

УДК 551.21+550.42

“ЧЕРНЫЕ” ПИРОКСЕНИТЫ В СОСТАВЕ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ В ВУЛКАНИТАХ НЕКОТОРЫХ РЕГИОНОВ ВОСТОЧНО-АЗИАТСКОЙ ОКРАИНЫ. ЭВОЛЮЦИЯ И ПЕТРОГЕНЕЗИС. ЧАСТЬ 2. ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ, К МОДЕЛИ ПЕТРОГЕНЕЗИСА

© 2021 г. А. В. Колосков^{а, *}, В. В. Ананьев^а, П. И. Федоров^{б, **}

^аИнститут вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульв. Пийпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

^бГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

*e-mail: kolosav@kscnet.ru

**e-mail: pi_fedorov@mail.ru

Поступила в редакцию 15.12.2020 г.

После доработки 25.02.2021 г.

Принята к публикации 23.03.2021 г.

Проведена петролого-геохимическая типизация ксенолитов “черных” пироксенитов и сопутствующих им включений “зеленой” серии в регионах Вьетнама, Бакенинга и Валоваям. С появлением в “черных” пироксенитах ортопироксена или оливина состав их становится более деплетированным как по макро-, так и по микрокомпонентам. Породы ксенолитов-консервантов “зеленой” серии отличаются своей повышенной железистостью, что позволяет считать их испытанными тепловое воздействие в ходе литосферно-астеносферного взаимодействия. Вслед за японскими учеными показано, что ксенолитный материал можно использовать для реконструкции геодинамической обстановки проявления вулканизма. В ряду перехода: фронтальная часть островодужной системы – окраинный морской бассейн – континентальная окраина – существенно меняется отношение $Cr/(Cr + Al)$ в шпинелях и Fe в оливинах ксенолитов с учетом щелочного метасоматоза. Это позволило однозначно отнести проявление плиоцен-четвертичного вулканизма в районах Вьетнама и Валоваям к обстановке континентальной окраины, а новейший вулканизм Бакенинга связать с проявлением молодого рифтинга в островодужной системе. В ходе декомпрессионного плавления сопряженно меняются составы ксенолитов “черной” серии и стекол их плавления: уменьшаются содержания Al_2O_3 , TiO_2 , CaO , но возрастает SiO_2 и магнезиальность пород и расплавов. Содержания K_2O и Na_2O не зависят от этого процесса, а определяются интенсивностью проявления щелочного метасоматоза. Предложена двустадийная модель петрогенезиса: 1) образование “черных” пироксенитов как следствие кристаллизации расплавов, возникших при плавлении той части плюмогенного источника, которая наиболее близка к составу этих пироксенитов, 2) возникновение внутриплитных вулкаников как результат вторичного плавления тех же “черных” пироксенитов в обстановке щелочного метасоматоза.

Ключевые слова: петрология, геохимия, ксенолиты “черной” серии, стекла плавления, Вьетнам, Бакенинг, Валоваям, мантийные плюмы

DOI: 10.31857/S0203030621050047

ВВЕДЕНИЕ

В первой части работы [Колосков и др., 2021] подробно был изучен минералогический состав ксенолитов “черной” (авгит-содержащей) серии трех регионов: ЮВ Вьетнама, верховьев р. Валоваям, плато вулкана Бакенинг. Попутно в сравнительном плане анализировались также ксенолиты “зеленой” (диопсид-содержащей) серии, ассоциирующие с “черными” пироксенитами в одной выборке или в образцах их сонахождения. Поскольку клинопироксен является основным ин-форматором по части составов и условий образо-

вания ксенолитов обеих серий, были высказаны предварительные замечания в отношении состава литосферной мантии всех трех регионов, а для Вьетнама – отмечена специфика для той ее части, которая, возможно, испытала тепловое воздействие внедрившегося мантийного диапира. Вы-сказанные ранее положения [Колосков 1999; Arai et al., 2000, 2007; Шарков, Богатиков, 2015, 2019] о том, что пироксениты “черной” серии генетиче-ски связаны с мантийными плюмами, получили свою поддержку в ходе анализа полученных P - T характеристик, поскольку температурный

режим их образования на 100–150°C выше, чем ксенолитов предполагаемой литосферной мантии, а давление отвечает переходу от гранатовой к фации шпинелевых лерцолитов. Было показано также, что в эволюционном ряду: мономинеральные пироксениты – вебстериты – оливиновые пироксениты – происходит направленное изменение состава клинопироксенов, связанное с их инконгруэнтным плавлением в ходе подъема расплавов к земной поверхности. Вероятно, следует ожидать соответствующего изменения состава самих ксенолитов. Кроме того, были выявлены случаи проявления “аномальных” характеристик клинопироксенов в ассоциации с амфиболом и флогопитом, как следствие Na- или Na-K метасоматоза. Все это теперь можно будет проверить на основе имеющегося петролого-геохимического материала. В распоряжении авторов имеется 64 анализа петрогенного (табл. 1, 2) и 26 проб (табл. 3) редкоэлементного состава ксенолитов. Часть анализов (образцы: 103/5, 38-2а, 103/14, 104/4, 103/14а, 37в-1, 37в, 37б (геохимия)¹, 9/3а (геохимия), 9/3б (геохимия), 3/85 (геохимия), 103/1а (геохимия), 103/1б (геохимия), Бк-22-92 (химия)²) была выполнена в Лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН (г. Москва) под руководством С.М. Ляпунова. Петрогенные элементы были определены методом РФА на рентгенофлуоресцентном спектрометре S4 Pioneer. Определение п.п.п. (потери при прокаливании) проводилось весовым методом. Содержание микроэлементов были исследованы методом ICP-MS.

Кроме того, был задействован также Аналитический центр Дальневосточного Геологического института ДВО РАН (образцы: 40, В-10-К, 101, 104, 40/8, 38/2/1, 92-23г, БК-24-92, 8710ж, 8710п, 92-23г (геохимия), 92-23к (геохимия)). Содержание SiO₂ и потери при прокаливании (п.п.п.) определены методом гравиметрии, остальные петрогенные элементы – методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на приборе ICP-6500. Ряд рассеянных элементов определен рентгенофлуоресцентным методом на автоматическом спектрометре S4Pioneer, а содержания РЗЭ-методом ICP-MS на приборе Agilent 7500с. При выполнении элементного анализа ICP-MS и ICP-AES для разложения проб использовался метод сплавления с метаборатом лития (LiBO₂) в соотношении навеска : плавень 1 : 3. Величина относительного отклонения при определении микроэлементов не более 10%. Использован также силикатный состав образцов: 104/1, 38, 103/1, 33а-1, 33а, 100/6а, 101/3а, 100/6, 101/3б,

33б-1, 33б, 9/3, 9/3а, 40с, 92-23г-1, 48/1, 48/2, 48/4, 48/5, 92-23р, 48/108, 48/84, 8710м, 8710п-1, 507/32, 23–85 из [Колосков, 1999], образцов: 48/3, 48/6, 92-23е, 92-23т из [Колосков и др., 2001] и образцов: 034/3, 034/1, 26, 034/7, 034/16. 7, В-10 из [Колосков и др., 2016]. Данные анализов из разных лабораторий проверялись на их совместимость. Особое внимание мы уделяем стеклам из образцов “черных” пироксенитов, так как они несут важную информацию по части составов, условий образования и эволюции расплавов. В работе используется порядка 100 микрозондовых анализов закалочных стекол. Состав этой фазы был исследован на микроанализаторе “Сamebaх” в ИВиС ДВО РАН (с обычной точностью анализа – около 0.5%). Аналитики В.И. Чубаров, В.В. Ананьев.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ КСЕНОЛИТОВ И ИХ СТЕКОЛ ПЛАВЛЕНИЯ

Петрогенный состав изученных пород представлен в табл. 1, 2 и на рис. 1. Рассматривая “черную” серию ксенолитов как закристаллизованные магматические расплавы, можно отметить следующее. Обычные петрохимические характеристики пироксенитов как отдельных образцов, так и ксенолитов-узников (в комплексных соединениях) близки и “имитируют” состав пикробазальтов-базальтов высокомагнезиальной низкокальциевой “толеитовой” серии (см. рис. 1а, б, г). Они характеризуются относительно высоким содержанием TiO₂ на границе пород островодужного (ОД) и внутриплитного (ВП) типа (см. рис. 1в). На примере Вьетнама видно, что при переходе от мономинеральных пироксенитов к вебстеритам и оливиновым пироксенитам, с ростом кремнекислотности пород возрастает их магнезиальность, но уменьшается содержание TiO₂ (см. рис. 1в, г, табл. 1, V, VI, VII). Пироксениты Бакенинга и Валоваям отличаются пониженной титанистостью, а иногда повышенной магнезиальностью и суммарной щелочностью (см. рис. 1а, в, г, табл. 2, IV).

Полным контрастом к этому типу пород являются составы стекол “черной” серии ксенолитов. Подробнее они будут рассмотрены далее в специальном разделе. Здесь мы предварительно коснемся только некоторых их особенностей в сравнении с составом самих ксенолитов. Основная масса стекол относится к умеренномагнезиальной, высококальциевой известково-щелочной, высокотитанистой трахибазальт-трахиандезитбазальтовой серии (см. рис. 1а–г). При этом часть их характеризуется меньшей К-ой щелочностью и титанистостью, приближаясь к составу некоторых ксенолитов-узников и мономинеральных пироксенитов. В стеклах из участков плавления и перекристаллизации пироксенитов Вьетнама (см. рис. 1а, б) проявляется хорошо выраженный тренд с повышенной суммарной, а главное – ка-

¹ Взят только редкоэлементный состав.

² Взят только петрогенный состав. При отсутствии уточнения берутся оба состава.

Таблица 1. Петрогенный состав (вес. %) представительных образцов ксенолитов и вмещающих их пород Вьетнама

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13		
№ обр.	104	В-10-К	101	40	104/1	38	40/8	103/1	33а-1	33а	37а	100/6а	101/3а		
Группа	I							II							
SiO ₂	45.13	44.45	45.37	44.82	44.33	42.78	53.27	43.58	45.56	44.20	45.79	44.49	43.48		
TiO ₂	0.22	0.07	0.16	0.07	0.00	0.00	0.04	0.20	0.27	0.26	0.34	0.00	0.00		
Al ₂ O ₃	4.81	2.39	4.00	1.84	1.49	0.76	2.90	3.22	4.21	4.43	2.52	1.13	1.29		
Fe ₂ O ₃	2.84	2.04	2.45	0.62	0.63	0.00	2.54	0.83	1.22	1.41	0.71	1.75	1.28		
FeO	5.39	6.47	6.11	7.02	7.98	8.05	4.13	8.67	7.26	7.34	7.95	7.88	10.25		
MnO	0.13	0.13	0.13	0.12	0.18	0.30	0.12	0.28	0.08	0.10	0.12	0.14	0.16		
MgO	35.42	42.22	37.66	42.24	42.41	46.77	32.76	37.87	37.01	37.90	38.36	41.85	40.87		
CaO	4.84	1.59	3.44	2.24	1.73	0.93	1.71	2.80	3.13	3.20	2.15	1.83	1.78		
Na ₂ O	0.64	0.26	0.46	0.22	0.15	0.13	0.43	0.81	0.36	0.36	0.43	0.09	0.24		
K ₂ O	0.11	0.01		0.04	0.16	0.24	0.61	0.36	0.08	0.08	0.00	0.08	0.16		
P ₂ O ₅	0.02	0.01	0.01	<0.01	0.00	0.04	0.02	0.00	0.06	0.07	0.10	0.00	0.00		
H ₂ O ⁻	0.57			0.02											
ППП				0.77											
Сумма	100.13	99.63	99.79	100.02	99.06	100.00	98.52	98.62	99.24	99.35	98.47	99.24	99.51		
Mg#	90.45	91.06	90.30	91.16	90.14	91.19	91.72	88.18	89.41	89.44	89.21	89.59	87.06		
№	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	
№ обр.	103/5	38/2/ 1	38-2а	100/6	101/36	336-1	336	9/3	9/3а	40с	376	37	37В-2	37В-3	
Группа	III			IV				V			VI				
SiO ₂	46.97	47.45	49.05	43.08	46.20	49.51	49.58	46.78	48.60	42.18	50.18	50.40	51.48	51.33	
TiO ₂	0.23	0.34	0.35	1.94	1.42	0.94	0.93	1.55	1.26	1.10	0.80	0.86	0.72	0.72	
Al ₂ O ₃	13.54	12.24	10.93	13.56	10.98	6.68	6.57	9.07	7.86	11.77	6.08	5.31	5.11	5.45	
Fe ₂ O ₃	6.50	1.19	5.43	6.58	2.39	2.06	7.20	4.06	2.71	5.94	1.60	1.28	0.82	2.48	
FeO		4.08		8.22	8.73	7.43	2.88	8.76	8.74	7.17	7.27	7.06	6.87	6.11	
MnO	0.23	0.13	0.21	0.22	0.19	0.19	0.13	0.17	0.20	0.17	0.10	0.21	0.16	0.16	
MgO	14.89	16.75	17.48	12.95	12.43	15.65	16.70	12.53	14.38	12.64	17.28	18.32	17.56	17.73	
CaO	15.54	15.81	14.77	11.66	15.05	15.27	13.69	15.61	14.15	17.50	15.00	14.51	14.19	14.42	
Na ₂ O	0.93	0.88	1.10	1.13	1.45	1.1	1.14	1.56	1.51	1.29	1.21	1.10	1.00	1.05	
K ₂ O	0.24	0.14	0.19	0.12	0.24	0.16	0.20	0.24	0.53	0.24	0.24	0.36	0.15	0.15	
P ₂ O ₅	0.011	0.03	0.011	0.03		0.31	0.07	0.10	0.11	0.18	0.34	0.08	0.04	0.05	
H ₂ O ⁻	0.71	0.03	0.2	0.31		0.26	0.12		0.10			0.16	0.04	0.54	
ППП		0.45		0.19			0.33						1.64		
Сумма	99.79	99.52	99.72	99.99	99.08	99.56	99.54	100.43	100.15	100.18	100.10	99.65	99.78	100.20	
Mg#	90.07	86.61	92.73	67.36	69.32	76.94	82.94	67.84	72.01	69.59	79.40	81.04	81.21	81.39	

Таблица 1. Окончание

№	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41
№ обр.	103/14	103/4	103/14а	37в-1	37в	507/32	034/3	034/1	26	034-7	23-85	034/16	7	в-10
Группа	VI			VII			VIII							
SiO ₂	47.84	48.26	47.63	50.04	49.40	44.98	48.56	49.14	51.43	50.02	45.14	50.44	48.94	52.1
TiO ₂	1.23	1.06	1.26	1.00	1.14	3.19	2.05	2.34	1.75	1.78	1.95	2.28	2.5	1.66
Al ₂ O ₃	6.63	5.68	6.31	5.08	5.27	12.29	13.61	14.08	13.19	13.77	14.94	14.65	15.12	16.71
Fe ₂ O ₃	12.37	10.00	9.30	8.73	8.81	4.8	2.67	2.29	2.55	5.58	7.39	8.23	5.13	5.7
FeO						7.45	9.14	9.2	8.63	5.83	5.24	4.11	7.24	5.07
MnO	0.25	0.24	0.24	0.24	0.25	9.8	8.79	8.88	8.48	9.05	7.86	7.1	9.12	6.23
MgO	15.52	17.28	17.47	18.91	18.07	10.74	9.5	8.57	8.19	7.08	6.68	5.84	5.79	3.63
CaO	13.37	14.61	15.74	13.75	14.08	0.16	0.13	0.15	0.17	0.14	0.13	0.02	0.11	0.14
Na ₂ O	1.11	1.17	0.99	1.01	1.07	1.68	1.76	1.98	0.92	1.38	3.43	1.82	1.51	2.6
K ₂ O	0.22	0.27	0.24	0.26	0.27	2.55	2.7	2.9	3.16	3.31	4.12	3.24	3.71	4
P ₂ O ₅	0.036	0.055	0.044	0.057	0.067	0.46	0.16	0.49	0.33	0.38	0.87	0.43	0.19	0.72
H ₂ O ⁻	1.26	1.13	0.56	0.61	1.24	1.12	1.18	0.24	0.78	1.58	1.5	2.26	1.02	2.14
Сумма	99.82	99.75	99.78	99.68	99.67	99.22	100.25	100.26	99.58	99.9	99.25	100.42	100.38	100.7
Mg#	83.25	87.25	88.16	89.56	89.04	66.57	62.05	59.88	59.88	60.2	58.16	57.12	51.94	45.87

Примечание. Группы: I – перидотиты “зеленой” серии, II – перидотиты консерванты, III – “зеленые” пироксениты; IV–VIII – “черная” серия: IV – узники, V – пироксениты, VI – вебстериты, VII – оливиновые пироксениты, VIII – щелочные оливиновые базальты и базаниты, несущие ксенолиты.

Состав пород, не обозначенных в названии группы: 1–3, 8–11 – лерцолиты; 4–7 (щелочной), 12, 13 – гарцбургиты; 14 – пироксенит с гранатом; 17, 18 – пироксениты; 19, 20 – вебстериты; Mg# = Mg/(Mg + Fe³⁺ + Fe²⁺) атом. %.

лиевой щелочности. Это является свидетельством проявления Na- и K-Na метасоматоза, предварительно отмеченного изменением составов клинопироксенов в парагенезисе с амфиболом и флогопитом. Практически все составы стекол плавления “черной” серии располагаются в стороне от полей (1) подобных проявлений в связи с ксенолитами “зеленой” серии, в том числе и ксенолитов-консервантов Вьетнама (2), но совмещаются с полями (3) стекол плавления ксенолитов-узников.

Редкоэлементные особенности (см. табл. 3) изученных ксенолитов хорошо просматриваются на диаграммах многокомпонентного состава (рис. 2). В группе представителей “зеленой” серии Вьетнама повышенным суммарным содержанием редких элементов (см. рис. 2а, б) отличаются все пироксениты, поскольку в ксенолитах содержание микрокомпонентов в первую очередь определяется присутствием клинопироксена и его составом (если не учитывать щелочной метасоматоз). Эти пироксениты характеризуются некоторым повышением концентраций тяжелых по отношению к легким РЗЭ. Суммарно обогащен-

ным микрокомпонентами является также один лерцолит (см. рис. 2, обр. 104, табл. 3), который, судя по высоким концентрациям в нем Al₂O₃, Na₂O и CaO (см. табл. 1), отличается повышенным содержанием клинопироксена. В группу обогащенных ксенолитов попадают также лерцолиты-консерванты (см. рис. 2, обр. 103/1а и 103/1б, табл. 3), которые характеризуются обогащением клинопироксеном (высокие концентрации Al₂O₃, Na₂O и CaO для подобных лерцолитов в табл. 1). Остальная часть лерцолитов (см. рис. 2, обр. 40, В-10-к, 101, 5/85, табл. 3) и гарцбургит (см. рис. 2, обр. 40/8, табл. 3) в целом деплетированные, но характеризуются появлением резких локальных максимумов по Cs, Ba, U, Pb, Hf, Zr и минимумами по Sr, Nb, Се. Наиболее контрастно выглядит флогопит-содержащий гарцбургит (обр. 40/8), резко деплетированный в отношении высокозарядных элементов и тяжелых РЗЭ (La_(n)/Yb_(n) = 7.1), но обогащенный крупноионными литофилами. Высокая K-Na щелочность (см. табл. 1) свидетельствует о проявившемся здесь щелочном метасоматозе. В отличие от него, гарцбургит Бакенинга (см. рис. 2, обр. 92-23Г,

Таблица 2. Петрогенный состав (вес. %) представительных образцов ксенолитов и вмещающих их пород районов Бакенинг и Валоваям

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
№ обр.	92-23Г-1	48/1	48/2	92- 23Г	48-3	92-23е	БК24-92	48-6	92-23t	48-5	48-4	48-108
Группа	I				II			III	IV			
SiO ₂	38.84	41.47	38.63	40.06	49.31	43.08	50.16	48.48	50.3	48.79	48.97	48.02
TiO ₂	0.3	0.44	0.4	0.08	0.08	0	0.5	1.21	0.47	0.27	0.17	0.4
Al ₂ O ₃	2.29	0.72	1.22	1.67	5.78	8.45	6.34	11.04	6.4	6.73	6.55	6.87
Fe ₂ O ₃	0.63	1.6	2.15	1.17	2.5	2.44	4.63	3.24	7.46	2.55	2	2.05
FeO	13.45	13.02	12.67	14.62	5.85	5.21	3.42	6.35		4.52	5.9	6.65
MnO	0.16	0.2	0.2	0.24	0.16	0.17	0.16	0.17	0.17	0.14	0.16	0.15
MgO	39.75	40.69	43.46	39.24	21.95	26.42	15.75	15.1	16.13	16.2	19.74	23.36
CaO	3.94	0.92	1.2	2.14	13.3	13.72	18.08	15.24	18	18.8	15.58	11.86
Na ₂ O	0.64	0.2	0.2	0.17	0.64	0.54	0.77	1.07	0.81	0.9	0.69	0.85
K ₂ O	0.03	0.24	0.24	0.08	0	0	0.08	0.23	0.15	0.24	0	0.1
P ₂ O ₅	0.01	0.05	0.07	0.01	0.03	0.09	0.01	0.05	0.05	0.03	0.05	0.05
H ₂ O ⁻	0			0.17	0.16		0.03	0.23		0.2	0.18	0
ППП	0			0.01			0.3			0.12		
Сумма	100.04	99.55	100.44	99.66	99.76	100.12	100.23	102.41	99.94	99.49	99.99	100.31
Mg#	83.76	84.07	85.03	82.2	84.87	88.19	83.6	77.51	81.06	83.59	83.8	84.61
№	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	
№ обр.	48-84	8710м	8710п	8710п1	8710/Ж	92-23/2	bak-48	Бк-22-92	Бк-12-92	8711/1	8710	
Группа	IV	V			VI	VII						
SiO ₂	47.87	49.04	50.03	50.9	48.63	48.01	49.8	49.63	49	46.68	47.14	
TiO ₂	0.3	0.99	0.7	0.51	0.83	1.56	1.42	1.41	1.6	2.49	2.34	
Al ₂ O ₃	7.29	7.25	6.42	5.23	7.14	17.65	16.6	16.12	16.43	15.52	16.75	
Fe ₂ O ₃	2.02	2.57	3.41	2.15	2.1	6.23	10.3	10.72	6.14	3.06	3.5	
FeO	6.45	4.74	5.59	5.17	5.57	4.22			4.12	6.94	6.55	
MnO	0.19	0.13	0.14	0.1	0.14	0.17	0.19	0.21	0.18	0.21	0.1	
MgO	23.69	14.96	19.41	19.38	15.47	7.84	7.25	5.95	8.05	8.31	7.65	
CaO	11.78	18.56	12.86	14.98	18.15	8.36	8	9.38	8.36	9.72	8.66	
Na ₂ O	0.69	0.8	0.58	0.75	1.1	3.5	3.95	3.71	3.91	3.17	3.68	
K ₂ O	0	0.21	0.17	0.12	0.2	1.58	1.54	1.5	1.13	2.3	2.21	
P ₂ O ₅	0.09	0.09	0.01	0.01	0.03	0.36	0.51	0.456	0.43	0.58	0.55	
H ₂ O ⁻	0			0.13	0.2	0.34		0.72	0.34	0.5	0.56	
ППП			0.48	0.39	0.61							
Сумма	100.37	99.34	99.8	99.82	100.17	99.82	99.56	99.81	99.69	99.48	99.69	
Mg#	85.16	81.89	82.92	84.91	80.88	66.55	73.6	68.72	67.57	64.04	62.66	

Примечание. Группы Бакенинга – “зеленая” серия: I – гарцбургиты, II – пироксениты; “черная” серия: III – пироксенит, IV – вебстериты; Валоваям: V – “черные” пироксениты, VI – “зеленый” пироксенит; VII – вмещающие вулканиты: 18–21 – Бакенинг, 22, 23 – Валоваям.

Таблица 3. Редкоземельный состав (г/г) представительных образцов ксенолитов районов Вьетнам, Бакенинг, Валоваям

№ обр.	I										II			III			IV	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
№ обр.	40	В-10к	101	104	3/85	40/8	92-23г	103/1а	103/16	103/5	38/2/1	38-2а	9/3а	9/36				
Sc	14	11	15	17	8	7	12	12	17	30	53	38	40	38				
V	74	44	82	91	45	27	52	62	84	372	271	248	254	245				
Cr	1328	1464	1274	1704	3332	1381	1603	2364	1511	826	1213	1111	581	624				
Ni	2332	1893	1631	1624	2124	1838	1807	1941	1416	523	366	701	357	351				
Rb	0.77	0.12	0.08	2.04	1.57	16.90	1	0.62	2.6	2.2	2.83	1.52	5.3	4.5				
Sr	5.5	2.70	12.21	34.12	3.4	94.75	15	13.5	20	14.7	46.3	22	125	110				
Y	2.30	1.33	2.28	3.89	1.76	0.41	2	3.4	6.3	11.2	11.83	11.2	17.7	16.8				
Zr	3.70	2.25	4.85	12.56	20	12.02	5.2	15.2	27	10.3	22.86	10.9	54	47				
Nb	0.29	0.27	0.05	1.04	0.24	0.66	0.5	0.56	0.51	0.69	1.84	0.43	4.6	3.5				
Cs	0.01	0.002	0.0003	0.03	0.072	0.56	0.020	0.03	0.026	0.10	0.03	0.012	0.050	0.042				
Ba	10	4	4	10	20	56	21	20	38	57	31.45	21	58	50				
La	0.34	0.38	0.10	0.77	0.34	0.56	0.69	0.71	1.05	0.75	2.15	0.52	5.0	4.2				
Ce	0.74	3.57	0.28	1.77	1.03	1.05	1.76	1.62	3.0	1.60	4.95	1.38	12.8	11.2				
Pr	0.10	0.13	0.06	0.27	0.12	0.11	0.26	0.23	0.47	0.21	0.70	0.22	2.1	1.86				
Nd	0.45	0.52	0.41	1.25	0.56	0.43	1.23	1.10	2.4	0.99	3.06	1.27	10.8	9.6				
Sm	0.15	0.17	0.20	0.42	0.17	0.10	0.35	0.36	0.81	0.45	1.04	0.61	3.3	3.0				
Eu	0.06	0.06	0.08	0.15	0.04	0.03	0.10	0.12	0.26	0.18	0.41	0.28	1.18	1.09				
Gd	0.27	0.23	0.35	0.65	0.22	0.10	0.43	0.48	1.03	0.97	1.74	1.15	4.0	3.7				
Tb	0.05	0.04	0.06	0.11	0.04	0.02	0.07	0.09	0.17	0.22	0.33	0.24	0.63	0.59				
Dy	0.40	0.28	0.43	0.76	0.28	0.10	0.47	0.56	1.09	1.72	2.29	1.72	3.6	3.4				
Ho	0.09	0.06	0.10	0.16	0.06	0.02	0.10	0.12	0.22	0.41	0.52	0.40	0.67	0.63				
Er	0.29	0.17	0.32	0.47	0.19	0.05	0.29	0.37	0.61	1.28	1.58	1.21	1.67	1.59				
Tm	0.05	0.03	0.05	0.07	0.03	0.01	0.04	0.06	0.092	0.20	0.24	0.19	0.21	0.21				
Yb	0.30	0.19	0.29	0.46	0.23	0.05	0.28	0.40	0.57	1.28	1.52	1.18	1.25	1.21				
Lu	0.05	0.03	0.04	0.07	0.04	0.01	0.04	0.07	0.085	0.19	0.22	0.18	0.17	0.16				
Hf	1.08	0.07	0.16	0.36	0.43	0.37	0.15	0.41	0.72	0.31	0.73	0.32	1.69	1.53				
Ta	0.019	0.02	0.02	0.07	0.16	0.16	0.021	0.81	0.54	0.52	0.12	0.29	0.39	0.45				
Pb	0.41	0.02	0.86	1.42	0.21	1.11	0.58	0.09	0.13	0.10	0.38	0.068	0.38	0.31				
Th	0.059	0.013	0.02	0.09	0.07	0.13	0.07	0.09	0.056	0.044	0.093	0.044	0.12	0.12				
U	0.018	0.009	0.014	0.07	0.034	0.12	0.04	0.03	0.056	0.044	0.093	0.044	0.12	0.12				

Таблица 3. Окончание

№	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
	37б	37г	37в-2	103/14	104/4	103/14а	37в-1	37в	92-23 К	БК2492	8710/Ж	8710п
Группа	V											
	VI											
Sc	21	30.51	35.50	39	37	42	30	35	56.1	71.7	75.1	75.9
	197	222	228	297	219	242	203	196	456	277	306	243
Cr	1220	1733	1492	290	913	578	1763	1935	309	2371	686	1747
	530	442	440	326	386	380	410	433	161	310	282	296
Rb	8.4	3.07	3.04	2.5	3.9	3.3	3.4	3.1	1	1	2	3
Sr	90	78	69	69	187	149	86	81	66	56	46	171
Y	11.1	10.29	10.75	14.2	12.1	13.0	10.5	11.1	16	12	9	14
Zr	43	25.30	32.01	35	35	35	29	31	32	17.0	13.3	47.4
Nb	4.4	2.91	3.71	2.3	3.6	2.9	3.2	3.2	1.99	0.5	0.3	2.3
Cs	0.09	0.04	0.04	0.028	0.042	0.038	0.034	0.042	0.04	0.020	0.020	0.038
Ba	80	35.98	23.72	27	36	38	33	32	19	20	20	55
La	4.65	2.94	3.45	2.0	3.3	3.5	3.0	3.0	2.19	1.24	0.653	2.73
Ce	9.82	6.45	7.63	5.7	7.6	9.4	7.3	7.5	6.08	4.18	2.36	8.14
Pr	1.39	1.13	1.03	0.89	1.10	1.49	1.04	1.09	1.01	0.83	0.476	1.366
Nd	6.53	5.19	5.39	5.0	5.6	7.5	5.4	5.5	5.81	4.80	3.030	7.291
Sm	2.02	1.89	1.84	2.01	1.89	2.3	1.75	1.77	2.12	1.74	1.272	2.376
Eu	0.71	0.74	0.73	0.77	0.70	0.85	0.64	0.67	0.79	0.67	0.437	0.827
Gd	2.54	2.75	2.44	2.8	2.5	2.9	2.2	2.2	3.02	2.43	1.680	2.912
Tb	0.40	0.43	0.40	0.49	0.39	0.45	0.35	0.37	0.50	0.39	0.292	0.491
Dy	2.44	2.51	2.24	2.9	2.4	2.6	2.1	2.1	3.25	2.57	1.79	2.99
Ho	0.47	0.48	0.41	0.55	0.45	0.49	0.38	0.40	0.73	0.53	0.37	0.61
Er	1.23	1.23	1.05	1.40	1.14	1.23	0.96	0.98	1.91	1.55	1.01	1.71
Tm	0.17	0.15	0.15	0.18	0.15	0.15	0.13	0.13	0.29	0.21	0.14	0.23
Yb	1.00	0.90	0.86	1.07	0.85	0.89	0.73	0.73	1.71	1.38	0.84	1.44
Lu	0.14	0.12	0.11	0.15	0.12	0.12	0.095	0.10	0.21	0.19	0.12	0.20
Hf	1.30	0.95	0.93	1.11	0.98	1.15	0.81	0.83	0.99	0.56	0.52	1.16
Ta	1.16	1.05	0.21	0.17	0.40	0.37	0.36	0.36	0.11	0.022	0.02	0.13
Pb	0.59	0.33	0.38	0.17	0.32	0.27	0.27	0.26	0.18	0.28	0.75	0.57
Th	0.17	0.092	0.09	0.088	0.13	0.085	0.069	0.074	0.17	0.07	0.05	0.21
U	0.17	0.092	0.09	0.088	0.13	0.085	0.069	0.074	0.12	0.06	0.02	0.07

Примечание. I–III – группы: Вьетнам (кроме обр. 92-23г); I – перидотиты “зеленой” серии, II – перидотиты консерванты, III – “зеленые” пироксениты; IV–VIII – “черная” серия: IV – пироксениты, V – вебстериты, VI – оливиновые пироксениты, VII – Бакенинг, VIII – Валоваия.
 Состав пород, не обозначенных в названии группы: 1–5, 8–9 – лерцолиты, 6 – гарцбургиты (щелочной), 23, 26 – “черные” пироксениты, 24, 25 – “зеленые”; 24 – оливиновый пироксенит, 25 – мономинеральный пироксенит.

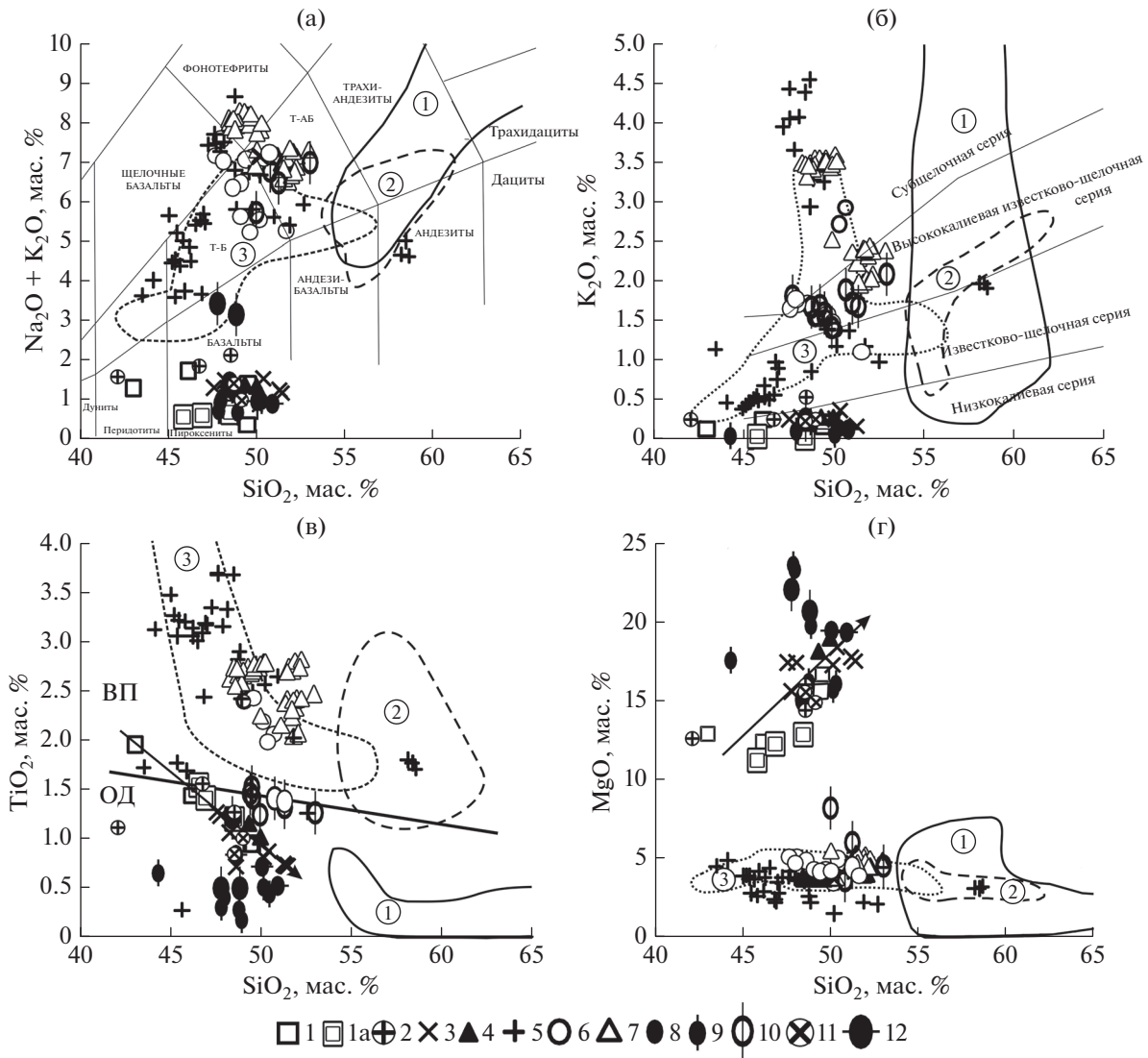


Рис. 1. Соотношение $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – SiO_2 (а), K_2O – SiO_2 (б), TiO_2 – SiO_2 (в), MgO – SiO_2 (г) в ксенолитах “черной” серии и стеклах их плавления районов: Вьетнам, Бакенинг, Валоваям.

Вьетнам – ксенолиты: 1, 1а – пироксениты-узники в образцах (1), реликты в стеклах (1а), 2 – пироксениты, 3 – вебстериты, 4 – оливиновые пироксениты, 5, 6 – стекла в пироксенитах (5), в вебстеритах (6), в оливиновых пироксенитах (7); Бакенинг – ксенолиты: 8 – пироксениты, 9 – вебстериты, 10 – стекла в оливиновых пироксенитах, верлитах; Валоваям – ксенолиты: 11 – пироксениты, 12 – вебстериты; 1, 2, 3 – поля составов стекол (цифры в кружках): ксенолитов отдельных образцов и ксенолитов-консервантов “зеленой” серии, пироксенитов-узников (“черная” серия) соответственно. Т-Б – трахибазальты, Т-АБ – трахиандезитобазальты, ОД – островодужный, ВП – внутриплитный тип вулканитов. Граничные линии на диаграммах: а, б – по [Петрографический ..., 2009; Recerillo, Taylor, 1976], в – по [Колосков, Хубуная, 2013].

табл. 3) не столь деплетирован и обогащен крупноионными литофилами. Многокомпонентные диаграммы “черных” пироксенитов отличаются простой рисовкой графиков с характерными минимумами по Zr и Rb (см. рис. 2в, д) для всех трех регионов. Подобные минимумы в “черных” пироксенитах отмечаются и в других местах их проявления, например, на п-ове Лайшау, ЮВ Китай [Yu et al., 2006]. Пироксениты “черной” серии характеризуются также суммарным обогащением как высокозарядными, так и флюидно-мобиль-

ными компонентами (см. рис. 2в, д) и редкоземельными элементами (см. рис. 2г, е). При этом в группе РЗЭ более деплетирована тяжелая составляющая, но обогащена не легкая, а промежуточная часть. Ранее уже было отмечено на примере Вьетнама, что с появлением ортопироксена или оливина направленно меняется состав клинопироксенов или характеристики пироксенитов по макрокомпонентам. Тоже можно сказать и в отношении микрокомпонентов. При переходе от мономинеральных пироксенитов к вебстеритам и

оливиновым пироксенитам возрастает их деплетированность, поскольку снижается роль клинопироксена как главного носителя этих элементов (см. рис. 2в). В этой последовательности выпадают некоторые вебстериты (см. рис. 2в, обр. 37б, 103/14, 37/2в и 37/3в, табл. 3), либо слегка обогащенные, либо обедненные флюидомобильными компонентами или элементами цериевой группы. Это вполне объяснимо соответствующим их обогащением или обеднением щелочами (см. табл. 1). Все рассматриваемые здесь ксенолиты выносятся расплавами “внутриплитного” геохимического типа. Ранее [Колосков и др., 2017] было высказано положение, что такие ксенолиты обогащены всеми микрокомпонентами по сравнению с ксенолитами, которые выносятся расплавами “островодужного” типа. Для того, чтобы проверить это положение, были привлечены дополнительные данные по ксенолитам из Авачинского и Харчинского вулканов. Авачинские гарцбургиты фронтальной зоны островодужной системы имеют крайне деплетированный состав, и соответствующие им поля располагаются в стороне от составов “внутриплитных” ксенолитов (см. рис. 2а, б). В пределах Тихоокеанской окраины обнаружены в настоящее время только два места с таким деплетированным типом ксенолитов: на Камчатке и еще в пределах фронтальной зоны Лусон-Тайваньского позднекайнозойского вулканического пояса на вулкане Ирайя, о. Батан [Arai et al., 2007]. Менее деплетированы лерцолиты Харчинского вулкана. Но большая часть лерцолитов “внутриплитного” типа также располагаются в стороне от полей составов ксенолитов этого вулкана (см. рис. 2а, б). То же можно сказать и в отношении полей пироксенитов вулканов Шивелуч и Харчинский (см. рис. 2в–е).

Стекла плавления встречаются практически в каждом образце ксенолита. Обычно они имеют характер пленочных выделений по границам зерен или их агрегатов. Часто отмечается присутствие расплавленных микровключений стекла в минералах. В пироксенитах “черной” серии стекловатая фаза обычно присутствует в виде пористого пемзовидного заполнителя в участках их вторичного плавления и перекристаллизации, составляя иногда до 10–20% объема породы. Мы уже видели сколь контрастно выглядят стекла “черных” пироксенитов по сравнению с составами самих ксенолитов на обычных классификационных диаграммах (см. рис. 1а–г). Проведем теперь такое же сопоставление в несколько ином ракурсе в целях извлечения большей петрологической информации (рис. 3). Во-первых, здесь хорошо видно отличие гипербазитов-консервантов “зеленой” серии Вьетнама от магнезиальных лерцолитов той же серии. В целом они отличаются большей железистостью, как это предполагалось при анализе клинопироксенов, но имеют реликтовые магнезиаль-

ные составы (см. рис. 3а–в, д, е), что говорит об их вторичном происхождении за счет магнезиальных перидотитов.

Пироксениты-узники, которые образовались при кристаллизации расплавов, внедрившихся в эти перидотиты и способствовавших их преобразованию, сходны по составу с основной массой однородных пироксенитов “черной” серии. Те и другие имеют “плюмогенное” происхождение. Все ксенолиты, однако, в ходе выноса их на земную поверхность испытали дополнительное преобразование-перекристаллизацию и плавление. Стекла плавления ксенолитов “черной” серии – поля (3), как и составы самих ксенолитов (бывшие расплавы), по всем параметрам отличаются от составов стекол, ассоциирующих с ксенолитами “зеленой” серии – поля (1). Это касается и “зеленых” консервантов, хотя их стекла заметно более титанистые – поля (2).

В первой части работы степень декомпрессионного плавления “черных” пироксенитов Вьетнама определялась на основании изучения трендов изменения состава их клинопироксенов. В общем плане при увеличении магнезиальности клинопироксенов (возрастание степени плавления) в их составе уменьшается содержание Al_2O_3 , TiO_2 и Na_2O . Содержание CaO либо слегка возрастает в условиях ортопироксенового контроля и Na -щелочности, либо резко падает. Каждый из этапов протекания этого процесса характеризуется равновесным сосуществованием как кристаллической, так и расплавной составляющей. Но состав их меняется при переходе от этапа к этапу. В первой части работы на основании изучения составов клинопироксенов были выделены три уменьшающиеся по глубине возникновения, но возрастающие по интенсивности проявления стадии их декомпрессионного плавления: пироксенитовая (1), вебстеритовая (2) и оливин-пироксенитовая (3). Относящиеся к этим стадиям составы стекол плавления представлены в табл. 4, а соответствующие им тренды изменения состава – на рис. 3. При переходе от 1-й к 3-й стадии (уменьшение глубины, но возрастание степени плавления) параллельно и в стеклах, и в ксенолитах увеличиваются концентрации: SiO_2 (см. рис. 3а), но уменьшаются – TiO_2 (см. рис. 3б), Al_2O_3 (см. рис. 3г) и CaO (см. рис. 3д). При этом стрелки внутри стадий оказываются развернутыми (см. рис. 3а) или смещенными (см. рис. 3б, г) от их первоначального направления в сторону испытывавших плавление ксенолитов в результате наложенного щелочного метасоматоза. Содержание K_2O (см. рис. 3в) и Na_2O (см. рис. 3е) в ксенолитах низкое и практически не меняется в ходе декомпрессионного плавления, но зато резко возрастает в стеклах плавления по мере возрастания щелочного метасоматоза.

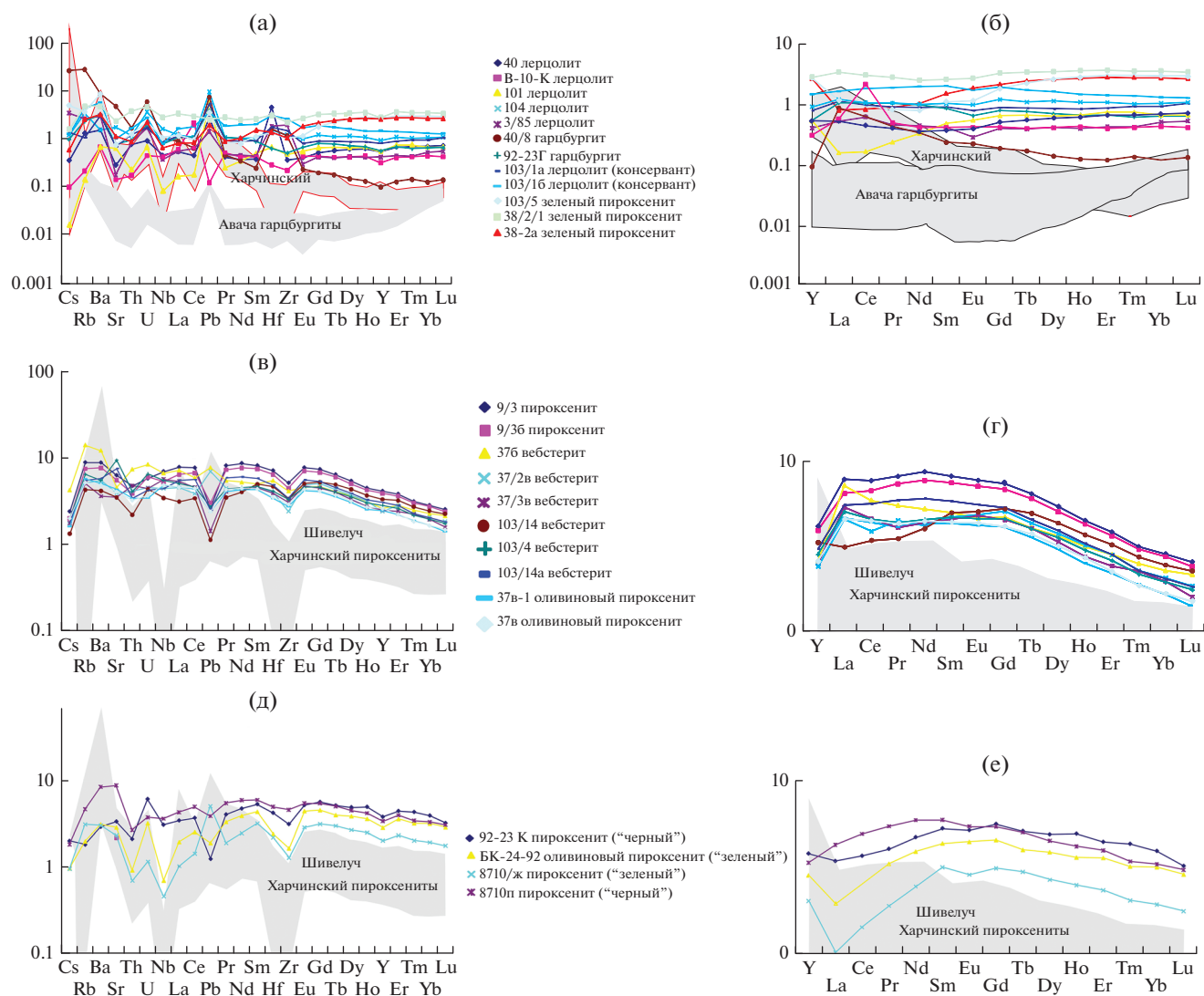


Рис. 2. Многокомпонентные диаграммы состава ксенолитов “зеленой” серии Вьетнама и Бакенинга (а), (б), пироксенитов “черной” серии Вьетнама (в), (г), “зеленых” и “черных” пироксенитов Бакенинга и Валоваям (д), (е). Номера образцов соответствуют приведенным в табл. 3. Элементы нормированы по хондриту C^1 в соответствии с работой [McDonough, Sun, 1995]. Для построения полей “островодужных” составов, кроме материалов авторов, использованы данные из работы [Ionov, 2010, Siegrist et al., 2019].

Стекла плавления гранат-содержащих пироксенитов отличаются низкой титанистостью (см. рис. 3б), а их тренды сходны с таковыми для 2-й стадии плавления Вьетнамских пироксенитов.

Совсем иной характер соотношения между составами стекол и ксенолитов наблюдается для Бакенинга. Тренды 4 стекол Бакенинга (см. рис. 3) в большинстве случаев также направлены в сторону испытавших плавление ксенолитов, но еще более вытянуты и почти достигают составов этих объектов. Возможно, это свидетельствует о заметно большей степени плавления при их образовании и меньшей глубинности.

Таким образом, при одном и том же составе объекта плавления состав расплавов может суще-

ственно меняться в зависимости от глубины, степени плавления и участия процессов щелочного метасоматоза.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Типизация ксенолитов в связи с особенностями их структурного положения. На Камчатке, как и в некоторых других развитых островодужных системах, помимо собственно островодужных вулканитов проявился особый тип вулканических пород, который по своим петрографическим и геохимическим признакам сходен с внутриплитными базальтоидами континентальных и океанических областей. Этот тип вулканитов рас-

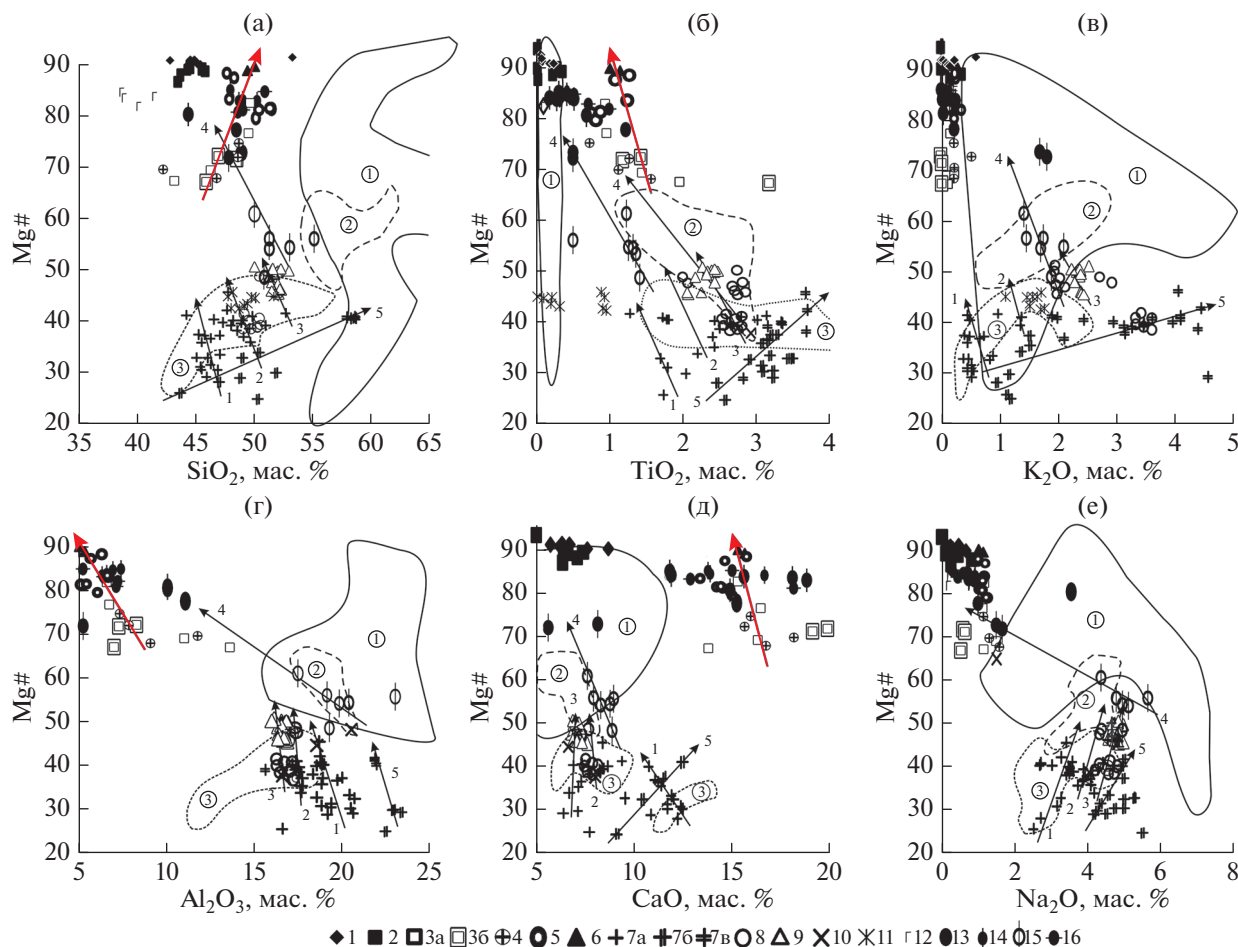


Рис. 3. Соотношение Mg#–SiO₂ (а), Mg#–TiO₂ (б), Mg#–K₂O (в), Mg#–Al₂O₃ (г), Mg#–CaO (д), Mg#–Na₂O (е) в ксенолитах и их стеклах плавления Вьетнама, Бакенинга и Валоваям.

Вьетнам – ксенолиты: 1, 2 – “зеленая” серия (1 – магнезиальные лерцолиты, 2 – железистые гипербазиты-консерванты), 3–6 – “черная” серия (3 – узники в сложных ксенолитах (а), реликты в стекле (б), 4 – мономинеральные пироксениты, 5 – вебстериты, 6 – оливиновые пироксениты), 7–11 – стекла (7 – в пироксенитах обычного плавления (а), в ассоциации с амфиболом (б) и с флогопитом (в), 8 – в вебстеритах, 9 – в оливиновых пироксенитах, 10 – в ксенолитах-консервантах “зеленой” серии, 11 – в пироксенитах с гранатом); Бакенинг – ксенолиты: 12 – гарцбургиты, 13 – “черные” пироксениты, 14 – “черные” вебстериты, 15 – оливиновые пироксениты-верлиты стекла; Валоваям: 16 – “черные” пироксениты-вебстериты.

Поля составов стекол (цифры в кружках): 1 – магнезиальных лерцолитов, 2 – железистых гипербазитов консервантов, 3 – ксенолитов-узников.

Тренды изменения составов ксенолитов “черной” серии Вьетнама (красная стрелка) и стекол: 1–3 – Вьетнама по стадиям плавления, 4 – оливиновых пироксенитов Бакенинга, 5 – щелочного плавления пироксенитов Вьетнама. Mg# = Mg/(Mg + Fe³⁺ + Fe²⁺) атом. %.

смачивается в качестве внутриплитного геохимического типа в современной островодужной системе [Волынец, 1993; Колосков и др., 1997, 2017] и на континентальной окраине [Колосков и др., 2016]. Именно с таким типом вулканитов связаны рассматриваемые проявления ксенолитов как “зеленой”, так и “черной” серий во Вьетнаме, на Бакенинге и в районе Валоваям.

Базальтоиды островодужного типа несут включения ультрамафитов, среди которых выделяются две ассоциации: 1) дунит-гарцбургитовая с подчиненной ролью верлитов, пироксенитов,

кортландитов, горнблендитов и 2) дунит-верлит-пироксенитовая, в которой резко преобладают амфибол-содержащие пироксениты, с подчиненной ролью верлитов, горнблендитов и кортландитов. Первая ассоциация представлена главным образом на вулканах фронтальной зоны: Авачинском, Корякском, Кроноцком. Вторая – встречается вдали от фронтальной зоны на вулканах: Шивелуч, Харчинский, Заречный, Ключевской, Безымянный.

В работе [Колосков и др., 2017] показано существенное различие в изотопно-геохимическом и

Таблица 4. Петрогенный состав (вес. %) стекол плавления ксенолитов "черной" серии Вьетнама и Бакенинга

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
№ обр.	40с												
Группа	I												
SiO ₂	46.9	45.38	46.24	45.96	47.05	45.44	46.26	45.23	49.56	48.81	48.99	47.65	47.69
TiO ₂	2.44	1.77	3.05	1.68	3.17	3.05	3.13	3.26	2.48	2.63	2.41	3.69	3.68
Al ₂ O ₃	23.32	18.86	19.42	18.56	20.4	18.86	19.72	17.74	17.57	17.55	17.15	18.74	18.73
FeO	9.95	15.53	11.28	15.27	9.93	11.85	11.48	11.66	10.39	10.79	10.06	9.19	8.83
MnO	0.2	0.3	0.33	0.3	0.34	0.32	0.32	0.32	0.21	0.11	0.16	0.09	0.1
MgO	2.17	3.88	2.89	4.15	2.78	3.69	3.7	3.87	3.64	3.95	3.78	3.74	4.14
CaO	12.2	12.34	11.69	12.02	11.9	11.36	11.2	11.45	7.72	8.42	7.65	8.24	8.35
Na ₂ O	2.69	3.13	4.32	3.24	4.56	4.06	3.82	4.05	3.46	3.85	4.7	3.26	3.4
K ₂ O	0.96	0.45	0.52	0.47	0.89	0.45	0.67	0.41	3.25	2.93	3.28	4.43	4.05
Sum	100.84	101.63	99.74	101.65	101.04	99.11	100.3	98.02	98.27	99.03	98.19	99.03	98.98
Mg#	27.99	30.81	31.34	32.63	33.28	35.69	36.48	37.16	38.43	39.48	40.10	42.07	45.52
№	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
№ обр.	103/14												
Группа	103/14a												
№ обр.	37												
Группа	II												
SiO ₂	50.19	49.66	49.11	50.75	50.42	49.30	49.45	49.04	49.90	49.67	50.31	50.22	49.03
TiO ₂	2.18	2.42	2.39	2.05	1.98	2.73	2.68	2.65	2.73	2.77	2.78	2.78	2.71
Al ₂ O ₃	17.64	17.66	17.24	17.40	17.32	16.77	16.97	16.65	16.99	16.86	16.94	17.07	16.85
FeO	11.76	12.59	12.83	9.08	9.24	10.19	10.35	10.10	10.19	10.26	10.13	10.15	10.20
MnO	0.18	0.21	0.00	0.00	0.10	0.17	0.00	0.14	0.24	0.15	0.00	0.15	0.20
MgO	3.37	3.88	4.18	4.60	4.90	3.64	3.71	3.64	3.70	3.76	3.77	3.79	3.83
CaO	6.66	7.13	7.27	7.32	7.65	7.88	7.80	7.90	7.75	7.96	7.97	7.69	7.85
Na ₂ O	4.14	3.69	4.06	4.29	4.35	4.70	4.65	4.76	3.47	4.72	4.47	4.20	4.62
K ₂ O	1.37	1.52	1.53	2.92	2.71	3.55	3.51	3.55	3.43	3.51	3.51	3.60	3.47
Sum	98.14	99.46	99.35	99.29	99.43	98.93	99.12	98.43	98.40	99.66	99.88	99.65	98.67
Mg#	33.80	35.45	36.73	47.45	48.59	38.90	38.98	39.11	39.29	39.51	39.87	39.95	40.09
№	27												
№ обр.	III												
Группа	III												
SiO ₂	50.19	49.66	49.11	50.75	50.42	49.30	49.45	49.04	49.90	49.67	50.31	50.22	49.03
TiO ₂	2.18	2.42	2.39	2.05	1.98	2.73	2.68	2.65	2.73	2.77	2.78	2.78	2.71
Al ₂ O ₃	17.64	17.66	17.24	17.40	17.32	16.77	16.97	16.65	16.99	16.86	16.94	17.07	16.85
FeO	11.76	12.59	12.83	9.08	9.24	10.19	10.35	10.10	10.19	10.26	10.13	10.15	10.20
MnO	0.18	0.21	0.00	0.00	0.10	0.17	0.00	0.14	0.24	0.15	0.00	0.15	0.20
MgO	3.37	3.88	4.18	4.60	4.90	3.64	3.71	3.64	3.70	3.76	3.77	3.79	3.83
CaO	6.66	7.13	7.27	7.32	7.65	7.88	7.80	7.90	7.75	7.96	7.97	7.69	7.85
Na ₂ O	4.14	3.69	4.06	4.29	4.35	4.70	4.65	4.76	3.47	4.72	4.47	4.20	4.62
K ₂ O	1.37	1.52	1.53	2.92	2.71	3.55	3.51	3.55	3.43	3.51	3.51	3.60	3.47
Sum	98.14	99.46	99.35	99.29	99.43	98.93	99.12	98.43	98.40	99.66	99.88	99.65	98.67
Mg#	33.80	35.45	36.73	47.45	48.59	38.90	38.98	39.11	39.29	39.51	39.87	39.95	40.09
№	48.94												
№ обр.	2.58												
Группа	16.46												
Группа	10.63												
Группа	0.20												
Группа	4.10												
Группа	7.55												
Группа	4.62												
Группа	3.41												
Группа	98.49												
Группа	40.73												

Таблица 4. Окончание

№	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	
№ обр.	37в-1			92-23р			48-102 верлит			48-19 верлит	
Группа	III			пирокс			верлиты				
SiO ₂	51.78	51.16	51.71	49.99	55.11	50.81	53.00	50.01	51.29	51.24	
TiO ₂	2.23	2.15	2.30	2.25	0.48	1.40	1.25	1.22	1.32	1.37	
Al ₂ O ₃	16.58	16.32	16.56	16.15	23.03	19.30	20.37	17.48	19.91	19.16	
FeO	8.42	8.96	8.80	9.44	1.99	6.74	6.74	9.42	6.73	8.42	
MnO	0.00	0.15	0.00	0.16	0	0.00	0.00	0.18	0.00	0.14	
MgO	3.97	4.76	4.76	5.43	1.42	3.56	4.52	8.23	4.46	6.01	
CaO	7.55	7.03	7.21	6.84	8.94	8.84	8.74	7.60	8.30	7.93	
Na ₂ O	4.79	4.77	4.67	4.79	5.62	4.91	4.92	4.32	5.09	4.75	
K ₂ O	2.38	2.36	2.39	2.52	1.45	1.88	2.09	1.41	1.70	1.74	
Sum	98.43	98.41	99.23	98.57	98.04	97.44	101.63	99.87	98.80	100.76	
Mg#	45.66	48.63	49.08	50.62	55.98	48.49	54.44	60.89	54.15	55.98	
№	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	
№ обр.	37			100/6			33 а-1				
Группа	вебстериты		вебстерит	оливиновый пироксенит			оливиновый пироксенит				
SiO ₂	49.95	51.01	55.86	55.27	53.06	53.14	52.15	51.14	54.71	53.24	
TiO ₂	1.76	1.86	1.74	1.81	3.69	1.85	1.77	1.84	1.84	1.84	
Al ₂ O ₃	17.39	18.5	18.32	16.71	16.68	16.83	16.96	17	17.21	17.37	
FeO	12.35	10.04	6.98	8.85	8.18	9.24	8.93	10.57	8.33	8.9	
MnO	0.2	0.16	0.14	0.13	0.14	0.16	0.15	0.17	0.13	0.13	
MgO	3.99	3.75	3.15	3.65	3.5	4.1	4.07	4.9	3.9	4.17	
CaO	6.05	6.3	6.44	7.01	8.24	7.51	7.41	7.26	7.06	7.44	
Na ₂ O	4.28	4.49	4.15	3.99	3.74	4.3	3.95	4.08	4	3.94	
K ₂ O	2.09	2.44	1.32	1.26	1.19	1.54	1.47	1.52	1.66	1.61	
Sum	98.05	98.55	98.11	98.72	98.41	98.69	96.86	98.48	98.86	98.68	
Mg#	36.54	39.96	44.57	42.36	43.26	44.16	44.82	45.24	45.48	45.50	

Примечание. 1–31, 38–48 – Вьетнам; 32–37 – Бакенинг; 32 – пироксенит, 33–37 – верлиты; 38–48 – ксенолиты-узники; I–III – стадии плавления: существенно пироксенитового (I), вебстеритового (II), оливин-пироксенитового (III) контроля.

минералогическом составе ксенолитов, ассоциирующихся с вулканическими породами “внутриплитного” и “островодужного” типа на Камчатке. Подобные различия химического и редкоземельного состава хорошо видны на рис. 2 и 4. Хотя для некоторых метасоматически обогащенных ксенолитов вулканов Харчинского и Шивелуч наблюдается перекрытие полей в отношении флюидомобильных компонентов и элементов Се-группы. Увеличение степени плавления ксенолитов как “зеленой”, так и “черной” серий ведет к возрастанию их деплетированности, а щелочной метасоматоз, напротив, способствует выборочному обогащению наиболее мобильными элементами.

По соотношению Al_2O_3 –CaO точки составов “обедненных” лерцолитов “зеленой” серии располагаются вблизи верхней границы (обогащенные перидотиты) поля континентальных лерцолитов-гарцбургитов шпинелевой фации глубинности (см. рис. 4а). Они образуют тренд 1 уменьшения содержаний Al_2O_3 и CaO по мере роста степени деплетированности, почти совпадающий с этой границей. Точки гарцбургитов этой серии, напротив, оккупируют нижнюю границу (обедненных перидотитов) этого поля также с некоторым возрастанием степени деплетированности. Исключение составляет только один из образцов гарцбургитов (40/8), испытавший щелочной метасоматоз (см. табл. 1). Лерцолит-гарцбургитовый ряд пород-консервантов “зеленой” серии образует тренд 2 перехода от обогащенных к обедненным перидотитам. При той же степени деплетированности гарцбургиты этого ряда характеризуются меньшей глиноземистостью, что может быть следствием их декомпрессионного плавления.

Ксенолиты перидотитов “островодужного” типа по соотношению Al_2O_3 –CaO в основной массе относятся к максимально деплетированным обедненным перидотитам (см. рис. 4б), глиноземистость которых иногда возрастает (тренд 3) в

случае проявления Na-K метасоматоза. Отличие их от пород “внутриплитного” типа очевидно.

Пироксениты ксенолитов “внутриплитного” типа более глиноземистые, чем их “островодужные” аналоги (см. рис. 4в). Тренды декомпрессионного плавления при переходе от пироксенитов к вебстеритам, а иногда и к оливиновым пироксенитам, наблюдаются в “черных” пироксенитах Вьетнама (см. рис. 4в, тренд 4), Бакенига и Валовой (см. рис. 4в, тренд 5). Повышенная глиноземистость некоторых составов также объясняется щелочным метасоматозом.

Проведем теперь сравнение ксенолитов из областей Восточно-Азиатской окраины с различной геодинамической обстановкой, чтобы найти место изученным регионам, исходя из особенностей состава их ксенолитного материала.

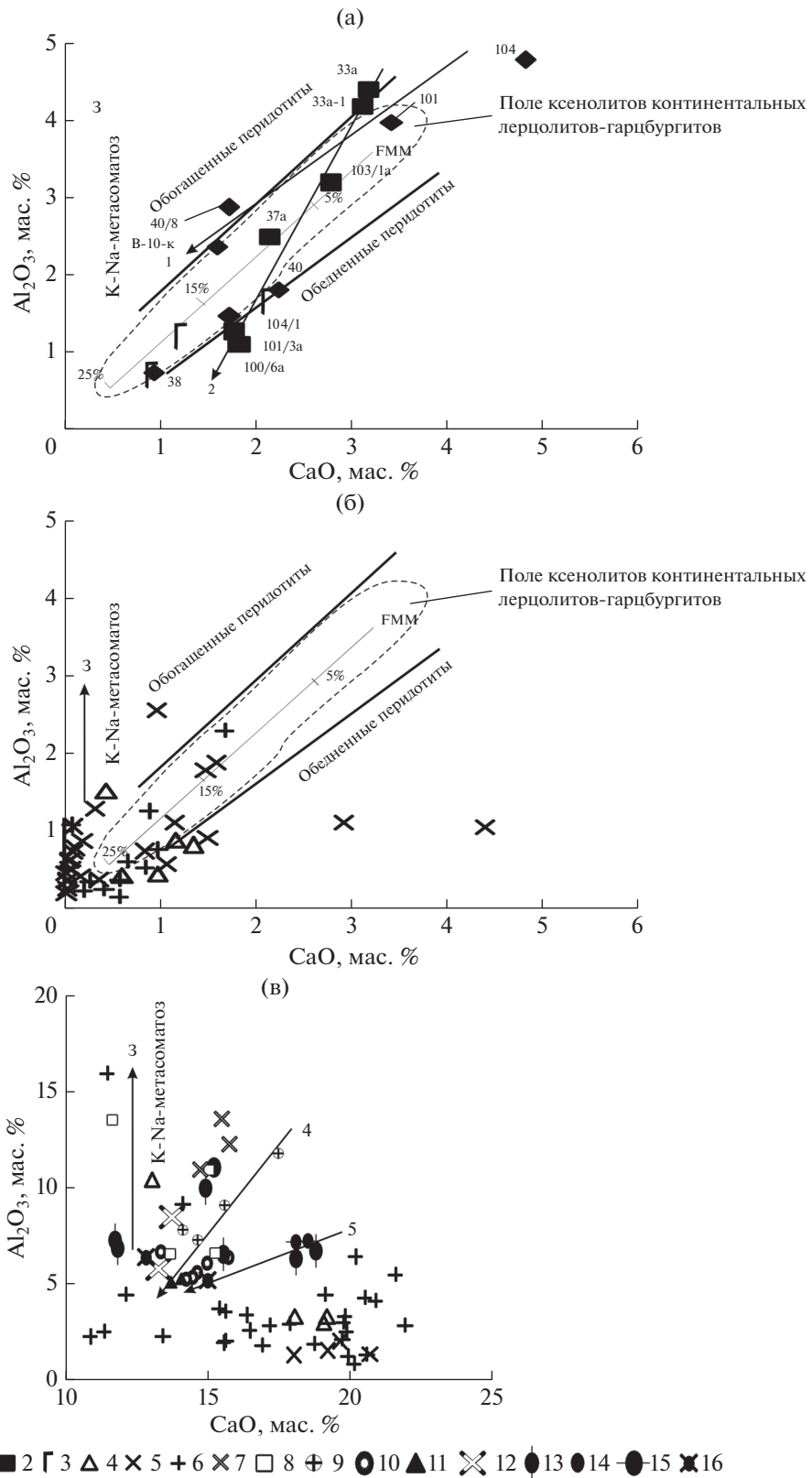
В работах [Arai et al., 2007; Arai, Ishimaru, 2008] на основе сопоставления соотношений хромистость шпинелей – магнезиальность оливинов в ксенолитах проводится интересное сопоставление регионов Восточной Пацифики в ряду от высокодеплетированных малоглубинных шпинелевых гарцбургитов фронтальной части активных островных дуг до глубинных обогащенных шпинелевых лерцолитов Евразийской континентальной окраины. Посмотрим, какое место в этом ряду занимают ксенолиты изученных регионов. С некоторыми изменениями и дополнениями этот ряд представлен на рис. 5. Считается, что наиболее деплетированными в отношении высокой хромистости шпинелей, магнезиальности оливинов и низкой натриевости клинопироксенов являются ксенолиты гарцбургитов Авачинского вулкана, сопоставимые с ксенолитами подобного состава вулкана Ирайя (о. Баган) фронтальной зоны Лусон-Тайваньской вулканической дуги [Arai et al., 2007; Arai, Ishimaru, 2008] (см. рис. 5а, б). Добавление материалов по ксенолитам из вулканов Ключевской, Харчинский и Шивелуч существенно расширяет это облако точек. Появляются составы, выходящие за рамки простой мантийной корреляции OSMA. Но в целом, Камчатские

Рис. 4. Соотношение Al_2O_3 –CaO в ксенолитах перидотитов Вьетнама, Бакенинга (а) и вулканов Авачинский, Шивелуч, Харчинского (б), а также в ксенолитах пироксенитов Вьетнама, Бакенинга, Валовой и вулканов Авачинский, Шивелуч, Харчинского (в).

а – Вьетнам – ксенолиты: 1, 2 – “зеленая” серия (1 – магнезиальные лерцолиты, 2 – железистые гипербазиты-консерванты), 3 – гарцбургиты Бакенинга. Номера анализов соответствуют приведенным в табл. 1. FMM – обогащенный тип мантийного источника для базальтов срединно-океанических хребтов; цифрами на линии плавления отмечена степень его деплетированности при отделении базальтовых расплавов [Pearce, Parkinson, 1993]. При составлении поля составов континентальных ксенолитов лерцолитов-гарцбургитов использован банк данных <http://geogok.mpch-mainz.gwdg.de/geogok/>. Тренды изменения составов: 1 – магнезиальных лерцолитов, 2 – железистых гипербазитов-консервантов, 3 – щелочного метасоматоза.

б, в – 4–6 – ксенолиты перидотитов (б) и пироксенитов вулканов (в): 4 – Авачинский, 5 – Шивелуч, 6 – Харчинского. Остальные обозначения см. рис. 4а.

в – Вьетнам – пироксениты: 7 – “зеленой” серии, 8–11 – “черной” серии (узники (8), мономинеральные (9), вебстериты (10), оливиновые пироксениты (11)); Бакенинг – пироксениты-верлиты: 12 – “зеленой” серии, 13, 14 – “черной” серии (мономинеральные (13), верлиты (14)); Валовой – “черная” серия: 15 – пироксениты, 16 – вебстериты. Тренды: 3 – то же, что на рис. 4а, б; 4, 5 – тренды декомпрессионного плавления ксенолитов Вьетнама (4), Бакенинга и Валовой (5).



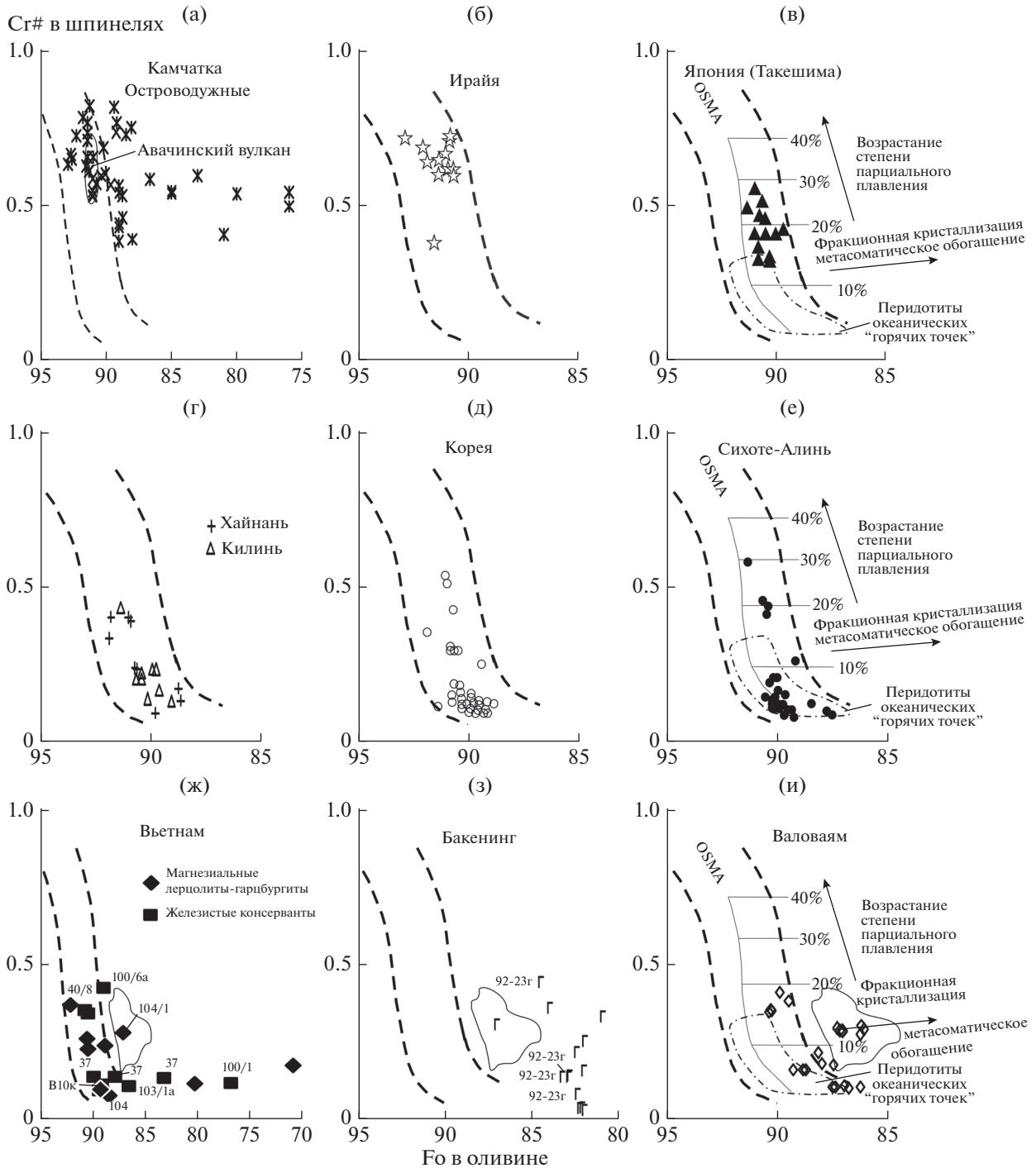


Рис. 5. Соотношение между содержанием Fo в оливинах и Cr# (=Cr/(Cr + Al) атомные отношения) в сосуществующих шпинелях из мантийных ксенолитов Западной Пацифики. OSMA – (оливин-шпинель мантийная корреляция) – тренд перidotитовых реститов в поле шпинелевых перidotитов [Arai, 1994]; тренды и поле перidotитов океанических “горячих точек” на рис. 5в, е, и (они применимы также ко всем фрагментам рис. 5) – по [Pearce, Parkinson, 1993; Arai, 1994].

ксенолиты “островодужного” типа остаются наиболее деплетированными.

Меньшей хромистостью шпинелей и несколько большей железистостью оливинов характери-

зуются ксенолиты перidotитов подводной возвышенности Такешима (см. рис. 5в), которые являются отражением мантийного состава задуговых бассейнов, поскольку были вынесены

расплавами в период раскрытия Японского моря [Ninomiya et al., 2007; Abe et al., 2008]. Двигаясь дальше в сторону материковой части Евразийской окраины можно отметить ксенолиты перидотитов о. Хайнань и р-на Килинь, ЮВ окраины Китая [Xu et al., 2002] (см. рис. 5г). Их шпинели уже минимально хромистые, а оливины максимально железистые. И все же максимальное сгущение фигуративных точек в этой критической области наименее деплетированных и наиболее глубоких составов мы наблюдаем для ксенолитов перидотитов Корейского п-ова [Arai et al., 2001; Choi, Kwon, 2005] (см. рис. 5д) и континентальной окраины в районе Сихотэ-Алинь [Arai et al., 2007] (см. рис. 5е). Такое же положение занимают точки составов шпинелей большинства лерцолитов Вьетнама как дискретного, так и комплексного (консерванты) типов (см. рис. 5ж) и Валовой (см. рис. 5и). Гарцбургиты Вьетнама более деплетированные. Часть составов лерцолитов обоих типов значительно сдвинута в сторону большей железистости оливина и попадает в поле метасоматически обогащенных перидотитов, выделенное при изучении ксенолитов на вулканах Мегата в задуговой части японской островной дуги [Abe et al., 2003]. Шпинели гарцбургитов и верлитов Бакенинга при той же низкой хромистости целиком выходят за рамки мантийной корреляции OSMA и образуют свое изолированное поле составов (см. рис. 5з). Железистые ксенолиты всех трех регионов содержат интерстиционный амфибол, а некоторые ксенолиты-консерванты Вьетнама еще и флогопит (см. рис. 5ж, обр. 100/1). Участие здесь этих вторичных процессов щелочного метасоматоза вполне аргументировано, хотя масштабы их проявления в случае Бакенинга кажутся чрезмерными. Возможно, здесь произошло образование существенно иной по составу мантии новейшего рифтогенеза. В отношении метасоматически измененных ксенолитов Шивелуча и Харчинского вулканов такой выход из области OSMA также понятен (см. рис. 5а). Но большой тренд составов шпинелей Ключевского вулкана с выходом оливина до $F_0 = 70$, по всей вероятности, имеет кумулятивное происхождение.

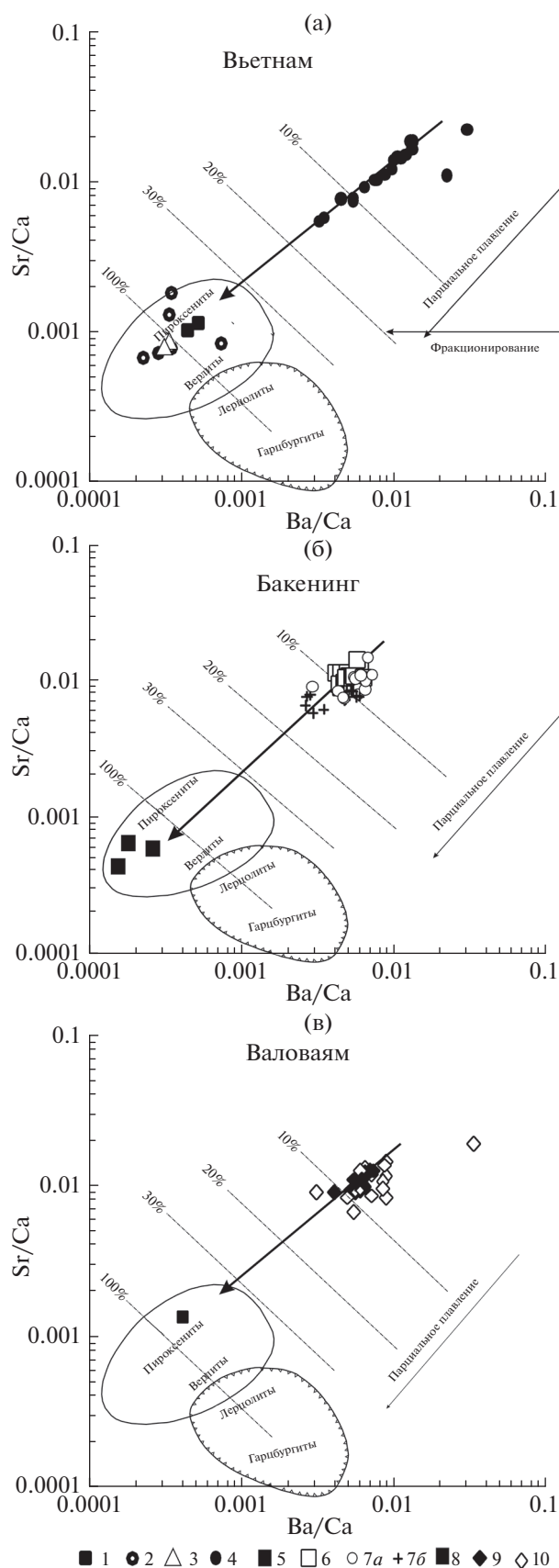
Таким образом, можно однозначно утверждать, что оба региона: Вьетнам и Валовая по типу предполагаемого мантийного субстрата относятся к континентальной окраине, а положение значительной части их мантийных составов в поле перидотитов “океанических горячих точек” подтверждает предположение об участии “плюмогенного” источника в вулканизме этих регионов.

Стекла “черных” пироксенитов как показатель изменения состава расплавов в ходе декомпрессионного плавления ксенолитов в обстановке щелочного метасоматоза. Стекла состава высокотитанистых базальтов-андезибазальтов с

высокой щелочностью – особый тип, который встречается только в ассоциации с ксенолитами “черной” серии. В “зеленой” серии таких пород отмечаются стекла более кислого и менее титанистого состава [Ryabchikov et al., 1995] (см. рис. 1, поле 1, рис. 3, поле 1). Иногда они рассматриваются [Francis, 1976; Zinngrebe, Foley, 1995; Ackermann, 2013] в составе своеобразных силикатных или силикатно-карбонатных “пакетов плавления” (melt packets). Происхождение этих пакетов описывается либо как результат распада минералов (амфибола и слюды, ортопироксена и шпинели), или как следствие реакции перидотитов с мигрирующими расплавами или флюидами в верхней мантии, а иногда как внедрения вмещающей магмы в ксенолиты.

В нашем случае стекла – это “замороженные” расплавы, которые совместно с ортопироксеном образуются в результате инконгруэнтного декомпрессионного плавления “черных” пироксенитов. А оливины и шпинели в них являются вторичными, дочерними фазами. При этом составы стекол меняются в зависимости от того, на какой глубине происходит их образование. Но картина усложняется наложением щелочного метасоматоза, который может быть разноглубинным и по-разному влиять на изменение концентраций отдельных компонентов. В общем случае выявляются такие закономерности, как уменьшение содержания SiO_2 и CaO , но увеличение TiO_2 и Al_2O_3 (в противоположность MgO) по мере возрастания глубины возникновения расплавов. Последнее особенно важно при интерпретации особенностей происхождения серий, когда глиноземистые и магнезиальные базальтоиды сосуществуют в одном непрерывном разрезе. Нет необходимости искать для них разные мантийные источники. Попеременная активность разноглубинных магматических очагов вполне объясняет наблюдаемые закономерности изменения составов.

К петрологической модели. Существующие представления о возможном происхождении ксенолитов “черной” серии подробно были рассмотрены в первой части нашей работы. Большинство исследователей сходятся во мнении о том, что эти ксенолиты образовались из расплавов (флюидо-расплавов) плюмогенного происхождения [Колосков, 1999; Arai et al., 2000, 2007; Шарков, Богатиков, 2015, 2019]. Но каков состав источника плавления? Если высокотитанистые стекла “черных” пироксенитов образуются только при плавлении пород “черной” серии, тогда как возникают сами ксенолиты этой серии, будучи первоначально “плюмогенными” расплавами? Очевидно, это может произойти при большой степени плавления той части мантийного диапира, которая близка по составу к породам этой серии. Как видно на рис. 6,



все точки составов “черных” пироксенитов, независимо от того, имитируют ли они состав плавящегося субстрата или являются результатом кристаллизации расплавов, образовавшихся при его плавлении, тесно группируются в области предполагаемых мантийных источников, что свидетельствует о большой степени его плавления при образовании этих расплавов. С другой стороны, расплавы для несущих эти ксенолиты щелочных базальтов и базанитов всех трех регионов можно получить при относительно малой степени плавления (порядка 10% и менее) тех же “черных” пироксенитов. Комплиментарные пары ксенолит-вулканит ранее были использованы для создания петрологических моделей образования вулканитов “внутриплитного” типа Бакенинга [Колосков, Ананьев, 2020] и Валовой [Колосков и др., 2018]. Как видно (см. рис. 6а), такая комплиментарная пара существует и для Вьетнама.

Проведем сопоставление полей распространения фигуративных точек ксенолитов “черных” пироксенитов рассматриваемых регионов, стекол их плавления, а также вулканитов, несущих эти ксенолиты. Для сравнения выберем также составы “островодужных” вулканитов Харчинского и Авачинского вулканов, несущих мантийные ксенолиты (рис. 7). Комплиментарные пары ксенолит-вулканит для всех трех регионов согласованно меняют свои составы в отношении SiO_2 , TiO_2 и Al_2O_3 . С уменьшением степени плавления (магнезиальности) направленно меняется состав ксенолитов Вьетнама и мы по стрелке тренда 1 последовательно попадаем сначала в поля ксенолит-содержащих вулканитов, а затем и стекол плавления (см. рис. 7а–в). Подобный переход для Бакенинга фиксируется трендом 2. В отношении Валовой картина более сложная: ксенолит-содержащие вулканиты здесь обогащены TiO_2 и Al_2O_3 , а данные по стеклам отсутствуют. Для Вьетнама и Валовой обогащение ксенолит-содержащих вулканитов и стекол для первого щелочами не связано с характером плавления. Здесь это – наложенный процесс щелочного метасома-

Рис. 6. Соотношение Sr/Ca–Ba/Ca в ксенолитах и вулканитах Вьетнама (1–4), Бакенинга (5–7) и Валовой (8–10).

Ксенолиты “черной” серии: 1, 5, 8 – мономинеральные пироксениты, 2 – везувиты, 3 – оливиновые пироксениты, 4–10 – вулканиты: 4 – щелочные базальты и базаниты, несущие мантийные включения, 6 – субщелочные базальтоиды плато, содержащие мантийные ксенолиты, 7 – лавы вулкана Бакенинг глиноземистые (а) и магнезиальные (б), 9, 10 – вулканиты внутриплитного (9) и островодужного (10) типов. Использованы данные из работ [Колосков и др., 2016, 2018; Колосков, Ананьев, 2020; Dorendorf et al., 2000].

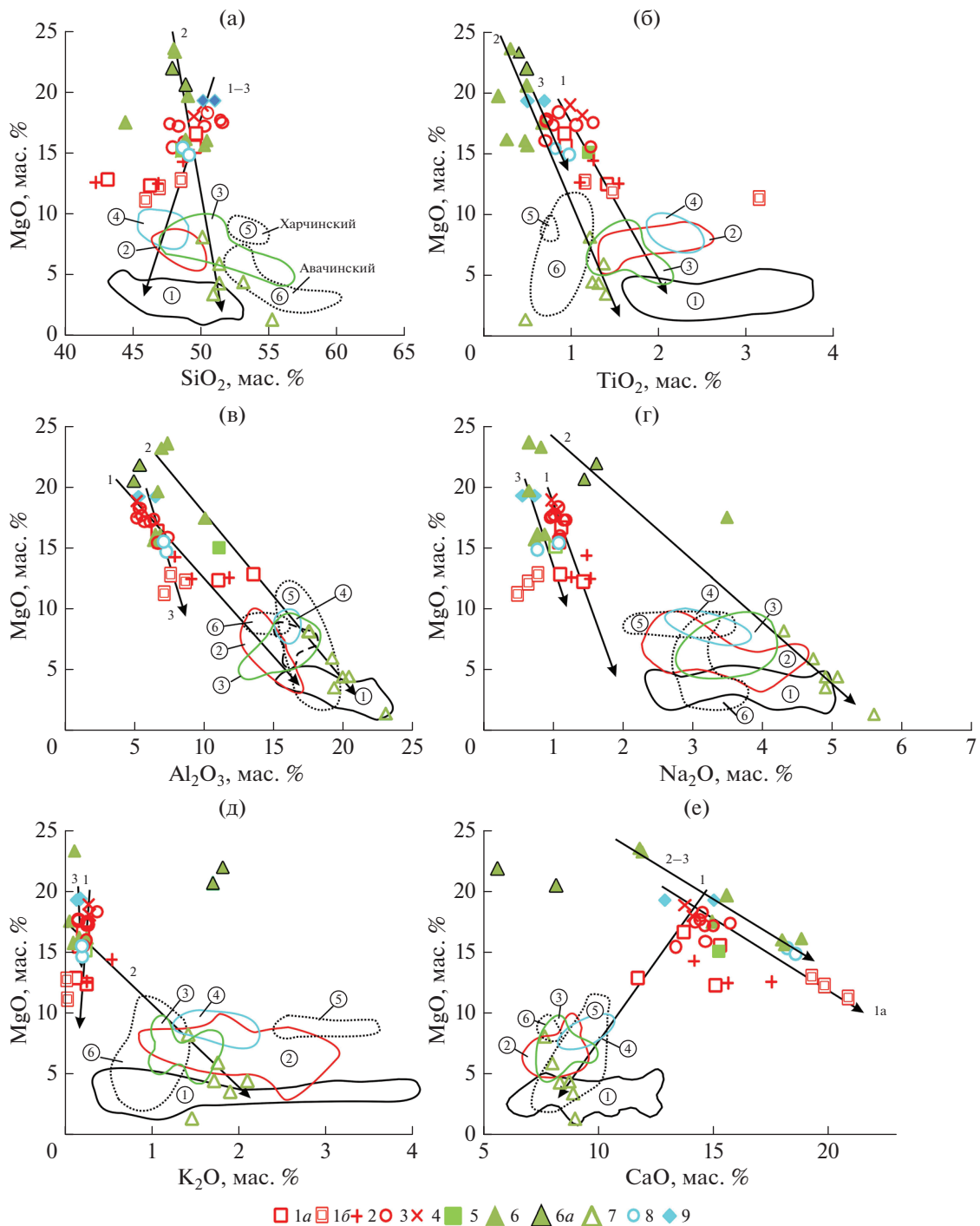


Рис. 7. Соотношение MgO–SiO₂ (а), MgO–TiO₂ (б), MgO–Al₂O₃ (в), MgO–Na₂O (г), MgO–K₂O (д), MgO–CaO (е) в ксенолитах и стеклах Вьетнама (1–4), Бакенинга (5–7) и Валовой (8, 9).

Ксенолиты “черной” серии: 1 – пироксениты-узники в сложных ксенолитах (а), реликты в стекле (б); 2, 5, 8 – моно-минеральные пироксениты; 3, 6, 6a – реликты в стекле; 9 – вебстериты; 4 – оливиновые пироксениты; 7 – стекла в оливиновых пироксенитах. Поля составов: стекол плавления ксенолитов Вьетнама (1), вулканитов, несущих включения (Вьетнама (2), Бакенинга (3), Валовой (4), Харчинского (5) и Авачинского (6) вулканов). Тренды: ксенолиты-ксенолит-содержащие вулканиты-стекла для Вьетнама 1, Бакенинга 2, Валовой 3.

тоза. Касательно Бакенинга, тренды 2 взаимодействия комплементарных пар хорошо проявляются по отношению к щелочам (см. рис. 7г, д).

В случае с CaO картина не очень понятна (см. рис. 7е). Согласованно меняются только составы для Вьетнама вдоль тренда 1, хотя сам тренд раз-

дваивается в сторону реликтовой фазы пироксенитов-узников.

При этом в стороне остаются поля ксенолит-содержащих “островодужных” вулканитов обоих вулканов. Для них нужна своя система ксенолит-вулканит.

Соотношение комплиментарных пар ксенолит-вулканит-стекла по основным оксидам и трендам их селективного плавления (см. рис. 6) будет использовано для создания петрологической модели, которую мы сформулируем в заключительной части работы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведена петролого-геохимическая типизация ксенолитов “черных” пироксенитов и сопутствующих им включений “зеленой” серии в регионах Вьетнама, Бакенинга и Валоваям. С появлением в пироксенитах ортопироксена или оливина состав их становится более деплетированным как по макро-, так и по микрокомпонентам: возрастает магнезиальность и кремнекислотность пород, но уменьшается глиноземистость и титанистость, суммарное содержание редкоземельных и большинства флюидомобильных компонентов.

Состав пород ксенолитов-консервантов “зеленой” серии отличается своей повышенной железистостью, что позволяет считать их испытавшими тепловое воздействие в ходе внедрения мантийного диапира. Вслед за японскими учеными [Arai et al., 2000, 2007, 2008] показано, что ксенолитный материал можно использовать для реконструкции геодинамической обстановки проявляющей вулканизма. В ряду перехода: фронтальная часть островодужной системы – окраинный морской бассейн – континентальная окраина – существенно меняется отношение $Cr/(Cr + Al)$ в шпинелях и Fo в оливинах ксенолитов с учетом щелочного метасоматоза. Это позволило однозначно отнести проявление плиоцен-четвертичного вулканизма в районах Вьетнама и Валоваям к обстановке континентальной окраины, а новейший вулканизм Бакенинга связать с проявлением молодого рифтинга в островодужной системе. В ходе декомпрессионного плавления сопряженно меняются составы ксенолитов “черной” серии и стекол их плавления: уменьшаются содержания Al_2O_3 , TiO_2 , CaO , но возрастает SiO_2 и магнезиальность пород и расплавов. Содержания K_2O и Na_2O для Вьетнама не зависят от этого процесса, а определяются интенсивностью проявления наложенного щелочного метасоматоза. В случае Бакенинга ошелачивание расплавов происходит в ходе декомпрессионного плавления ксенолитов.

Закономерности изменения составов расплавов в зависимости от глубины их возникновения

рекомендуется учитывать при петрологических построениях.

Предложена двустадийная модель петрогенезиса: 1) образование “черных” пироксенитов как следствие кристаллизации расплавов, возникших при плавлении той части плюмогенного источника, которая наиболее близка к составу этих пироксенитов, 2) возникновение внутриплитных вулканитов как результат вторичного плавления тех же “черных” пироксенитов в обстановке щелочного метасоматоза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вольнец О.Н.* Петрология и геохимическая типизация вулканических серий современной островодужной системы / Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук М., 1993. 67 с.
- Колосков А.В.* Ультраосновные включения и вулканиты как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Научный мир, 1999. 223 с.
- Колосков А.В., Ананьев В.В.* Новые данные о возрасте, вещественном составе и геологическом строении Центральной Камчатской депрессии (ЦКД). Часть 2. минералогический состав вулканических пород и мантийных ксенолитов. К петрологической модели // Вулканология и сейсмология. 2020. № 3. С. 12–33.
- Колосков А.В., Ананьев В.В., Федоров П.И.* “Черные” пироксениты в составе мантийных ксенолитов в вулканитах некоторых регионов Восточно-Азиатской окраины. Эволюция и петрогенезис. Часть 1. Минералогический состав, условия образования // Вулканология и сейсмология. 2021. № 4. С. 3–21.
- Колосков А.В. Хубуная С.А.* Новые данные по петрологии вулканических пород района Чичинаутзин: источники магматических расплавов и происхождение Трансмексиканского вулканического пояса // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 4. С. 24–39.
- Колосков А.В., Коваленко Д.В., Ананьев В.В.* Адакитовый вулканизм на континентальной окраине и его проблематика. Часть I. Адакиты верховьев р. Валоваям – новые возрастные и вещественные характеристики, петрологическая модель // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 4. С. 3–27.
- Колосков А.В., Мартынов Ю.А., Ананьев В.В.* Новые изотопно-геохимические и минералогические данные о составе ксенолитов ультрамафитов в вулканитах Камчатско-Корякского региона. Два типа мантийного субстрата в современной островодужной системе // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36. № 2. С. 17–31.
- Колосков А.В., Пузанков М.Ю., Пирожкова Е.С.* Включения ультрамафитов в базальтоидах островных дуг: к проблеме состава и генезиса переходного слоя “коромантийной смеси” в островодужных системах // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы / Под ред. Б.В. Иванова. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 123–152.
- Колосков А.В., Федоров П.И., Рашидов В.А.* Новые данные о составе продуктов четвертичного вулканизма

- шельфовой зоны северо-западного обрамления Южно-Китайского моря и проблема астеносферного диапиризма // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 2. С. 3–28.
- Колосков А.В., Волюнец О.Н., Пономарев Г.П. и др. Ксенолиты ультрамафитов в различных геохимических типах вулканитов островодужной системы // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 485–502.
- Петрографический кодекс. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 198 с.
- Портнягин М.В., Плечев П.Ю., Матвеев С.В. и др. Петрология “авачитов” – высокомагнезиальных базальтов Авачинского вулкана (Камчатка). Часть I. Общая характеристика, состав пород и минералов // Петрология. 2005. Т. 13. № 2. С. 115–158.
- Шарков Е.В., Богатиков О.А. “Корни” магматических систем крупных континентальных изверженных провинций // Докл. РАН. 2015. Т. 460. № 5. С. 579–584.
- Шарков Е.В., Богатиков О.А. Взаимодействие растекающей головы мантийного плюма с древней литосферой: результаты изучения глубинных ксенолитов в базальтах и лампрофировых диатремах Западной Сирии // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 7. С. 899–915.
- Щека С.А., Куренцова Н.А., Волюнец О.Н. Гипербазитовый парагенезис вкрапленников базальтов // Типоморфные особенности породообразующих минералов / Под ред. Г.Б. Левашева. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 5–41.
- Abe N., Takami M., Arai S. Petrological feature of spinel lherzolite xenolith from Oki-Dogo Island: an implication for variety of the upper mantle peridotite beneath southwest Japan // Island Arc. 2003. V. 12. P. 219–232.
- Ackerman L., Spacek P., Magma T. et al. Alkaline and carbonate-rich melt metasomatism and melting of Subcontinental Lithospheric Mantle: Evidence from Mantle Xenoliths, NE Bavaria, Bohemian Massif // J. Petrology. 2013. V. 54. № 12. P. 2597–2633.
- Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation // Chem. Geol. 1994. V. 113. № 3–4. P. 191–204.
- Arai S., Ishimaru S. Insights into petrological characteristics of the lithosphere of mantle wedge beneath arcs through peridotite xenoliths: a Review // J. Petrology. 2008. V. 49. № 4. P. 665–695.
- Arai S., Abe N., Ishimaru S. Mantle peridotite from the Western Pacific // Gondwana Res. 2007. V. 11. P. 180–199.
- Arai S., Hirai H., Uto K. Mantle peridotite xenoliths from the Southwest Japan arc: a model for the sub-arc upper mantle structure and composition of the Western Pacific rim // J. Mineral. Petrol. Sci. 2000. V. 95. № 4. P. 9–23.
- Arai S., Kida M., Abe N. et al. Petrology of peridotite xenoliths in alkali basalt (11 Ma) from Boun, Korea: an insight into the upper mantle beneath the East Asian continental margin // J. Mineral. Petrol. Sci. 2001. V. 96. P. 89–99.
- Bryant J.A., Yagodzinski G.M., Churikova T.G. Melt-mantle interaction beneath the Kamchatka arc: Evidence from ultramafic xenoliths from Shiveluch volcano // Geochem., Geophys., Geosyst. 2007. V. 8. № 4. P. 1–24.
- Choi S.H., Kwon S-T. Mineral chemistry of spinel peridotite xenoliths from Baengnyeong Island, South Korea, and its implications for the paleogeotherm of the uppermost mantle // The Island Arc. 2005. V. 14. P. 236–253.
- Dorendorf F., Churikova T.G., Koloskov A.V. et al. Late Pleistocene to Golocene activity at Bakening volcano and surrounding monogenetic centers (Kamchatka): volcanic geology and geochemical evolution // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2000. V. 104. P. 131–151.
- Francis D.M. The Origin of Amphibole in Lherzolite Xenoliths from Nunivak Island, Alaska // J. Petrology. 1976. V. 17. № 3. P. 357–378.
- Ichiyama Y., Morishita T., Tamura A. et al. Peridotite xenoliths from the Shiribeshi Seamount, Japan Sea: insights into mantle processes in a back-arc basin // Contrib. Mineral. Petrol. 2016. V. 171. P. 2–16.
- Ionov D.A. Petrology of mantle wedge lithosphere: New data on supra-subduction zone peridotite xenoliths from the andesitic Avacha Volcano, Kamchatka // J. Petrology. 2010. V. 51(1–2). P. 327–361.
- Ishiwatari A. Igneous petrogenesis of the Yakuno ophiolite (Japan) in the context of the diversity of ophiolites // Contrib. Mineral. Petrol. 1985. V. 89. P. 155–167.
- McDonough W.P., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
- Ninomiya C., Arai S., Ishii T. Peridotite xenoliths from the Takeshima seamount, Japan: an insight into the upper mantle beneath the Sea of Japan // Jpn. Mag. Mineral. Petrol. Sci. 2007. V. 36. P. 1–14.
- Pearce J.A., Parkinson I.J. Trace element models for mantle melting: Application to volcanic arc petrogenesis // Magmatic Processes and Plate Tectonics: The Geological Society of London Special Publication / Eds H.M. Prichard, T. Alabaster, N.B. Harris, C.R. Neary. 1993. V. 76. P. 373–403.
- Pecerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rock from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contrib. Mineral. Petrol. 1976. V. 58. P. 63–81.
- Ryabchikov I.D., Ntaflos T., Kurat G. et al. Glass-bearing xenoliths from Cape Verde: evidence for a hot rising mantle jet // Mineral. Petrol. 1995. V. 55. P. 217–237.
- Siegrist M., Yagodzinski G., Bizimis M. et al. Fragments of Metasomatized Forearc: Origin and implications of mafic and ultramafic xenoliths from Kharchinsky volcano, Kamchatka // Geochem., Geophys., Geosystems. 2019. V. 20(9). P. 4426–4456.
- Thompson R.N. Some high-pressure pyroxenes // Miner. Magazine. 1974. V. 39. P. 768–787.
- Yu Y.G., Sun M., Yan W. et al. Xenolith evidence for polibaric melting and stratification of the upper mantle beneath South China // Asian J. Earth Sci. 2002. V. 20. P. 937–954.
- Yu J-H., O'Reilly S.Y., Zhang M. et al. Roles of melting and metasomatism in the formation of lithosphere mantle beneath the Leizhou Peninsula, South China // J. Petrology. 2006. V. 47. P. 1–29.
- Zinngrebe E., Foley S.F. Metasomatism in mantle xenoliths from Gees, West Eifel, Germany: evidence for the genesis of calc-alkaline glasses and metasomatic Ca-enrichment // Contrib. Mineral. Petrol. 1995. V. 122. P. 79–96.

**“Black” Pyroxenites in Composition of Mantic Xenolites in Volcanic Rocks from Some Areas in the East Asian Margin. Evolution and Petrogenesis.
Part 2. Petrological and Geochemical Composition, the Model of Petrogenesis**

A. V. Koloskov^{1, *}, V. V. Ananiev¹, and P. I. Fedorov^{2, **}

¹*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, bulv. Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

²*Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

**e-mail: kolosav@kscnet.ru*

***e-mail: pi_fedorov@mail.ru*

This paper presents the results of petrological and geochemical typification of xenoliths in “black” pyroxenites and associated inclusions in “green” series from Vietnam, Bakening Volcano and the Valovayam River. Orthopyroxene or olivine affects the composition of pyroxenite and makes it more depleted in both macro- and microcomponents. Rocks of xenolith-preserved of the “green” series are characterized by increased iron content, which makes it possible to consider them to have experienced thermal effect during the interaction of lithosphere and asthenosphere. Like the Japanese scientists, we managed to use xenolith material to reconstruct geodynamic setting of volcanism manifestation. Alkaline metasomatism significantly affects Cr/(Cr + Al) ratio in spinels and Fo in olivines from xenoliths during transition from the front part of the island arc system through the marginal marine basin to the continental margin. So we definitely consider Pliocene-Quaternary volcanism in the areas of Vietnam and the Valovayam River to be associated with the continental margin, and Bakening Volcano recent volcanism to be related to the young rifting in the island arc system. In the process of decompression melting the compositions of “black” xenoliths and melt glasses change in conjunction: the Al₂O₃, TiO₂, CaO contents decrease, the SiO₂ and MgO of rocks and melts increase. The K₂O and Na₂O contents do not depend on this process, but depend on the alkaline metasomatism intensity. We propose the two-stage petrogenesis model: 1) “black” pyroxenites resulted from melts crystallization formed during the melt of that part of the plumogenic source, which is closer to composition of these pyroxenites, 2) the intraplate volcanic rocks formation as the result of secondary melting of the same “black” pyroxenites under conditions of alkaline metasomatism.

Keywords: petrology, geochemistry, xenoliths of “black” series, melting glasses, Vietnam, Bakening Volcano, The Valovayam River, mantle plumes