Наук) и вулканов Мутновский (8) и Горелый (9) на Южной Камчатке; 3 – проекция средних линий (медиан) сейсмофокальной зоны на земную поверхность с указанием интервалов глубин, км по [Gorbto et al., 1997], точечным пунктиром выделен Карымский вулканический центр; 4 – положение оси глубоководного желоба. б – космический снимок Карымского вулканического центра: 1 – вулканические постройки; 2 – кальдеры (1–5): 1 – Стена-Соболиный, 2 – Половинка, 3 – Однобокая, 4 – Академия Наук, 5 – Карымская; 3 – термальные источники; 4 – точки опробования верхнеплиоцено-четвертичного фундамента.

вых, что указывает на их достаточно дифференцированный состав. Весь ряд пород имеет нормальный тип щелочности. Наиболее высококремнистые игнимбриты южного сектора и пемзовая бомба ридацитового состава извержения 1996 г. отличаются повышенным содержанием калия (3.8–4.3%) и по общей щелочности располагаются у границы с субщелочным типом пород (рис. 2). По соотношению FeO^*/MgO (критерий Миаширо [Miyashiro, 1974]) большая часть вулканических пород относится к толеитовой серии, другая приурочена к границе толеитовой и известково-щелочной серий.

По характеру распределения микроэлементов вулканические породы КВЦ относятся к типичным островодужным образованиям с характерными минимумами в концентрации таких высокочарядных элементов, как Ta и Nb и максимумами в содержании флюид-мобильных элементов – Ba, Sr, K, Pb [Гриб и др., 2009].

ПОПЕРЕЧНАЯ ПЕТРО- И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

При анализе поведения макро- и микрокомпонентов вкост простирания КВЦ для уменьшения влияния процессов кристаллизационной дифференциации и смешивания расплавов использовались базальты с содержанием $MgO > 4\%$ (табл. 1). В северном секторе во фронтальной зоне (ФЗ) формировались базальты эоплейстоценовых докальдерных вулканических построек Стена и Прибрежный Южный, которые наиболее приближены к глубоководному желобу. Расстояние их до оси глубоководного желоба находятся в пределах 260–265 км (см. рис. 1а). Более поздние внутрикальдерные вулканы – Палео-Семячик (верхний плейстоцен) и Малый Семячик (голоцен), расположены в 7–8 км от вулкана Стена и примерно в 275 км от оси глубоководного желоба. В южном секторе наиболее приближен к вулканическому фронту вулкан Дитмара – порядка 270 км от оси желоба. Все приведенные базальты ФЗ по содержанию калия относятся к низкокалиевым толеитам. К базальтам тыловой зоны (ТЗ) можно отнести лавы вулкана Однобокий, шлаки субаэральных извержений в 1996 г. и 4800 л.н. в северной части оз. Карымское (кальдера Академии Наук) и базальты дайки в северо-западном борту вулкана Пра-Карымский. Расстояние от вулкана Дитмара до первых двух объектов составляет 12–15 км, а от вулкана Пра-Карымский до Малого Семячика – 16 км. Все опробованные постройки ТЗ расположены примерно в 280–290 км от оси глубоководного желоба.

Макрокомпоненты. Наиболее ранние докальдерные базальты ФЗ северного сектора отличаются высокой магнезиальностью (10.3–11.1% MgO), низким содержанием SiO_2 (47.2–47.4%), Al_2O_3 ,

CaO , TiO_2 и относительно повышенным содержанием суммарного железа (см. рис. 2). В более поздних лавах Палео- и Малый Семячик концентрация MgO снижается (6.4–9.6%), незначительно возрастает содержание кремнекислоты, алюминия, кальция, титана, фосфора и слегка понижается содержание железа. Высокая магнезиальность базальтов вулканического массива Стена-Малый Семячик обусловлена кумулятивным обогащением магм фенокристаллами оливина [Гриб, Перепелов, 2008; Селянгин, 1987]. Базальты ФЗ южного сектора (вулкан Дитмара) по содержанию SiO_2 , MgO , Al_2O_3 и суммарного железа практически не отличаются от базальтов вулканов Палео- и Малый Семячик. В лавах тыловой зоны при вариациях SiO_2 от 50.7 до 54% содержание MgO изменяется в пределах 6.4–4.2%. Наиболее значимые отличия между базальтами ФЗ и ТЗ отмечены по K_2O , TiO_2 , P_2O_5 – концентрации их возрастают с востока на запад (см. рис. 2). Базальты ФЗ относятся к толеитовой серии, а ТЗ преимущественно располагаются на границе с известково-щелочной.

Микроэлементы. Для базальтов КВЦ характерно возрастание концентраций практически всех несовместимых элементов, как флюид-мобильных, так и не мобильных с востока на запад, т.е. от ФЗ к ТЗ при понижении содержания MgO в породах (рис. 3). Содержания когерентных элементов, таких как Sr и Ni – понижаются. Существование перегибов на диаграммах MgO –окисел или элемент (например, SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , Ba, Sr, Sr и Ni) свидетельствует о том, что фракционирование кристаллов происходит при разных содержаниях магния в расплаве (см. рис. 2, рис. 3). На ранних стадиях (около 8% MgO) преобладает фракционирование оливина, клинопироксена, шпинели (более характерно для базальтов ФЗ). Это согласуется с отсутствием в базальтах ФЗ северного сектора европиевого минимума ($Eu/Eu^* 0.97–1$) и наличием значительного гафниевого ($Hf/Hf^* 0.69–0.86$) минимума (см. рис. 3). На более поздних стадиях фракционирования (2–4% MgO) в базальтах южного сектора (ТЗ) возрастает роль плагиоклаза, (увеличивается Eu/Eu^* , 0.8–0.9), титаномagnetита, циркона и апатита (Hf/Hf^* уменьшается 0.87–1).

Несмотря на существование закономерностей в распределении элементов в базальтах ФЗ и ТЗ, связанных с фракционной кристаллизацией, наблюдаются постоянные различия в распределении редких, редкоземельных элементов и их отношений в базальтах разных структурных зон КВЦ. В лавах ФЗ концентрация как флюид-мобильных, так и менее флюид-мобильных элементов, таких как Ba, Zr, Th, U, Nb, Cs, Ta, Rb, Hf, Sb, Mo, W, PЗЭ ниже, чем в базальтах тыловой зоны, но отношения флюид-мобильных элементов к менее

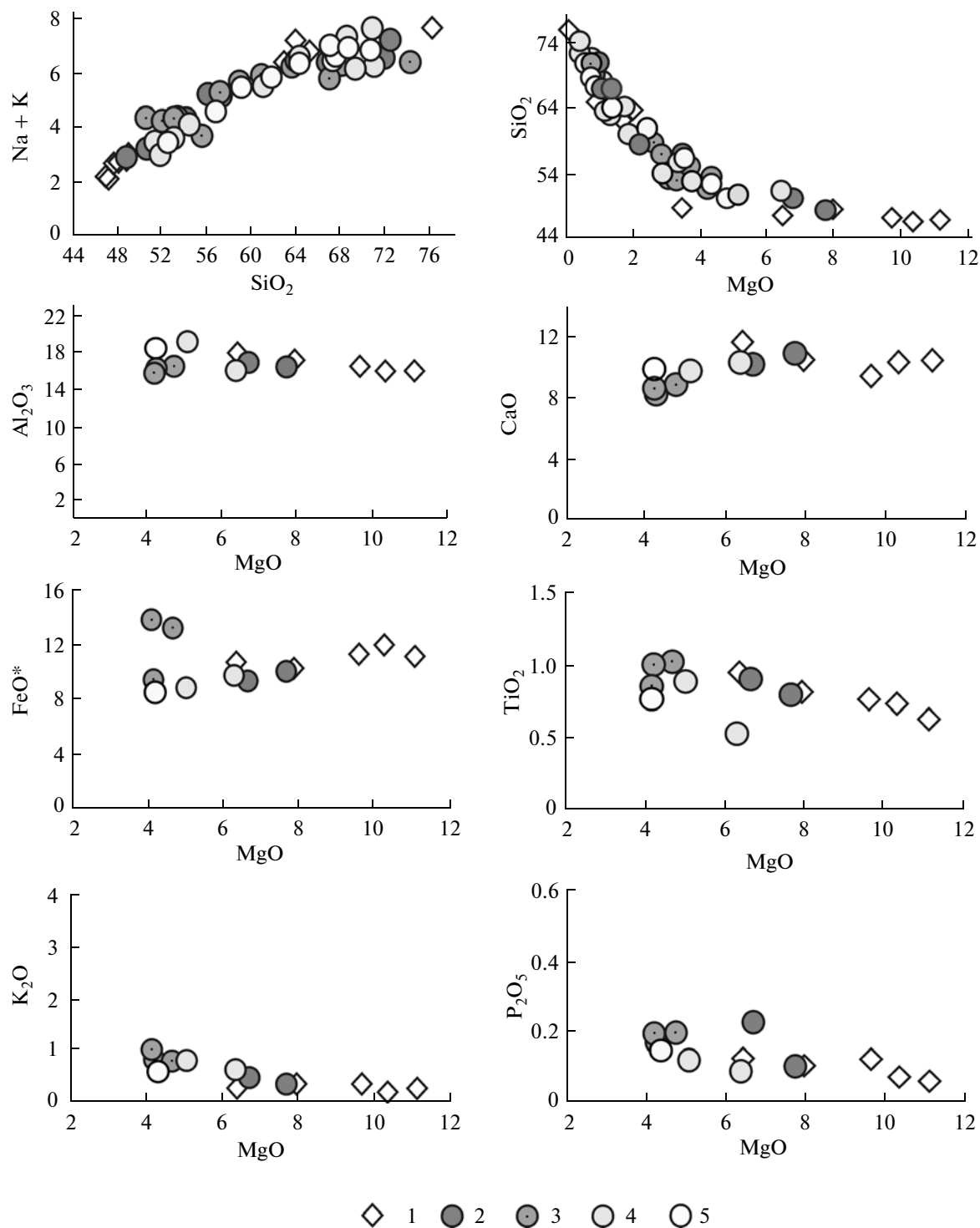


Рис. 2. Соотношение главных элементов в зависимости от SiO₂ и MgO для всего спектра пород КВЦ и базальтов с содержанием MgO > 4%.

1 – лава и пирокластические отложения южного сектора: вулканического массива Стена-Малый Семячик (северный сектор); 2–4 – лава и пирокластические отложения вулкана Дитмара и кальдеры Половинка (2), вулкана Однобокий и кальдеры Однобокая (3), кальдеры Академии Наук и базальтовая тефра фреато-магматических извержений в северной части оз. Карымского (4); 5 – лава и пирокластические отложения, связанные с кальдерой Карымская (центральный сектор).

Таблица 1. Состав базальтов Карымского вулканического центра

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
№ обр.	C567	C564	C5716	C608	C576	21-99Л	22-99Л	20-99Л	16-99Л	6-02Л	K27-96	K13-97	K10-05
SiO ₂	47.17	47.37	48.89	47.91	48.19	48.85	50.73	54.02	50.77	52.06	51.36	51.84	52.61
TiO ₂	0.75	0.64	0.82	0.78	0.95	0.81	0.91	1.01	1.03	0.86	0.89	0.55	0.76
Al ₂ O ₃	16.17	16.22	17.38	16.81	18.02	16.71	17.2	16.42	16.7	16	19.43	16.25	18.9
Fe ₂ O ₃	4.3	3.02	3.39	3.78	3.69	3.67	3.7	10.01	4.2	3.5	1.99	3.02	3.92
FeO	7.72	8.26	7	7.72	7.18	6.51	5.77	0	9.12	10.51	6.99	6.99	4.76
MnO	0.2	0.19	0.18	0.19	0.19	0.16	0.17	0.16	0.19	0.19	0.12	0.15	0.15
MgO	10.3	11.1	7.94	9.63	6.42	7.71	6.7	4.28	4.74	4.22	5.1	6.38	4.3
CaO	10.54	10.71	10.67	9.58	11.85	11.1	10.3	8.46	9.09	8.62	9.94	10.52	10.2
Na ₂ O	1.92	1.81	2.39	2.23	2.38	2.52	2.66	3.38	3.47	3.2	2.58	2.3	2.81
K ₂ O	0.26	0.31	0.41	0.42	0.34	0.4	0.52	0.88	0.84	1.06	0.84	0.68	0.62
P ₂ O ₅	0.08	0.07	0.11	0.13	0.13	0.11	0.23	0.18	0.2	0.2	0.13	0.1	0.15
LOI	0.43	0.45	0.79	0.55	0.49	1.64	1.09	1.18	0.02	0.05	0.19	1.12	0.88
Сумма	99.85	100.14	99.97	99.71	99.83	100.19	99.98	99.98	100.37	100.47	99.56	99.9	100.06
Sc	34	31	39	27	43	36	35	28	35	32	26	31	26
V	266	305	319	258	362	262	279	262	320	296	222	218	224
Cr	113	67	126	102	59	244	160	52	17	63	97	124	41
Co	57	56	45	53	42	38	38	24	29	26	25	27	26
Ni	89	72	88	99	36	74	59	26	16	22	43	41	15
Cu	97	132	146	75	157	124	149	114	144	149	105	104	79
Zn	86	80	92	83	91	66	70	67	87	74	142	74	65
Ga	15.6	15.5	19.5	17.9	20	15.9	19.1	16.2	20.3	18.4	17.4	21.5	17.5
Ge	1.1	1.1	1.2	1.1	1.3	1.1	1.3	1.2	1.5	1.4	1	1.3	1.5
Rb	3	2	5	5	4	5	7	12	9	13	8	10	9
Sr	307	285	396	349	421	339	402	344	408	375	442	519	436
Y	11	10	19	16	20	15	17	21	24	23	16	16	17
Zr	26	25	51	47	43	47	56	83	64	84	58	66	66
Nb	0.7	0.8	1.3	1.6	1.4	1.6	1.9	2.1	1.9	2.3	1.8	1.8	2
Mo	1	0.7	1	0.8	0.5	0.9	1	1.4	1	1.8	1.7	1.2	0.8
Sn	0.8	0.5	0.7	0.7	0.6	0.4	1	1.3	0.5	0.5	1.4	0.9	0.9
Sb	0.4	0.4	0.6	0.5	0.5	1.8	1.3	1.8	1.3	2	1.7	1.9	0.5
Cs	0.18	0.11	0.28	0.29	0.27	0.35	0.3	0.3	0.33	0.8	0.33	0.37	0.27
Ba	102	94	132	129	121	118	126	175	202	220	177	186	166
La	2.29	1.94	4.24	4.2	3.92	5.66	5.27	7.88	8.04	9.25	6.63	6.75	5.81
Ce	5.88	5.38	11.12	10.8	11.16	13.56	12.72	19.25	19.81	21.74	16.37	15.62	14.65
Pr	0.91	0.87	1.74	1.64	1.75	1.81	1.84	2.73	2.65	2.82	2.22	2.17	2.1
Nd	4.61	4.25	8.55	8.13	8.55	8.21	8.48	12.51	11.98	13.57	9.76	9.68	9.5
Sm	1.35	1.4	2.45	2.14	2.69	2.2	2.3	3.31	3.1	3.46	2.31	2.31	2.73
Eu	0.48	0.5	0.88	0.79	0.96	0.75	0.79	1.11	1.1	1.18	0.77	0.75	0.91
Gd	1.69	1.7	2.96	2.64	3.18	2.51	2.55	3.45	3.53	3.74	2.26	2.33	2.76
Tb	0.3	0.31	0.5	0.43	0.54	0.43	0.41	0.58	0.57	0.6	0.38	0.4	0.47
Dy	1.89	2	3.16	2.63	3.45	2.54	2.61	3.55	3.61	3.56	2.35	2.54	3
Ho	0.41	0.42	0.66	0.55	0.72	0.53	0.54	0.73	0.72	0.75	0.5	0.52	0.61
Er	1.16	1.17	1.93	1.6	2.05	1.51	1.48	2.01	2.17	2.17	1.37	1.45	1.7
Tm	0.17	0.18	0.28	0.23	0.3	0.22	0.22	0.29	0.33	0.33	0.23	0.21	0.25
Yb	1.11	1.13	1.74	1.47	1.92	1.44	1.4	1.73	2.17	2.12	1.44	1.34	1.62
Lu	0.17	0.16	0.27	0.23	0.29	0.22	0.22	0.25	0.31	0.32	0.21	0.21	0.24
Hf	0.67	0.7	1.31	1.22	1.15	1.37	1.55	2.2	1.9	2.34	1.59	1.75	1.88
Ta	0.05	0.07	0.11	0.11	0.09	0.14	0.18	0.16	0.16	0.17	0.16	0.19	0.16
W	0.09	0.07	0.11	0.27	0.07	0.7	0.76	1.63	0.53	1.22	0.77	0.92	0.09
Tl	0.02	0.02	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.05	0.05	0.08	0.06	0.05	0.03
Pb	3.46	2.3	2.59	2.16	2.33	1.57	2.36	3.18	3.24	4.66	1.96	2.87	2.73
Th	0.39	0.25	0.43	0.44	0.33	0.84	0.63	1.2	1.05	1.29	0.82	0.9	0.68
U	0.19	0.15	0.23	0.25	0.18	0.26	0.29	0.42	0.51	0.65	0.44	0.47	0.36

Примечание. 1–5 – северный сектор КВЦ: базальты докальдерных вулканов Стена (1) и Прибрежный Южный (2–3), (N₂–Q₁); внутрикальдерных вулканов Палео-Семячик (4), Q₃₋₄ и Малый Семячик (5), Q₄, образцы О.Б. Селянгина; 6–12 – южный сектор КВЦ: 6–7 – базальты, докальдерного вулкана Дитмара, Q₁₋₂; 8–10 – базальты внутрикальдерного вулкана Однобокий, Q₃; 11–12 – тефра базальтов субаэральных извержений голоценового возраста (11) и 1996 г. (12); 13 – дайка базальта в северо-западном борту кальдеры Карымская, Q₄.

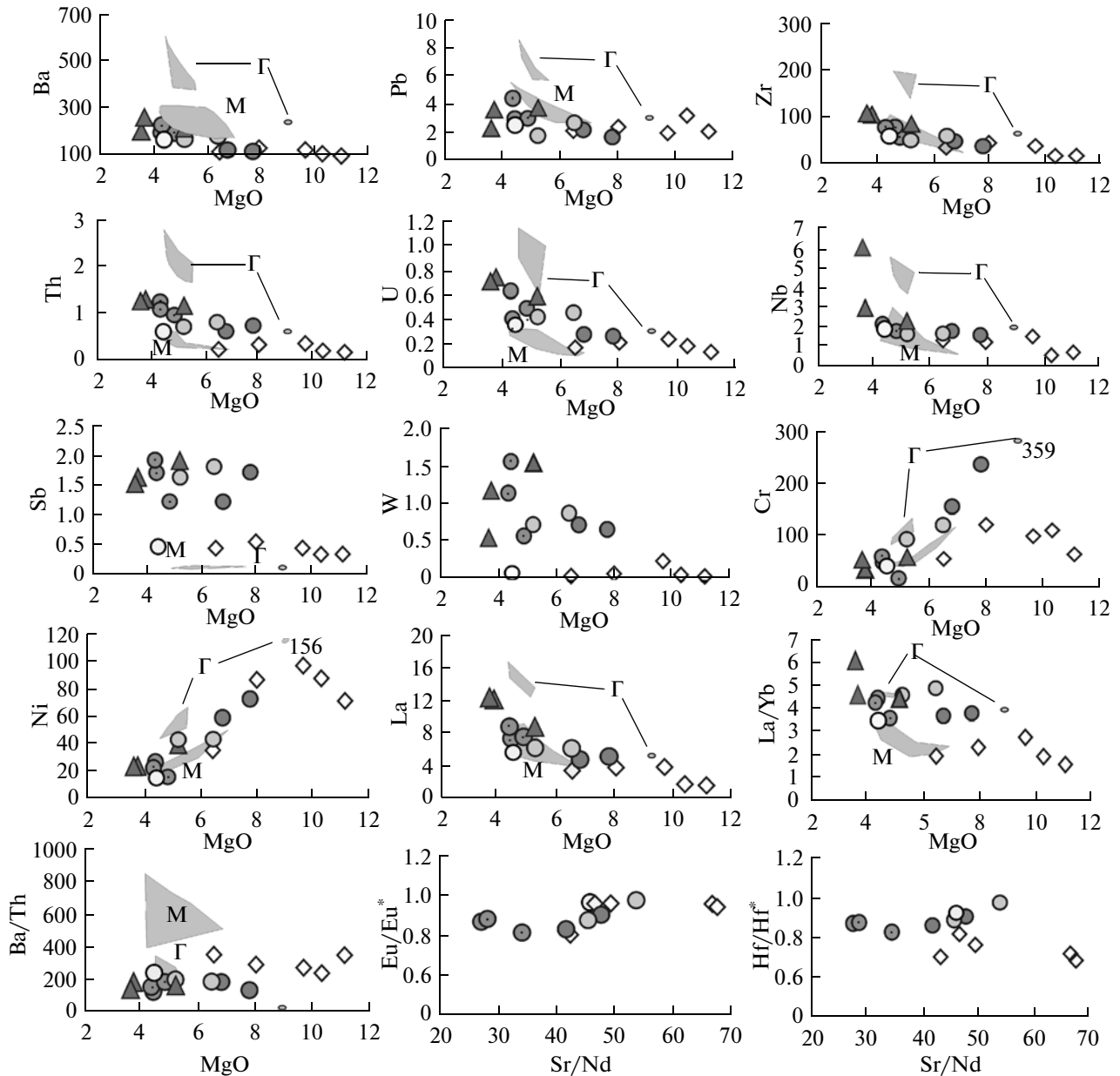


Рис. 3. Соотношение редких и редкоземельных элементов в базальтах КВЦ. Выделены поля лав вулканов Мутновский (М) и Горелый (Г), Южная Камчатка. Остальные обозначения см. рис. 2.

флюид-мобильным – более высокие, например, Ba/Th (ФЗ 210–367, ТЗ 140–216), Sr/Nd (ФЗ 43–67, ТЗ 27–41), Ba/Nb (ФЗ 86–145, ТЗ 66–103), Pb/Nd (ФЗ 0.27–0.75, ТЗ 0.19–0.38), Ba/La (ФЗ 31–45, ТЗ 20–28), Pb/Ce (ФЗ 0.2–0.58, ТЗ 0.11–0.2) и др. В то же время базальты тыловой зоны имеют более высокие отношения менее флюид-мобильных элементов к не мобильным, например, Th/Yb (ФЗ 0.20–0.35, ТЗ 0.46–0.69), Th/Nd (ФЗ 0.04–0.06, ТЗ 0.07–1.1), Sb/Nb (ФЗ 0.3–0.67, ТЗ 0.7–1.12), Ta/Yb (ФЗ 0.05–0.07, ТЗ 0.07–0.14), La/Sm (ФЗ 1.3–2, ТЗ 2.3–3.0), Th/Ta (ФЗ 3.5–3.9, ТЗ 3.5–7.6) и др. К сожа-

нию, по приведенным анализам перекрытие фигуративных точек составов базальтов ФЗ и ТЗ происходит в узком интервале от 6 до 8% MgO. В этот интервал попадают более поздние базальты ФЗ северного сектора (Палео- и Малый Семячик) и наиболее магниезильные базальты в основании вулкана Дитмара – в южном. Анализ распределения микроэлементов показывает, что базальты вулкана Дитмара, расположенного в ФЗ южного сектора, по своим геохимическим характеристикам тяготеют к базальтам ТЗ. Если по концентрации, например, Ba, Pb, Zr, U, Nb, Ni они близки содержаниям их в базальтах вулканов Палео- и

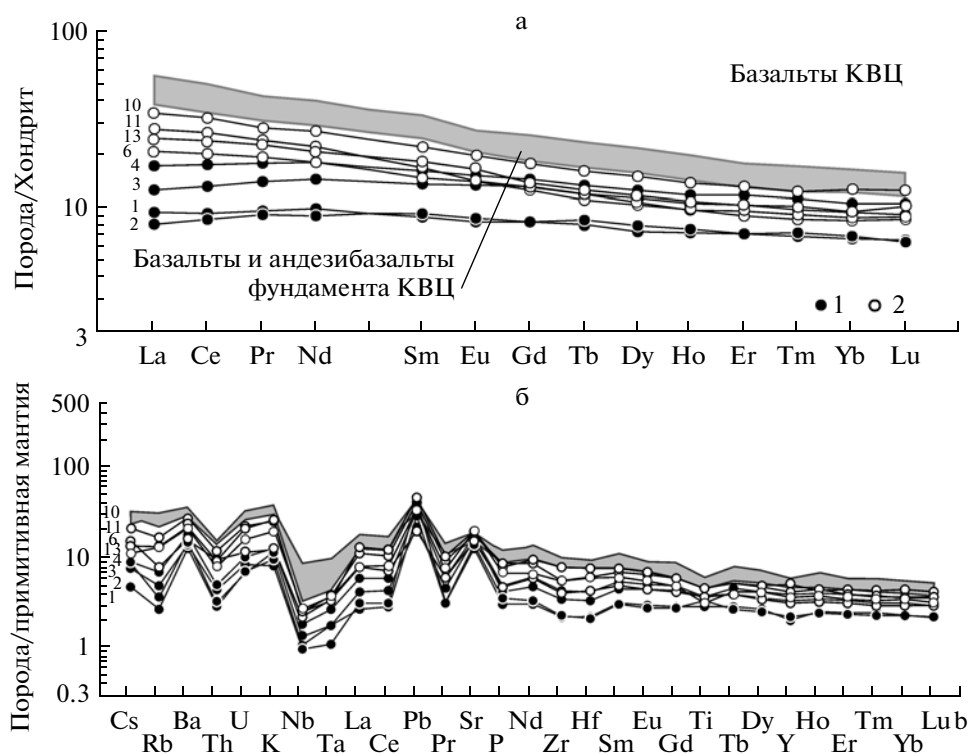


Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов, нормированных к хондриту (а) и мультикомпонентная диаграмма распределения элементов, нормированных к примитивной мантии (б).

По [Sun, McDonoug, 1989]. Цифры соответствуют номерам анализов в таблице № 1.

Малый Семячик (ФЗ), то по Th, Cs, Ta, Rb, Hf, Sb, Mo, W, Cr и РЗЭ отвечают значениям в базальтах ТЗ. Повышенные содержания хрома в оливинсодержащих базальтах вулкана Дитмара согласуются с составами оливина (Fo85–89) и шпинели ($Cr^{#} 0.5–0.7$) в них [Гриб, Перепелов, 2008]. В шлаках более ранних субаэральных извержений в северной части оз. Карымское также встречаются магнезиальные оливины с включениями хромпикотита. Повышенные содержания хрома характерны для базальтов тыловых зон. В наиболее магнезиальных докальдерных базальтах ФЗ северного сектора преобладают Ol Fo72–82. Редкие твердофазные включения шпинели в них представлены высокоглиноземистыми разностями ($Al^{#} 0.6–0.72$).

При анализе распределения редкоземельных элементов, нормированных к хондриту, обращает внимание, что в базальтах ФЗ отмечается истощение легкими и тяжелыми РЗЭ, характерное для N-MORB, в то время как для лав ТЗ отмечается рост концентраций всех РЗЭ, в большей степени легких (рис. 4). И снова, умеренно магнезиальные базальты вулкана Дитмара (ФЗ южного сектора) проявляют геохимические признаки базальтов ТЗ, отличаясь от таких же по магнезиальности базальтов ФЗ северного сектора отсутствием деплетированности в области легких РЗЭ. На мультиэле-

ментной спайдер-диаграмме все базальты КВЦ имеют одинаковый рисунок распределения микроэлементов, характерный для островодужных пород. По направлению от ФЗ к ТЗ для базальтов характерно обогащение флюид-мобильными элементами, концентрация высокозарядных элементов Nb, Ta, Nd, Zr, Hf также возрастает с востока на запад (в сторону ТЗ), проявляется титановый минимум. Таким образом, низкие содержания РЗЭ в докальдерных базальтах ФЗ северного сектора свидетельствуют, что они были связаны с деплетированным MORB подобным мантийным источником, а в тыловой зоне они несколько обогащены.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В данном разделе мы попытаемся сравнить поперечную геохимическую зональность (и процессы магмогенерации), происходящие в КВЦ (Восточный вулканический пояс) и в вулканических центрах Мутновский и Горелый (Южная Камчатка) [Duggen et al., 2007]. В геодинамическом плане они представляют собой Восточно-Камчатский и Южно-Камчатский сегменты Камчатской островной дуги [Авдейко и др., 2006], отличающиеся по геодинамическим параметрам, а именно, по расстоянию от оси глубоководного желоба, ско-

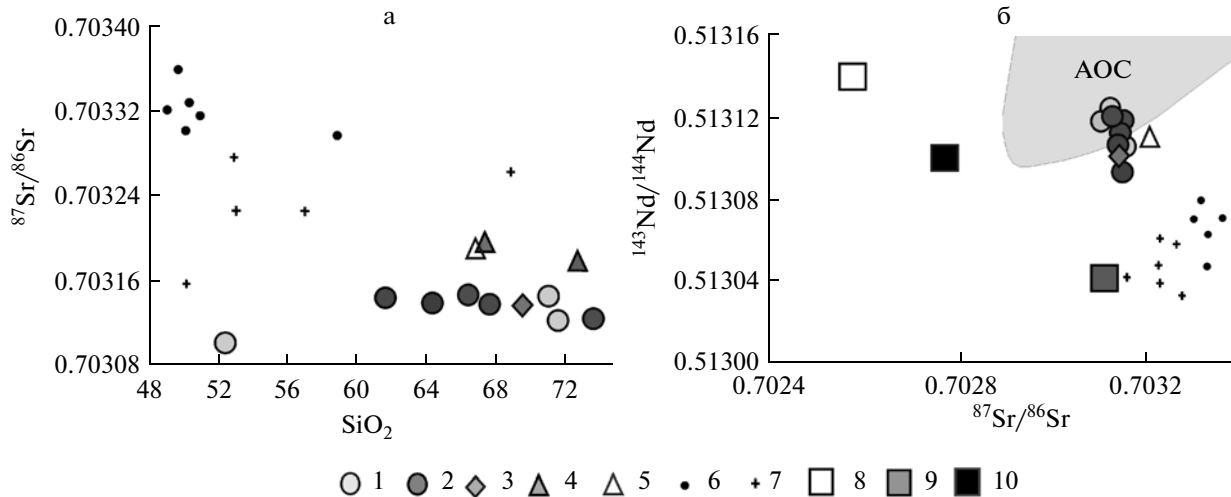


Рис. 5. Диаграмма изменения изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в базальтах КВЦ в зависимости от SiO_2 (а) и Sr–Nd изотопия (б).

1 – базальты и пемзовые бомбы субаэрального извержения в северной части оз. Карымского, 1996 г.; 2 – лавы и пирокластика КВЦ; 3 – ксенолит гранита в пемзовых туфах кальдеры Однобокая; 4 – пемзовые туфы КВЦ; 5 – пемзовые туфы, вулкан Малый Семячик; 4–5 данные [Bindeman et al., 2004]; лавы вулканов Мутновский (6) и Горелый (7); составы Тихоокеанского (8) и Индийского (9) MORB; 10 – средний состав мантийного клина под Южной Камчаткой; тонированное поле – измененная океаническая кора, АОС. Данные позиций 6–10 взяты из [Duggen et al., 2007]

рости движения Тихоокеанской плиты (7.6 и 7.8 см/год, соответственно), расстоянию до сейсмофокальной зоны (примерно 110 км под ФЗ и от 130 до 200 км под ТЗ), углу наклона сейсмофокальной зоны на глубине 40–200 км, соответственно, 35° – 51° и 50° – 51° [Авдейко и др., 2006]. На Южной Камчатке зона субдукции существует с олигоцен-миоценового возраста и в настоящее время находится в стационарном режиме, в то время как Восточная Камчатка представляет собой начальный (активный) этап субдукции.

Вулкан Горелый (ТЗ) расположен на расстоянии 15 км к западу от вулкана Мутновский (ФЗ), что сопоставимо с расстояниями от вулканов фронтальной зоны КВЦ (в.в. Стена, Прибрежный Южный, Дитмара) до вулканов, расположенных в ТЗ (в.в. Однобокий, Пра-Карымский, кальдера Академии Наук). Базальты вулкана Мутновский (ФЗ) характеризуются меньшей магнезиальностью (6.8–4.1% MgO) по отношению к примитивным докальдерным базальтам ФЗ КВЦ и по этому показателю близки лавам ТЗ Карымского вулканического центра. Содержание в них менее флюид-мобильных и не мобильных элементов, таких как Th, Zr, U, Nb, Sb, W, Ta, Cr, V и отношение La/Yb находится на уровне концентраций в базальтах ФЗ КВЦ или немного ниже (см. рис. 3), в то время как наиболее флюид-мобильные элементы, такие как Ba и Pb, значительно превышают их содержания в базальтах ТЗ КВЦ. При этом отношение Ba/Th в лавах вулкана Мутновский в 1.5–2 раза выше, чем в лавах ФЗ КВЦ. В базальтах и андезибазальтах вулкана Горелый (ТЗ) концентрации Ba, Pb, Th, Zr, U, Nb,

Ta, La, Cr в 1.5–2 раза выше, чем в лавах ТЗ КВЦ, но отношения La/Yb и Ba/Th сопоставимы.

Коровая контаминация. О процессах коровой контаминации можно судить по изотопам кислорода $\delta^{18}\text{O}$ и изотопным отношениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Значения $\delta^{18}\text{O}$ для пород КВЦ варьируют от 4.2 до 6.1‰ по [Покровский, 2000; Bindeman et al., 2004] и близки среднему значению N-MORB (5.7‰). Низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ (4.2–5.3) характерны для пемзовых туфов и игнимбритов, что может свидетельствовать о вовлечении в процессы магмообразования поверхностных вод, гидротермальных растворов или гидротермально-измененных пород. Для пород КВЦ имеются данные по изотопным отношениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для ряда от базальтов до риолитов, относящихся к тыловой зоне южного сектора [Леонов, Гриб, 2004]. Среди основных лав были опробованы базальты извержения 1996 г. ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.703102 и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0.513119). Для дацитов-риолитов отмечено незначительное возрастание изотопных отношений: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.703122–0.703145 и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0.513094–0.513111 (рис. 5а, табл. 2). Для пород ФЗ использованы данные по туфам дацитового состава вулкана Малый Семячик: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.703193 и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0.513119 [Bindeman et al., 2004]. Однако делать выводы об изменении этого показателя от ФЗ к ТЗ пока нет оснований, так как значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ у [Bindeman et al., 2004] в пемзах кальдеры Карымской также несколько повышены. Для Южной Камчатки отмечается снижение стронций изотопных отношений от ФЗ (вулкан Мутновский) к ТЗ (вулкан Горелый). От-

Таблица 2. Sr–Nd изотопные отношения для лав Карымского вулканического центра

№ п/п	№ образца	Порода SiO ₂	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ε Sr	ε Nd
1	K27-96	52.2	0.703102	0.513119	–19.8	9.4
2	K6-96	71.49	0.703122	0.513124	–19.6	9.5
3	K9-96	70.11	0.703145	0.513106	–19.2	9.1
4	147-92Л	73.5	0.703125	0.513121	–19.6	9.4
5	117-92Л	66.4	0.703148	0.513094	–19.2	8.9
6	K22-97	69.54	0.703138	0.513103	–19.3	9.1
7	K30-96	67.5	0.703138	0.513105	–19.3	9.1
8	A84-98	61.62	0.703146	0.513119	–19.2	9.4
9	K11-97	64.28	0.703141	0.513113	–19.3	9.3
10	808 KAR 4	67.26	0.703198	–	–	–
11	KRM 5ab-4	72.59	0/703181	–	–	–
12	5230/1	66.78	0.703193	–	–	–

Примечание. 1–3 – базальтовая тефра (1) и пемзовые бомбы (2–3), извержение 1996 г. северная часть оз. Карымского; 4 – игнимбрит, кальдера Половинка; 5 – пемзовый туф, кальдера Однобокая и включение гранитов в них (6); 7 – пемзовые туфы, кальдера Карымская; 8 – лава, вулкан Карымский; 9 – лава, вулкан Академии Наук. 1–9 – анализы выполнены в ИГЕМ РАН, аналитик Д.З. Журавлев; 10–12 – анализы из [Bindeman et al., 2004] по КВЦ, 12 – туфы, вулкан Малый Семячик.

существование значительного разрыва между отношениями изотопов стронция при переходе от базальтов к более кислым породам КВЦ свидетельствует о незначительной контаминации. В то же время, большие объемы пирокластических отложений среднего и кислого состава, развитые в этой кальдерной структуре, указывают на возможность контаминации исходных расплавов коровым материалом с близкими изотопными характеристиками [Покровский, 2000]. Так, например, ксенолиты гранитоидов ранних этапов магматической деятельности, встречающиеся в пирокластических отложениях КВЦ, имеют сходные с верхнечетвертичной пирокластикой изотопные отношения стронция.

На диаграмме ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr изотопных отношений (см. рис. 5б) породы КВЦ лежат между средними составами стекол Индоокеанского и Тихоокеанского MORB и попадают в поле измененной Тихоокеанской литосферной плиты.

Последнее означает, что источником радиогенного стронция могут быть океанические осадки, измененные океанические базальты или флюиды и расплавы, уравновешенные этими породами [Покровский, 2000; Argulus, 2003]. Фигуративные точки пород вулканов Мутновский и Горелый (Южная Камчатка) отличаются более высокими Sr изотопными отношениями и низкими – ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd. Располагаются они вблизи среднего состава Индоокеанского MORB.

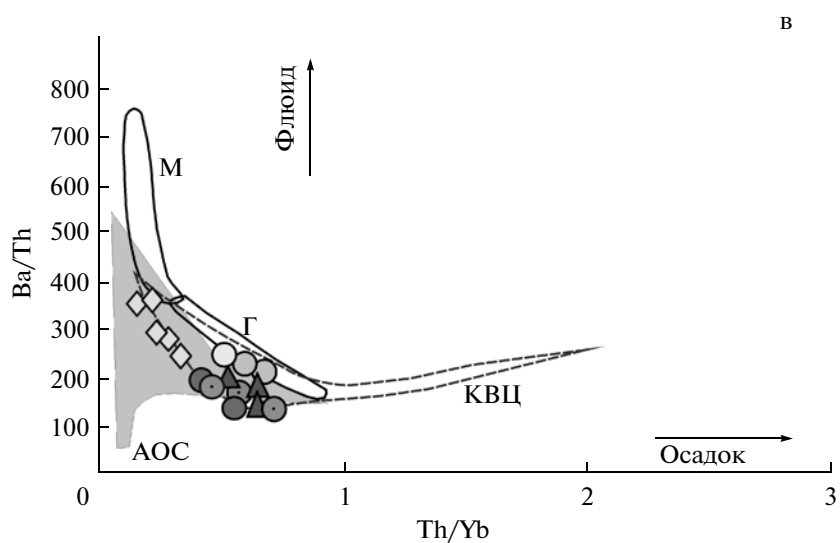
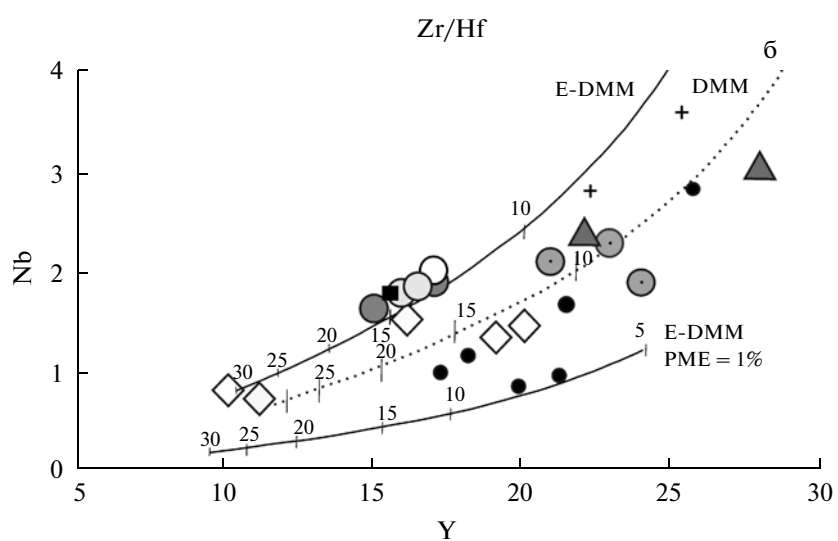
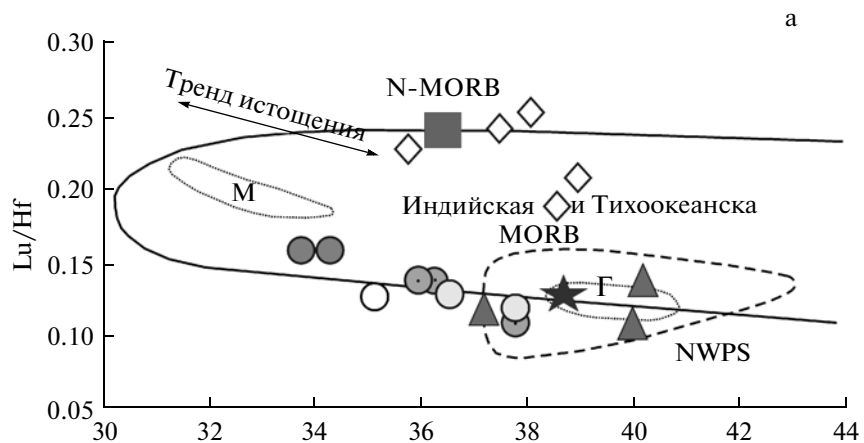
Мантйные процессы. Считается, что для Камчатской островной дуги характерен источник первичных расплавов, представленный истощенным перидотитом – гарцбургитом [Kersting, Argulus, 1994]. Отношения относительно флюидомобильных и немобильных несовместимых элементов (например, Nb/Ta, Nb/Y, Lu/Hf) в базальтах используются для характеристики степени истощения или обогащения магматического источника [Munker et al., 2004]. В базальтах КВЦ

Рис. 6. Соотношения литофильных элементов в базальтах Карымского вулканического центра.

а – диаграмма Lu/Hf–Zr/Hf. Поля: сплошная линия оконтуривает составы Индийского и Тихоокеанского MORB, точечный пунктир – составы базальтов вулканов Мутновский (М) и Горелый (Г), штрих-пунктир – осадочные отложения северо-западной части Тихого океана (NWPS); звезда – средний состав осадочных отложений в Камчатской зоне субдукции; квадрат – средний состав N-MORB. Данные взяты из [Duggen et al., 2007]. Символы см. на рис. 2.

б – вариации Nb и Y. Сплошные линии – солидусные кривые составов расплавов, образующихся при частичном плавлении слегка обогащенного деплетированного мантийного источника (E-DMM) и этого же источника, подвергнутого предварительному плавлению с экстракцией 1% расплава (E-DMM PМЕ = 1%); точечная кривая представляет составы частичных расплавов DMM; черный квадрат – состав первичного расплава, рассчитанный для мантийных оливинов Fo90 по расплавам включениям во вкрапленнике оливина Fo72–82, базальт 1996 г. Использованы результаты моделирования из [Portnygin et al., 2007]. Остальные символы см. на рис. 2 и 5.

в – диаграмма Ba/Th–Th/Yb. Поля: сплошная линия – составы базальтов вулканов Мутновский (М) и Горелый (Г), пунктирная линия – составы пород КВЦ, тонированное поле – базальты измененной океанической коры (АОС); звезда – средний состав осадков Камчатской зоны субдукции. Данные взяты из [Мартынов и др., 2009]. Остальные символы см. на рис. 2.



отношение Nb/Ta составляет 11.8–15.5 для ФЗ и 10.8–13.5 для ТЗ, что несколько ниже хондритовых Nb/Ta отношений (17.6) и свидетельствует о возможном участии в магмогенерации вторично деплетированного мантийного источника типа N-MORB [Woodhead et al., 1993]. Низкие концентрации в докальдерных базальтах ФЗ калия, титана и всего спектра несовместимых редкоземельных элементов, свидетельствуют о высокой (14–20%) степени плавления мантийных перидотитов [Чурикова и др., 2001; Portnyagin et al., 2007 и др.]. Для лав вулканов Мутновский и Горелый (Южная Камчатка) отношения Nb/Ta близки хондритовым (14.7–18.4). На основании изучения расплавных включений был сделан вывод, что под вулканами Мутновский и Горелый мантийный клин более обогащен и по составу соответствовал шпинелевой фации лерцолитов [Duggen et al., 2007]. На диаграмме Lu/Hf–Zr/Hf (рис. 6а) базальты северного сектора КВЦ лежат на верхней части кривой, ограничивающей поле Индоокеанского и Тихоокеанского MORB, вблизи среднего состава N-MORB и отличаются высокими отношениями Lu/Hf и умеренными Zr/Hf. Базальты вулкана Мутновский приурочены к вершине этого поля и также как и лавы ФЗ северного сектора ориентированы вдоль линии деплетации (см. рис. 6а). Базальты ТЗ КВЦ и вулкана Дитмара (ФЗ южного сектора) локализуются на нисходящей линии поля Индоокеанского и Тихоокеанского MORB между фигуративными точками базальтов вулканов Мутновский и Горелый. Согласно [Duggen et al., 2007; Munker et al., 2004], низкие отношения Zr/Hf и высокие Lu/Hf могут свидетельствовать о том, что под вулканическим фронтом Zr, Hf и тяжелые РЗЭ играли незначительную роль в составе субдукционного компонента, что предполагалось ранее для ВФ Камчатки [Чурикова и др., 2001]. Низкие концентрации Lu/Hf в базальтах вулкана Горелый могли быть следствием сохранения остаточного граната и клинопироксена высокого давления и обусловлены, возможно, большими глубинами плавления в мантийном клине под ТЗ Южной Камчатки [Duggen et al., 2007]. Локализация лав вулкана Горелый в поле осадков северо-западной части Тихого океана предполагает, что повышенные отношения флюид-немобильных элементов могут контролироваться процессами не только в мантийном клине, но могут быть обусловлены добавкой субдукционного компонента, связанного с процессами плавления в верхней части субдуцируемой Тихоокеанской плиты [Duggen et al., 2007]. Базальты вулкана Дитмара (ФЗ южного сектора) располагаются на продолжении поля базальтов вулкана Мутновский и их можно рассматривать как обогащенные низкокальциевые толеиты. Лавы тыловой зоны (вулканов Однобокий, Пра-Карымский, кальдера Академии Наук) локализуются ближе к полю вулкана Горелый, но

не совмещаются с ним; отдельные точки частично перекрывают поле осадков северо-западного сектора Тихого океана. В то же время субщелочные андезибазальты нижне-четвертичного возраста, слагающие фундамент КВЦ (р. Жупанова) (см. рис. 1б), лежат в поле составов андезибазальтов вулкана Горелый. Об обогащенном характере источников расплавов южного сектора КВЦ свидетельствуют данные, полученные при изучении расплавных включений в оливинах Fo_{73–80} базальтов извержения 1996 г. [Portnyagin et al., 2007]. Они показали, что первичные расплавы включений, нормированные к мантийному оливину (Fo₉₀), обогащены Nb (Nb/Y = 0.12) по отношению к деплетированной мантии (ДММ, Nb/Y ≈ 0.05) и лучше соотносится с Е-ДММ, где Nb/Y = 0.07 (см. рис. 6б). В базальтах южного сектора КВЦ (ТЗ) отношение Nb/Y по их валовым составам варьирует в пределах 0.1–0.125, в базальтах ФЗ Nb/Y = 0.06–0.07. Согласно [Portnyagin et al., 2007] вариации флюид-немобильных элементов в камчатских расплавах могут объясняться 5–14% частичным плавлением источника Е-ДММ, испытавшего перед этим плавление и экстракцию 0–0.9% (РМЕ).

Природа субдукционного компонента. В настоящее время большая часть исследователей считает, что плавление мантийного вещества под островными дугами происходит при взаимодействии вещества мантийного клина с водонасыщенным флюидом, отделяющимся от субдуцируемой океанической плиты [Avers, 1998; Pearce, 1983]. Эти флюиды играют основную роль в происхождении поперечной зональности островных дуг. При изучении расплавных включений в оливинах вкрест простирающейся Камчатской дуги было показано, что состав субдукционного флюида последовательно меняется с востока на запад при увеличении глубины погружения океанической плиты [Чурикова и др., 2001; Portnyagin et al., 2007]. По [Pearce, 1983] среди элементов, связанных с субдукционными процессами, выделяются малоуглубинные низкотемпературные некогерентные элементы (Ba, K, Pb, Sr), подвижные во флюидной фазе и характерные для фронтальных зон, и высокотемпературные глубинные компоненты, такие как, например, Th, U, La, концентрирующиеся в расплавах, образующихся при плавлении субдуцируемого осадка при увеличении глубины до сейсмофокальной зоны. Кроме того, выделяется еще группа консервативных элементов (Hf, Zr, Nd, Nb, Y, Yb), которые определяются составом субстрата и переносятся расплавом.

На диаграммах Th/Nd и отношение флюид-немобильных или относительно мобильных элементов к не мобильным, например, Cs/Nd, Ba/Nd, Sb/Nd, Pb/Nd, Sr/Nd, Zr/Hf, базальты КВЦ также занимают промежуточное положение

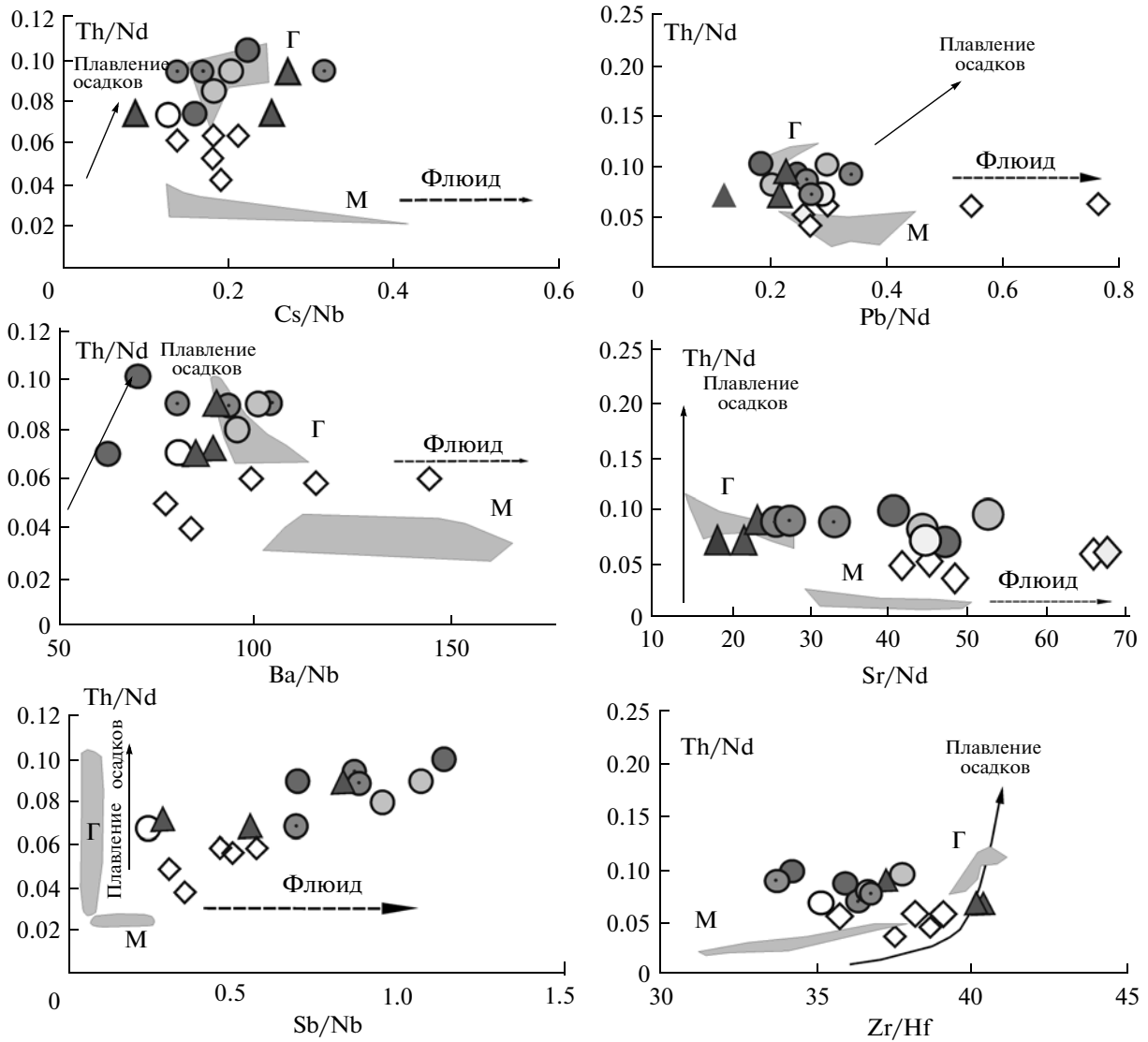


Рис. 7. Отношения флюид-мобильных элементов (Cs, Ba, Pb, Sr и Sb) и менее флюид-мобильных и немобильных элементов (Nd, Nb, Zr и Hf) в базальтах КВЦ. Обозначения см. рис. 2. Выделены поля базальтов вулканов Мутновский (М) и Горелый (Г) по [Duggen et al., 2007].

между полями базальтов вулканов Мутновский и Горелый (рис. 7). Отношение Th/Nd является геохимическим показателем влияния высокотемпературного субдукционного компонента на формирование расплавов [Pearce, 1983]. Высокие значения этого отношения могут отражать вклад в процесс магмообразования не только флюидов, но и водных силикатных расплавов (или субкритических растворов), образованных при плавлении океанической плиты или осадков, при более высоких давлениях и температуре, как это отмечалось для базальтов вулкана Горелый [Duggen et al., 2007]. Для базальтов ТЗ КВЦ отношения Th/Nd (0.07–0.1) близки этим значениям для лав ТЗ Южной Камчатки (0.07–0.12), но отличаются рассеянным линейным трендом, обусловленным вариациями отношений флюид-мобильных некогерентных элементов к не мобильным. Эти ва-

риации особенно значительны для базальтов ФЗ, когда в числителе находятся высоко флюид-мобильные элементы, такие как Ba, Pb, Sr. Базальты южного сектора КВЦ (ТЗ) имеют более высокие отношения Th/Nd, чем лавы северного сектора (ФЗ), хотя эти различия менее значимы, чем между породами вулканов Мутновский и Горелый. Линейный тренд значений флюид-мобильных элементов к не мобильным может свидетельствовать, что, как во фронтальной зоне КВЦ, так и в тыловой преобладает флюидный субдукционный компонент. Для вулкана Горелый (ТЗ) высокое отношение Th/Nd соотносится с высокими содержаниями Zr/Hf. По [Blundy, Wood, 2003] это подтверждает участие в магмогенезе под тыловой зоной Южной Камчатки расплавов, образованных при плавлении метаосадков, но без разрушения циркона, так как отношение Zr/Hf в лавах

вулкана Горелый ниже, чем в валовом составе метаосадков погружающейся Тихоокеанской плиты [Duggen et al., 2007].

Из анализа диаграммы Ba/Th–Th/Yb (см. рис. 6в) видно, что базальты вулкана Мутновский, расположенного во фронтальной части южного сектора Камчатской части островной дуги, отличаются значительно более высоким отношением Ba/Th, чем породы вулканического массива Стена-Малый Семячик (КВЦ), расположенные во фронтальной зоне Восточного вулканического пояса. Высокие Ba/Th отношения свидетельствуют о значительной роли флюидной фазы в магмогенезе пород фронтальных зон островных дуг, связанной с поддвигаемой океанической плитой [Pearce, 1983]. Следовательно, доля флюидной фазы в магмогенезе пород Южного сектора Камчатской островной дуги в плейстоцене–голоцене была выше, чем для вулканитов Восточного вулканического пояса. Отношения Ba/Th в базальтах ТЗ КВЦ находятся на уровне этих значений для вулкана Горелый, но отличаются более низкими Th/Yb отношениями. Базальты ФЗ и ТЗ КВЦ лежат в поле измененной океанической коры (АОС), что указывает на связь с ней отделяемых флюидов. Отмечается увеличение Th/Yb отношения от фронтальной зоны к тыловой, но менее значимое, чем для базальтов вулканов Мутновский и Горелый. Отношение Th/Yb, как и Th/Nd, является показателем участия в магмогенезе расплавов, образующихся при частичном плавлении метаосадков или океанической коры [Munker et al., 2004]. Исходя из этого, можно сделать вывод, что участие водных силикатных расплавов или суперкритических жидкостей, образующихся при частичном плавлении метаосадков или океанической коры, в магмогенезе под ТЗ КВЦ отмечается, но доля их, очевидно, незначительна.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для пород КВЦ отмечена умеренно выраженная поперечная геохимическая зональность, проявленная в изменении главных и редких несовместимых элементов вкрест простирания вулканического пояса с востока на запад, от вулканического фронта (вулканы Прибрежный Южный, Стена, Дитмара) к тыловой зоне (вулканы Однобокий, Пра-Карымский, кальдера Академии Наук). Во фронтальной зоне развиты низкокальциевые толеитовые базальты, которые несут отчетливые признаки влияния на процессы магмогенеза низкотемпературных водных флюидов, отделяемых при малых давлениях от субдуцируемой измененной океанической плиты [Pearce, 1983]. Отношения флюид-мобильных элементов к не мобильным у них достаточно высокие.

В базальтах южного и центрального секторов, наиболее удаленных от оси глубоководного жело-

ба, проявлены геохимические показатели, характерные для вулканических пород тыловых зон островных дуг. Они выражаются в повышении концентраций калия, титана, фосфора, крупнокатионных, высокочargedных, редких и редкоземельных элементов по отношению к низкокальциевым базальтам фронтальной зоны. Повышенные отношения Th/Nd и Th/Yb предполагают участие в магмогенезе наряду с высокотемпературными флюидами незначительного количества водных силикатных расплавов, образующихся при плавлении метаосадков с увеличением глубины до поверхности субдуцируемой плиты [Munker et al., 2004]. Примечательно, что низкокальциевые базальты вулкана Дитмара, расположенного во фронтальной зоне южного сектора КВЦ, несут в себе отчетливые геохимические признаки пород тыловой зоны. При одинаковом с вулканами Палео- и Малый Семячик расстоянии от оси глубоководного желоба и близком валовом составе, они обогащены Th, высокочargedными элементами (Ta, Hf, Nd, Zr) и Sr. Повышенные отношения Nb/Y в исходных расплавах, определенные по включениям в оливинах из базальтов 1996 г. [Portnyagin et al., 2007], и в валовых составах базальтов южного сектора могут свидетельствовать о некоторой гетерогенности мантии под КВЦ и о поступлении расплавов под ТЗ из более глубинного в незначительной степени обогащенного мантийного источника. Среди базальтов ТЗ КВЦ не встречены высокомагнезиальные базальты, что связано, вероятно, с процессами смешивания их с кислыми расплавами верхнекоровых магматических очагов в кальдерных комплексах. Не характерная для ФЗ повышенная магнезиальность базальтов северного сектора, при умеренном содержании Fo минала в оливинах, объясняется кумуляцией последних [Гриб, Перепелов, 2008; Селянгин, 1987].

Изменение геохимических параметров базальтов КВЦ от ФЗ к ТЗ менее контрастны, чем в лавах вулканов Мутновский и Горелый (Южная Камчатка), где они более дискретны. Базальты вулкана Мутновский отличаются высокими концентрациями флюид-мобильных элементов, высоким Ba/Th отношением, в то время как для базальтов вулкана Горелый характерны более повышенные содержания калия, тория, высокочargedных элементов и их отношений. Эти различия могут быть связаны с геодинамическими параметрами субдукционной зоны в Восточно-Камчатском и Южно-Камчатском сегментах Камчатской островной дуги, прежде всего, углом наклона сейсмофокальной поверхности, расстоянием до оси глубоководного желоба и возрастом субдукции [Авдейко и др., 2006]. При близких средних значениях глубин до сейсмофокальной поверхности, угол погружения и скорость движения Восточно-Камчатского сегмента океанической плиты меньше, чем Юж-

но-Камчатского. Можно предположить, что при большем расстоянии от оси глубоководного желоба и меньшим углом наклона сейсмофокальной зоны, для Восточно-Камчатского сегмента океанической плиты (а именно, для района КВЦ) была характерна “пологая” субдукция. В таком случае, при близких расстояниях между ФЗ и ТЗ, в Карымском вулканическом центре не была достигнута та глубина под ТЗ, на которой произошло бы заметное частичное выплавление обогащенных водных силикатных расплавов. Базальты южного и центрального секторов КВЦ отличаются переходными геохимическими признаками между породами ФЗ и типично ТЗ и можно согласиться с [Колосков, 2001], что ТЗ КВЦ скорее относится к промежуточной зоне Камчатской островной дуги. По [Portnyagin et al., 2007] вовлечение субдукционного компонента в виде расплава или субкритической жидкости в генезисе магм под Камчаткой предполагается при температурах 700–800°C, которые требуются для отделения воды при плавлении осадков или базальтов. Они могут быть достигнуты на глубине ≥ 120 км при субдукции холодной океанической плиты, такой как Тихоокеанская плита, поддвигаемая под Камчатку. Предполагаемая глубина субдукционной зоны под южным сектором КВЦ составляет 120–130 км [Gorbatov et al., 1997; Portnyagin et al., 2007]. Высокая флюидная составляющая в базальтах вулкана Мутновский и повышенные значения высокотемпературного субдукционного компонента (Th, Zr, U, La, Nb) в базальтах вулкана Горелый могут быть обусловлены более длительным процессом субдукции в Южно-Камчатском сегменте и ее стационарным режимом, когда температура субдуцируемой плиты в плейстоцене могла быть достаточно высокой. Все эти факторы и определили, вероятно, более обогащенный характер рассматриваемых базальтов Южно-Камчатского сегмента Камчатской островной дуги [Duggen et al., 2007] по сравнению с КВЦ (Восточно-Камчатский сегмент). Различия в геохимических показателях базальтов КВЦ и рассматриваемых вулканов Южной Камчатки могут быть связаны и с составом мантийного источника, различной степенью его обогащения-обеднения. Так отношение Nb/Y для базальтов вулкана Мутновский варьирует в пределах 0.04–0.08, а в базальтах вулкана Горелый составляет 0.13–0.17, реже 0.27, что намного превышает этот показатель для лав КВЦ. О различии в составе мантийного источника свидетельствуют и изотопные отношения стронция и ниобима — базальты Южной Камчатки тяготеют к среднему составу Индоокеанского MORB.

Авторы выражают искреннюю благодарность доктору геол.-мин. наук А.В. Колоскову и кандидату геол.-мин. наук С.А. Хубуная за обсуждение статьи и ценные замечания.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ № 11-05-00602-а и проектов ДВО РАН № 09-III-A-08-424 и № 12-III-A-08-171.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А.* Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология. 2006. Т. 14. № 3. С. 248–266.
- Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Вольнец О.Н. и др.* Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. М.: Наука, 1993. 528 с.
- Вольнец О.Н., Успенский В.С., Аношин Г.Н. и др.* Эволюция геодинамического режима магмообразования на Восточной Камчатке в позднем кайнозое (по геохимическим данным) // Вулканология и сейсмология. 1990. № 5. С. 14–28.
- Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура) / Отв. ред. Масуренков Ю.П. М.: Наука, 1980. 292 с.
- Гриб Е.Н.* Петрология продуктов извержения 2–3 января 1996 г. в кальдере Академии Наук // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 71–97.
- Гриб Е.Н., Леонов В.Л.* Эволюция магматических очагов кальдер южного сектора Карымского вулканического центра. Ч. I. Геология, строение и состав пирокластических потоков // Вулканология и сейсмология. 2004а. № 4. С. 21–40.
- Гриб Е.Н., Леонов В.Л.* Эволюция магматических очагов кальдер южного сектора Карымского вулканического центра. Ч. II. PTF — условия кристаллизации игнимбритообразующих расплавов, эволюция магматизма // Вулканология и сейсмология. 2004б. № 5. С. 23–37.
- Гриб Е.Н., Перепелов А.Б.* Оливинсодержащие базальты Карымского вулканического центра: минералогия, петрогенезис, источники магм // Вулканология и сейсмология. 2008. № 4. С. 1–22.
- Гриб Е.Н., Леонов В.Л., Перепелов А.Б.* Геохимия вулканических пород Карымского вулканического центра // Вулканология и сейсмология. 2009. № 6. С. 3–25.
- Иванов Б.В.* Извержение Карымского вулкана в 1962–1965 гг. и вулканы Карымской группы. М.: Наука, 1970. 135 с.
- Колосков А.В.* Изотопно-геохимическая неоднородность плиоцен-четвертичных вулкаников Камчатки, геометрия субдукционной зоны, модель флюидно-магматической системы // Вулканология и сейсмология. 2001. № 6. С. 16–42.
- Леонов В.Л., Биндеман И.Н., Rogozin A.H.* Новые данные по Ar–Ar датированию игнимбритов Камчатки // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2008. С. 187–197.
- Леонов В.Л., Гриб Е.Н.* Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2004. 186 с.
- Мартынов Ю.А., Рыбин А.В., Дриль С.И. и др.* Продольная геохимическая зональность Курильских островов — роль субдукционных компонентов и мантийной гетерогенности в магмогенезе // Вулканизм и геодинамика. Материалы IV Всероссийско-

го симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Т. 1. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. С. 425–428.

Перепелов А.Б., Пузанков М.Ю., Иванов А.В. и др. Неогеновые базаниты Западной Камчатки – минералогическо-геохимические особенности и геодинамическая позиция // Петрология. 2007. Т. 15. № 5. С. 524–546.

Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М.: Наука, 2000. 225 с.

Селянгин О.Б. Петрогенезис базальт-дацитово-серии в связи с эволюцией вулканоструктур. М.: Наука, 1987. 148 с.

Чурикова Т.Г., Дорендорф Ф., Вернер Г. Природа геохимической зональности вкрест простирания Камчатской островной дуги // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 173–190.

Arculus R.J. Use and abuse of the terms calcalkaline and calcalkalic // J. Petrol. 2003. № 44 (5). P. 929–935.

Avers J. Trace element modeling of aqueous fluid-peridotite interaction in the mantle wedge of subduction zones // Contrib. to Mineral. and Petrol. 1998. V. 132. P. 390–404.

Bindeman I., Ponomareva V., Bailey J., Valley J. Volcanic arc of Kamchatka: a province with high- $\delta^{18}\text{O}$ magma source and large-scale $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ depletion of the upper crust // J. Geochim. et Cosmochim. Acta. 2004. V. 68. № 4. P. 841–865.

Blundy J.D., Wood B.J. Partitioning of trace elements between crystals and melts // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 210. P. 383–397.

Duggen S., Portnyagin M., Baker J., et al. Drastic shift in lava geochemistry in the volcanic-front to rear-arc region of the Southern Kamchatkan subduction zone: Evidence for the transition from slab surface dehydration to sediment melting // J. Geochim. et Cosmochim. Acta. 2007. V. 71. P. 452–480.

Kersting A.V., Arculus Q.J. Klychevskoy volcano, Kamchatka, Russia: role of high-flux recharged tapped and fractionated magma chamber(s) in the genesis of high- Al_2O_3 , from high-MgO basalt // J. Petrol. 1994. V. 35. P. 1–41.

Gorbatov A., Kostoglodov G., Soares E., Gordeev E. Seismicity and structure of the Kamchatka subduction zone // J. Geophys. Res. 1997. V. 102 (B8). P. 17833–17898.

Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Amer. J. Sci. 1974. № 4. P. 321–355.

Munker C., Worner G., Yogodzinski G.M., Churicova T.G. Behaviour of high field strength elements in subduction zone: constrains from Kamchatka-Aleutian arc lavas // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 224. P. 275–293.

Pearce J.A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins / Eds Hawkesworth C.J., Norry M.J. Continental basalts and mantle xenoliths; papers prepared for a UK Volcanic Studies Group meeting at the University of Leicester. Nantwich: Shiva Publ., 1983. P. 230–249.

Portnyagin M., Hoernle K., Plechov P., et al. Constraints on the mantle melting and composition and nature of slab components in volcanic arcs from volatiles (H_2O , S, Cl, F) and trace elements in melt inclusions from the Kamchatka Arc // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. V. 255. P. 53–69.

Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins / Eds Saunders A.D., Norry M.J. London: Geology Society, 1989. V. 42. P. 313–345.

Volynets O.N. Geochemical types, petrology and genesis of late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system // Intern. Geol. Rev. 1994. V. 36. P. 373–405.

Woodhead J., Eggins S., Gamble J. High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: Evidence for multiphase melt extraction and a depleted mantle wedge // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 114. P. 491–507.

Transverse Geochemical Zonality: The Karymskii Volcanic Center

E. N. Grib^a, V. L. Leonov^a, and A. B. Perepelov^b

^a Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Bul'var Piipa 9, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006 Russia

e-mail: gen@kscnet.ru

^b Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, ul. Favorskogo 1A, Irkutsk, 664303 Russia

e-mail: region@igc.ikr.ru

Abstract—Variation in the geochemical characteristics of basalts has been found within the Karymskii Volcanic Center (KVC). The concentrations of potassium, titanium, phosphorus, large-cation, high-charge, rare and rare-earth elements increase from the frontal zone (Pribrezhnyi Yuzhnyi, Stena, Paleo-Semyachik and Maliy Semyachik, and Ditmara volcanoes) toward the backarc zone (Odnobokii, Pra-Karymskii, and Akademii Nauk volcanoes). High ratios of fluid-mobile elements to non-mobile ones in the basalts of the frontal zone provide evidence of low-temperature aqueous fluids being involved in magma generation, with these fluids separating from the subducted oceanic plate at low pressures. The backarc zone typically shows higher Th/Nd and Th/Yb ratios, suggesting high-temperature fluids that take part in magma generation with increasing depth (and increasing temperature) as far down as the top of the subducted plate. The variation in the geochemical characteristics of the KVC basalts from the frontal to the backarc zone is less pronounced than that in the lavas of Mutnovskii and Gorelyi volcanoes in southern Kamchatka. These differences may be related to the geodynamic parameters of the subduction zone in the East Kamchatka and the South Kamchatka segments of the Kamchatka island arc, primarily to the dip angle of the Benioff zone, the distance to the trench axis, the subduction age, and possibly to heterogeneities in the mantle wedge beneath the KVC.