

УДК 551.21+550.42

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

© 2020 г. А. В. Колосков^а, *, В. В. Ананьев^а

^аИнститут вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пуйна, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

*e-mail: kolosav@ksnet.ru

Поступила в редакцию 15.07.2019 г.

После доработки 21.01.2020 г.

Принята к публикации 27.02.2020 г.

Изучены особенности минералогического состава проявлений вулканизма Центральной Камчатской депрессии: плато-базальтов Озерной Камчатки, Кунч, стратовулкана Николка. Проведено сравнение этих данных с составами пород некоторых вулканов Ключевской группы, плато-базальтов вулкана Бакенинг и данными по составу ксенолитов двух типов: “островодужного” (вулканы: Ключевской, Харчинский, Шивелуч) и “внутриплитного” (плато вулкана Бакенинг). Выделены комплементарные пары вулканит-ксенолит, для которых предлагается концепция динамического развития, когда в ходе подъема расплава к земной поверхности почти синхронно меняется минералогический состав пород обеих пар, а мы порой улавливаем лишь отдельные фрагменты этого процесса. В минералогическом плане отличие рифтогенных вулканитов ЦКД от пород островодужного типа Ключевской группы заключается: 1) в большей железистости оливинов и более высоких содержаниях в них MnO и CaO, 2) большей титанистости (более 1 мас. % в первых и менее 1 мас. % во вторых) клинопироксенов, их высокой натровости (более 0.5 мас. % в первых и менее 0.5 мас. % во вторых), повышенной (иногда до 9 мас. %) глиноземистости, 3) появлении высокотитанистых хромистых шпинелидов, анортотлазов и санидинов. Эти различия определяются разной щелочностью расплавов, глубиной, составом и степенью плавления мантийного субстрата. Составы изученных пород ЦКД, как рифтогенной структуры, могли образоваться в связи с малой степенью плавления мантийных источников, близких к таковым, за счет которых образовались внутриплитные субщелочные базальты плато Бакенинга, взятые нами как эталон проявления рифтогенного вулканизма.

Ключевые слова: Центральная Камчатская депрессия (ЦКД), Ключевская группа вулканов, внутриплитный вулканизм, рифтогенез, комплементарные пары ксенолит-вулканит.

DOI: 10.31857/S0203030620030049

ВВЕДЕНИЕ

В первой части работы [Колосков и др., 2019] было проведено петрологическое рассмотрение платоэффузивов Центральной Камчатской депрессии (ЦКД) и пород вулкана Николка. Проведено их сравнение с имеющимися литературными данными по адакитам и сопутствующим им породам района р. Озерной Камчатки, по вулканитам Толбачинского центра, вулканов Шивелуч, Харчинский, Бакенинг, Начикинский и ряда объектов Ключевской группы вулканов. Установлено, что относительно “продвинутые” в эволюционном плане (более щелочные) вулканиты ЦКД по своим изотопно-геохимическим характеристикам существенно отличаются от пород Ключевской группы вулканов. Именно этот тип пород

является представительным для ЦКД как рифтогенной структуры. Породы Ключевской группы не являются типоморфными для этой структуры, а отражают этап проявления обычного орогенного вулканизма, охватившего значительно большую территорию.

Здесь мы рассмотрим особенности минералогического состава вулканитов ЦКД и сравним эти данные с составами внутриплитных платоэффузивов вулкана Бакенинг и пород островодужного типа вулканов Ключевской, Харчинский, Шивелуч. Будет использован также материал по мантийным ксенолитам, обнаруженным в некоторых из этих вулканов. В итоге будет создана обобщающая петрологическая модель на основе сочетания

Таблица 1. Представительный состав оливинов (мас. %) платоэффузивов Озерная Камчатка

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
№ обр.	2451				2452				2452/1				8813/1			
SiO ₂	40.69	39.52	38.50	37.64	42.14	40.21	40.00	39.09	41.41	40.23	39.86	39.51	38.92	37.25	35.69	35.37
FeO	9.48	14.15	22.16	26.60	5.62	12.31	15.66	19.51	8.03	14.96	16.59	18.65	21.76	28.26	34.81	37.06
MnO	0.15	0.22	0.37	0.51	0.00	0.25	0.29	0.39	0.16	0.32	0.41	0.43	0.40	0.52	0.66	0.78
MgO	48.57	44.64	38.52	34.82	53.10	46.75	44.47	41.00	50.59	45.01	43.59	42.05	39.58	33.52	27.27	25.39
CaO	0.14	0.15	0.19	0.16	0.00	0.15	0.16	0.17	0.17	0.12	0.16	0.17	0.21	0.30	0.34	0.28
NiO	0.29	0.27	0.00	0.00	0.52	0.23	0.30	0.00	0.50	0.19	0.26	0.24				
Сумма	99.32	98.95	99.74	99.73	101.38	99.90	100.88	100.16	100.86	100.83	100.87	101.05	100.87	99.85	98.77	98.88
Fo	90.13	84.90	75.60	70.00	94.40	87.13	83.50	78.93	91.82	84.28	82.41	80.08	76.43	67.89	58.27	54.98

Примечание. 2451 – андезибазальт, 2452, 2452/1 – магнезиальные базальты, 8813/1 – андезибазальт-адакит.

петролого-геохимических (первая часть работы) и минералогических характеристик.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛОГИИ ВУЛКАНИТОВ И МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ

Аналитическая база

Состав минералов вулканических пород и мантийных ксенолитов определялся с помощью рентгеноспектрального микроанализатора “САМЕВАХ” в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (с обычной точностью анализа – для макрокомпонентов около 0.5–1%, для MnO, NiO, Cr₂O₃ – около 10%). Аналитики: В.М. Чубаров, Т.М. Философова, В.В. Ананьев.

Особенности минералогического состава вулканических пород

Платоэффузивы вулкана Бакенинг представлены субафировыми базальтами с редкими вкрапленниками (до 500–600 мк) оливина: ядра – Fo_{86–87}, края – Fo_{74–75}, мелкие зерна и лейсты – Fo_{68–75}; плагиоклаза: ядра – An_{73–80}, края – An_{67–48}, микролиты – An_{16–53}; клинопироксена: дипсид Wo_{46–48}, En_{40–45}, Fs_{6–10}, салит Wo_{45–46}, En_{43–41}, Fs_{10–15}, микролиты – авгит Wo_{45–38}, En_{40–46}, Fs_{11–15}. Клинопироксены отличаются повышенным содержанием TiO₂ (до 1.7%) и Al₂O₃ (до 8.5%). Встречено несколько мелких зерен бронзита Wo_{3–5}, En_{40–73}, Fs_{22–27} и Са-амфибола. В оливинах и клинопироксенах присутствуют иногда мелкие зерна магнетита. В составе основной массы иногда встречаются мелкие зерна анортоклаза и цементирующие выделения санидина.

Платоэффузивы Озерной Камчатки представлены магнезиальными порфировыми базальтами и мегаплагиопорфировыми андезибазальтами, в которых иногда проявлены адакитовые характе-

ристики. В составе минералов вкрапленников базальтов присутствуют: оливин (табл. 1), ядра – Fo_{88–96}, краевые зоны и мелкие зерна – Fo_{82–86}; плагиоклаз: ядра – An_{73–78}, краевые зоны и микролиты – An_{56–69}; клинопироксен (табл. 2) авгит Wo_{40–43}, En_{47–49}, Fs_{9–12}. В оливинах встречаются мелкие зерна магнетитов, иногда хромпикотиты (табл. 3).

В андезибазальтах присутствует тот же набор минералов, но несколько иного состава: оливин (см. табл. 1) образует две генерации составов – Fo_{88–92} и Fo_{72–72}; плагиоклаз меняет свой состав – от An_{60–62} до An₄₉; клинопироксен (см. табл. 2) – также в двух генерациях авгитов: Wo₄₀, En₅₃, Fs₆ и Wo_{40–41}, En_{49–72}, Fs_{10–15}. В адаките возрастает железистость оливина: Fo_{75–76} (в ядрах кристаллов вкрапленников) и Fo_{58–60} (в мелких зернах) и клинопироксенов вкрапленников: Wo_{36–41}, En_{42–46}, Fs_{15–19}. При этом уменьшается их кальциевость до CaO = 12.92%. Основность плагиоклаза при этом возрастает до An_{70–73}. В основной массе присутствует стекло андезибазальтового состава (SiO₂ = 58–59%, MgO = 2.7–3.0%, K₂O = 2.5–2.7%, TiO₂ = 1.16%).

Платоэффузивы Кунч представлены субафировыми и плагиопорфировыми андезибазальтами с признаками “NEB-адакитового” (повышенные концентрации Nb до 5.95 г/т и TiO₂ до 1.34 г/т) состава. Набор минералов-вкрапленников здесь в общем такой же, как в андезибазальтах Озерной Камчатки, хотя ортопироксен (бронзит Wo₀₄, En_{72–74}, Fs_{22–24}) встречается здесь так же часто, как и клинопироксен. Оливин (табл. 4) образует две генерации: Fo_{82–86} и Fo_{67–71}. Основность плагиоклаза меняется от An_{61–65} до An_{37–52}. В основной массе обнаружены мелкие зерна анортоклаза (Or_{39–44}). В составе клинопироксена (табл. 5) также выделяются две генерации: Wo_{41–42}, En_{50–51}, Fs_{7–8} и Wo_{37–38}, En_{46–49}, Fs_{15–17}. В оливинах присутствуют мелкие

Таблица 2. Представительный состав клинопироксенов (мас. %) платоэффузивов Озерная Камчатка

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
№ обр.	2451				2452				2452/1				8813/1			
SiO ₂	53.62	51.13	51.71	50.94	52.52	51.63	52.01	52.09	52.03	51.85	52.71	51.81	51.44	51.96	52.36	48.20
TiO ₂	0.00	0.58	0.61	0.82	0.33	0.55	0.68	0.73	0.41	0.45	0.41	0.51	0.68	0.74	0.84	1.35
Al ₂ O ₃	1.68	3.18	2.58	4.50	2.93	3.50	3.28	3.11	2.99	3.39	2.64	2.46	3.52	2.13	2.38	4.87
Cr ₂ O ₃	0.60	0.56	0.30	0.31	0.60	0.66	0.43	0.00	0.71	0.74	0.00	0.28	0.25	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	3.70	5.92	7.91	8.95	5.40	5.76	6.76	7.19	5.36	6.14	7.34	7.74	9.37	11.97	11.28	10.88
MnO	0.09	0.19	0.21	0.19	0.00	0.00	0.32	0.20	0.11	0.13	0.26	0.32	0.26	0.31	0.34	0.26
MgO	18.59	16.26	16.58	14.61	16.89	16.29	16.60	16.39	16.61	16.53	16.98	16.61	16.66	19.01	16.12	14.20
CaO	20.38	20.55	19.19	17.90	21.46	21.26	20.32	20.53	21.14	20.66	19.57	18.69	17.58	12.92	17.59	18.43
Na ₂ O	0.30	0.36	0.40	0.71	0.29	0.30	0.46	0.39	0.37	0.42	0.37	0.38	0.46	0.30	0.38	0.44
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	98.96	98.73	99.49	99.09	100.42	99.95	100.86	100.63	99.73	100.31	100.28	98.80	100.22	99.34	101.29	98.63
F/FM	10.04	16.96	21.11	25.58	15.21	16.55	18.60	19.75	15.33	17.24	19.52	20.72	23.98	26.10	28.19	30.06
En	52.64	47.33	47.63	44.96	47.79	46.81	47.43	46.59	47.72	47.47	48.29	48.31	48.22	54.30	45.94	42.33
Fs	5.88	9.67	12.75	15.45	8.57	9.29	10.84	11.47	8.64	9.89	11.71	12.63	15.21	19.18	18.03	18.19
Woll	41.48	43.00	39.62	39.59	43.64	43.91	41.73	41.94	43.65	42.64	40.00	39.07	36.57	26.52	36.03	39.48

Примечание. 2451 — андезитбазальт, 2452, 2452/1 — магнезиальные базальты, 8813/1 — андезитбазальт-алакит.

Таблица 3. Представительный состав шпинелидов (мас. %) платолав Озерная Камчатка, Кунч и вулкана Николка

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20																									
№ обр.	2451																																												
	2452										2452/1					3106					3102					8801					8874/1					8874					8857				
SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.70	0.00	0.00	0.00	0.18	0.00	0.00	0.23	0.21	0.34	0.00	0.27	0.19	0.23	0.23																									
TiO ₂	3.63	0.23	4.27	0.38	3.63	3.76	0.44	0.23	2.05	1.96	7.70	7.27	5.82	6.27	10.11	9.43	10.51	10.93	7.91	15.93																									
Al ₂ O ₃	20.58	8.23	14.99	8.01	20.58	16.42	10.74	8.23	13.97	12.45	5.35	4.97	4.68	4.32	5.00	2.42	3.08	5.63	3.98	0.65																									
FeO	24.17	21.77	24.93	22.13	24.17	25.60	22.09	21.77	23.16	25.02	33.69	31.73	28.87	32.23	34.30	37.34	38.38	35.94	35.55	43.98																									
Fe ₂ O ₃	34.63	19.55	29.26	18.15	34.63	34.18	7.46	19.55	22.63	28.31	45.87	48.35	50.30	49.59	44.32	46.09	45.61	41.89	49.55	35.76																									
MnO	0.32	0.37	0.31	0.50	0.32	0.38	0.54	0.37	0.38	0.36	0.35	0.31	0.35	0.29	0.37	0.48	0.54	0.50	0.75	1.75																									
MgO	8.58	7.26	7.83	6.64	8.58	7.66	7.24	7.26	7.80	6.29	3.16	4.10	5.00	3.18	4.18	1.26	1.75	3.64	2.00	0.00																									
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.26	0.00	0.15	0.00	0.00	0.00																									
Cr ₂ O ₃	7.28	42.48	16.48	42.27	7.28	9.54	50.41	42.48	29.06	23.55	2.99	2.15	2.51	2.24	0.00	1.41	0.00	0.00	0.00	0.00																									
NiO	0.27	0.00	0.00	0.00	0.27	0.27	0.00	0.00																																					
Сумма	99.46	99.90	98.07	98.08	99.46	98.50	98.93	99.90	99.05	98.12	99.11	98.88	97.76	98.33	98.88	98.44	100.29	98.72	99.97	98.30																									
F/FM	16.13	13.23	15.70	13.14	16.13	16.53	12.78	13.23	14.04	15.24	20.50	20.86	21.00	13.18	20.67	21.43	21.27	20.45	21.41	100.00																									
Al ₃	6.31	2.66	4.78	2.65	6.31	5.19	3.44	2.66	4.42	4.05	1.84	1.71	1.62	1.51	1.71	0.86	1.07	1.93	1.38	0.24																									
Fe ₃	6.78	4.04	5.96	3.83	6.78	6.90	1.53	4.04	4.57	5.89	10.08	10.61	11.10	11.05	9.68	10.50	10.11	9.17	10.98	8.26																									
Cr ₃	1.50	9.21	3.52	9.37	1.50	2.02	10.85	9.21	6.17	5.15	0.69	0.50	0.58	0.52	0.00	0.34	0.00	0.00	0.00	0.00																									

Примечание. Районы: Озерная Камчатка – 1-10 (2451 андезибазальт, 2452 и 2453/1 базальты). Кунч – 11-16 (3106 андезибазальт-адакит, 3102 и 8801 андезибазальты). Николка – 17-20 (8874/1 и 8874 грахандезиты, 8857 грахандезиты); 2, 4, 7, 8 – хромпикогиты, остальные анализы – титаномангиты.

Таблица 4. Представительный состав оливинов (мас. %) платоэффузивов Кунч

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
№ обр.	3106				3102				8801			
SiO ₂	39.69	39.43	39.05	38.00	39.47	38.73	37.85	37.41	40.96	37.92	36.18	36.52
FeO	13.56	17.13	21.79	25.07	20.01	23.19	26.34	29.38	10.38	25.05	31.84	34.21
MnO	0.21	0.30	0.38	0.55	0.36	0.42	0.64	0.59	0.00	0.48	0.77	0.74
MgO	45.61	42.95	39.46	36.49	41.43	38.37	35.63	33.19	48.27	35.51	29.74	28.50
CaO	0.17	0.20	0.25	0.27	0.17	0.11	0.16	0.23	0.19	0.19	0.18	0.12
NiO	0.00	0.27	0.00	0.00					0.25	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.24	100.01	100.93	100.38	101.44	100.82	100.62	100.80	100.05	99.15	98.71	100.09
Fo	85.71	81.72	76.35	72.18	78.68	74.68	70.69	66.82	89.24	71.65	62.48	59.76

Примечание. 3106 – андезибазальт-адакит, 3102, 8801 – андезибазальты.

Таблица 5. Представительный состав клинопироксенов (мас. %) платоэффузивов Кунч

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
№ обр.	3106				3102				8801			
SiO ₂	53.89	53.17	51.51	51.06	52.88	51.16	51.11	50.34	50.82	50.28	50.28	48.61
TiO ₂	0.24	0.19	0.61	0.66	0.47	0.55	0.63	0.68	0.75	0.98	0.98	1.48
Al ₂ O ₃	1.78	2.09	3.09	3.30	2.37	2.72	3.51	3.54	3.18	3.43	3.43	4.73
Cr ₂ O ₃	0.50	0.84	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.23	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	4.50	6.18	8.37	10.51	9.75	9.50	9.79	10.07	7.58	7.98	7.98	9.74
MnO	0.23	0.19	0.25	0.29	0.25	0.24	0.21	0.27	0.17	0.20	0.20	0.26
MgO	18.34	17.51	16.21	15.91	17.33	16.42	16.21	15.64	15.10	14.57	14.57	14.00
CaO	21.00	20.09	19.26	17.66	17.38	17.85	18.20	17.71	21.05	21.09	21.09	19.33
Na ₂ O	0.39	0.41	0.48	0.62	0.44	0.46	0.48	0.50	0.42	0.43	0.43	0.47
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	100.87	100.67	100.11	100.01	100.87	98.90	100.14	98.75	99.30	98.96	98.96	98.62
F/FM	12.10	16.53	22.46	27.04	23.99	24.50	25.31	26.54	21.97	23.50	23.50	28.07
En	51.00	49.44	46.65	46.12	49.11	47.49	46.60	45.98	43.79	42.60	42.60	41.97
Fs	7.02	9.79	13.51	17.09	15.50	15.41	15.79	16.61	12.33	13.09	13.09	16.38
Woll	41.98	40.77	39.84	36.79	35.40	37.10	37.61	37.42	43.88	44.32	44.32	41.65

Примечание. 3106 – андезибазальт-адакит, 3102, 8801 – андезибазальты.

включения титаномагнетита. В основной массе обнаружены стекла андезибазальтового состава (MgO до 3.6%, K₂O до 3%, TiO₂ до 1.3%). Андезибазальт с внутриплитными геохимическими характеристиками отличается несколько повышенной магнезиальностью оливина вкрапленников (см. табл. 4, обр. 8801): Fo_{81–89}, и основностью плагиоклаза – от An_{70–73} до An₅₃, а клинопироксены (см. табл. 5, обр. 8801) – Wo_{41–44}, En_{42–44}, Fs_{12–16} характеризуются повышенным содержанием TiO₂ (до 1.5%) и Al₂O₃ (до 4.7%). Оливины иногда содержат мелкие включения шпинелидов (см. табл. 3)

с повышенными содержаниями Al₂O₃ (до 6%) и Cr₂O₃ (до 8%). В стеклах основной массы отмечается высокая щелочность (K₂O до 4.36%) и титанистость (TiO₂ до 2.55%).

Стратовулкан Николка представлен щелочной серией пород от трахиандезибазальтов до трахидацифов. Породы основного ряда имеют признаки внутриплитных образований. Ассоциация: плагиоклаз, клинопироксен, амфибол проходит практически во всех породах серии, в конечных членах появляется биотит. Оливин Fo₇₂ в виде мелкого ксенокриста был встречен только в одном трахи-

Таблица 6. Представительный состав клинопироксенов (мас. %) вулкана Николка

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
№ обр.	8857				8864				8874/1				8876/1			
SiO ₂	50.96	50.04	51.44	51.63	51.28	53.37	53.03	48.93	49.66	52.16	52.19	49.82	51.60	50.05	51.09	
TiO ₂	0.86	0.83	0.69	0.74	0.44	0.21	0.22	0.87	0.79	0.25	0.23	1.24	1.14	0.52	0.55	
Al ₂ O ₃	2.90	2.85	1.89	1.54	2.50	1.91	1.91	5.74	4.32	1.27	1.13	2.44	2.32	0.76	0.66	
FeO	11.00	11.15	12.46	12.95	10.17	17.74	17.86	9.22	9.83	8.02	8.05	12.30	11.41	18.33	18.04	
MnO	0.35	0.39	0.39	0.31	0.39	0.69	0.82	0.21	0.29	0.45	0.50	0.37	0.38	0.55	0.69	
MgO	14.87	14.86	15.44	14.15	14.44	25.08	25.12	14.05	14.50	14.61	14.91	12.25	13.58	8.36	8.89	
CaO	18.71	18.29	17.48	18.51	19.63	1.32	1.33	20.98	19.33	21.47	21.55	20.08	20.81	19.78	20.26	
Na ₂ O	0.37	0.35	0.31	0.30	0.48	0.00	0.00	0.29	0.36	0.34	0.38	0.40	0.38	0.38	0.37	
Сумма	100.02	98.76	100.10	100.13	99.33	100.32	100.29	100.29	99.08	98.57	98.94	98.90	101.62	98.73	100.55	
F/FM	29.33	29.62	31.16	33.92	28.32	28.41	28.51	26.91	27.55	23.54	23.25	36.03	32.04	55.16	53.24	
En	43.12	43.37	44.12	40.76	42.16	69.70	69.59	40.96	42.76	42.30	42.70	36.48	38.87	25.44	26.48	
Fs	17.89	18.26	19.98	20.93	16.66	27.66	27.76	15.08	16.26	13.03	12.93	20.55	18.32	31.29	30.15	
Woll	38.99	38.37	35.90	38.32	41.19	2.64	2.65	43.96	40.97	44.68	44.36	42.98	42.81	43.26	43.37	

Примечание. 8857, 8864, 8876/1 – трахиандезибаазальты, 8874/1 – трахиандезит.

андезите. Состав клинопироксена (табл. 6) в андезибаазальтах меняется от Wo_{36–39}, En_{43–44}, Fs_{16–21} до Wo_{42–43}, En_{423–25}, Fs_{31–34} с ростом кремнекислотности и железистости пород. При этом в нем возрастает содержание MnO от 0.30 до 0.70%, но уменьшается содержание TiO₂ – от 1.24 до 0.39% и Al₂O₃ – от 2.9 до 0.49%.

В трахиандезите на фоне мелкозернистой основной массы обнаружены ксенокристы железистого авгита (см. табл. 6, обр. 8874/1): Wo_{41–45}, En_{41–43}, Fs_{13–16} и бронзита Wo₀₂, En_{65–67}, Fs_{31–33} размером до 1–1.5 мм. Иногда ядро такого ортопироксена обрастает каемкой авгита. Авгит проявляет зональность двух типов: прямую, когда с ростом железистости (центр–край зерна) возрастает содержание Al₂O₃ (от 1.55 до 5.74%) и TiO₂ (от 0.20 до 0.87%), и обратную, когда с ростом магнезиальности (центр–край зерна) глиноземистость и титанистость уменьшаются (от 2.36 до 1.68% и 0.36 до 0.31% соответственно). Составы плагиоклаза трахиандезибаазальтов и трахиандезита колеблются от An₁₉ до An₇₀, в трахидацитах – An_{37–51}. Нередко присутствуют мелкие зерна альбита и выделения санидина. Стекла основной массы – андезитового и дацитового состава (K₂O до 6.8%, TiO₂ от 0.45 до 1.6%). Здесь же зерна титаномагнетитов с высокими содержаниями TiO₂ и MnO (см. табл. 3, обр. 8857). А одно включение этого шпинелида в биотите отличается повышенной глиноземистостью (см. табл. 3, обр. 8874/1).

Особенности вещественного состава мантийных ксенолитов

Эти составы рассматриваются во многих отечественных и зарубежных публикациях [Включения ..., 1978; Ермаков и др., 1987; Колосков, 1999; Колосков и др., 1997, 2001, 2017а; Кеpezhinskas et al., 1995; Arai et al., 2003; Bryant et al., 2007; Ionov et al., 2010 и др.]. Коротко отметим следующее. Существенное различие наблюдается в составе ксенолитов, связанных с вулканитами внутриплитного геохимического типа и обычных “островодужных” ксенолитов. Так, в фундаменте активного вулкана Бакенинг встречаются реликтовые останцы покровов субафировых субщелочных базальтоидов с внутриплитными геохимическими характеристиками (повышенные содержания высоkozарядных элементов: Ti, Nb, Zr, Ta). В низах разреза этих покровов обнаружены многочисленные включения пироксеносодержащих дунитов, единичных гарцбургитов, верлитов, оливинсодержащих клинопироксенитов и так называемых “черных” (авгитсодержащих) пироксенитов, полностью отсутствуют лерцолиты, габброиды и ксенолиты метаморфических пород. Вулканы Ключевской группы (Ключевской, Безымянный, Зимини и Удины сопки, Толбачинский вулканический центр), а также Шивелуч и Харчинский, содержат одиночные нодулы ультрамафитов как в магнезиальных, так и в глиноземистых базальтах и андезибаазальтах островодужного известково-щелочного типа. На Ключевском вулкане встречаются ксенолиты оливинитов, гарцбургитов, “зеленых” пироксенитов и габброидов. В амфиболсодержащих анде-

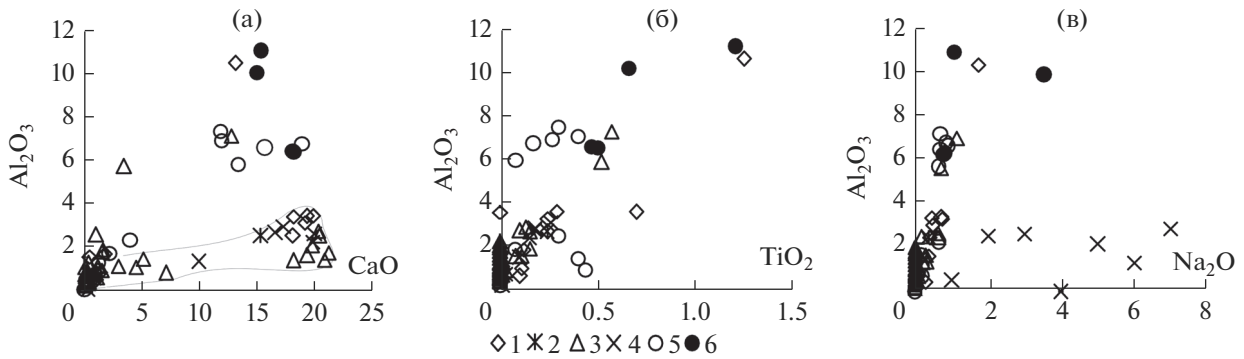


Рис. 1. Соотношение Al_2O_3 – CaO (а), Al_2O_3 – TiO_2 (б), Al_2O_3 – Na_2O (в) в ксенолитах некоторых камчатских вулканов. Вулканы: 1 – Авачинский, 2 – Ключевской, 3 – Шивелуч, 4 – Харчинский, 5, 6 – плато вулкана Бакенинг: ксенолиты “зеленой” (5) и “черной” (6) серий. Выделено поле “островодужных” ксенолитов. Использованы материалы из работ [Включения ..., 1978; Колосков, 1999; Колосков и др., 1997, 2001; Arai et al., 2003; Ionov, 2010].

зибазальтах и андезитах пирокластических потоков вулкана Шивелуч, реже экструзий и даек, встречаются многочисленные ксенолиты: амфиболсодержащих кристаллических сланцев и амфиболитов (до 30%), амфиболовых и амфибол-пироксеновых габброидов и диоритов (до 50%), амфиболовых пироксенитов (6–10%), дунитов и гарцбургитов (не более 1–1.5%). Харчинский вулкан интересен тем, что ксенолиты ультрамафитов были обнаружены в дайке биотит-амфиболовых базальтов островодужного типа, но повышенной щелочности. По составу ксенолиты распределяются следующим образом: дуниты, гарцбургиты, верлиты (до 70%), “зеленые” пироксениты (около 30%), амфиболовые пироксениты, кортландиты (единичные образцы).

Рассмотрим состав ксенолитов в рамках четырех основных компонентов. По соотношению Al_2O_3 – CaO поле ксенолитов островодужного типа отличается от подобного для включений из внутриплитных базальтов Бакенинга низкими концентрациями Al_2O_3 , хотя это различие нивелируется в области высокомагнезиальных составов (рис. 1а). Особенно обогащены глиноземом некоторые “черные” пироксениты. Подобным аномальным составом отличаются также некоторые амфиболсодержащие ксенолиты Шивелуча и Авачинского вулканов. Высокая глиноземистость этих аномальных составов сопровождается повышенной титанистостью (см. рис. 1б). Для большинства ксенолитов отмечается прямая корреляционная зависимость Al_2O_3 – Na_2O (см. рис. 1в). Большой отрыв при этом отмечается для ряда составов ксенолитов Бакенинга (особенно для “черных” пироксенитов) и аномальных включений вулканов Шивелуч и Авачинский. В первом случае, согласно данным [Thompson, 1974], это объясняется их большей глубинностью, поскольку в некоторых “черных” пироксенитах присутствует пироповый гранат [Колосков и др., 1988].

Для амфиболсодержащих включений это вызвано Na метасоматозом. В некоторых пироксенитах из щелочных базальтов Харчинского вулкана проявлено некоррелируемое с Al обогащение Na (см. рис. 1в). Возможно, это следствие специфического K–Na метасоматоза.

ВУЛКАНИТ–КСЕНОЛИТ – КОМПЛЕМЕНТАРНАЯ МАГМАТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА

В этом разделе будет проведено изучение вулканических пород в той степени, в какой особенности их минералогического состава, происхождение и эволюция связаны с наличием в них мантийных включений или следов их пребывания. И в обратной зависимости – эти ксенолиты будут рассмотрены таким образом, чтобы показать, какие связи существуют между ними и содержащими их вулканитами. Не все рассматриваемые здесь вулканические объекты содержат мантийные ксенолиты. В ходе движения расплава к земной поверхности изменяется и состав самого расплава, и состав ксенолитов. Включение может исчезнуть, но могут остаться следы его бывшего присутствия. Попробуем найти эти следы, используя минералогический состав этой парной ассоциации. Диаграммы, построенные на соотношениях Ba/Ca – Sr/Ca , позволяют наметить комплементарные пары в системе вулканист-ксенолит (рис. 2). Вначале рассмотрим такие пары, где их происхождение очевидно. Вулкан Бакенинг представлен здесь (см. рис. 2а) покровными базальтами внутриплитного типа, островодужными вулканитами самого вулкана, несомненными ксенолитами (из того же вулкана) “черных” пироксенитов и одного верлита. Намеченный тренд эволюции базальтов покровов уверенно протягивается в сторону “черных” пироксенитов. Можно предположить, что эти пироксениты и отражают состав исходного

мантийного источника. Часть магнезиальных, по-видимому, наиболее ранних базальтов этого вулкана, также тяготеют к этому тренду. Глиноземистые составы пород вулкана более дифференцированы с обогащением Ва. Для Харчинского вулкана нанесены точки составов магнезиальных и глиноземистых базальтов известково-щелочной серии (см. рис. 2д). Но ксенолиты были встречены в дайке магнезиальных субщелочных базальтов. Здесь они представлены образцами пироксенитов “зеленой” серии, верлитом и гарцбургитом. Тренд эволюции составов пород глиноземистой серии направлен в сторону этих ксенолитов. Базальты дайки, обогащенные не только К, но еще Sr и Ва, входят в состав обособленной группы точек вверху диаграммы (отмечено стрелкой). По-видимому, они испытали щелочной метасоматоз, который нарушил связи с мантийными ксенолитами, хотя и они обогащены Ва, но в меньшей степени (по сравнению с трендом для Бакенинга). Тем не менее, оба типа базальтов здесь имеют один мантийный источник, близкий к составу обнаруженных ксенолитов. Амфиболсодержащие андезибазальты вулкана Шивелуч в ассоциации с выносимыми ими ксенолитами амфиболовых пироксенитов “зеленой” серии и одного образца “черных” пироксенитов также образуют хорошо выраженную комплементарную пару (см. рис. 2е). Их тренд также сдвинут по отношению к тренду пары Бакенинга в сторону обогащения Ва. Редкие точки фракционированных составов магнезиальных базальтов-андезибазальтов также отмечают такое обогащение. Здесь также намечается мантийный источник, близкий к составу выносимых ксенолитов. В породах Ключевского вулкана можно выделить два комплементарных тренда “селективного плавления” (см. рис. 2ж). Один представлен магнезиальными базальтами и ассоциирующим с ними ксенолитом пироксенита “зеленой” серии. Другой можно выделить в составе глиноземистых базальтов-андезибазальтов. Этот тренд не отражается в составе ксенолитов, и его можно только предполагать в поле пироксенитов-верлитов. Обогащение пород Ва здесь такое же, как и для предыдущих вулканов. Обратимся теперь к тем проявлениям вулканизма, для которых присутствие ксенолитного материала отмечено не было. Положение точек внутриплитных базальтов и редких андезибазальтов Начикинского вулкана (см. рис. 2б) напоминает подобную картину для вулкана Бакенинг (см. рис. 2а), несмотря на их больший разброс и некоторые отклонения эволюционного тренда. И здесь можно предполагать наличие такого же, как для Бакенинга, мантийного источника питания верлит-пироксенитового состава. Вулканисты Озерная Камчатка—Кунч обогащены Ва, но и для них намечается эволюционный тренд, параллельно тренду вулкана Бакенинг, и также направленный в сторону поля со-

ставов пироксенитов-верлитов (см. рис. 2в). Породы вулкана Николка характеризуются хорошо проявленным трендом фракционирования базальт-андезибазальтового состава. Но здесь также имеется несколько андезибазальтов с внутриплитными геохимическими характеристиками, положение точек которых совпадает с трендом вулкана Бакенинг (см. рис. 2а). Не исключено, что этот вулкан изначально для своих расплавов имел тот же мантийный резервуар. Магнезиальные базальты щитовой постройки Толбачинского центра имеют расположение точек (см. рис. 2з) такое же, как базальты островодужного типа Ключевского вулкана (см. рис. 2ж). Для глиноземистых базальтов той же постройки намечается уже совсем иной тренд. Субщелочные базальты (с внутриплитными характеристиками) плато фундамента этого вулкана и такие же по типу базальты последнего извержения “уходят” в сторону от этих трендов. Меняется источник питания и степень его плавления. Здесь нужно уже проводить параллели с составами пород вулканов Бакенинг или Начикинский, хотя источник при этом обогащен барием. Все это, однако, не препятствует предположению о существовании здесь единого мантийного источника пироксенит-верлитового состава.

Анализ представленных диаграмм показал возможность существования комплементарных трендов в системе вулканист-ксенолит. В ряде случаев такие тренды подтверждаются реальными составами. Можно выделить проявления трех типов. Вулканисты, в составе которых обнаруживаются внутриплитные геохимические характеристики (см. рис. 2а–2г), отличаются малой степенью плавления потенциального мантийного источника и незначительным изначальным обогащением Ва. В составе источника участвуют “черные” пироксениты. Базальтоиды обычного островодужного типа (см. рис. 2ж, 2з) отличаются наибольшей степенью плавления мантийного источника, особенно в отношении ранних магнезиальных составов. Эта характеристика резко уменьшается только при переходе к щелочным составам с внутриплитными геохимическими признаками. В составе мантийного источника пироксениты “зеленой” серии. И, наконец, существует промежуточная группа (см. рис. 2д, 2е) с промежуточными характеристиками. Здесь проявлен щелочной Na- и K—Na метасоматоз с обогащением Sr, Ва и водное плавление. Мантийный источник пироксенит-верлитового состава.

Посмотрим теперь, как соотносятся составы минералов ксенолитов и вулканистов в этих комплементарных парах. В отношении оливинов наиболее представительным в этом плане является вулкан Бакенинг. По соотношению $Fe—MnO$ (рис. 3а) и $Fe—CaO$ (см. рис. 3ж) практически все точки составов магнезиальных оливинов базальтов плато совпадают с составами этого минерала

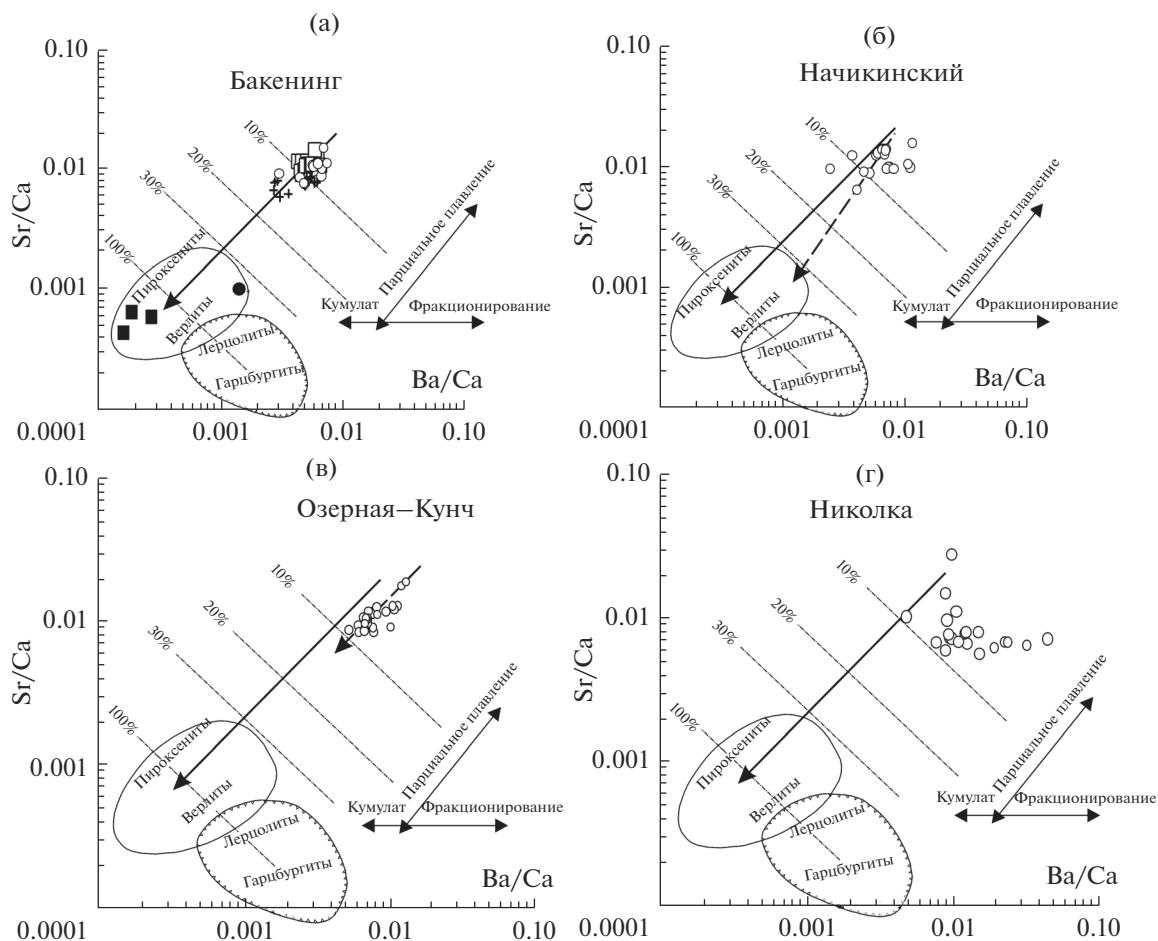


Рис. 2. Соотношение Sr/Ca—Ba/Ca в породах различных вулканов и плато-лав Озерная Камчатка—Кунч.

1–3 – в лавах: плато в Бакенинг (1), базальтах-андезибазальтах глиноземистого (2) и магнезиального (3) типов; дополнительно для Толбачика: 4–6 – в породах плато фундамента (4), Толбачинского извержения 2012–2013 гг.: первая (5) и вторая (6) стадии; в ксенолитах: гарцбургитах, верлитов (7), “черных” пироксенитов (8), пироксенитов “зеленого” типа (9). Использованы материалы из работ [Колосков, 1999; Колосков и др., 2001, 2015, 2017а, 2017б; Пополитов, Вольнец, 1981; Churikova et al., 2001; Dorendorf et al., 2000]; из каталога [Portnyagin et al., 2007]. Макет диаграммы – по [Hirano et al., 1982].

ксенолитов верлитов и частично гарцбургитов (поле 1), а железистых оливинов группируются в поле оливинов пироксенитов и верлитов (поле 2). Сходство составов свидетельствует либо о наличии в базальтах плато реликтов оливинов из дезинтегрированных ксенолитов, либо о близких условиях кристаллизации минералов комплементарной пары. Такой пироксенитовый состав и предлагается в качестве исходного материала для родоначальных расплавов этого вулкана (см. рис. 2а). Теперь рассмотрим те объекты, которые не содержат мантийных включений. Используя те же индикаторные соотношения, можно видеть, что большая часть оливинов магнезиальных базальтов Озерной Камчатки располагается в области составов оливинов верлитов и пироксенитов плато Бакенинга (см. рис. 3б, 3з, поле 1), а часть умеренно железистых составов этого минерала андезибазальтов сходна по составу с оливинами ксеноли-

тов пироксенитов плато того же вулкана (см. рис. 3б, 3з, поле 2). При этом более железистые оливины андезибазальтов дают самостоятельный кумулятивный тренд. Подобным образом можно констатировать значительное, иногда почти полное совпадение полей для оливинов ксенолитов верлитов с полями наиболее магнезиальных составов этого минерала андезибазальтов Кунча (см. рис. 3в, 3и, поле 1), некоторых магнезиальных базальтов куполов из щитовой постройки Толбачика (в частности для г. Поворотная) (см. рис. 3г, 3к, поле 1). Подобное совпадение наблюдается для относительно железистых оливинов ксенолитов пироксенитов и таких же составов минералов в андезибазальтах Кунча, ксенокритисте оливина из андезита Николки (см. рис. 3в, 3и, поле 2), в глиноземистых базальтах одного из куполов Толбачинского вулкана (см. рис. 3г, 3к, поле 2), магнезиальных базальтах последнего Толбачин-

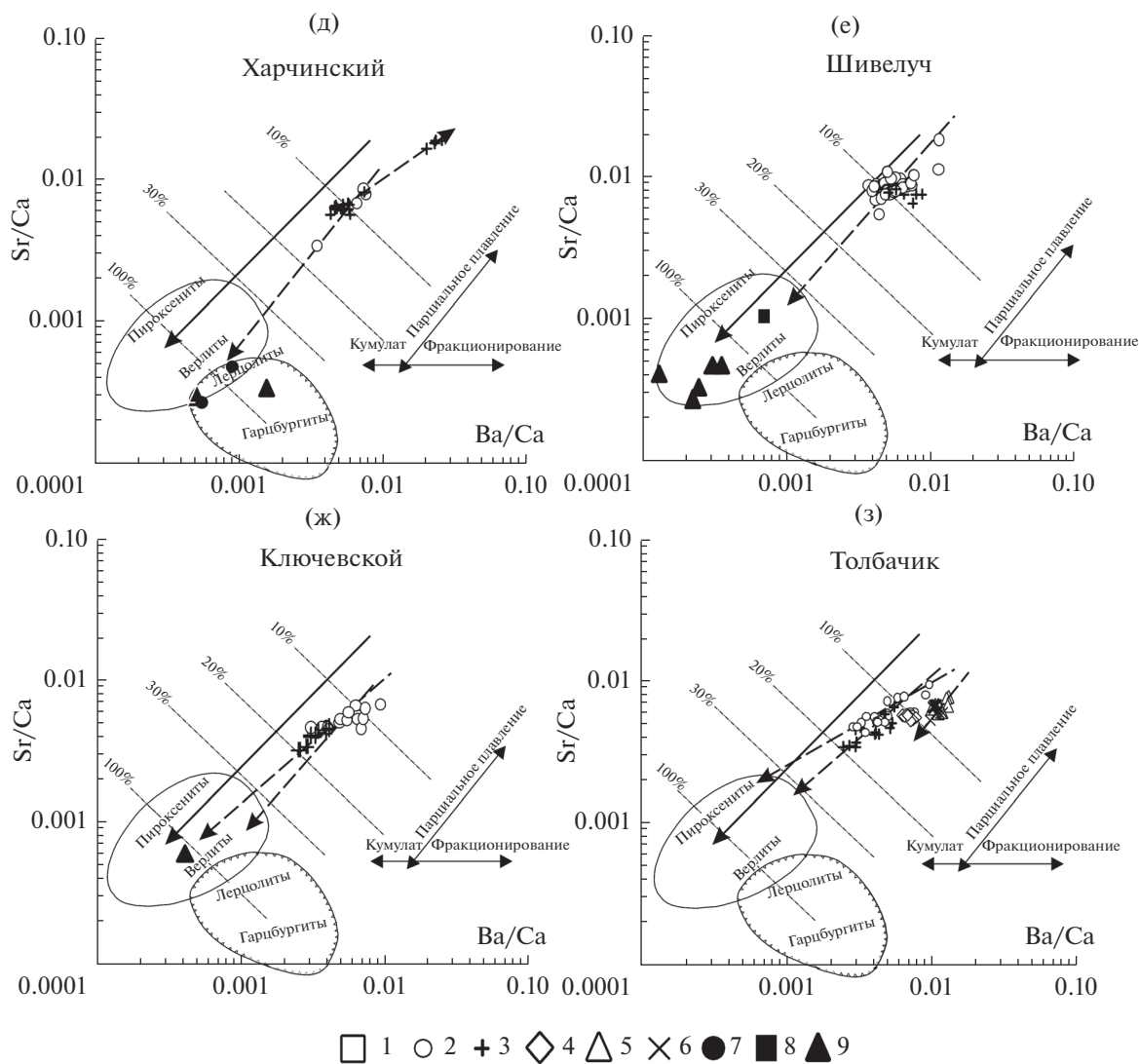


Рис. 2. Окончание

ского извержения (см. рис. 3д, 3л, поле 2). Железистые оливины во всех этих объектах образуют кумулятивные тренды с обратной корреляционной зависимостью $Fo-MnO$ и $Fo-CaO$, тогда как поля совместимых составов (с “ксеногенными” оливинами) обычно вытянуты субвертикально. Кумулятивные тренды наиболее вытянуты до $Fo = 55-60$ для оливинов наиболее щелочных андезибазальтов Озерной Камчатки (см. рис. 3б, 3з) и Кунч (см. рис. 3в, 3и), базальтов плато фундамента и пород последнего Толбачицкого извержения (см. рис. 3д, 3л). Внутриплитные плато-базальты Бакенинга отличаются умеренной K -ой щелочностью, поэтому оливины в этих породах более магнезиальны, чем такие же минералы в наиболее железистых ксенолитах верлитов и пироксенитов (см. рис. 3а, 3ж): $Fo = 78.5-83$ для магнезиальных и $Fo = 68-77$ для глиноземистых составов. В диапазоне значений $Fo = 65-68$ корре-

ляционная зависимость $Fo-CaO$ для оливинов ксенолитов сохраняется, а $Fo-MnO$ нарушается — часть Fe в минерале замещается Mn . Обычно это объясняется ранней кристаллизацией магнетита в условиях повышенной фугитивности кислорода. Подобное смещение составов наблюдается для значительной части оливинов всех ксенолитов плато-лав этого вулкана. Ниже будет рассмотрено иное объяснение этой зависимости. Представленные для сравнения поля составов оливинов из глиноземистых базальтов и андезибазальтов островодужного типа вулкана Кизимен и магнезиальных базальтов Ключевского вулкана (см. рис. 3е, м, поля 1 и 2 соответственно) свидетельствуют об их большей магнезиальности и крайне низких содержаниях MnO и CaO .

Ранние шпинели вулканитов обычно ассоциируют с магнезиальными оливинами. Однако в ходе

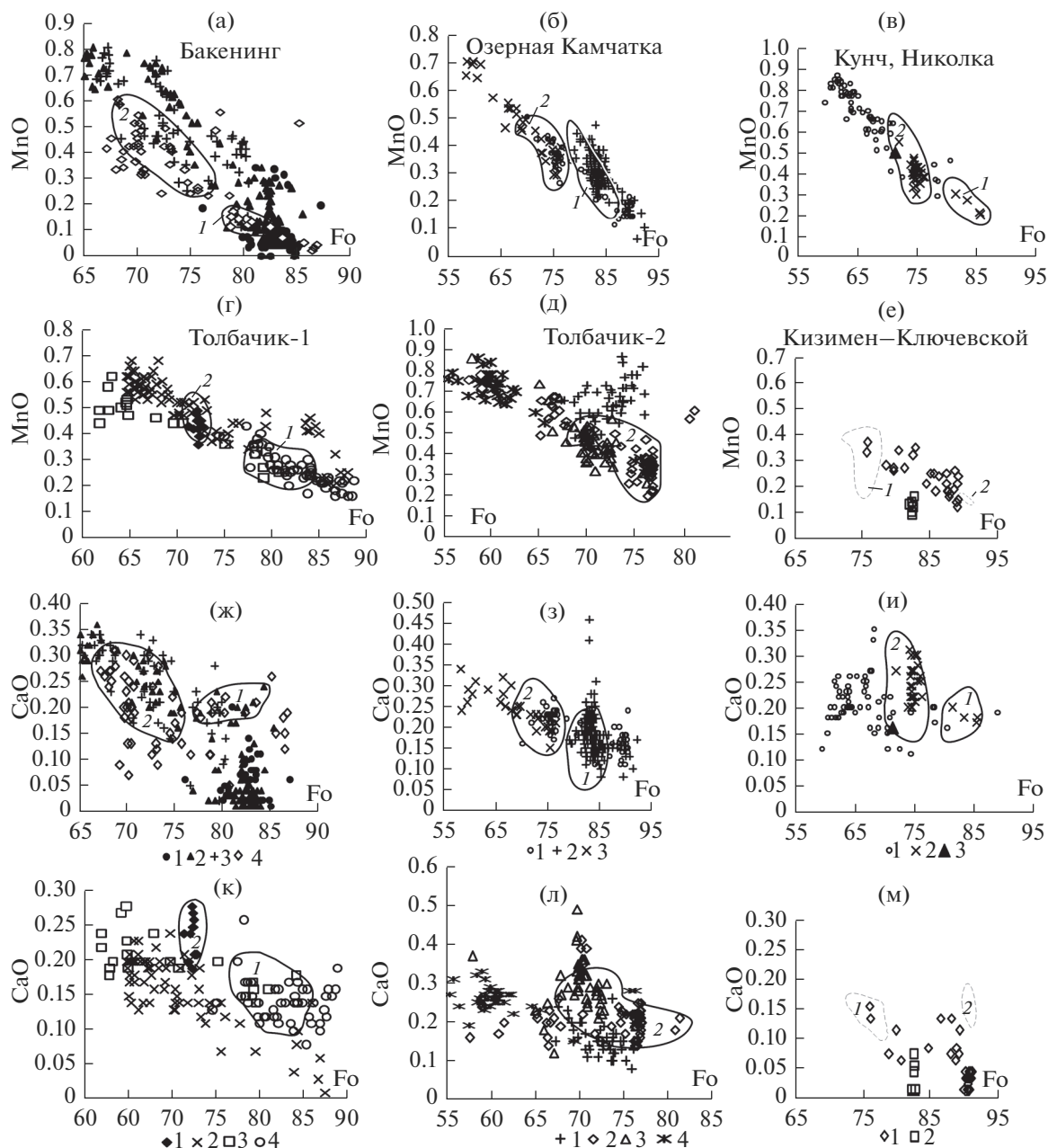


Рис. 3. Соотношение Fo–MnO (а–е) и Fo–CaO (ж–м) в оливинах из вулканитов и ксенолитов Бакенинга (а, ж), вулканических пород районов: Озерная Камчатка (б, з), Кунч, Николка (в, и), Толбачик-1 (г, к) и Толбачик-2 (д, л), вулканов Кизимин и Ключевской (е, м).

Для а, ж: 1–3 – ксенолиты: 1 – гарцбургиты, 2 – верлиты, 3 – пироксениты, 4 – базальты плато; для б, з: 1 – андезибазальт, 2 – магнезиальные базальты, 3 – андезибазальт-адакит; для в, и: 1, 2 – Кунч: андезибазальты (1), андезибазальт-адакит (2), 3 – трахиандезит, Николка; для г, к: базальты куполов: 1 – глиноземистый, 2–4 – магнезиальные: обр. к-34-15 (2), обр. 18-15 (3), г. Поворотная (4); для д, л: 1–3 – базальты: поток Толбачинского вулкана (1), 2 – бомба из кратера “Набока” (2), поток извержения 2013 г. (3), 4 – плато фундамента; для е, м ксенолиты: 1 – гарцбургиты, 2 – оливиновые пироксениты, поля оливинов из глиноземистых базальтов-андезибазальтов вулкана Кизимин (1), по [Иванов, 2008] и магнезиальных базальтов Ключевского вулкана (2), по [Хубуная и др., 2018]. На всех диаграммах (кроме е, м) выделены поля совпадения составов оливинов вулканических пород всех объектов и ксенолитов верлитов (1) и пироксенитов (2) плато Бакенинга.

дифференциации расплавов состав этих шпинелидов смещается в сторону магнетитов, что создает дополнительные трудности при сопоставлении минералов комплементарных пар. На рис. 4а и 4б

представлены дискриминантные диаграммы разделения шпинелидов в ксенолитах, связанных с вулканитами внутриплитного и островодужного типов.

В ряду перехода (гарцбургиты (дуниты) – верлиты – пироксениты) состав шпинелидов меняется от высокоглиноземистых и низкохромистых герцинитов до высокохромистых и низкоглиноземистых хромитов и магнетитов. При этом в ксенолитах “внутриплитного типа” магнетиты отличаются повышенной глиноземистостью и хромистостью. Эти переходы для каждого вулкана совершаются по своим кривым с разной железистостью, своеобразным “глиссадам”, фиксирующим сброс давления и понижение температуры. Интересно, что для Харчинского вулкана выделяются две таких “глиссады”, одна из которых располагается в области ксенолитов “внутриплитного типа” (поле I), а вторая – в обычном для “островодужных ксенолитов” поле II. Значительная часть шпинелидов из базальта и андезибазальтов Озерной Камчатки и один анализ магнетита из трахиандезита Николки характеризуются повышенной глиноземистостью (см. рис. 4в), попадая в поле составов внутриплитного типа I. Кроме того шпинелиды Озерной Камчатки образуют свою железистую “глиссаду” в ряду от “островодужных” хромпикотитов до “внутриплитных” хромистых магнетитов (см. рис. 4г). Такие особенности составов не характерны для шпинелидов из островодужных вулканитов. Например, известные магнетиты из андезитов Ключевского вулкана отличаются крайне низкими содержаниями Al_2O_3 и Cr_2O_3 (см. рис. 4д, е). Многие шпинелиды из базальтов Толбачинского центра также имеют повышенные содержания указанных компонентов (см. рис. 4д) и тоже образуют короткую железистую “глиссаду” (см. рис. 4е). Такие аномальные шпинелиды были встречены также в базальтах Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. [Большое ..., 1984]. Эти особенности выделяют породы Толбачинского центра в ряду островодужных вулканитов Ключевской группы.

Посмотрим теперь, как соотносятся составы клинопироксенов ксенолитов и вулканитов, многие из которых являются ксенолитсодержащими. Обособленное поле I пироксенов ксенолитов “черных” пироксенитов практически совпадает с главным полем (1) составов этого минерала для вулканитов плато Бакенинг (рис. 5а). Прямая корреляционная зависимость в системе Al_2O_3 –F/FM является следствием декомпрессионного плавления пироксенов комплементарной пары в ходе подъема расплава к земной поверхности [Колосков, 1999]. Совпадение полей свидетельствует о сходстве условий образования пироксенов вулканитов и ксенолитов, что может указывать на существование мантийного источника типа “черных” пироксенитов в ходе образования исходных расплавов. Железистые составы пироксенов вулканитов (поле 2) со своим трендом обратной корреляционной зависимости Al_2O_3 –F/FM во мно-

гом совпадают с полем II состава минералов ксенолитов оливиновых пироксенитов “зеленой” серии. Можно было бы считать эти составы кумулятивными образованиями, но их точки располагаются на одном тренде мантийных ксенолитов: гарцбургиты-верлиты-пироксениты. Это глубинная ассоциация, также испытывавшая декомпрессионное плавление (тренд прямой корреляционной зависимости). В какой-то степени она “деформирована” в процессе малоглубинной дифференциации. Поскольку пироксениты “зеленой” серии также выносятся расплавами, участвующими в образовании вулканитов плато, такое совпадение составов пироксенов может отражать состав второго мантийного источника. Для Ключевского вулкана отмечается совпадение главного поля составов пироксенов магнезиальных базальтов (1) с областью составов оливиновых пироксенитов (см. рис. 5б). Эти пироксениты гораздо более магнезиальные и менее глиноземистые, чем минералы “зеленой” серии ксенолитов Бакенинга (поле I). Область кумулятивных пироксенов этих базальтов (2) здесь также представлена и она частично совпадает с полем такого же декомпрессионного плавления пироксенов глиноземистых базальтов (3). Для этих базальтов должен быть самостоятельный мантийный источник. Но для его идентификации нет ксенолитного материала. Совпадение полей магнезиальных базальтов (1) и глиноземистых (4) – результат смешения расплавов, исходных для пород обоих типов. Амфиболсодержащие пироксениты ксенолитов Харчинского вулкана характеризуется широкими вариациями магнезиальности и глиноземистости клинопироксенов (см. рис. 5в). По своей глиноземистости они соответствуют, а иногда даже превышают значения для ксенолитов Бакенинга. Возможно, сказывается разная флюидонасыщенность исходного субстрата. Кумулятивный тренд пироксенов щелочных базальтов содержащей их дайки (в поле 2) также необычно направлен в сторону возрастания и глиноземистости, и железистости. Состав глубинного источника для этих щелочных базальтов здесь не определяется. Сходными особенностями характеризуются также клинопироксены амфиболовых пироксенитов вулкана Шивелуч, хотя в меньших масштабах вариаций (см. рис. 5г). Пироксены базальт-андези-базальт-андезитовой известково-щелочной серии амфиболсодержащих пород “Старого Шивелуча” (по [Иванов, 2008]) образуют декомпрессионный тренд в поле 2, весьма приближенном к области составов оливиновых пироксенитов плато Бакенинга (поле II). Возможно, здесь сохраняются только некоторые следы участия пироксенитовых мантийных источников в виде одиночных точек пироксенов вблизи полей I и II. Большинство точек наиболее магнезиальных пироксенов из базальтов и андезибазальтов Озер-

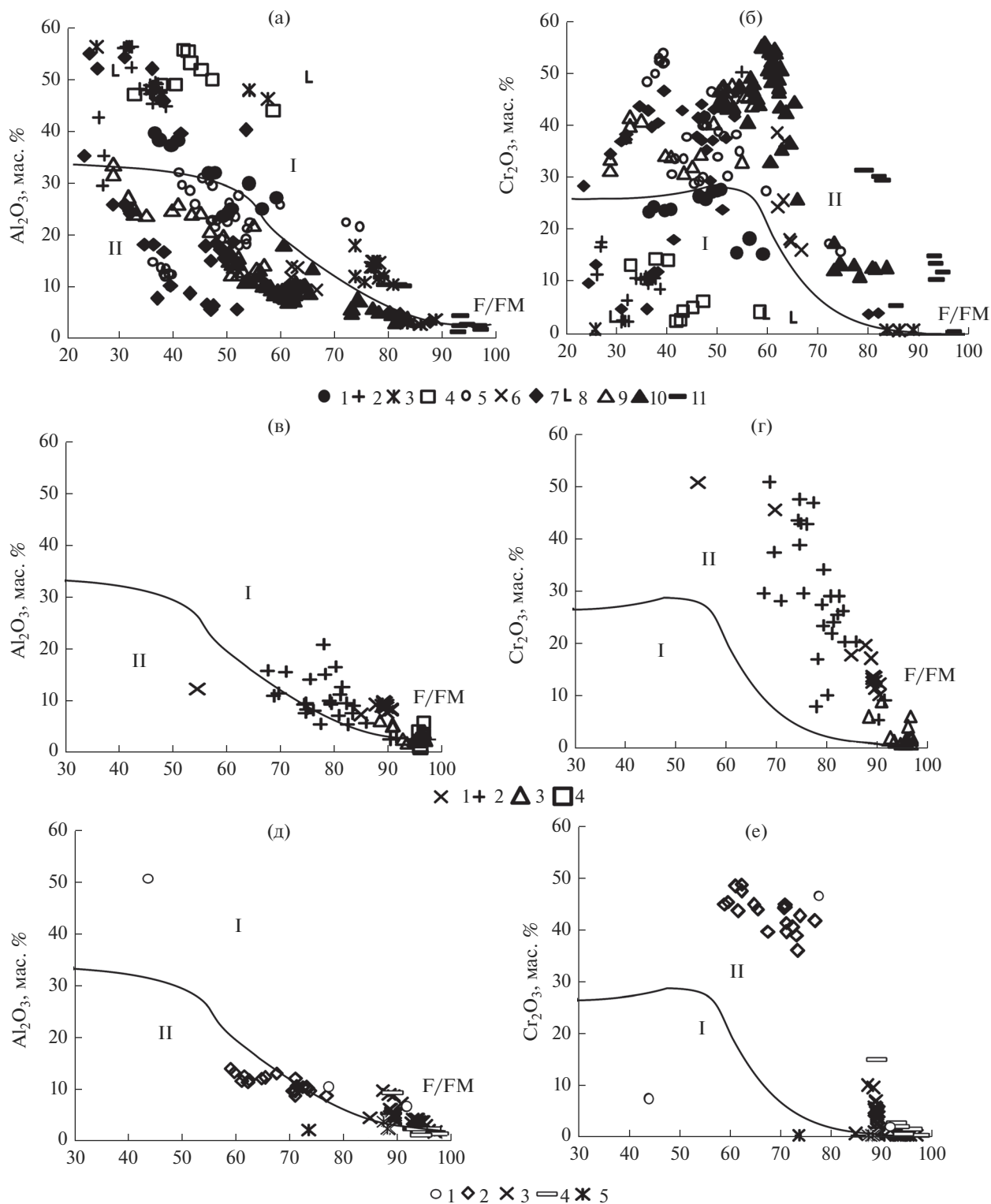


Рис. 4. Соотношение Al_2O_3 –F/FM и Cr_2O_3 –F/FM в шпинелидах из ксенолитов вулканов Бакенинг, Ключевской, Харчинский, Шивелуч (а, б), пород: Озерная Камчатка, Кунч, Николка (в, г), Толбачинского вулканического центра (д, е). Для (а) – Бакенинг: 1 – гарцбургиты, 2 – верлиты, 3 – “черные” пироксениты, 4 – пироксениты зеленой серии; Ключевской: 5 – гарцбургиты, 6 – верлиты, пироксениты; Харчинский: 7 – гарцбургиты, 8 – пироксениты; Шивелуч: 9 – гарцбургиты, дуниты, 10 – верлиты, 11 – пироксениты; для (б) – Озерная Камчатка: андезитобазальт (1), базальты (2), Кунч – андезитобазальты (3), Николка – трахиандезит (4); для (в) – Толбачинский центр: 1, 2 – магнезиальные умереннокальциевые базальты куполов, где были встречены хромпикотиты, обр. 18-15 (1) и обр. к-36/15, г. Поворотная (2), 3 – высококальциевые базальты Толбачинского извержения 2012–2013 гг., 4 – трахибазальты основания Толбачинского вулкана; 5 – высококальциевые глиноземистые базальты БТИ (1975–1976 гг.).

ной Камчатки и Кунча (см. рис. 5д) попадают в поле I черных пироксенитов плато вулкана Бакенинг, тогда как основная часть более железистых составов этого минерала оккупировала поле II оливиновых пироксенитов этого плато. Это сходство составов позволяет предполагать наличие соответствующих мантийных источников для пород этих районов. При этом поля составов этого минерала в вулканитах (1 и 2) выглядят слегка деформированными по отношению к полям I и II, а соответствующие декомпрессионные тренды направлены в сторону более магнезиальных составов. Короткая кумулятивная серия здесь также проявлена. Поле 2 (см. рис. 5е) пироксенов ксенокристов из трахиандезита Николки почти вписывается в область состава минералов мантийных оливиновых пироксенитов плато Бакенинга, хотя слегка деформировано в ходе наложенных процессов фракционной дифференциации. С него же начинаются кумулятивные тренды пироксенов трахиандезибазальтов этого стратовулкана, которые имеют внутриплитные характеристики. Здесь с достаточной долей уверенности реконструируется мантийный источник состава оливиновых пироксенитов. Составы пироксенов из магнезиальных базальтов одного из куполов (обр. к-35-15) щитовой постройки Толбачинского центра (см. рис. 5ж) занимают значительную часть поля составов (I) пироксенов черных пироксенитов Бакенинга, в то время как аналогичные составы минералов из глиноземистых базальтов того же центра группируются в поле II пироксенов оливиновых пироксенитов того же вулкана. Существование мантийных источников подобных составов здесь очевидно, хотя для базальтов других куполов, в том числе и г. Поворотной, проявлены свои индивидуальные пироксеновые тренды декомпрессионного типа. Что касается трахибазальтов последнего Толбачинского извержения, то поле (2) (см. рис. 5з) составов пироксенов из образца бомбы практически полностью заполняет поле II пироксенов ксенолитов оливиновых пироксенитов вулкана Бакенинг. Соответствующий мантийный источник диагностируется здесь вполне однозначно. Также проявлен и кумулятив-

ный тренд. Почти полностью повторяют эту картину точки составов пироксенов одного из потоков трахибазальтов (обр. к-23-14) в верхней части изученного разрез щитовой постройки. Возможно, это один из поздних потоков самого Толбачинского вулкана, для которого предполагается такой же мантийный источник. Базальты такой высокой щелочности не характерны для пород щитовой постройки.

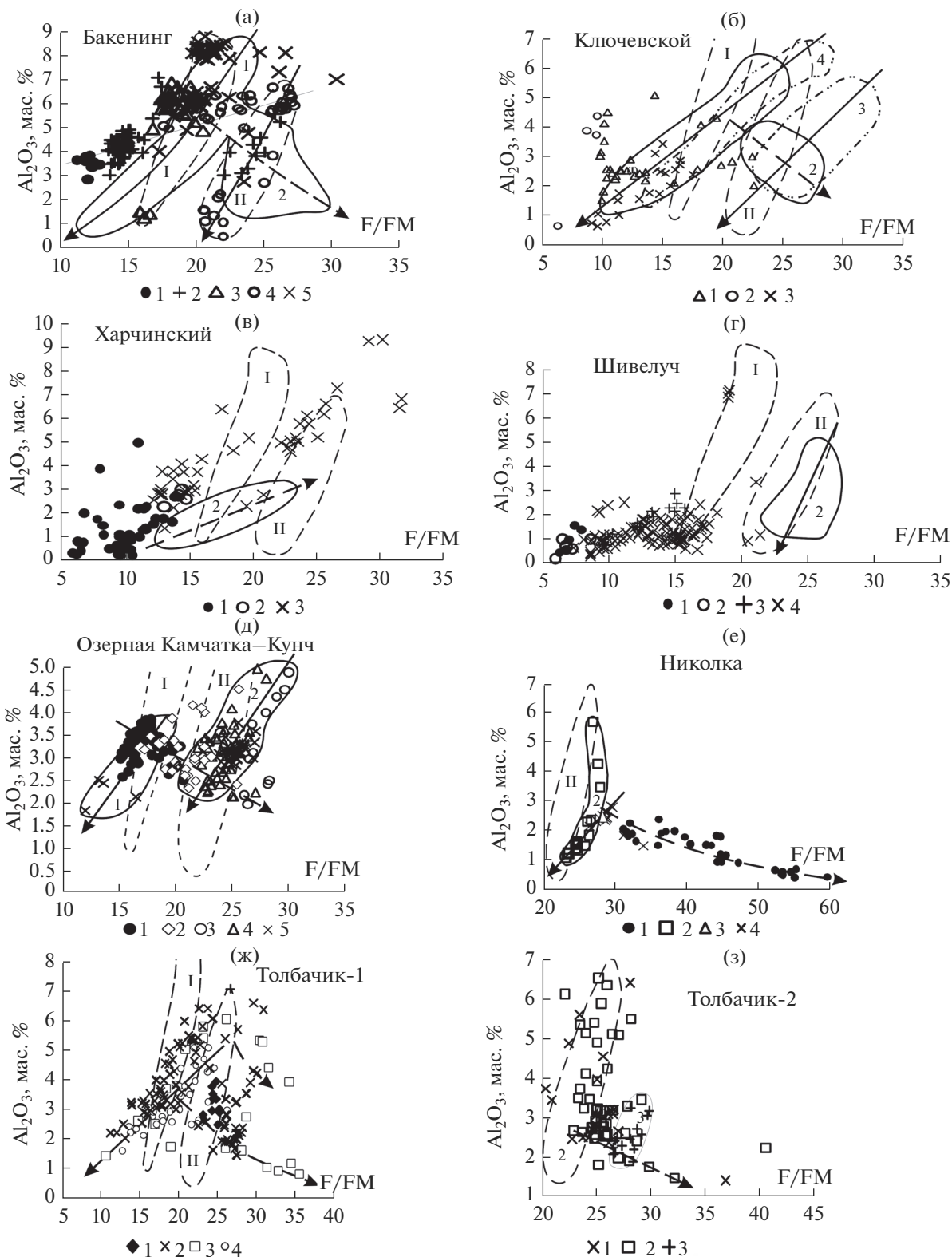
ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Минералогический состав вулканитов и ксенолитов как показатель характера эволюции магматических расплавов

Оливины. В умереннощелочных базальтах-андезибазальтах ЦКД, плато Бакенинга и щитовой постройки Толбачика выделяются две основные генерации этого минерала: 1) $Fo = 77-92$, $MnO \leq 0.48$ (мас. %), $CaO \leq 0.25$ (мас. %) и 2) $Fo = 67-77$, $MnO \leq 0.68$ (мас. %), $CaO \leq 0.32$ (мас. %). Первая генерация наиболее представлена в магнезиальных базальтах и совпадает с составом того же минерала в ксенолитах верлитов, реже гарцбургитов плато Бакенинга. Вторая распространена в глиноземистых разностях пород и сходна с составами оливинов ксенолитов пироксенитов того же вулкана. Оливины из андезибазальтов повышенной щелочности ЦКД образуют кумулятивные тренды: $Fo = 67-57$, $MnO = 0.70-0.80$ (мас. %), $CaO = 0.30-0.35$ (мас. %). Оливины трахибазальтов последнего Толбачинского извержения и плато основания этого вулкана образуют основную генерацию: $Fo = 66-77$, MnO до 0.88 (мас. %), CaO до 0.41 (мас. %), сходную с составами этого минерала в ксенолитах пироксенитов Бакенинга, и кумулятивный тренд: $Fo = 66-56$, $MnO = 0.50-0.89$ (мас. %), $CaO = 0.20-0.33$ (мас. %).

Шпинелиды. По соотношениям Al_2O_3-F/FM и Cr_2O_3-F/FM четко выделяются поля шпинелидов из ксенолитов в базальтах внутриплитного (большая глиноземистость) и островодужного (большая хромистость) типов. Хотя граница, разделяющая эти поля, не очень четкая в области вы-

Рис. 5. Соотношение Al_2O_3-F/FM в клинопироксенах из вулканитов и ксенолитов вулканов Бакенинг (а), Ключевской (б), Харчинский (в), Шивелуч (г), из вулканических пород: Озерная Камчатка–Кунч (д), Николка (е), базальтов Толбачинского вулканического центра: щитовой постройки (ж), пород извержения 2012–2013 гг. (з). а–г – ксенолиты (а – 1 – гарцбургиты, 2 – верлиты, 3 – оливиновые пироксениты, 4 – вебстериты, 5 – “черные” пироксениты; б – 1, 2 – гарцбургиты без амфибола (1), с амфиболом (2), 3 – оливиновые пироксениты; в – 1 – гарцбургиты, 2 – верлиты, 3 – амфиболовые пироксениты; г – 1 – гарцбургиты, 2 – верлиты, 3 – безамфиболовые пироксениты, 4 – амфиболовые пироксениты); д – Озерная Камчатка: 1 – магнезиальные базальты, 2 – андезибазальт, 3 – андезибазальт-адакит, 4, 5 – Кунч: 4 – андезибазальты, 5 – андезибазальт-адакит; е – 1 – андезибазальт внутриплитного типа, 2 – трахиандезит, 3 – амфиболовый андезит, 4 – амфиболовый андезибазальт; ж – базальты куполов: 1 – глиноземистый, 2 – магнезиальный (обр. к-34-15), 3 – магнезиальный (обр. 18-15), 4 – магнезиальный г. Поворотная; з – 1 – поток Толбачинского вулкана, 2 – кратерная бомба извержения 2013 г., кратер “Набока”, 3 – глиноземистый базальт плато основания. Выделены поля составов пироксенов ксенолитов “черных” пироксенитов (I) и оливиновых пироксенитов “зеленой серии” (II) плпто Бакенинга, магнезиальных (1) и железистых (2) составов пироксенов вулканитов. Для Ключевского вулкана поля: – для пироксенов из магнезиальных (1) и глиноземистых (2) базальтов. Сплошные линии со стрелками – тренды декомпрессионной дифференциации, пунктирные – кумулятивные тренды.



сокожелезистых составов, это в какой-то мере позволяет разделять хромистые магнетиты “внутриплитного” и “островодужного” типов. Например, эти минералы из умереннокалиевых базальтов Озерной Камчатки по своей железистости и глиноземистости близки к магнетитам из ксенолитов черных пироксенитов Бакенинга, хотя отличаются повышенной хромистостью. Хромистые титаномагнетиты высококалиевых андезибазальтов Озерной Камчатки, Кунч, Николки характеризуются также повышенной глиноземистостью и титанистостью (TiO_2 до 10–15%). В поле глиноземистых составов попадают высокотитанистые хромистые титаномагнетиты из пород повышенной щелочности: трахибазальтов последнего Толбачинского извержения (TiO_2 в них до 10–15%), плато основания (TiO_2 до 28%) и высококалиевых базальтов БТТИ (TiO_2 до 18%). В то же время хромистые магнетиты из умереннокалиевых пород г. Поворотная практически целиком располагаются в поле “островодужных” хромистых составов и содержат TiO_2 не более 1–2%. Главное отличие хромистых шпинелей разного типа - это их титанистость, которая коррелируется со щелочностью содержащих их вулканитов. Ранняя кристаллизация железистых шпинелидов, заключенных в оливинах, связывается с повышенными содержаниями MnO при отсутствии корреляции $MnO-F/Fe$. Обычно это объясняется повышенной фугитивностью кислорода. Такой же эффект, однако, может оказывать и повышение щелочности магматических расплавов.

Клинопироксены. Здесь также выделяются два поля составов этого минерала из ксенолитов плато Бакенинга. Первое, более магнезиальное – пироксены в ксенолитах черных пироксенитов. Частично или полностью в него попадают составы этого минерала из умереннокалиевых магнезиальных базальтов и высококалиевых андезибазальтов Озерной Камчатки, а частично из магнезиальных базальтов одного из конусов щитовой постройки Толбачинского центра. Второе, более железистое поле, представлено пироксенами оливиновых пироксенитов, реже “черных” пироксенитов. Сюда попадают составы минералов высококалиевых андезибазальтов Озерной Камчатки, Кунч, “ксеногенных” пироксенов из трахиандезита Николки и пироксенов из трахибазальтов последнего Толбачинского извержения. Иную конфигурацию и отличные составы имеют поля ксенолитов в магнезиальных базальтах островодужного типа. Клинопироксены этих базальтов полностью (Ключевской вулкан) или частично (вулканы Харчинский и Шивелуч) соответствуют составам пироксенитов этих полей. В составах этого минерала, так же как и для оливина, отмечается либо присутствие мантийной

“ксеногенной” генерации, либо сохранение сходных с мантийным условий образования.

Плаггиоклазы. В мантийных ксенолитах плато Бакенинга встречаются только в зонах частичного плавления, перекристаллизации и наложенного метасоматоза, но являются самым распространенным минералом пород ЦКД и несут свою особую генетическую информацию (рис. 6). Состав в целом меняется от битавнитов (An_{70-80}) до андезитов (An_{39-45}), смещаясь в сторону большей кислотности до олигоклаза (An_{14-15}) в трахиандезибазальтах Николки или большей основности до битовнита (An_{87}) в базальтах последнего Толбачинского извержения. В генетическом плане показательным являются соотношения K_2O-An (см. рис. 6). В отличие от низкокалиевых плаггиоклазов из пород вулканов Ключевской группы, во всех составах полевых шпатов из вулканитов ЦКД и базальтов Бакенинга появляется анортоклаз и санидин с повышенными содержаниями K_2O . Более того, такая высокая щелочность наблюдается не только в минералах из базальтов плато Бакенинга, но в зонах вторичного плавления и перекристаллизации ксенолитов этих плато, причем не только в полевых шпатах, но и закалочных стеклах плавления. С другой стороны, этот эффект ощелачивания проявлен в трахибазальтах плато основания Толбачинского вулкана и в умереннощелочных магнезиальных базальтах одного из куполов щитовой постройки, но не проявлен в трахибазальтах последнего Толбачинского извержения. Такой выборочный характер этого ощелачивания, не всегда связанный с общей щелочностью пород, возможно, является следствием наложенного К метасоматоза. В этом плане интересным представляются находки ксенолитов высококалиевых трахиандезибазальтов в породах известково-щелочной серии вулкана Безымянный [Давыдова и др., 2018] с таким же эффектом обогащения полевых шпатов калием. Не разобравшись толком в причинах появления таких ксенолитов, авторы сравнивают их с породами щитовой постройки Толбачика и предлагают непонятный механизм смешения расплавов в недрах вулканической системы для их образования. По всей вероятности, эти ксенолиты являются фрагментами пород фундамента (близкий валовый состав и тот же эффект ощелачивания), подстилающего не только Толбачинский, но и Безымянный вулканы.

Условия образования

На рис. 7 представлена картина рассчитанных параметров минеральных равновесий для пород ЦКД и вулкана Бакенинг. Несмотря на некоторый разброс точек (возможно не во всех случаях анализировалась равновесная система), в целом мы имеем единый ряд составов, в котором

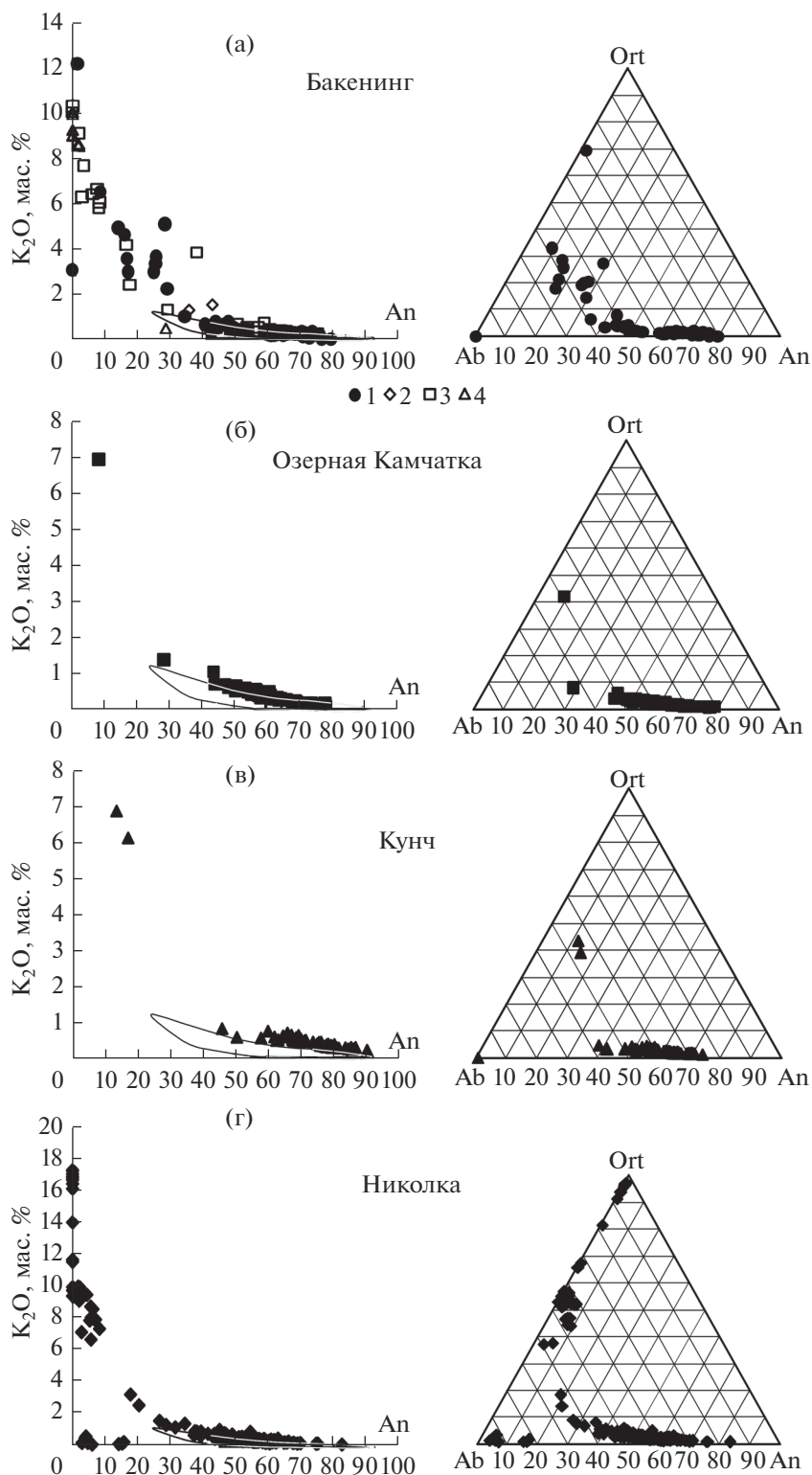


Рис. 6. Составы полевых шпатов и стекол из ксенолитов и базальтов плато вулкана Бакенинг (а), пород: Озерная Камчатка (б), Кунч (в), Николка (г), Толбачинского вулканического центра (д).

1–3 – полевые шпаты и стекла (4) Бакенинга: из базальтов плато (1), ксенолитов “черных” пироксенитов (2), гарцбургитов, верлитов, пироксенитов (3), 4 – в стеклах из оливинового пироксенита; 5–8 – полевые шпаты из пород Озерной Камчатки (5), Кунч (6), Николки (7), базальтов Толбачинского вулкана (7). Выделено поле составов плагиоклазов из пород известково-щелочной серии вулканов: Ключевского, Шивелуч, Безымянный, Камень, по [Давыдова и др., 2018].

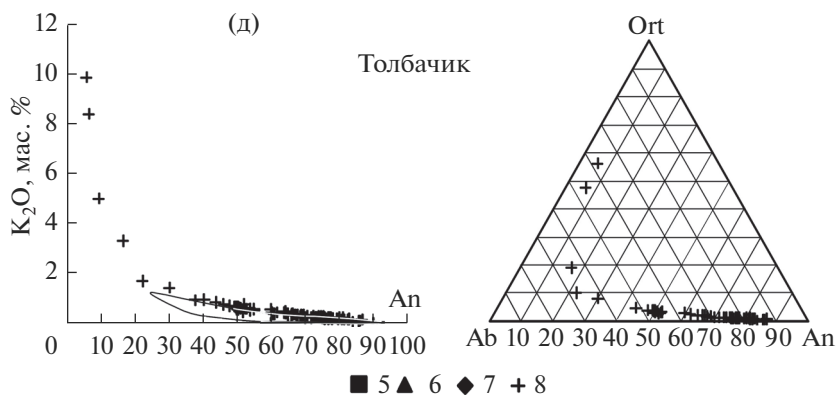


Рис. 6. Окончание

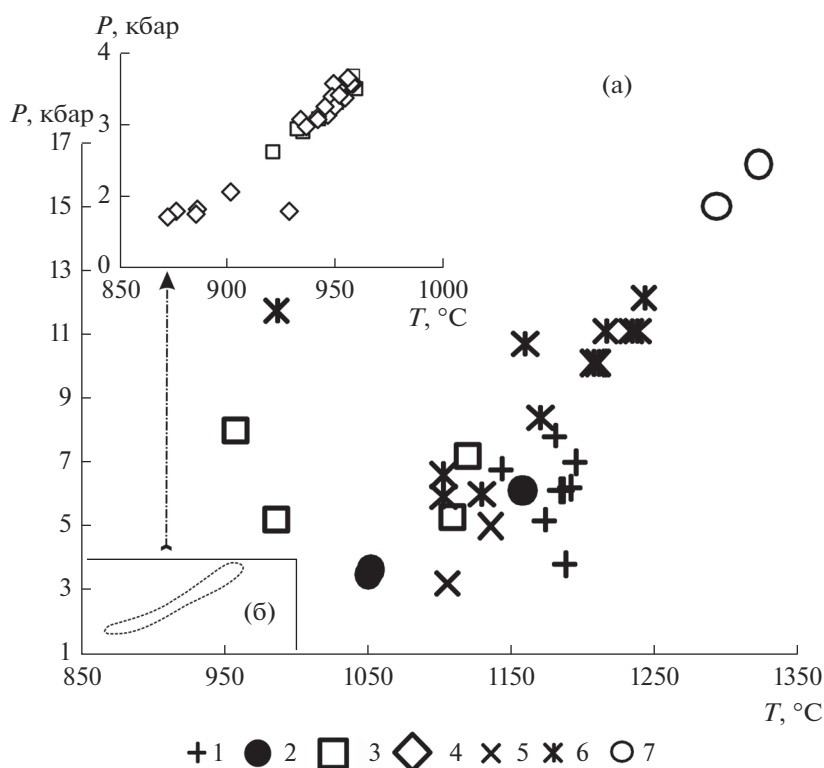


Рис. 7. *P-T* характеристики для пород ЦКД и вулкана Бакенинг.

а – 1–3 – трахиандезибазалты: Озерная Камчатка (1), Кунч (2), Николка (3); 4 – трахиандезит Николка; 5 – базальты плато Бакенинг; 6 – ксенолиты “черных” пироксенитов, разные районы, неопубликованные материалы авторов; 7 – рассчитанные значения для клинопироксенов, содержащих $Al_2O_3 = 8$ мас. % [Bulatov et al., 2002; Putirka, 2008]. Используются геотермометры и геобарометры из работ [Putirka, 2008, 2016; Brey, Kohler, 1990; Ridolfi et al., 2010; Пономарев, Пузанков, 2012]. Стрелка указывает увеличенный фрагмент (б).

обособляются две группы: амфиболсодержащих пород Николки (см. рис. 7б) и относительно безводная ассоциация вулканитов: Озерная Камчатка, Кунч, Бакенинг и ряд ксенолитов “черных” пироксенитов (см. рис. 7а).

Сюда же попадает несколько точек анализов из андезибазалтов Николки, где пироксены образовались раньше амфибола. В первом случае

мы имеем почти непрерывный ряд изменения параметров: *T* от 855 до 970°C и *P* от 1.5 до 3.5 кбар, которые отражают условия появления амфибола в этой группе составов. Вторая группа отличается широким диапазоном вариаций: для *T* от 1050 до 1325°C и *P* от 3.5 до 16.2 кбар, включая рассчитанные значения этих параметров для клинопироксенов с содержанием $Al_2O_3 = 8$ мас. % (макси-

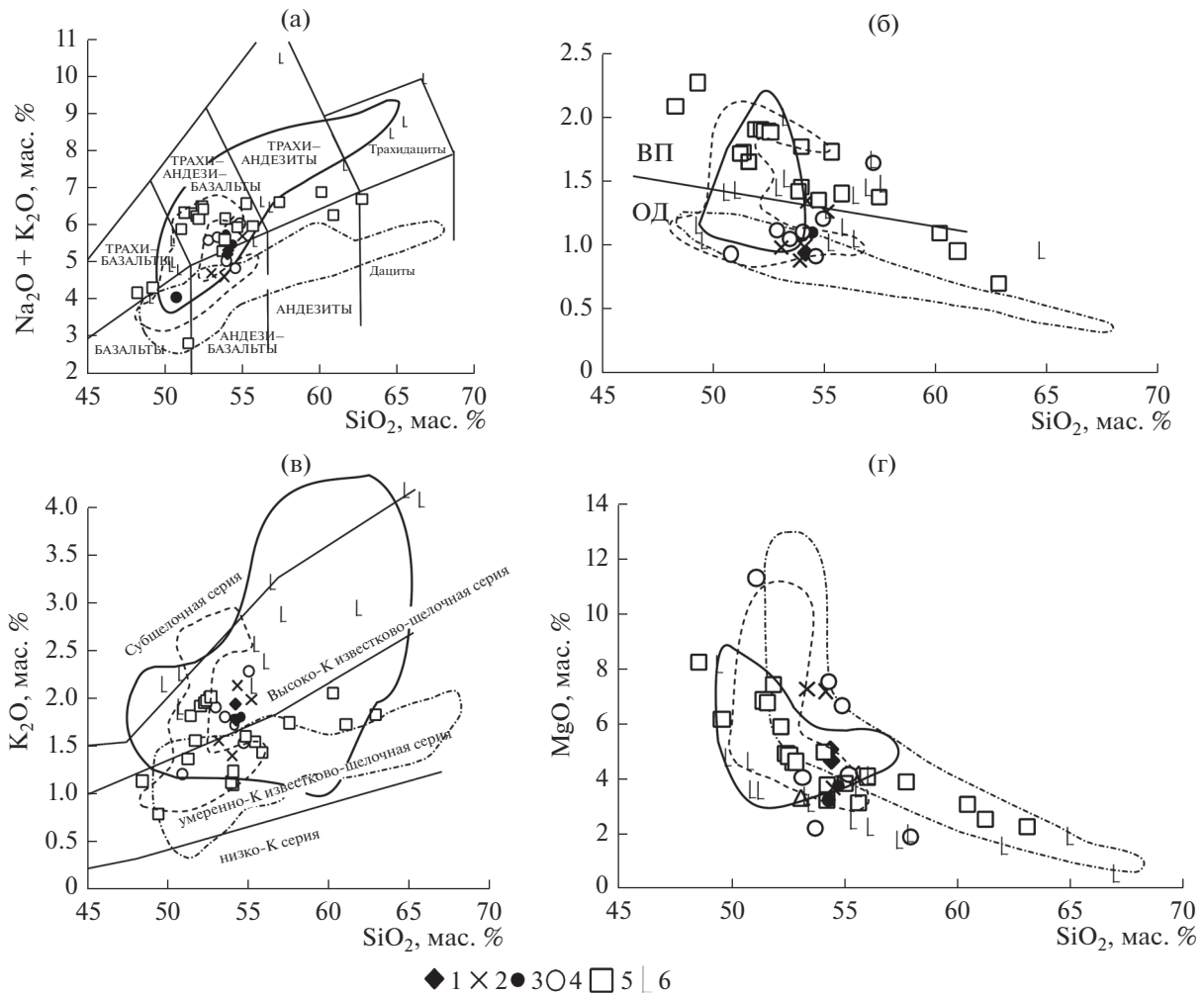


Рис. 8. Соотношение $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (а), $\text{TiO}_2-\text{SiO}_2$ (б), $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (в), $\text{MgO}-\text{SiO}_2$ (г) в платоэффузивах районов: Озерная Камчатка, Кунч и вулканов Начикинский, Николка, Толбачинского центра. 1–4 – вулканы районов: Кунч: адакиты (1) и породы неадакитового состава (2), Озерная Камчатка: адакиты (3) и породы неадакитового состава (4); 5, 6 – вулканы: Начикинский (5), Николка (6). Сплошной линией выделено поле стекол плавления пироксенитов плато вулкана Бакенинг, пунктиром – поле пород Толбачинского центра, пунктиром с точкой – Ключевской группы вулканов. Использованы данные см. [Колосков и др., 2019]. Дискриминантные диаграммы – по [Петрографический кодекс ..., 2009; Pecerillo, Taylor, 1976]. Линия, разделяющая на рисунке (б) поля вулкаников островодужного (ОД) и внутриплитного (ВП) типов, по [Колосков и др., 2015].

мальная глиноземистость этого минерала в ксенолитах плато Бакенинга). Здесь параметры минеральных равновесий были получены на основе двуминеральной термо-барометрии. Поэтому представленная картина хорошо согласуется и объясняет условия возникновения декомпрессионных трендов изменения состава клинопироксенов и вулкаников, и ксенолитов (см. рис. 5). Расплавы, выносящие мантийные ксенолиты, формируются в пограничной зоне шпинелевых-гранатовых перидотитов и затем поднимаются в область плагиоклазового равновесия, где появляется амфибол и в условиях $\text{K}-\text{Na}$ метасоматоза происходит образование кумулятивных серий оливинов и пироксенов и плавление и перекристаллизация ксенолитного материала. В ходе

подъема расплавов к земной поверхности меняется минералогический состав и ксенолитов, и вулкаников, а мы порой улавливаем лишь отдельные фрагменты этого процесса.

К петрологической модели

Пироксенит-верлитовая часть мантийного субстрата является той областью мантийных составов, куда направлены эволюционные тренды вулкаников комплементарных пар (см. рис. 2). Эти тренды подтверждаются характером эволюции декомпрессионных минералогических серий и ксенолитов, и вулкаников. Поэтому стекла плавления реальных ксенолитов, вероятно, можно использовать для создания петрологической модели.

По соотношению $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (рис. 8а), $\text{TiO}_2-\text{SiO}_2$ (см. рис. 8б), $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (см. рис. 8в), $\text{MgO}-\text{SiO}_2$ (см. рис. 8г) – главных пороодообразующих оксидов любой магматической системы, практически все точки наиболее основных щелочных и субщелочных составов пород ЦКД размещаются в полях стекол плавления ксенолитов пироксенитов и верлитов платобазальтов вулкана Бакенинг. Поля составов умереннокалийевой известково-щелочной серии пород Ключевской группы вулканов только частично совмещены с полями стекол плавления.

Для них нужны другие мантийные источники и большая их степень плавления. Интересное положение занимает поле пород Толбачинского центра. Та его часть, которая связана с расплавами большей степени плавления (см. рис. 2з), наполовину сдвинута из поля составов стекол в поле пород Ключевской группы. Дериваты расплавов малой степени плавления (вулканы последнего “рифтогенного” извержения) смещены в поле составов стекол плавления. Двойственное положение пород этого центра связано с разной степенью плавления близкого по составу глубинного источника.

Таким образом, можно констатировать, что составы изученных пород ЦКД, как рифтогенной структуры, могли образоваться в связи с малой степенью плавления мантийных источников, близких к таковым, за счет которых образовались внутриплитные субщелочные базальты плато Бакенинга, взятые нами как эталон проявления рифтогенного вулканизма.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучены особенности минералогического состава проявлений вулканизма Центральной Камчатской депрессии: плато-базальтов Озерной Камчатки, Кунч, стратовулкана Николка. Проведено сравнение этих данных с материалами для пород некоторых вулканов Ключевской группы, плато-базальтами вулкана Бакенинг и данными по составу ксенолитов двух типов: “внутриплитного” (плато вулкана Бакенинг) и “островодужного” (вулканы: Ключевской, Харчинский, Шивелуч). Совместное рассмотрение пород вулкаников и мантийных ксенолитов существенно расширило возможности их генетической интерпретации. Сопоставляя составы минералов вулкаников и ксенолитов, в общем случае мы имеем ряд почти синхронного изменения глиноземистости клинопироксенов обеих пар, возрастание железистости оливинов, уменьшение глиноземистости, но возрастание хромистости шпинелидов в ходе их декомпрессионной дифференциации. Процесс усложняется метасоматически-наложенной щелочностью – образование кумулятивных серий

оливинов и пироксенов, возрастание их железистости с ростом концентраций MnO и CaO в первых и Al_2O_3 , во вторых, появлением высокотитанистых хромистых шпинелидов, анортоклаза и санидина. В минералогическом плане отличие рифтогенных вулкаников ЦКД от пород островодужного типа Ключевской группы заключается: 1) в большей железистости оливинов и более высоких содержаниях в них MnO и CaO , 2) большей титанистости (более 1 мас. % в первых и менее 1 мас. % во вторых) клинопироксенов, их высокой натровости (более 0.5 мас. % в первых и менее 0.5 мас. % во вторых), повышенной (иногда до 9 мас. %) глиноземистости, 3) появлении высокотитанистых хромистых шпинелидов, анортоклазов и санидинов.

В чем причины этих различий? В ряду не часто встречающихся минералогических обобщений, где проводятся реконструкции палеотектонических режимов, в какой-то мере ответ на этот вопрос дает статья Дж. Летериера с соавторами [Letterier et al., 1982]. Здесь на основе массовых анализов клинопироксенов делается попытка построить диаграммы, на которых различались бы составы этого минерала для базальтов островных дуг, срединно-океанических хребтов, задуговых бассейнов, континентальных рифтов или океанических островов. Определяющим фактором для этих различий, по мнению авторов, является состав (в основном магнезиальность, щелочность и титанистость) материнских расплавов. Не исключается, однако, и влияние таких факторов, как давление, содержание воды, фугитивность кислорода. В нашем случае, вероятно, различие минералогии рифтогенных щелочных-субщелочных серий ЦКД и орогенных известково-щелочных вулкаников Ключевской группы определяется их разной щелочностью, глубиной, составом и степенью плавления мантийного субстрата. Влияние других факторов, конечно, проявляется, но в меньшей степени. Например, для вулканов Харчинский и Шивелуч в присутствии амфибола возрастает железистость и увеличивается содержание Al_2O_3 , TiO_2 и Na_2O в пироксенитах и пироксенах ксенолитов и вулкаников. Вторичное обогащение Ва и Sr смещает соответствующие составы пород в область меньшей степени плавления мантийного источника (см. рис. 2д, 2е).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Большое трещинное Толбачинское извержение. Камчатка 1975–1976 / Отв. ред. С.А. Федотов. М.: Наука, 1984. 588 с.
- Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги / Отв. ред. Б.Г. Лутц, К.Н. Рудич, В.А. Ермаков. М.: Наука, 1978. 222 с.
- Давыдова В.О., Плечов П.Ю., Щербаков В.Д. и др. Ксенолиты высококальциевых трахиандезитобазальтов в пи-

- рокладических отложениях вулкана Безымянный (Камчатка) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 9. С. 1357–1371.
- Ермаков В.А., Вольнец О.Н., Колосков А.В.* Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги и их значение для понимания петрогенезиса // Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей / Отв. ред. О.А. Богатиков. М.: Наука, 1987. С. 293–312.
- Иванов Б.В.* Андезиты Камчатки. Справочник химических анализов вулканитов и основных породобразующих минералов / Под ред. А.В. Колоскова. М.: Наука, 2008. 470 с.
- Колосков А.В., Флеров Г.Б., Пономарев Г.П. и др.* Новый для Камчатки тип базит-гипербазитовых включений в вулканитах // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 3. С. 676–679.
- Колосков А.В., Вольнец О.Н., Пономарев Г.П. и др.* Ксенолиты ультрамафитов в различных геохимических типах вулканитов островодужной системы // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 485–502.
- Колосков А.В.* Ультраосновные включения и вулканиты как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Научный мир, 1999. 223 с.
- 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, 2001. С. 123–152.
- Колосков А.В., Давыдова М.Ю., Избеков П.Э. и др.* Эволюция состава пород Новых Толбачинских вулканов в ходе извержения 2012–2013 гг. Мантийный контроль в формате “онлайн” // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 5. С. 19–39.
- Колосков А.В., Мартинов 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. 2017а. Т. 36. № 2. С. 17–31.
- Колосков А.В., Давыдова М.Ю., Ананьев В.В. и др.* Толбачинский вулканический центр: состав продуктов, этапность проявления, петрологическая модель // Вулканология и сейсмология. 2017б. № 4. С. 3–29.
- Колосков А.В., Давыдова М.Ю., Коваленко Д.В., Ананьев В.В.* Новые данные о возрасте, вещественном составе и геологическом строении Центральной Камчатской депрессии (ЦКД). Часть 1. Типизация пород. Возрастные, петрологические, изотопно-геохимические характеристики // Вулканология и сейсмология. 2019. № 3. С. 3–24.
- Петрографический кодекс. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 198 с.
- Пономарев Г.П., Пузанков М.Ю.* Распределение породобразующих элементов в системе основной-ультраосновной расплав-шпинель, оливин, ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз по экспериментальным данным: геологическое приложение / Отв. ред. Б.В. Иванов. М.: ИВиС ДВО РАН, 2012. 668 с.
- Пополитов Э.И., Вольнец О.Н.* Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса / Отв. ред. Л.В. Таусон. Новосибирск: Наука, 1981. 282 с.
- Хубуная С.А., Гонтовая Л.И., Соболев А.В. и др.* К вопросу о магматических очагах под вулканом Ключевской (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2018. № 2. С. 14–29.
- Arai S., Ishimaru S., Ocrugin V.M.* Metasomatized harzburgite xenoliths from Avacha volcano as fragments of mantle wedge of Kamchatka arc: Implication for the metasomatic agent // The Island Arc. 2003. V. 12. P. 233–246. <https://doi.org/10.1046/j.1440-1738.2003.00392.x>
- Brey G.P., Kohler T.* Geothermobarometry in four-phase lherzolites. II. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers // J. Petrology. 1990. V. 31. P. 1353–1378. <https://doi.org/10.1093/petrology/31.6.1353>
- Bryant J.A., Yagodzhinski J.M., Churikova T.G.* Melt-mantle interactions beneath the Kamchatka arc: Evidence from ultramafic xenoliths from Shiveluch volcano // Geochem. Geophys. Geosys. 2007. V. 8. № 4. P. 1–24. <https://doi.org/10.1029/2006GC001443>
- Bulatov V.K., Girnits A.V., Brey G.P.* Experimental melting of a modally heterogeneous mantle // Mineralogy and Petrology. 2002. V. 75. № P. 131–152. <https://doi.org/10.1007/s007100200021>
- Churikova T., Dorendorf F., WÖrner G.* Sources and fluids in mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // J. Petrology. 2001. V. 42. P. 1567–1593. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.8.1567>
- Dorendorf F., Churikova T., Koloskov A. et al.* Late Pleistocene to Holocene activity at Bakening volcano and surrounding monogenetic centers (Kamchatka): volcanic geology and geochemical evolution // J. Volcan. Geotherm. Res. 2000, V. 104. P. 131–151. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00203-1](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00203-1)
- Hirano M., Hamuro K., Onuma N.* Sr/Ca–Ba/Ca systematics in Higashi-Izu monogenetic volcano group, Izu peninsula, Japan // Geochem. J. 1982. V. 16. P. 311–320. <https://doi.org/10.2343/geochemj.16.311>
- 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. <https://doi.org/10.1093/petrology/egp090>
- Kepezhinskas P.K., Defant M.J., Drummond M.S.* Na Metasomatism in the Island-Arc Mantle by Slab Melt-Peridotite Interaction: Evidence from Mantle Xenoliths in the North Kamchatka Arc // J. Petrology. 1995. V. 36(6). P. 1505–1527. <https://doi.org/10.1093/oxfordjournals.petrology.a037263>
- Leterrier J., Maury R.C., Thonon P. et al.* Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series // Earth Planet Sci. Lett. 1982. V. 59. P. 139–154. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90122-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90122-4)
- Portnyagin M., Bindeman I., Hoernle K. et al.* Geochemistry of primitive lavas of the Central Kamchatka Depression: Magma generation at edge of the Pacific Plate. Volcanism and tectonics of the Kamchatka peninsula and adjacent arcs // Geophys. Monograph. Series / Ed. J. Eichelberger. 2007. V. 172. P. 199–239.

Putirka K.D. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2008. V. 69(1). P. 61–120.

<https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>

Putirka K.D. Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes // *American Mineralogist*. 2016. V. 101. Iss. 4. P. 841–858.

<https://doi.org/10.2138/am-2016-5506>

Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2010. V. 160. Iss. 1. P. 45–66.

<https://doi.org/10.1007/s00410-009-0465-7>

Thompson R.N. Some high-pressure pyroxenes // *Mineralogical Magazine*. 1974. V. 39. P. 768–787.

<https://doi.org/10.1180/minmag.1974.039.307.04>

New Data on Age, Material Composition and Geological Structure of the Central Kamchatka Depression (CKD). Part 2. Mineralogical Composition of Volcanic Rocks and Mantle Xenolites. To Petrological Model

A. V. Koloskov^{1,*} and V. V. Ananyev¹

¹*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, bul'var Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

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

The paper presents the data on specific features of mineralogical composition of plateau-basalts from the Ozernaya Kamchatka and Kunch rivers, and Nikolka Stratovolcano, resulted from the Central Kamchatka Depression's volcanic activity. The obtained data were compared with the data on the Klyuchevskoy group of volcanoes rocks, the Bakening Volcano plateau-basalts and the two types of xenoliths: the island arc type (Klyuchevskoy, Kharchinsky, Shiveluch volcanoes) and the intra-plate type (the Bakening Volcano plateau). The complementary volcanite-xenolith pairs were identified, for which the concept of dynamic development was proposed. According to this concept, mineralogical compositions of both pairs of rocks, during the melts' rising to the earth's surface, undergo almost simultaneous alteration, but we sometimes reveal only individual fragments of this process. Mineralogical composition of rift-related volcanites from the Central Kamchatka Depression (CKD) differ from the Klyuchevskoy group of volcanoes rocks of the island-arc type by: 1) higher ferruginous content of olivines and higher MnO and CaO contents, 2) higher titaniferous content (more than 1 wt. % for the first ones and less than 1 wt. % for the second), high sodium content (more than 0.5 wt. % for the first ones and less than 0.5 wt. % for the second) and increased (sometimes to 9 wt. %) alumina content of clinopyroxenes, 3) the presence of high-titanium chromium spinelides, anorthoclases and sanidines. These differences are determined by melts' different alkalinity, the depth, the composition and the mantle substrate's degree of melting. The studied CKD rocks compositions, as a rift structure, could be formed due to the low degree of melting of mantle sources close to those due to which the intra-plate sub-alkaline basalts of the Bakening Plateau, which we took as a standard for the manifestation of rift volcanism, were formed.

Keywords: Central Kamchatka Depression (CKD), Klyuchevskoy group of volcanoes, intra-plate volcanism, rift-related, complementary volcanite-xenolith pairs.