

**ВУЛКАН БОЛЬШОЙ ПАЯЛПАН (СРЕДИННЫЙ ХРЕБЕТ, КАМЧАТКА). К ПРОБЛЕМЕ КОНВЕРГЕНТНОСТИ «ОСТРОВОДУЖНЫХ» И «ВНУТРИПЛИТНЫХ» ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ В МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ***А.В. Колосков<sup>1</sup>, М.Ю. Пузанков<sup>1</sup>, В.В. Ананьев<sup>1</sup>, Д.В. Коваленко<sup>2</sup>*<sup>1</sup>ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пийпа 9, г. Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: kolosav@kscnet.ru<sup>2</sup>ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер. 35, г. Москва, 119017; e-mail: Dmitry@igem.ru

Поступила в редакцию 13 января 2021 г.

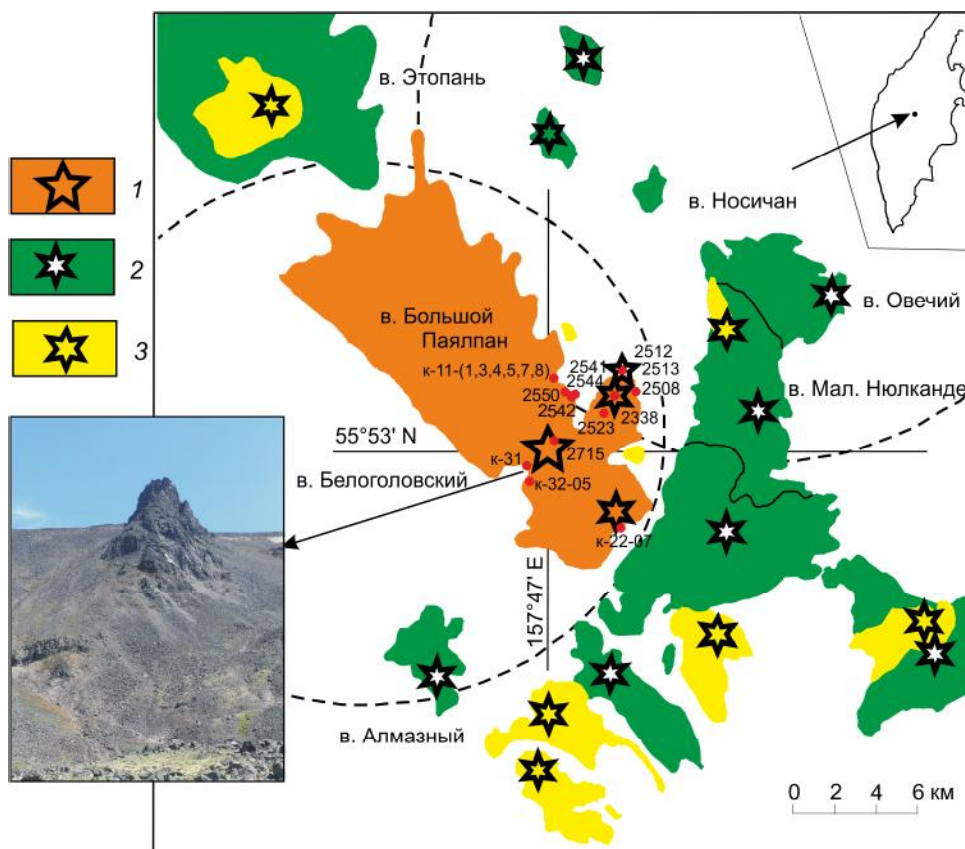
Представлены новые возрастные, минералогические, также изотопно-геохимические материалы по составу пород вулкана Большой Паялпан (Срединный хребет, Камчатка). Проведено сопоставление этих материалов с данными по вулканам Носичан и Белоголовский в составе единого Белоголовского вулканического центра. Базальты некка и верхнего лавового комплекса Б. Паялпана сходны по составу с трахибазальтами внутриплитного типа Белоголовского вулкана, андезибазальты нижнего лавового комплекса и конуса близки к породам островодужного типа вулкана Носичан. Анализ полученных материалов свидетельствует, что пространственное и временное сочетание проявлений внутриплитного и островодужного вулканизма на вулкане Б. Паялпан не является случайным, а может быть следствием изменения степени и глубины плавления одного и того же глубинного источника с участием мантийного диапира. Белоголовский вулканический центр сформировался в обстановке начавшего позднемiocенового-раннеплиоценового рифтогенеза. Последующая эволюция этого центра вплоть до его отмирания происходила в той же геодинамической обстановке при возрастании глубины и уменьшении степени плавления мантийного источника питания. Составы ранне-среднеплиоценового вулкана Носичан остаются островодужными в условиях начавшегося рифтогенеза, поскольку они связаны с мантийным резервуаром, располагавшемся на меньшей глубине и испытывавшем большую степень плавления. По всей вероятности, крупные вулканические центры необходимо рассматривать как саморазвивающиеся геологические образования. Вулканический центр существует, пока подпитывается энергетикой и веществом мантийного плюма. По мере угасания эндогенной активности степень плавления уменьшается, а глубина плавления возрастает, островодужный тип вулканизма сменяется внутриплитным. Вулканический центр отмирает.

**Ключевые слова:** внутриплитный, островодужный вулканизм, минералогия, геохимия, вулканы, Большой Паялпан, Камчатка.

**ВВЕДЕНИЕ**

На Камчатке, как и в некоторых других развитых островодужных системах, помимо собственно островодужных вулканических пород, который по своим петрографическим и геохимическим признакам сходен с внутриплитными базальтоидами континентальных и океанических областей. Этот тип вулканических пород рассматривается в качестве внутриплитного геохимического типа в современной островодужной системе [2–7] и на континентальной окраине [11]. При этом в ряде районов Камчатки наблюдается совмещение этих двух типов

вулканизма в одном длительно развивающемся вулканическом центре: Кекукнайском [8], Белоголовском [18], Теклетунуп [3, 15], Валоваям [11]. Совмещение петролого-геохимических признаков в этих центрах, противоречащих постулируемой геодинамической обстановке, некоторые исследователи [14, 15] рассматривают как проявление их конвергентности. Возникает ряд вопросов, связанных с интерпретацией этого явления: корректность выделения и сопоставления типов, особенности источников питания, характер связи проявления магматизма с особенностями геодинамического развития территории. Хорошо изучен-



**Рис. 1.** Геологическая карта вулкана Большой Паялпан и сопредельных вулканов.

1 – плейстоцен-голоценовые лавовые толщи и центры извержений вулкана Б. Паялпан (г. Белоголовая); 2 – позднплейстоценовые вулканические постройки и центры извержения; 3 – позднплейстоцен-голоценовые вулканические постройки и центры извержения, ареальные конусы. Пунктиром выделены контуры распространения лавово-пирокластических толщ щитовых вулканов Белоголовский и Носичан. Точки с цифрами – положение объектов опробования. По [14], с добавлениями и исправлениями. На врезке слева – фото некка.

ный вулкан Большой Паялпан (далее Б. Паялпан) играет ключевую роль при решении этих проблемных вопросов, связанных с происхождением и эволюцией Белоголовского вулканического центра. Этот центр был подробно изучен во время полевых работ в 2005 и 2007 гг., в которых принимали участие сотрудники нескольких научных центров: ИВиС ДВО РАН, ИГХ СО РАН, МГУ.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Крупный щитовой вулкан Большой Паялпан в составе Белоголовского вулканического центра располагается в С-З отрогах Срединного хребта Камчатки на северном фланге Ичинской группы вулканов [13]. В основании его выделяются щитовые постройки плиоцен-четвертичного возраста вулканов Белоголовского и ранне-среднплиоценового возраста – Носичан, а сам он окружен многочисленными позднплейстоценовыми и позднплейстоцен-голоценовыми вул-

канами и вулканическими конусами (рис. 1). Вновь полученные возрастные характеристики для пород этого вулкана (табл. 1) существенно расширили возрастную диапозон его развития до среднего плейстоцена. Постройка вулкана вытянута в СЗ направлении как следствие движения многочисленных потоков от их общего центра извержений в р-не г. Белоголовская. Разрез вулканической постройки был детально изучен в стенке кара в СВ ее части. Он представлен ритмичным переслаиванием потоков субафировых (с единичными вкрапленниками оливина и пироксена) базальтов-андезиобазальтов мощностью от 2–3 до 5–6 м и пирокластики мощностью от 0.8–1 м до 2 м. Суммарная мощность разреза постройки оценивается в 600 м, а объем изверженного материала – 20 км<sup>3</sup> [13]. Помимо потоков были изучены и опробованы также многочисленные вулканические конусы (с высотой порядка первых сотен метров), а также подводящие каналы-некки, вскрытые в некоторых карах (рис. 1, врезка).

**Таблица 1. Изотопные K-Ar (2–5) и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (1, 6, 7) определения возраста пород вулканов Носичан (1) и Большой Паялпан (2–7).**

№ /пп	1	2	3	4	5	6	7
№обр.	пп-2240	K-11/7	K-11/20	K-11/1	K-11/4	ПП-2544	ПП-2544
Порода	игнимбрит	андезибаза́льт	андезибаза́льт	базальт	базальт	гавайит	гавайит
Возраст (млн лет)	4.02	1.19 ± 0.10	1.20 ± 0.05	1.38 ± 0.06	1.34 ± 0.06	0.91	0.67

*Примечание.* 2, 3 – нижний, 4–7 – верхний комплексы. Возрастные определения 2–5 были выполнены в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Определение содержания радиогенного аргона проводилось на масс-спектрометре МИ 1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трассера  $^{38}\text{Ar}$ ; определение калия – методом пламенной спектрофотометрии. При расчете возраста использовались константы:  $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10}$  год $^{-1}$ ;  $\lambda\beta = 4.962 \times 10^{-10}$  год $^{-1}$ ,  $^{40}\text{K} = 0.01167$  (ат. %). Анализы 1, 6, 7 взяты из [15].

### ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД Особенности применяемых методов исследования

Состав минералов определялся с помощью рентгеноспектрального микроанализатора «САМЕВАХ» в ИВиС ДВО РАН (с обычной точностью анализа – для макрокомпонентов около 0.25–1 % и для малых содержаний – около 10 %). Аналитики: В.М. Чубаров и В.В. Ананьев. Петрогеохимические аналитические исследования выполнены в ЦКП Изотопно-геохимических исследований ИГХ СО РАН (г. Иркутск). Содержания породообразующих оксидов в породах определялись на многоканальном X-Ray спектрометре СРМ-25. Калибровка рентгенофлуоресцентного анализа проводилась по стандартным образцам СТ-1А (трапп, Россия) и JB-1 (базальт, Япония). Разделение  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  выполнено методом титрования. Микроэлементный анализ пород проводился методом (ICP-MS) на магнито-секторном масс-спектрометре с двойной фокусировкой ELEMENT 2 (Finnigan MAT, GmbH, Bremen, Germany). Величины пределов обнаружения различных элементов составляют от 0.1 до 0.001 мкг/г, а для РЗЭ не превысили 0.0п мкг/г, что значительно ниже уровня определяемых содержаний в анализируемых образцах. Правильность определения концентраций микроэлементов и дрейф прибора контролировались по международным стандартным образцам базальтов BHVO-1, BHVO-2 и андезитов AGV-1, AGV-2 через каждые 5–6 проб.

Исследования изотопного состава Sr, Nd и Pb выполнялись в ЦКП Геодинамики и геохронологии ИЗК СО РАН (г. Иркутск). Методика исследований включала в себя следующее. Навеска 100 мг истертого образца разлагалась в тefлоновых бюксах в смеси кислот  $\text{HNO}_3\text{-HF-HClO}_4$  с использованием микроволновой печи. Выделение Sr и Nd проводилось с использованием смол EIChroM Industries, II (США). Выделение суммы редкоземельных элементов и раз-

деление Sm и Nd проводилось с использованием одноразовой смолы TRU Spec и многократной смолы Ln Spec по модифицированной методике [26]. Выделение Sr осуществлялось с использованием одноразовой смолы Sr Spec, а Pb – с использованием смолы BioRad-AG1X8 по методике [24] с незначительными изменениями. Измерения изотопных отношений Nd, Sr и Pb осуществлялось на приборе Finnigan MAT-262 (Thermo Fisher Scientific, США). Качество анализа контролировалось измерением стандартных образцов SRM-987, JNd-1 и NBS-981. При масс-спектрометрических измерениях стронциевые изотопные отношения нормализованы к  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.375209$ , а для неодима к  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ . Изотопные отношения Pb скорректированы с учетом масс фракционирования для NBS 981.

### Петрография, минералогический состав

В составе рассматриваемого вулкана выделено четыре ассоциации пород, имеющие разное стратиграфическое положение или различную фаціальную принадлежность: 1) нижний и 2) верхний комплексы разреза вулканической постройки, 3) некковая фа́ция и 4) породы вулканических конусов в Ю-В части вулкана.

Верхний комплекс разреза сложен редко (от 5 до 2–3 %) мелко (обычно не более 2–1.5 мм, редко до 3.5 мм) порфиловыми пироксен-оливин-плаггиоклазовыми, оливин-плаггиоклазовыми или оливиновыми базальтами. Вкрапленники представлены: 1) идиоморфными кристаллами оливина (до 1.2 мм) – по краям затронуты идингситом, иногда имеют слабый зеленоватый боулингитовый налет, в некоторых случаях слабо корродированны основной массой и могут содержать ее в виде включений; несколько вкрапленников оливина с краев замещены рудным минералом, образующим тонкую кайму; 2) короткими (обычно 1:3, редко до 1:5) лейстами и табличками сдвойникового плаггиоклаза (до 1.5 мм), иногда зонального – зональность прямая, прямо-повторная, в одном случае – обратная, но градиенты состава

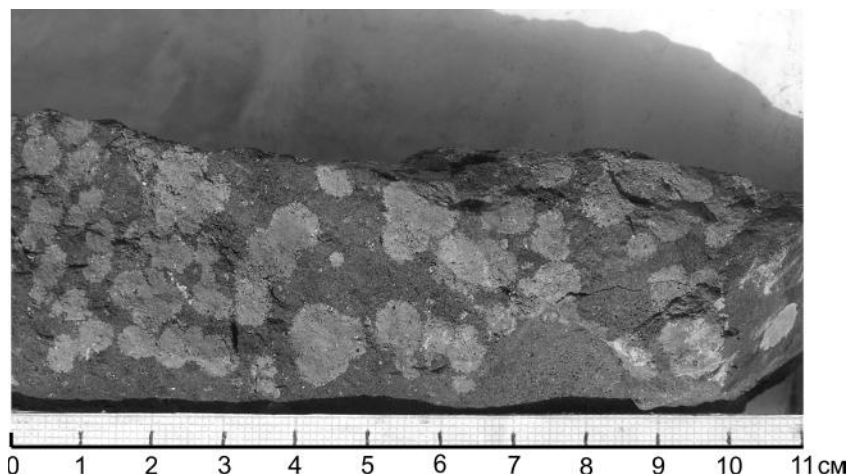


Рис. 2. Фрагмент базальта necka с «глобулями ликвации».

небольшие; 3) редкими микрофенокристаллами (не более 0.4 мм) клинопироксена. Вкрапленники иногда собраны в сростки (до ~ 2 мм) в различных сочетаниях. По плагиоклазам резкого разрыва в размерности при переходе от вкрапленников к микролитам нет, изменение постепенное – «серийнопорфировое». Микроструктура основной массы в целом ~ пилотакситовая. Сложена она преобладающими лейсточками плагиоклаза, изометричными микролитами клинопироксена, оливина, магнетита в интерстициях, т.е. имеет нормальную интерсертальную микроструктуру, но есть микроучастки с микропойкилитовой структурой. Стекла, как такового, нет – оно раскристаллизовано в интерстиционный полевой шпат (до ~15 %). В этом полевом шпате часто можно видеть кристаллиты и игольчато-шестоватые микронолиты клинопироксена (?) и игольчатые кристаллики апатита (?).

Нижний комплекс разреза представлен субафировыми – с единичными (< 1 %) микровкрапленниками (не более 0.7–0.8 мм) – оливиновыми и пироксеновыми андезибазальтами. Микрофенокристаллы и микролиты оливина замещены иддингситом с повышенной долей гематитовой составляющей. Микроструктура основной массы ближе к пилотакситовой, чем к интерсертальной, но лейсточка плагиоклаза обычно короткие (1:5). Кроме преобладающего плагиоклаза основная масса сложена оливином, клинопироксеном и магнетитом, а также раскристаллизованным (с кристаллами полевого шпата) стеклом (до 20–25 %). В одном из образцов удалось наблюдать присутствие нескольких правильных табличек обратно зонального ксеногенного плагиоклаза и его фрагментов (до 2 мм). Они имеют относительно кислое (андезин?) ядро и основные внешние зоны, а также каймы, разделенные губчатыми инверсион-

ными зонами, насыщенными стекловатыми микровключениями.

Некковая фация представлена редко (< 10 %) мелко (до ~2 мм) порфировыми оливиновыми базальтами. Вкрапленники оливина: идиоморфные; самые крупные нередко корродированны основной массой, самые мелкие (но не микролиты) – иногда недоразвитые – «скелетные»; большинство – свежие, места слабо развит иддингсит по краям и трещинкам, он же – по микролитам. Основная масса – тонко-микрозернистая, сложена лейсточками плагиоклаза и изометричными микролитами клинопироксена, оливина, магнетита, а также интерстиционными полевошпатовыми агрегатами – продуктами раскристаллизации стекла. Структуры основной массы – гиалопилитовая, интервербальная, пилотакситовая. В некоторых образцах она неоднородная – от пилотакситовой до почти микропойкилитовой, т.е. есть участки с небольшим содержанием лейсточек плагиоклаза, что указывает на резко неравновесные условия кристаллизации. С этим связано и образование местами своеобразных, резко обособленных «глобулей ликвации» (рис. 2). Матрица и глобули имеют примерно один и тот же минералогический состав, но отличаются своей пористостью и кристалличностью: более стекловатая матрица и мелко раскристаллизованные глобули. В одном из образцов был обнаружен ксенолит (3 на 1 см) кварц-полевошпатового состава, который местами дезинтегрирован и интенсивно замещается базальтовым материалом.

Вулканические конусы представлены порфировыми оливин-плагиоклазовыми андезибазальтами. Порода содержит менее 5 % вкрапленников плагиоклаза (размером до 1.5–2 мм) и субфенокристаллов оливина (размером до 0.5 мм). В основной массе –

Таблица 2. Представительные составы шпинелей (1–13) и магнетитов (14–38) из пород вулкана Большой Паяллан.

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
№ обр.	31/2			31/1							к-11-7	к-11-8		
SiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.55	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
TiO <sub>2</sub>	2.10	1.90	1.68	3.37	3.07	3.24	3.27	3.17	1.60	1.70	0.94	3.20	3.23	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.16	23.17	17.37	18.78	18.73	18.60	18.78	17.96	28.40	28.23	25.78	12.46	12.74	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.64	21.65	27.92	23.31	23.04	23.37	23.61	23.85	14.38	13.69	16.44	31.01	31.09	
FeO	26.47	25.08	27.26	27.64	25.81	26.90	27.71	26.04	22.28	22.01	24.66	27.32	27.40	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.39	21.50	20.95	21.54	20.29	21.42	21.35	20.69	23.95	23.75	24.11	20.03	20.00	
MgO	6.22	7.89	5.49	6.52	7.61	6.70	6.41	6.94	9.96	9.98	7.44	5.75	5.81	
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.05	0.04	0.04	0.03	0.04	0.05	0.02	0.03	0.00	0.00	
MnO	0.54	0.49	0.59	0.52	0.57	0.57	0.57	0.57	0.44	0.42	0.53	0.38	0.47	
NiO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	н.а	н.а	
ZnO	0.11	0.02	0.09	0.20	0.05	0.11	0.13	0.11	0.24	0.11	0.21	н.а	н.а	
Сумма	100.64	101.70	101.35	101.93	99.76	99.76	101.86	99.47	101.31	99.91	100.14	100.15	100.73	

№ п/п	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	
№ обр.	к-11-1				к-11-3		к-11-4				к-11-5			
SiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.07	0.03	
TiO <sub>2</sub>	12.97	20.14	23.30	21.94	5.74	21.55	26.09	26.63	25.59	25.43	9.15	3.38	3.34	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.68	0.05	0.39	1.35	3.39	2.60	0.55	1.31	1.30	1.28	5.80	9.36	9.16	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	72.29	61.45	58.31	54.55	80.92	55.71	19.58	18.32	20.34	21.23	32.70	35.26	35.41	
FeO	4.59	16.59	17.42	17.39	5.42	15.75	51.31	51.96	50.49	50.61	32.58	29.64	29.17	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.44	0.00	0.00	1.47	1.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	12.79	18.60	18.28	
MgO	5.17	0.53	1.64	1.89	0.96	2.66	2.29	2.42	2.81	2.74	4.67	4.17	4.20	
CaO	0.78	0.11	0.10	0.04	0.56	0.12	0.02	0.05	0.06	0.05	0.00	0.00	0.00	
K <sub>2</sub> O	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MnO	0.36	0.48	0.74	0.57	0.41	0.56	0.71	0.73	0.53	0.64	0.42	0.42	0.45	
Сумма	101.28	99.37	101.92	99.20	98.89	98.96	100.55	101.43	101.12	101.98	98.12	100.90	100.04	

№ п/п	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	
№ обр.	к-11-5			к-11-8					пп-2511				
SiO <sub>2</sub>	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.07	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	
TiO <sub>2</sub>	3.23	3.20	3.23	15.46	9.15	3.38	3.34	3.23	5.92	50.00	48.54	50.00	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.63	12.46	12.74	0.93	5.80	9.36	9.16	9.63	2.48	0.09	0.06	0.62	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34.33	31.01	31.09	37.00	32.70	35.26	35.41	34.33	53.08	7.84	9.82	12.61	
FeO	29.22	27.32	27.40	43.63	32.58	29.64	29.17	29.22	34.44	38.81	40.36	26.95	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.66	20.03	20.00	0.07	12.79	18.60	18.28	18.66	1.09	0.00	0.00	0.39	
MgO	4.11	5.75	5.81	0.65	4.67	4.17	4.20	4.11	1.20	3.27	1.57	10.41	
CaO	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.18	0.00	
K <sub>2</sub> 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	
MnO	0.41	0.38	0.47	0.31	0.42	0.42	0.45	0.41	0.21	0.36	0.31	0.09	
Сумма	99.63	100.15	100.73	98.09	98.12	100.90	100.04	99.63	98.43	100.39	100.84	101.07	

Примечание. 1–10 – из базальтов некка; 14–23 – из базальтов верхнего комплекса; 11–13 и 24–34 из андезибазальтов нижнего комплекса; 35–38 – из конусов; н.а – не анализировалось.

микролиты плагиоклаза, оливина, пироксена, выделения титаномагнетита. В одном из образцов (обр. 2511) в интерстициях был обнаружен амфибол паргаситового ряда). Структура серийно-порфиновая, основной массы микропоякилитовая.

#### Описание отдельных минералов

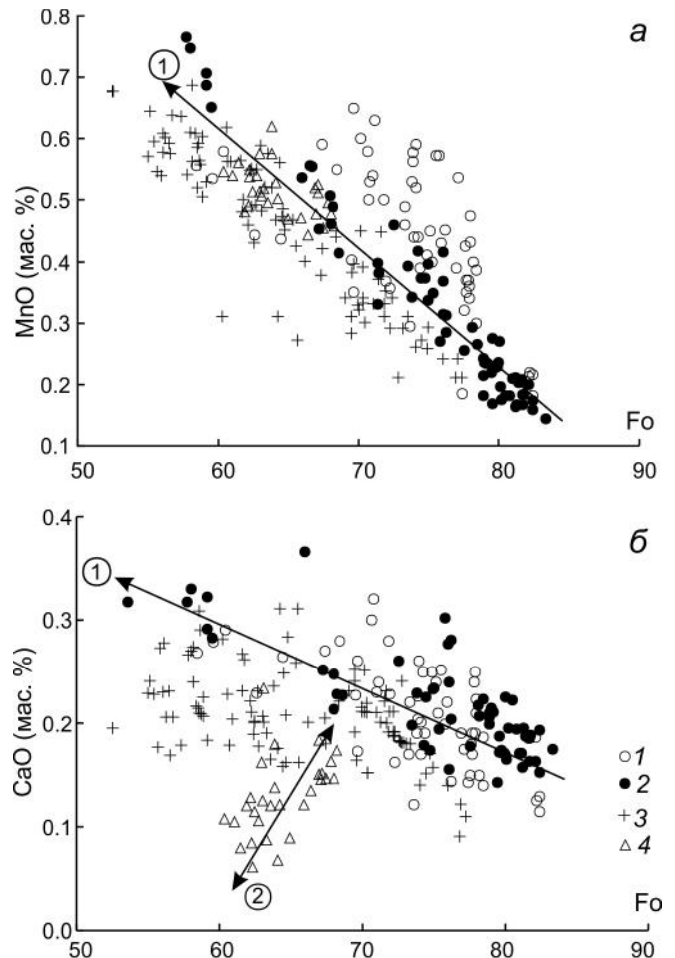
**Шпинели.** Встречаются в виде одиночных мелких (не более 10–15 мк) зерен в оливине из базальтов

некка, а также в некоторых андезибазальтах нижнего комплекса (табл. 2). Практически не зональны. При общей близкой умеренной глиноземистости шпинели некка отличаются высокой титанистостью. Титаномагнетиты в виде россыпи мелких зерен в основной массе породы встречаются практически во всех анализированных образцах. В базальтах верхнего комплекса (с повышенными содержаниями TiO<sub>2</sub>) они более титанистые, чем в андезибазальтах нижнего

комплекса. А в андезитобазальтах конуса наряду низкотитанистыми магнетитами было встречено несколько зерен ильменита (табл. 2, 36–38).

**Оливины.** Состав этого минерала колеблется в широких пределах от железистого гиалосидерита ( $Fo = 52.5$ ) до магнезиального хризолита ( $Fo = 83.35$ ) (табл. 3). Во вкрапленниках и субфенокристаллах магнезиальность не опускается ниже  $Fo = 69-70$ . В базальтах некка и в потоках верхнего комплекса широко представлены магнезиальные составы этого минерала в диапазоне  $Fo = 67-83$ . В породах нижнего комплекса и вулканических конусов наиболее распространены составы  $Fo = 54-65$ . В оливинах широко проявлена прямая зональность. При этом наиболее зональны кристаллы из пород нижнего комплекса (по возрастанию значений  $F/M$  на 15–17 %), тогда как в некке и базальтах верхнего комплекса этот показатель составляет не более 7–8 %. С увеличением железистости в минерале во всех типах пород растет содержание  $MnO$  (рис. 3, а, стрелка 1), а концентрация  $CaO$  увеличивается в большинстве генераций (рис. 3, б, стрелка 1), за исключением составов оливинов из андезитобазальтов конусов (рис. 3, б, стрелка 2). Оливины некка и лав верхнего комплекса группируются в верхней части обеих диаграмм. Это вполне согласуется с различием в средних содержаниях  $MnO$  и  $CaO$  ( $MnO = 0.16$ , а  $CaO = 8.69$  – для базальтов некка и верхнего комплекса и  $MnO = 0.14$  и  $CaO = 7.13$  – для андезитобазальтов нижнего комплекса) соответствующих типов пород. Но андезитобазальты конуса не настолько обеднены  $CaO$  ( $CaO = 7.04$ ), чтобы это стало причиной возникновения такого необычного тренда в составе оливина (рис. 3, б, стрелка 2). С другой стороны, согласно [29], оливины с содержанием  $CaO < 0.1$  мас. % являются плутоническими, а при более высоких значениях этого компонента – субвулканическими. Можно предположить, что этот тренд является отражением перехода оливинов конусов из «субплутонического» в «субвулканическое» состояние, т.е. отражает эффект декомпрессионной эволюции этих составов (обратная направленность той же стрелки на рис. 3, б).

Почти все точки оливинов некка, которые содержат включения шпинелей, дают некоторую аномалию повышенных содержаний  $MnO$  (рис. 3, а). Некоторые субфенокристаллы оливинов из нижнего комплекса, где была обнаружена единичная находка шпинели, также обогащены  $MnO$ . В случае раннего выделения шпинели образуется некоторый дефицит  $Fe$ , который компенсируется входением  $Mn$  в состав оливина [11]. В потоках основная масса оливинов образовалась раньше выделения магнетитов.



**Рис. 3.** Соотношения  $MnO - Fo$  (а) и  $CaO - Fo$  (б) в оливинах из различных типов пород вулкана Б. Паялпан.

1–4 – составы оливинов из: 1 – базальтов некка (обр. К-31-1,2), 2 – базальтов верхнего комплекса (обр. К-11-1,3, 4), 3 – андезитобазальтов нижнего комплекса (обр. К-11-5, 7, 8), 4 – андезитобазальтов вулканических конусов (обр. 2511, 2513). Стрелками показано направление изменения составов оливинов в ходе кристаллизационной дифференциации (1) и декомпрессионной перекристаллизации (2).

**Пироксены.** В составе этого минерала преобладают высококальциевые авгиты (рис. 4, табл. 4). При этом, на диаграмме  $Wo-En-Fs$  (рис. 4, а) наблюдаются два тренда их эволюции. Один идет в сторону обогащения  $Wo$ -миналом и смещен в поле салитов. Его составляют пироксены некка и верхнего лавового комплекса с высокими содержаниями  $CaO$  в базальтах. Это обычный тренд фракционной кристаллизации при понижении температуры. Другой тренд (породы нижнего комплекса и вулканических конусов) имеет противоположную тенденцию – в сторону низкокальциевых авгитов и дополняется с большим разрывом пижонитами и орпироксенами. Эти наименее кальциевые генерации встречаются в некоторых образ-

Таблица 3. Представительные анализы оливинов.

№№/пп № Обр.	к-31-1			к-11-1			к-11-3			к-11-7				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	36.71	37.75	38.43	40.94	37.51	37.18	38.52	40.85	40.93	39.98	39.94	41.08	40.46	41.28
FeO	34.54	32.01	24.25	15.85	37.60	34.18	26.92	20.93	18.78	28.58	22.25	19.21	16.73	15.29
MnO	0.56	0.44	0.37	0.18	0.95	0.77	0.51	0.27	0.24	0.56	0.35	0.23	0.20	0.14
MgO	27.28	30.04	34.90	41.74	24.36	26.16	32.06	36.83	39.65	31.83	38.16	40.89	41.12	42.93
CaO	0.27	0.23	0.23	0.11	0.32	0.32	0.25	0.30	0.21	0.42	0.19	0.21	0.19	0.17
сумма	99.36	100.47	98.18	98.82	100.74	98.60	98.25	99.18	99.80	101.70	100.89	101.62	98.70	99.81
Fo	58.47	62.59	71.95	82.44	53.59	57.71	67.98	75.83	79.01	66.50	75.35	79.14	81.42	83.35

№№/пп № Обр.	к-11-4				к-11-5				к-11-7					
	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO <sub>2</sub>	35.26	36.91	37.35	38.82	35.85	38.09	38.16	38.55	38.82	37.48	37.44	36.89	40.12	39.72
FeO	37.93	32.36	25.62	21.07	36.66	29.47	23.74	22.46	20.48	36.62	35.43	34.50	26.23	21.95
MnO	0.78	0.69	0.34	0.16	0.54	0.27	0.29	0.26	0.21	0.57	0.54	0.56	0.39	0.29
MgO	26.22	30.01	35.91	39.86	26.20	31.43	36.39	37.60	39.19	25.09	27.20	26.94	34.86	36.84
CaO	0.41	0.36	0.26	0.07	0.27	0.31	0.18	0.17	0.11	0.23	0.27	0.24	0.22	0.16
сумма	100.60	100.33	99.48	99.98	99.52	99.57	98.76	99.04	98.81	100.01	100.91	99.16	101.84	98.98
Fo	55.20	62.31	71.42	77.13	56.02	65.53	73.21	74.90	77.33	54.98	57.78	58.19	70.32	74.95

№№/пп № Обр.	к-11-8								pp-2511							
	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	37	38	39	40
SiO <sub>2</sub>	36.75	36.08	37.32	36.93	37.95	36.91	37.09	36.92	36.10	36.95	37.33	37.43	36.10	36.95	37.33	37.43
FeO	39.05	37.06	35.20	31.70	30.71	31.54	30.70	30.64	29.61	29.74	28.99	28.13	29.61	29.74	28.99	28.13
MnO	0.68	0.64	0.59	0.55	0.47	0.47	0.48	0.47	0.40	0.45	0.51	0.46	0.40	0.45	0.51	0.46
MgO	24.24	25.55	27.87	29.96	31.51	30.98	31.49	31.44	32.33	33.17	33.44	33.83	32.33	33.17	33.44	33.83
CaO	0.20	0.24	0.21	0.18	0.21	0.05	0.08	0.16	0.04	0.05	0.07	0.04	0.04	0.05	0.07	0.04
сумма	100.92	99.57	101.19	99.32	100.85	99.95	99.84	99.63	98.48	100.36	100.34	99.89	98.48	100.36	100.34	99.89
Fo	52.53	55.14	58.53	62.75	64.65	63.65	64.64	64.65	66.06	66.53	67.28	68.19	66.06	66.53	67.28	68.19

Примечание. 1–4 – из пород некка; 5–18 – верхнего лавового комплекса; 19–33 – нижнего лавового комплекса; 34–40 – из пород вулканического конуса.

Таблица 4. Представительные анализы клинопироксенов.

№№/шт № Обр.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	к-11-1											
SiO <sub>2</sub>	51.64	50.96	51.91	50.54	48.57	50.72	52.20	53.05	51.52	52.15	49.18	49.03
TiO <sub>2</sub>	1.02	1.23	1.17	1.92	2.63	2.97	1.00	1.09	1.10	1.20	2.07	2.51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.75	3.34	3.22	5.01	5.93	7.56	2.34	2.04	2.33	2.54	4.44	5.63
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.08	0.11	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	7.59	7.87	8.27	8.05	9.04	12.31	8.76	8.74	9.44	9.21	9.27	10.34
MnO	0.09	0.15	0.18	0.17	0.16	0.14	0.16	0.18	0.19	0.19	0.11	0.18
MgO	15.87	14.70	14.82	12.87	12.94	11.84	14.83	14.00	14.28	13.67	12.74	12.52
CaO	21.23	20.77	21.59	21.95	21.73	13.42	19.60	20.34	19.80	20.72	20.38	19.89
Na <sub>2</sub> O	0.42	0.42	0.49	0.73	0.64	1.52	0.29	0.43	0.35	0.33	0.39	0.48
K <sub>2</sub> O	0.06	0.08	0.04	0.11	0.04	1.09	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
сумма	100.75	99.63	101.69	101.35	101.70	101.57	99.18	99.87	99.02	100.02	98.58	100.58
Fe#	21.15	23.10	23.84	25.97	28.16	36.84	37.13	38.43	39.80	40.25	42.12	45.23
En	44.84	43.18	42.36	38.80	38.46	41.69	43.83	41.77	42.23	40.53	39.09	38.38
Fs	12.04	12.97	13.26	13.61	15.09	24.33	14.52	14.62	15.67	15.32	15.96	17.78
Woll	43.12	43.84	44.37	47.58	46.45	33.98	41.64	43.61	42.09	44.15	44.95	43.84

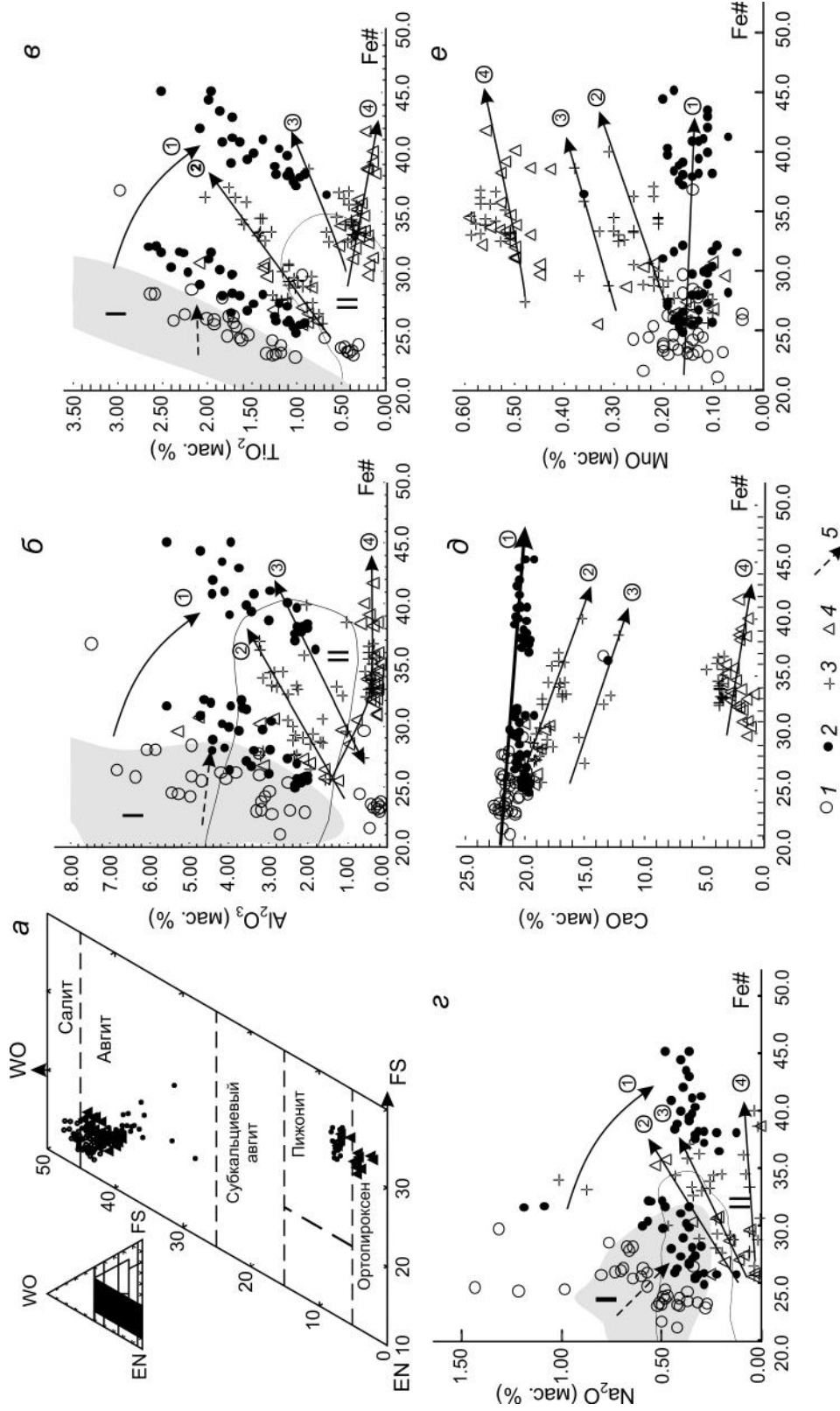
№№/шт № Обр.	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
	к-11-5											
SiO <sub>2</sub>	52.20	52.13	51.77	51.01	49.03	49.48	48.49	48.06	48.23	52.10	50.51	49.92
TiO <sub>2</sub>	1.00	1.24	1.54	1.71	2.51	1.73	2.22	2.26	2.65	0.71	0.75	1.38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.34	3.01	3.46	4.18	5.63	3.17	4.04	3.60	4.53	1.59	1.98	2.68
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.23	0.00
FeO	8.76	9.00	9.11	9.43	10.34	9.69	9.59	10.14	10.59	9.57	9.92	12.41
MnO	0.16	0.17	0.13	0.07	0.18	0.14	0.12	0.05	0.09	0.11	0.10	0.21
MgO	14.83	14.20	13.95	13.45	12.52	12.80	12.53	12.36	12.59	15.55	15.46	13.23
CaO	19.60	19.83	20.80	20.47	19.89	20.91	21.03	20.80	20.62	18.62	19.46	18.10
Na <sub>2</sub> O	0.29	0.42	0.36	0.30	0.48	0.49	0.59	1.18	0.55	0.04	0.04	0.20
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02
сумма	99.18	100.00	101.12	100.62	100.58	98.42	98.62	98.46	99.85	98.40	98.45	98.15
Fe#	37.13	38.79	39.51	41.21	45.23	29.81	30.04	31.52	32.06	25.66	26.47	34.48
En	72.03	70.58	70.79	71.34	71.83	38.48	37.94	37.46	37.75	24.96	30.53	25.59
Fs	0.10	0.32	0.21	0.28	0.30	16.34	16.29	17.24	17.81	61.09	52.60	61.79
Woll	27.88	29.10	29.00	28.37	27.87	45.18	45.77	45.30	44.44	13.95	16.87	12.62



Таблица 4. (Окопчанне).

№№/пп	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	
№ Обр.	к-11-7												
SiO <sub>2</sub>	51.78	51.72	51.76	50.88	46.55	50.24	50.76	50.91	52.40	53.28	52.44	53.20	
TiO <sub>2</sub>	1.09	1.16	1.28	1.56	3.89	0.82	1.02	1.03	0.43	0.39	0.53	0.42	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.41	2.43	2.33	2.13	2.07	0.61	1.97	1.90	0.54	0.40	0.47	0.36	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
FeO	11.61	11.50	12.93	14.28	17.06	13.27	10.73	11.12	18.89	19.21	20.55	21.52	
MnO	0.24	0.21	0.30	0.36	0.31	0.48	0.20	0.22	0.53	0.51	0.54	0.57	
MgO	16.05	14.88	14.50	14.33	14.35	19.74	15.01	14.95	22.05	22.18	19.96	20.78	
CaO	17.66	19.00	16.88	17.71	15.20	14.97	18.57	18.16	3.69	3.70	3.80	3.34	
Na <sub>2</sub> O	0.31	0.47	0.35	0.37	0.04	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	
K <sub>2</sub> O	0.04	0.52	0.03	0.06	0.03	0.03	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	
сумма	101.37	101.89	100.36	101.68	99.50	100.16	98.28	98.38	98.53	99.67	98.29	100.19	
Fe#	28.87	30.00	33.34	35.86	40.01	27.38	28.62	29.44	32.46	32.70	36.61	36.75	
En	45.51	42.51	42.79	40.87	41.18	52.02	43.66	43.66	62.47	62.28	58.33	58.95	
Fs	18.48	18.45	21.40	22.84	27.47	19.62	17.51	18.22	30.02	30.26	33.69	34.25	
Woll	36.01	39.04	35.81	36.29	31.36	28.36	38.83	38.12	7.51	7.47	7.98	6.81	
№№/пп	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49
№ Обр.	2511												
SiO <sub>2</sub>	52.91	49.38	49.78	53.40	52.47	52.27	53.34	53.21	52.72	48.49	53.66	53.67	53.21
TiO <sub>2</sub>	0.21	1.38	1.37	0.28	0.12	0.21	0.15	0.23	0.94	2.09	0.53	0.33	0.31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.17	3.27	2.92	0.36	0.37	0.69	0.62	0.37	1.27	4.83	0.44	0.20	0.24
FeO	18.53	10.93	11.46	21.04	22.80	22.90	23.97	24.88	9.41	10.41	19.54	20.37	21.04
MnO	0.45	0.24	0.22	0.53	0.53	0.43	0.50	0.56	0.33	0.10	0.57	0.61	0.61
MgO	24.59	14.12	14.55	21.24	20.67	20.52	20.08	19.46	15.41	13.15	23.05	21.07	20.95
CaO	1.41	18.33	17.97	2.51	2.02	1.46	1.31	2.06	19.24	20.06	2.05	3.19	3.17
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.35	0.23	0.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.22	0.00	0.54	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.03	0.04
сумма	99.27	98.00	98.50	99.84	98.98	98.48	99.97	100.77	99.40	99.36	99.85	100.01	99.56
Fe#	29.71	30.28	30.64	35.72	38.23	38.50	40.11	41.77	25.52	30.76	32.23	35.18	36.04
En	68.31	42.24	42.93	60.95	59.21	59.62	58.26	55.76	44.64	39.36	64.96	60.55	59.81
Fs	28.88	18.34	18.97	33.87	36.64	37.33	39.01	40.00	15.30	17.49	30.89	32.86	33.70
Woll	2.82	39.41	38.11	5.18	4.16	3.05	2.73	4.24	40.06	43.15	4.15	6.59	6.50

Примечание. 1-6 – из пород некка; 7-21 – верхнего лавового комплекса; 22-36 – нижнего лавового комплекса; 37-49 – из пород вулканических конусов.



**Рис. 4.** Диаграмма Wo – En – Fs (a) и соотношения Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – Fe# (б), TiO<sub>2</sub> – Fe# (в), Na<sub>2</sub>O – Fe# (г), CaO – Fe# (д), MnO – Fe# (е) в клинопироксенах из различных типов пород вулкана Б. Паяллан.

1–4 – то же, что и на рис. 3; 5 – изменение составов пироксенов при переходе: конус–лавовый поток в породах внутриплитного типа, по [11]. Выделены поля клинопироксенов в породах внутриплитного (I) и островодужного (II) типов, по [11]. Большими стрелками показано изменение направления и положения трендов пироксенов в породах верхнего комплекса (1), нижнего комплекса и конусов (2–4). Fe# = Fe/(Fe + Mg) в атомных количествах.

цах совместно с авгитами (табл. 4, обр. к-11-8, 2511 и 2513), а пижонит иногда образует каемки вокруг оливина. Максимальная зональность, как и в оливинах, отмечается в отдельных кристаллах из пород нижнего комплекса:  $Wo_{35,8} En_{42,8} Fs_{21,4} \rightarrow Wo_{9,9} En_{58,0} Fs_{32,0}$ . Менее выражена эта характеристика в минералах некка:  $Wo_{44,6} En_{41,9} Fs_{13,4}$ . Наименее зональны пироксены в потоках верхнего комплекса  $Wo_{43,8} En_{38,4} Fs_{17,8} \rightarrow Wo_{42,5} En_{42,4} Fs_{15,0}$ .

Комплексы пород с разным характером трендов отличаются и по содержанию в пироксенах других компонентов (табл. 4) или рисовкой самих трендов (рис. 4, б–е). В отношении компонентов, поведение которых прямо или косвенно связано с изменением давления или глубины образования – Al, Ti, Na, в составах клинопироксенов наблюдается сходная картина. С ростом железистости этого минерала из базальтов некка, потоков к-11-3 и к-11-4, а затем – к-11-1 верхнего комплекса отмечается ряд сменяющих друг друга трендов возрастания содержаний Al (рис. 4, б), Ti (рис. 4, в) и Na (рис. 4, з). Сменяя друг друга эти тренды совершают поворот по стрелке 1. Концентрации CaO (рис. 4, д) и MnO (рис. 4, е) при этом существенно не меняются, слегка уменьшаясь. Для объяснения этих особенностей воспользуемся опытом изучения клинопироксенов в породах одного из районов СВ Камчатки (верховья р. Валовая), где в составе проявлений миоцен-плиоценового вулканизма выявлены внутриплитный и островодужный типы [11]. Поля составов клинопироксенов, отвечающих этим типам (I и II), нанесены на рис. 4, б–з. В отношении пироксенов из базальтов внутриплитного типа Валовая была выявлена интересная закономерность: при переходе от базальтов конуса к породам лавового разреза состав клинопироксенов менялся так, как это показано маленькими стрелками внутри полей I. Происходило это в результате дорастания минералов в период излияния «в потоке». Сходную картину изменения составов пироксенов при переходе от некка к лавовым потокам, даже в несколько большем масштабе, мы наблюдаем и в отношении пород Б. Паялпана (рис. 4, б–з). Поскольку «дорастание в потоке» происходит уже при атмосферном давлении, меняются и характеристики пироксенов конечных трендов, попадая в поля II малоглубинных минералов пород островодужного типа.

Смена составов пироксенов, отмеченных трендами 2 (образцы к-11-5, к-11-7 и частично к-11-8 из потоков нижнего комплекса и конуса, 2513), 3 (образцы к-11-8 и частично к-11-5 из потоков того же комплекса) и 4 (в основном из конусов, 2511, 2513 и частично из потока, к-11-8) сопровождается уменьшением концентраций Al (рис. 4, б), Ti (рис. 4, в) и Na

(рис. 4, з) в одном и том же диапазоне железистости в основном в поле II минералов пород островодужного типа. При этом содержания CaO ступенчато и эффективно уменьшаются, а MnO таким же образом возрастают. Тренд изменения CaO напоминает таковой для оливинов конуса (рис. 3, б, стрелка 2), тем более, что низкокальциевые оливины в этом образце (табл. 3, № 37, 38) ассоциируют с низкокальциевыми пироксенами (табл. 4, № 37, 41). По-видимому, пироксены в этом случае также испытали декомпрессионное изменение составов. Интересно отметить, что дефицит Ca при этом компенсируется вхождением Mn в состав пироксена.

Плагиоклазы. Состав минерала в целом колеблется от андезина  $An_{33} Or_{2,45} Ab_{64,5}$  до битовнита  $An_{82} Or_{0,6} Ab_{17,4}$ . В распределении различных генераций по типам пород усматриваются те же закономерности, что и в отношении темноцветных минералов. Базальты некка и лав верхнего комплекса характеризуются более основным (высококальциевым) составом плагиоклазов (табл. 5, № 1–15). Для первых содержания анортита доходят до  $An_{70}$ , для вторых –  $An_{81-82}$ . В породах нижнего комплекса содержание этого компонента не превышает  $An_{70,5}$ , а вулканы конуса характеризуются наличием двух максимумов в диапазоне составов  $An_{66-58}$  и  $An_{50-42}$ . Вкрапленники, субфенокристаллы и крупные лейсты-микролиты из пород любой части вулкана несколько более кальциевые ( $An_{55-70}$  до  $An_{77-82}$  в одном из потоков верхнего комплекса). Но четкой границы для отдельных генераций этого минерала провести невозможно, т.к. характер переходов между ними как по размерности, так и по составу, постепенный. В потоках верхнего комплекса в базисе был обнаружен калишпат (табл. 5, № 5–6) и одно зерно аноклаза (табл. 5, № 7). В интерстициях андезибазальтов конуса нередко содержится аноклаз, состав которого колеблется следующим образом:  $Or_{19,8-25,6} Ab_{57,2-66,9} An_{13,4-17,2}$  (табл. 5, № 36–37). Широко проявлена прямая зональность, которая, однако, не зависит от принадлежности образца к той или иной ассоциации. Например, в породах одного из потоков нижнего комплекса максимальная разница между центральной и краевой частями субфенокриста (330 на 100 мк) составила 6 % основности ( $An_{55,45} Ab_{42,67} Or_{1,87} \rightarrow An_{49,44} Ab_{47,9} Or_{2,66}$ ), в базальтах некка несколько меньший субфенокрист характеризуется максимальной зональностью около 21 % основности ( $An_{65,44} Ab_{32,92} Or_{1,64} \rightarrow An_{44,39} Ab_{48,41} Or_{7,19}$ ), наконец, наиболее зональным (до 33 % основности) оказался субфенокрист из базальта верхнего комплекса ( $An_{54,37} Ab_{42,54} Or_{3,09} \rightarrow An_{21,75} Ab_{59,44} Or_{18,81}$ ).

Таким образом, различия между составами пород некка, базальтов верхнего комплекса, с одной

Таблица 5. Представительные анализы плагиоклазов.

№№/пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
№ Обр.	к-11-1														
SiO <sub>2</sub>	55.72	55.43	51.69	51.25	67.31	66.02	63.05	59.00	56.59	53.30	52.21	48.55	54.97	48.22	47.08
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.04	0.00	0.00	0.15	0.19	0.14	0.09	0.04	0.03	0.02	0.00	0.05	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.96	28.53	28.78	30.55	20.51	19.67	22.40	25.64	27.06	28.67	30.39	31.84	28.38	31.28	31.69
FeO	0.54	0.60	0.67	0.92	0.55	0.62	0.67	0.63	1.00	0.82	0.70	0.59	0.79	0.67	0.64
MgO	0.00	0.09	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.02	0.06	0.03	0.00	0.01	0.00
CaO	9.73	11.82	13.20	15.04	1.16	0.90	3.92	8.07	10.21	12.55	14.37	16.25	11.68	15.66	16.66
Na <sub>2</sub> O	5.86	5.05	4.57	3.43	3.11	4.57	5.93	5.31	4.82	4.11	3.09	1.95	4.70	2.32	2.06
K <sub>2</sub> O	1.32	0.30	0.34	0.24	5.71	6.88	2.85	0.96	0.58	0.31	0.19	0.08	0.63	0.11	0.11
Сумма	99.19	101.86	99.28	101.44	98.49	98.84	98.95	99.74	100.31	99.82	101.04	99.29	101.20	98.27	98.22
Ort	7.19	1.67	1.87	1.34	50.06	47.17	18.81	6.09	3.51	1.81	1.12	0.47	3.56	0.63	0.61
Ab	48.41	42.87	37.79	28.81	41.42	47.65	59.44	51.05	44.48	36.54	27.72	17.73	40.64	20.98	18.19
An	44.39	55.46	60.34	69.85	8.52	5.18	21.75	42.87	52.01	61.65	71.16	81.80	55.80	78.40	81.20
№№/пп	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28		
№ Обр.	к-11-7														
SiO <sub>2</sub>	65.19	65.08	56.99	54.96	54.08	52.15	49.97	55.65	54.01	54.90	56.19	52.78	51.53		
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.05	0.03	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.07	0.06	0.05		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.88	18.98	25.43	26.65	27.24	29.77	30.83	26.87	27.86	28.53	26.68	28.93	29.77		
FeO	0.11	0.14	0.95	0.96	1.02	0.69	0.87	0.84	0.62	0.76	1.05	0.96	0.78		
MgO	0.03	0.02	0.16	0.18	0.13	0.20	0.17	0.04	0.07	0.06	0.05	0.05	0.08		
CaO	0.37	0.37	8.12	9.74	11.06	12.60	13.55	10.63	11.89	12.35	9.74	12.37	13.40		
Na <sub>2</sub> O	3.27	3.00	6.68	6.52	4.93	3.65	3.00	5.69	5.06	3.57	5.82	4.12	3.86		
K <sub>2</sub> O	11.95	11.97	0.69	0.44	0.34	0.22	0.20	0.48	0.34	0.29	0.51	0.30	0.24		
Сумма	99.80	99.56	99.07	99.48	98.84	99.28	98.60	100.21	99.84	100.44	100.11	99.57	99.70		
Ort	69.35	71.08	3.91	2.37	1.99	1.35	1.24	2.66	1.87	1.78	2.45	1.60	1.29		
Ab	28.84	27.07	57.48	53.48	43.76	33.93	28.25	47.90	42.67	33.71	64.54	51.36	47.94		
An	1.80	1.85	38.61	44.15	54.25	64.73	70.51	49.44	55.45	64.52	33.00	47.04	50.76		
№№/пп	29	30	31	33	32	34	35	36	37	38	39	40	41		
№ Обр.	III-2511														
SiO <sub>2</sub>	62.76	60.60	57.15	53.43	53.37	52.66	50.90	64.23	65.32	57.60	52.53	53.00	51.14		
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.05	0.04	0.02	0.02	0.00	0.00	0.06	0.06	0.02	0.04	0.04	0.00		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.26	22.81	25.60	28.22	27.80	29.29	30.20	20.96	22.03	25.01	26.15	28.53	29.92		
FeO	0.59	0.97	1.08	1.30	1.08	0.75	0.86	0.60	0.56	0.95	0.84	0.83	0.61		
MgO	0.04	0.05	0.04	0.07	0.03	0.08	0.07	0.00	0.00	0.03	0.05	0.08	0.07		
CaO	3.38	5.02	8.35	10.89	10.37	11.94	12.75	2.74	3.01	7.71	11.81	11.91	13.85		
Na <sub>2</sub> O	6.48	6.95	6.03	4.88	5.32	4.14	3.73	7.57	5.53	6.64	6.45	4.82	3.51		
K <sub>2</sub> O	0.86	1.56	0.44	0.28	0.37	0.29	0.20	3.40	3.75	0.68	0.55	0.32	0.17		
Сумма	98.43	98.01	98.73	99.09	98.36	99.15	98.71	99.56	100.27	98.64	98.43	99.52	99.26		
Ort	6.35	9.55	2.65	1.66	2.16	1.75	1.21	19.77	25.55	3.92	2.72	1.79	0.98		
Ab	72.70	64.65	55.15	44.03	47.10	37.88	34.20	66.86	57.21	58.51	48.36	41.50	31.14		
An	20.95	25.80	42.20	54.30	50.74	60.37	64.60	13.37	17.24	37.57	48.92	56.71	67.88		

стороны, и андезибазальтов нижнего комплекса, с другой, хорошо просматриваются при анализе вариаций составов шпинелей и магнетитов (табл. 2), оливинов (табл. 3, рис. 3), клинопироксенов (табл. 4, рис. 4) и плагиоклазов (табл. 5). Первая группа характеризуется присутствием реликтов относительно глиноземистой шпинели, обилием высокотитанистых магнетитов, наличием генераций оливинов с повышенными содержаниями MnO и CaO и пироксенов с повышенными, но меняющимися (некк-потоки) концентрациями  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $Na_2O$  и стабильными невысокими значениями для CaO и MnO, более кальциевыми плагиоклазами, единичными ортоклазами и анортотклазами.

Вторая группа (сюда можно включить и конусы) характеризуется наличием единичных реликтов шпинели, менее титанистыми магнетитами, составом оливинов с пониженными содержаниями MnO и CaO, пироксенов с низкими («островодужными») и слабо меняющимися составами  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $Na_2O$ , но с резко контрастирующими концентрациями MnO и CaO, более натровыми – плагиоклазами. В одних случаях эти различия связаны с разным составом пород, в других – с различием в условиях образования – проявлением «внутриплитных» или «островодужных» характеристик.

### Петрология и геохимия

Проведем сравнительную характеристику петрогеохимических составов пород вулкана Б. Паялпан (табл. 6), его вулканогенного основания – вулкана Носичан и трахибазальтов Белоголовского вулкана (рис. 5–6) как составных частей всего Белоголовского вулканического центра. По соотношению суммарной щелочности-кремнекислотности основные разновидности пород Б. Паялпана близки трахибазальтам Белоголовского вулкана, а состав андезибазальтов смещается в сторону менее щелочных пород вулкана Носичан (рис. 5, а). Породы некка, верхнего лавового комплекса и базальты Белоголовского вулкана относятся к высококальциевой, а нижнего комплекса и конусов, также как и вулканиты Носичана, – к умереннокальциевой известково-щелочной серии (рис. 5, в). По своей высокой титанистости все составы пород Б. Паялпана и базальты Белоголовского вулкана попадают в поле пород внутриплитного типа. Вулканиты Носичана отвечают островодужным образованиям (рис. 5, б). Уменьшение магнезиальности в ходе эволюции расплавов одинаково смещает точки пород нижнего комплекса и конусов Б. Паялпана, а также

вулканитов Носичана из поля внутриплитных составов в поле островодужных образований (рис. 5, з). Обнаруженные в базальтах некка глобулы (рис. 2) отличаются повышенной флюидонасыщенностью, большей окисленностью Fe, большей Na-, но пониженной K-щелочностью (табл. 6).

Соотношение микроэлементов с калием позволяет оценить их информативность в отношении меняющейся степени плавления мантийного субстрата и результаты процессов фракционирования. В этом плане наиболее информативными являются высокозарядные элементы, а крупноионные литофильные элементы не участвуют в процессах селективного плавления и могут быть связаны с процессами кристаллизационной дифференциации, либо отражать эффект вторичного обогащения. Эти закономерности хорошо видны на серии коррелятивных диаграмм (рис. 6), где сопоставляются данные по вулканам Б. Паялпан, Носичан и Белоголовского. Переход от базальтов ( $SiO_2 = 48.95–51.7$ ;  $K = 0.74–1.01$ ) Носичана к нижнему, а затем к верхнему комплексу пород Б. Паялпана и трахибазальтам Белоголовского вулкана сопровождается возрастанием калиевой щелочности пород и увеличением концентраций Ti (рис. 6, а), Zr (рис. 6, б), Hf (рис. 6, в), Nb (рис. 6, з), Ta (рис. 6, д), Y (рис. 6, е) и Ce (рис. 6, ж). Отклонение от этих трендов наблюдается в отношении составов глобул из некка Б. Паялпана и нескольких точек трахибазальтов Белоголовского вулкана в связи с их пониженной K-щелочностью. По отношению к матрице глобулы обогащены Rb и Cs, более натриевые, но обеднены Pb (табл. 6). Предкристаллизационное флюидно-силикатное расслоение привело к образованию кластеров (зародышей кристаллов), а быстрая кристаллизация способствовала оформлению их в виде глобул, насыщенных кристаллами клинопироксена (повышенная натриевость) и полевого шпата (концентратор Rb и Cs) с незначительным содержанием стекла (носитель калия). Сходный механизм мог проявиться и в отношении некоторых трахибазальтов Белоголовского вулкана.

Субгоризонтальные тренды изменения составов для большинства элементов в породах вулкана Носичан (при  $SiO_2 = 54.46–66.23$  и  $K > 1.0$ ) являются хорошим отражением процессов кристаллизационной дифференциации. Из общей закономерности выпадают также флюидомобильные элементы Pb (рис. 6, з) и Ba (рис. 6, и). Вероятно, исходные расплавы для вулкана Носичан изначально были обогащены, а для Белоголовского вулкана обеднены этими компонентами.

Таблица 6. Петрогенный (мас. %) и редкоэлементный (г/г) состав пород вулкана Большой Паялан.

№	№ обр.	Объект	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	Total
1	K-31-05	некк	48.69	1.60	16.31	4.91	4.85	0.16	8.86	8.96	3.61	1.42	0.38	0.27	100.0
2	K-31/1A		47.96	1.52	15.70	5.54	3.68	0.16	8.33	8.96	4.73	0.75	0.42	1.93	99.68
3	K-31/1B		49.80	1.54	16.10	4.74	4.32	0.15	7.82	8.86	3.87	1.47	0.38	0.19	99.24
4	ПП-2508	потоки	49.71	1.47	16.55	4.57	5.03	0.16	8.22	8.62	3.41	1.53	0.41	0.18	99.86
5	K-32-05	верхний	50.54	1.57	17.05	4.76	4.85	0.15	6.50	8.93	3.71	1.31	0.45	0.40	100.22
6	ПП-2338	комплекс	50.02	1.55	16.26	4.10	5.57	0.15	7.75	8.72	3.48	1.43	0.47	0.61	100.11
7	ПП-2542		49.43	1.58	16.40	7.50	2.33	0.16	7.98	8.45	3.51	1.72	0.41	0.49	99.94
8	ПП-2544		48.87	1.62	16.57	4.21	5.57	0.16	8.32	8.88	3.50	1.55	0.39	0.28	99.91
9	ПП-2550		50.40	1.67	17.55	3.94	5.39	0.15	5.64	9.06	3.94	1.48	0.50	0.39	100.11
10	ПП-2715		49.75	1.63	16.36	6.29	3.59	0.16	7.54	8.81	3.62	1.45	0.49	0.24	99.93
11	к-11-1		50.30	1.70	17.49	4.68	4.67	0.15	5.22	8.96	3.87	1.67	0.51	0.63	99.85
12	к-11-3		48.61	1.63	16.63	6.68	3.41	0.16	7.34	9.27	3.62	1.39	0.67	0.38	99.79
13	K-11-4		51.9	1.61	18.2	4.2	6.29	0.16	3.4	7.14	4.5	1.61	0.58	0.31	99.90
14	K-22-07		49.51	1.62	16.78	3.54	6.29	0.15	7.50	8.86	3.50	1.44	0.48	0.31	99.36
15	K-11-5	потоки	55.00	1.36	17.7	2.26	8.62	0.14	3.35	7.23	3.91	1.33	0.31	0.79	100.00
16	к-11-7	нижний	53.63	1.38	17.28	3.08	5.57	0.14	5.00	7.58	3.90	1.30	0.35	0.66	99.88
17	K-11-8	комплекс	55.4	1.28	17.5	3.34	5.98	0.14	3.01	6.84	4.33	1.33	0.32	0.58	100.04
18	ПП-2541		53.69	1.35	17.30	4.19	4.67	0.14	4.51	7.32	4.10	1.41	0.34	0.67	99.69
19	ПП-2511	конус	54.55	1.4	17.95	3.22	4.85	0.13	4.01	7.04	4.38	1.59	0.57	0.37	100.05
20	ПП-2513	конус	53.11	1.38	18.02	5.16	3.23	0.12	4.26	7.73	4.14	1.41	0.57	0.36	99.48

№	Sc	V	Cr	Ni	Cs	Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta	La	Ce	Pr	Nd
1	26	217	248	132	0.31	25	436	1.77	0.59	16	0.96	18	41	5.30	22
2	27	259	216	124	9.14	106	558	1.73	0.63	16	0.91	20	46	5.97	25
3	28	267	197	118	0.11	12	617	1.78	0.71	17	0.98	20	48	6.13	26
4	25	248	237	128	0.31	25	488	1.90	0.59	15	0.84	18	41	5.27	22
5	28	281	141	71	0.26	23	558	1.63	0.66	14	0.82	21	47	5.86	25
6	25	248	194	122	0.26	22	491	1.72	0.63	16	0.89	20	46	6.10	25
7	25	251	242	131	0.49	33	560	1.85	0.74	21	1.22	22	50	6.32	26
8	27	266	243	126	0.44	28	516	1.45	0.64	18	1.04	19	44	5.62	23
9	27	271	97	35	0.26	21	502	1.96	0.74	17	0.91	20	47	6.03	26
10	24	236	196	106	0.42	24	481	2.00	0.68	14	0.83	19	43	5.73	24
11															
12															
13	22	231	56	53	0.25	23	724	2.30	0.78	21	1.28	23	52	6.74	29
14	27	278	206	116	0.22	22	512	1.98	0.65	16	0.97	20	48	6.21	27
15	21	226	100	78	0.44	18	456	2.00	0.73	11	0.74	19	44	5.75	24
16															
17	22	218	60	62	0.41	21	523	2.20	0.84	12	0.72	18	42	5.39	23
18	20	206	47	52	0.42	22	438	2.09	0.65	12	0.70	17	38	4.91	21

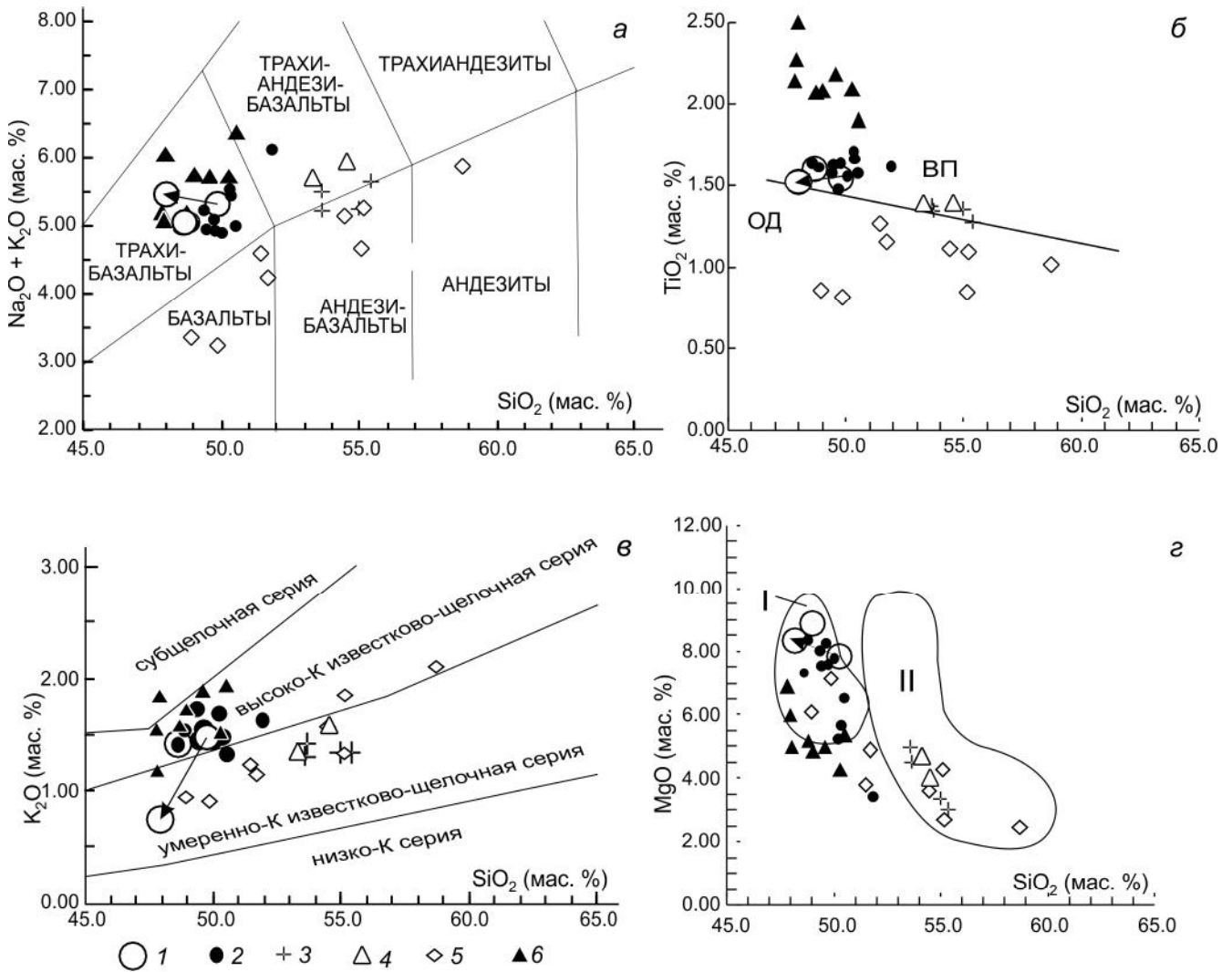
Таблица 6. (Окончание).

№	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Pb	Sr	Zr	Hf	Y
1	5.09	1.60	4.68	0.71	4.08	0.80	2.12	0.31	1.84	0.27	3.57	638	154	3.91	21
2	5.38	1.64	4.61	0.67	3.84	0.76	2.00	0.29	1.82	0.27	1.97	871	174	4.17	23
3	5.61	1.66	4.66	0.68	3.90	0.77	2.04	0.29	1.82	0.28	3.47	847	170	4.41	23
4	5.20	1.62	4.69	0.71	4.11	0.82	2.21	0.31	1.91	0.28	4.29	676	164	4.15	20
5	5.47	1.69	4.91	0.73	4.18	0.81	2.10	0.30	1.87	0.28	5.10	712	166	4.16	25
6	5.34	1.68	4.88	0.69	3.96	0.79	2.06	0.29	1.81	0.28	4.37	685	156	4.00	24
7	5.87	1.81	5.28	0.76	4.30	0.82	2.15	0.30	1.90	0.29	4.53	740	183	4.27	24
8	5.09	1.62	4.60	0.67	3.90	0.76	2.00	0.28	1.78	0.27	4.23	681	165	4.00	23
9	5.80	1.81	5.37	0.79	4.61	0.90	2.35	0.33	1.98	0.29	4.32	766	182	4.33	22
10	5.52	1.74	5.13	0.78	4.38	0.85	2.21	0.32	1.93	0.28	4.63	711	155	3.80	22
11															
12															
13	6.58	2.12	6.41	0.86	4.99	0.96	2.54	0.38	2.38	0.34	5.35	746	189	4.30	26
14	5.84	1.76	5.10	0.74	4.31	0.87	2.15	0.31	1.95	0.28	3.38	725	157	3.40	22
15	5.44	1.63	4.68	0.68	3.91	0.80	2.02	0.30	1.88	0.28	4.24	707	151	3.91	20
16															
17	5.19	1.60	4.68	0.73	4.00	0.80	2.07	0.32	1.99	0.30	4.67	692	163	3.71	22
18	4.76	1.48	4.36	0.66	3.91	0.78	2.10	0.30	1.84	0.27	4.60	570	162	3.93	20

Отмеченную направленность увеличения концентраций высокозарядных элементов и Се в ходе возрастания калиевой щелочности пород можно объяснить уменьшением степени плавления единого мантийного источника. Но если это так, то степень плавления этого источника при возникновении расплавов для пород Б. Паялпана должна быть ниже, чем для Носичана, а для Белоголовских трахибазальтов – ниже, чем для Б. Паялпана. На рис. 7 представлено несколько моделей, позволяющих оценить эти особенности изменения составов. По соотношению La/Yb–Yb точки составов пород Б. Паялпана располагаются вблизи тренда III (рис. 7, а) плавления шпинелевых перидотитов со степенью плавления около 10 %. При этом они несколько сдвинуты в сторону тренда II (участие гранат-содержащего источника), а одна из точек составов лав верхнего комплекса отражает участие расплава в процессе фракционной кристаллизации. Большинство точек составов пород Носичана группируются вдоль того же тренда III, но сдвинуты в сторону большей степени частичного плавления, которая для базальтов достигает порядка 15 %. Часть составов этого вулкана также участвует в процессе фракционной кристаллизации. Значительная часть точек пород Белоголовского вулкана на том же тренде сдвинута в сторону меньшей степени плавления, а часть составов также связана с процессом фракционной кристаллизации. Модель равновесного плавления гранатового и шпинелевого перидотитов по соотношению Lu/Hf – La/Sm показана на рис. 7, б. Точки составов пород всех трех вулканов занимают на этой диаграмме промежуточное положение между составами, образовавшимися при плавлении того или иного типа перидотита, хотя в отношении пород вулканов Б. Паялпан и Белоголовского они сдвинуты в сторону гранат-содержащего источника, а для базальтов Носичан – в сторону шпинель-содержащих перидотитов.

При этом исходные расплавы для пород Б. Паялпан могли образоваться при 3 % (или чуть больше) степени плавления обедненной примитивной мантии, для пород Белоголовского вулкана – при такой же или несколько меньшей степени плавления, а для базальтов Носичан при большей (от 3 до 10 %) степени плавления того же мантийного источника. Такое же промежуточное положение между двумя типами источников плавления обедненной примитивной мантии занимают точки составов всех трех

Примечание к таблице 6. Образцы: 1, 4, 9, 10, 18 из [14]; обр. К-31-05 – валовый состав, К-31/1А – из глобуля ликвации (?), К-31/1Б – матрица.



**Рис. 5.** Соотношения  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$  (а),  $\text{TiO}_2 - \text{SiO}_2$  (б),  $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (в),  $\text{MgO} - \text{SiO}_2$  (г) в породах вулканов Б. Паялпан, Носичан, Белоголовский.

1–4 – тоже, что и на рис. 3; 5–6 – породы вулканов Носичан (5) и Белоголовского (6). На рис. б и г выделены поля вулканитов внутриплитного и островодужного типов (вп/од и I-II, соответственно), по [11]. Поля на диаграммах рис. 4, а и 4, в – по [16, 25]. Для вулканов Носичан и Белоголовский использованы данные из [18]. Стрелкой показан переход составов: матрица–глобули.

вулканов на диаграмме соотношения  $\text{Sm}/\text{Yb} - \text{La}/\text{Sm}$  (рис. 7, в). Здесь наиболее четко проявлены различия в степени плавления мантийного источника – минимальные значения для белоголовских трахибазальтов и максимальные для пород Носичана. Таким образом, вулкан Б. Паялпан и здесь оказался в такой же вилке составов – индикаторных в отношении степени плавления, как и на рис. 6, отличаясь еще несколько большей глубиной плавления предполагаемого мантийного источника.

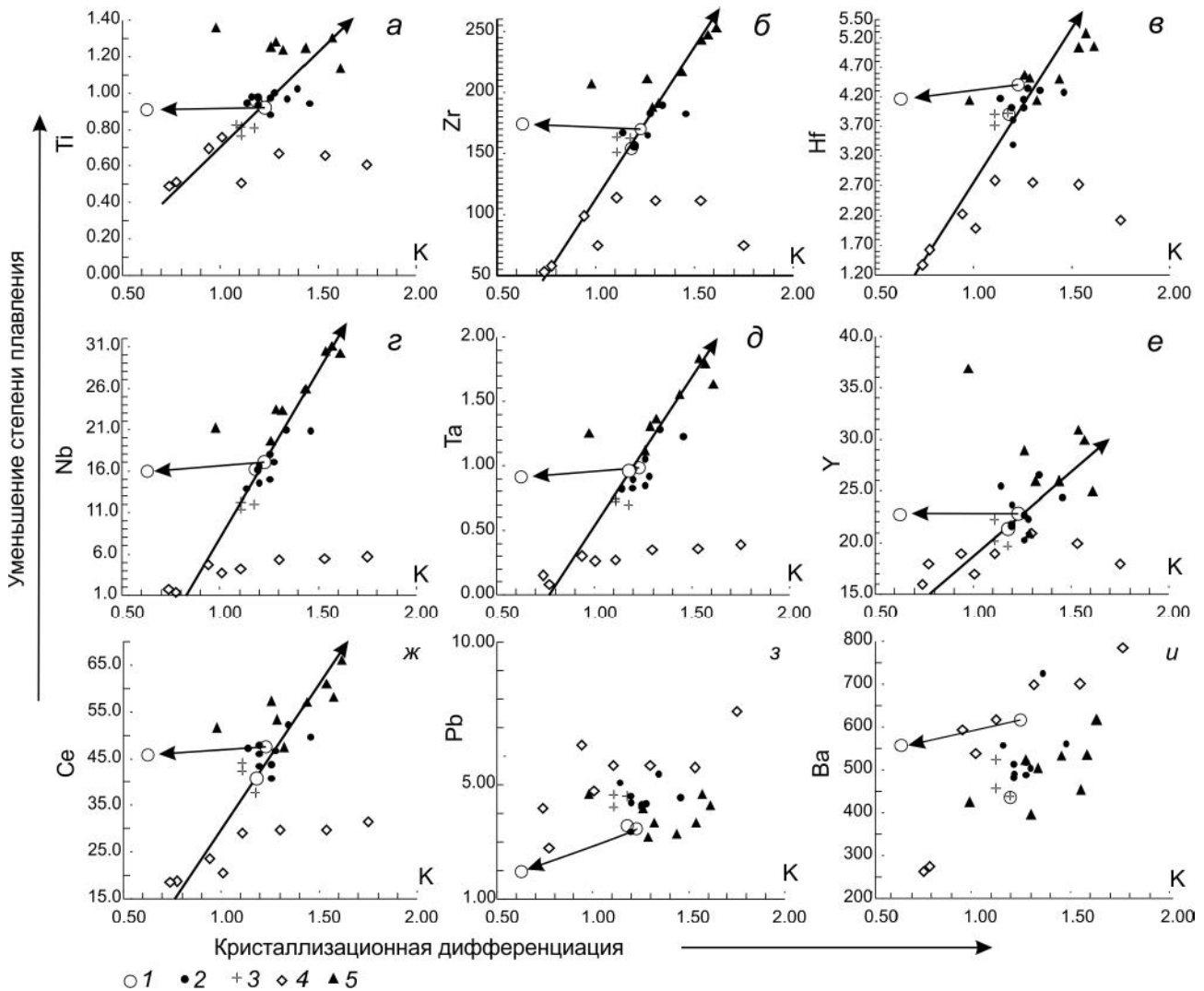
#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В составе пород вулкана Б. Паялпан выделяются две группы: 1) базальты некка и верхнего лавового

комплекса и 2) андезибазальты нижнего комплекса и вулканических конусов.

Особенности минералогического состава базальтов первой группы: тренды эволюции составов пироксенов, идущие в сторону обогащения их  $\text{Wo}$ -составляющей, отсутствие пижонитов и ортопироксенов, повышенная их титанистость, повышенные содержания  $\text{Mn}$  в оливинах, наличие глиноземистых шпинелей – рассматривались ранее [3] применительно к плиоцен-четвертичным вулканическим проявлениям Западной Камчатки и Срединного хребта этого региона как индикаторная характеристика минералогии вулканитов внутриплитного геохимического типа. Минералогия пород второй группы, в частно-





**Рис. 6.** Соотношения Ti – К (а), Zr – К (б), Hf – К (в), Nb – К (г), Ta – К (д), Y – К (е), Ce – К (ж), Pb – К (з), Ba – К (и) в породах вулканов Б. Паялпан, Носичан, Белоголовский.

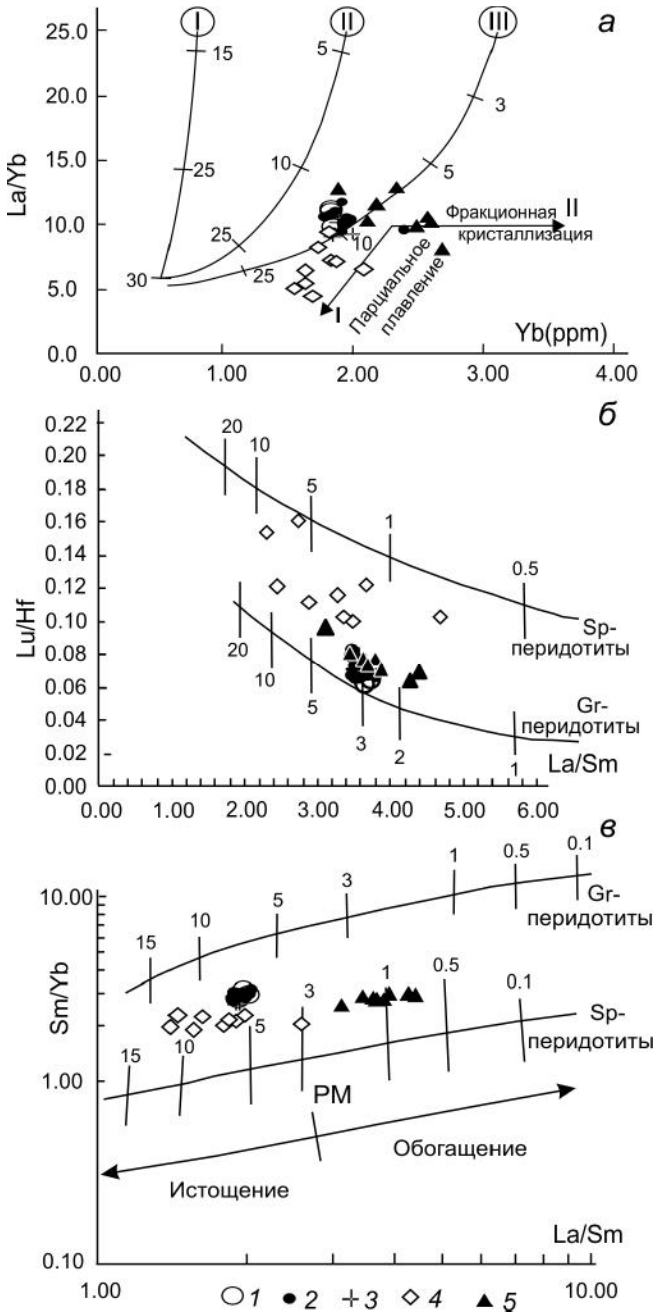
1–3 – то же, что и на рис. 3; 4–5 – породы вулканов Носичан (4) и Белоголовского (5). Большими стрелками показаны тренды изменения составов в ряду: Носичан – нижний комплекс лав Б. Паялпан – верхний комплекс лав того же вулкана – Белоголовский, маленькими – переход матрица–глобули в базальтах некка. Для вулканов Носичан и Белоголовский использованы данные из [18].

сти: пониженная титанистость пироксенов и их тренд эволюции, направленный в сторону обеднения  $W_{\text{омолекулой}}$  с образованием пижонитов и ортопироксенов – рассматривалась как характерная особенность островодужных вулканитов [3].

К этому можно добавить следующее: 1) содержание CaO в оливинах и пироксенах, с одной стороны, зависит от концентрации этого элемента во вмещающей породе, но, с другой стороны, может быть показателем наличия «плутонических» (более глубоких) и «вулканических» (малоглубинных) генераций этих минералов; 2) клинопироксены «внутриплитного» типа отличаются повышенными содержаниями  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$  и  $TiO_2$ , концентрации которых могут умень-

шаться с ростом железистости минерала при переходе вулканический конус–лавовый поток; в клинопироксенах «островодужного» типа картина изменения этих компонентов обратная, в потоках содержания этих компонентов выше, чем в конусах.

Состав пород первой группы отличается повышенными содержаниями  $TiO_2$ , MgO, CaO и относительно повышенными концентрациями высокозарядных элементов (Zr, Nb, Ta, Y). В породах второй группы меньше содержания этих петрогенных компонентов, концентрации высокозарядных элементов понижены. Эти характеристики обычно используются для разделения внутриплитного и островодужного типов вулканизма в островодужной системе [2, 6, 31].



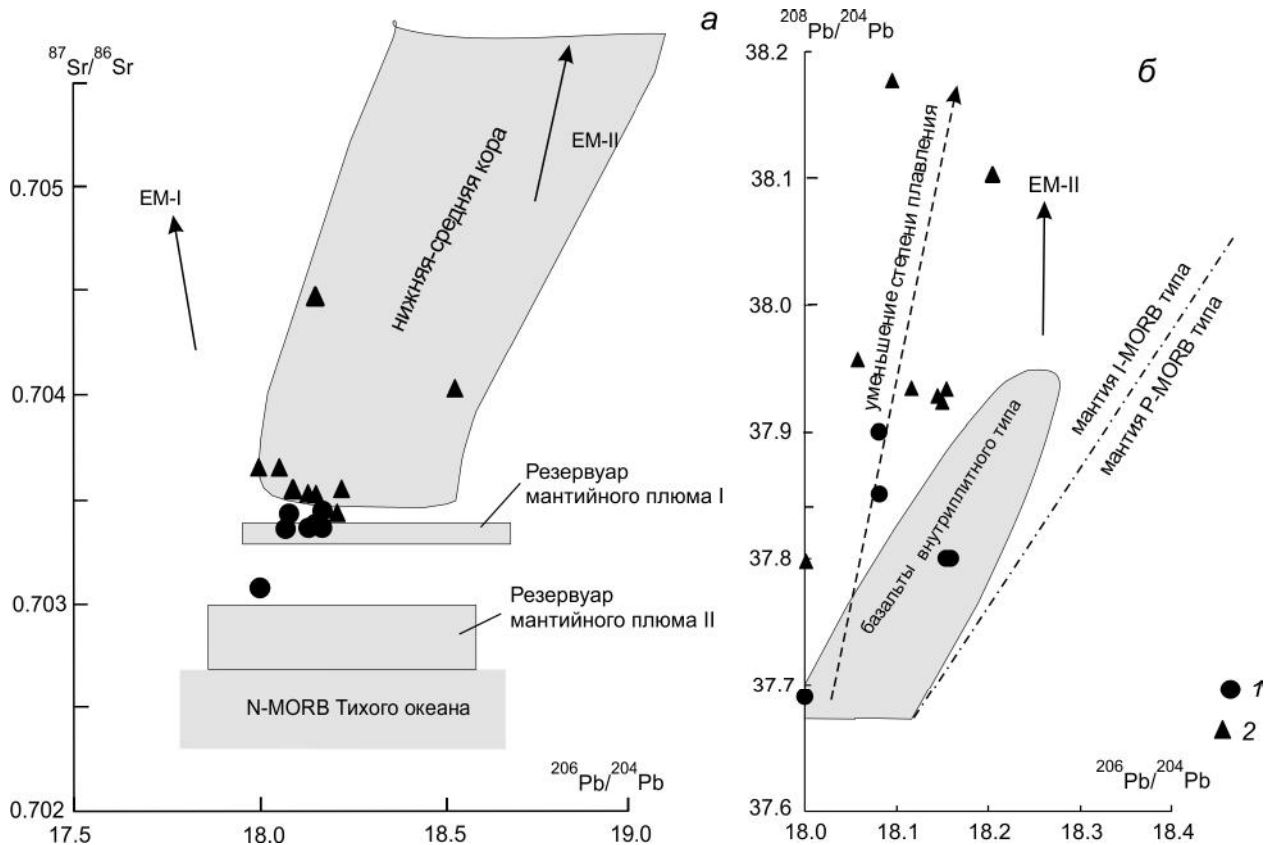
**Рис. 7.** Соотношение La/Yb – Yb (а), Lu/Hf – La/Sm (б), Sm/Yb – La/Sm (в) в породах вулканов Б. Паялпан, Носичан, Белоголовский.

1–5 – то же, что и на рис. 6. Дополнительно использованы материалы: для а: (I), (II), (III) – тренды плавления Gr, Sp-Gr и Sp перидотитов, соответственно, а также стрелки направленной эволюции составов, по [21], для б – тренды плавления Sp-Gr перидотитов, по [28], для в – такие же тренды плавления, по [19]. Для вулканов Носичан и Белоголовский использованы данные из [18].

**Таблица 7.** Изотопный состав пород вулкана Большой Паялпан.

№№ п/п	№ обр.	название породы	87/86 Sr	2 сиг. %	143/144 Nd	2 сиг. %	206/204 Pb	2 сиг. %	207/204 Pb	208/204 Pb	2 сиг. %
1	К-31	базальт	0.703445	0.0018	0.513034	0.0035	18.084	0.020	15.481	37.903	0.020
2	пп2263	базальт	0.703081	0.0014	0.513116	0.0016	18.001	0.020	15.438	37.69	0.020
3	2715	трахибазальт	0.703390	0.0017	0.51303	0.0033	18.159	0.020	15.463	37.803	0.020
4	пп2523	трахибазальт	0.703472	0.0019	0.513015	0.0017	18.075	0.020	15.473	37.859	0.020
5	пп2544	трахибазальт	0.70339	0.0017	0.513031	0.0033	18.154	0.020	15.459	37.807	0.020
6	пп2550	трахибазальт	0.703388	0.0016	0.513020	0.0017	18.127	0.020	15.44	37.803	0.020
7	К-11-7	андезитбазальт	0.703387	0.0016	0.513027	0.0023	18.185	0.020	15.452	37.853	0.020
8	пп2513	андезитбазальт	0.703458	0.0019	0.513043	0.0041	18.185	0.020	15.452	37.853	0.020

Примечание. 1 – неск; 2–6 – породы верхнего комплекса, 7 – лавы нижнего комплекса, 8 – шлаковый конус.



**Рис. 8.** Соотношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  –  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (а) и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  –  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (б) в породах вулканов Б. Паялпан (1) и Белоголовский (2).

а – нижняя-средняя кора, по [1]. Резервуары мантийного плюма I и II по [9]; N-MORB Тихого океана и обогащенные мантийные компоненты по [23]; б – выделено поле составов базальтов внутриплитного типа по [10]. Границы мантия I-MORB – P-MORB типов по [23]. Использованы данные из табл. 7.

Таким образом, на примере вулкана Б. Паялпан мы имеем картину пространственного и временно-совмещения двух контрастных типов проявления вулканизма – «внутриплитного» и «островодужного». Предыдущие исследователи [14, 15] рассматривали такое сочетание особенностей составов вулканических пород как проявление конвергентности признаков вулканизма, не свойственных декларируемой геодинамической обстановке. Происхождение таких вулканических пород связывалось с некоторыми «гибридными магмами» как результат механического смешения различных источников (IAB – «островодужного» и OIB – «внутриплитного» типа) [15]. Подобные модели смешения различных источников при образовании исходных «гибридных» магм для Срединного хребта предлагались также на примере двухкомпонентных (метасоматизированная мантия N-MORB типа и OIB источник) [31] или трехкомпонентных (N-MORB, OIB, флюид) [22, 32] составляющих. Во всех этих моделях, однако, отсутствует очень важный компонент, отражающий состав астеносферных диапиров или

плюмов. Хотя участие этого компонента предполагается в модели [15], когда в обстановке «пассивного рифтогенеза» происходит внедрение астеносферного вещества в область метасоматизированной мантии N-MORB типа. Некоторую информацию в отношении этого компонента можно получить, используя изотопные характеристики (табл. 7, рис. 8). Точки изотопных составов пород вулканов Б. Паялпан и Белоголовского кучно располагаются вблизи резервуара мантийного плюма I (рис. 8, а), выделенного в пределах Центральной Камчатки на основании анализа Sr-изотопных аномалий вулканических пород и подтвержденного сейсмологическими, гравиметрическими и геохимическими данными [9, 12]. При этом точки состава пород второго вулкана несколько сдвинуты в область нижнекоровых характеристик. Эти изотопные характеристики были отнесены к так называемому «ожерелью» центрально-камчатского астеносферного плюма, образовавшегося в результате контаминации плюма нижнекоровым материалом [12]. Одна точка базальта Б. Паялпана (табл. 7, обр. пп-2263) смещена

в сторону полей резервуара мантийного плюма II – Центральная Камчатская депрессия – или N-MORB Тихого океана как результат влияния одного из этих двух источников. По соотношению изотопов свинца (рис. 8, б) точки составов обоих вулканов располагаются в поле обогащенной мантии I-MORB (Индоокеанского) типа, как было уже отмечено в отношении Белоголовского вулкана [19]. Резкое возрастание отношения  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  при переходе от вулканитов Б. Паялпана к трахибазальтам Белоголовского вулкана может быть связано либо с контаминацией мантийного источника нижнекоровым материалом (как и в отношении с изотопией Sr), либо с уменьшением степени плавления этого источника в ходе образования соответствующих исходных расплавов. Этот фактор, возможно, проявился и в отношении Sr-изотопных составов (рис. 8, а), но в гораздо меньшей степени.

В моделях смешения различных источников недостаточно внимания уделяется динамике процессов плавления и кристаллизации расплавов. Переход от островодужных вулканитов Носичана к внутриплитным базальтам Белоголовского вулкана, включая промежуточные составы Б. Паялпана, происходит при уменьшающейся степени плавления практически одного и того же мантийного источника. Такой же переход Б. Паялпан – Белоголовский в изотопных характеристиках также может быть связан с уменьшением степени плавления мантийного резервуара. Следовательно, главным фактором, определяющим изотопно-геохимический состав этого ряда вулканических пород, является изменение степени плавления и глубины мантийного источника при образовании исходных расплавов. Это положение вполне согласуется с выводами М. Регелауса [28] в отношении причин пространственно-временных вариации изотопно-геохимических характеристик гавайских щелочных и толеитовых базальтов – возрастание степени плавления гетерогенного менее глубинного мантийного источника ведет к большей изотопно-геохимической деплетированности расплавов.

Изменение минералогических характеристик вулканитов связано либо с изменением состава вмещающих пород, либо – с меняющимися условиями кристаллизации расплавов. Кристаллизация трахибазальтов Белоголовского вулкана начинается при  $T = 1134\text{--}1183\text{ }^\circ\text{C}$  и  $P = 11.3\text{--}11.6$  кбар [20]. С использованием результатов моделирования [17] в сухой системе (расплав-клинопироксен-оливин) были получены параметры кристаллизации базальтов верхнего лавового комплекса вулкана Б. Паялпан:  $T = 1083\text{--}1166\text{ }^\circ\text{C}$  и  $P = 3.0\text{--}6.0$  кбар, а для андезибазальтов нижнего комплекса:  $T = 1086\text{--}1132\text{ }^\circ\text{C}$  и  $P = 1.0\text{--}3.6$  кбар. Наиболее глубинный, «плутонический» уровень на-

чала кристаллизации, как это и предполагалось при изучении минералогического состава, отмечается для двупироксенового парагенезиса в андезибазальтах одного из потоков (табл. 4, обр. к-11-8) и вулканического конуса (табл. 4, обр. 2511), с использованием термобарометра [27] – в первом случае это:  $T = 1043\text{--}1048\text{ }^\circ\text{C}$  и  $P = 3.1\text{--}3.7$  кбар, во втором:  $T = 1008\text{ }^\circ\text{C}$  и  $P = 9.6$  кбар.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как видно из представленных материалов, вулкан Б. Паялпан, как и весь Белоголовский вулканический центр, является хорошим примером пространственно-временного сочетания (конвергентности) двух существенно различающихся типов вулканизма: островодужного и внутриплитного. Но это сочетание – не случайно, а является закономерной особенностью направленного изменения состава пород всего магматического центра. Можно привести и другие примеры такой направленности, когда островодужные характеристики сменяются внутриплитными – вулканические центры: Кекукнайский [8], Валоваямский [11], Теклетунуп [15, 32], Толбачинский [10], а в становлении некоторых центров иногда привлекается участие мантийных плюмов [8, 10, 11].

По всей вероятности, крупные вулканические центры необходимо рассматривать как саморазвивающиеся геологические системы. Вулканический центр существует, пока подпитывается энергетикой и веществом мантийного плюма. Возможно, это осуществляется в виде мантийных струй по модели «hot fingers» (горячих пальцев), описанной в [30] для СВ Японии. По мере угасания эндогенной активности степень плавления уменьшается, а глубина плавления возрастает, островодужный тип вулканизма сменяется внутриплитным. Вулканический центр отмирает. Не с каждым эпизодом перехода островодужный–внутриплитный типы вулканизма следует искать смену геодинамических обстановок. Для разных районов Камчатки временные интервалы этих эпизодов существенно разнятся: для района Валоваям (юг Корякского нагорья) – верхний миоцен, Центральная Камчатская депрессия (ЦКД) – ранний плиоцен, трахибазальты Белоголовского и вулканиты Б. Паялпана – средний плейстоцен, вулканические центры Кекукнайский и Теклетунуп – верхний плейстоцен. И каждый раз происходит смена геодинамической обстановки? При том, что режим «пассивного рифтогенеза» при участии «астеносферного вещества» устанавливается в рассматриваемом районе с позднего миоцена–раннего плиоцена [15]. А это и время активного рифтогенеза, и начало внутриплитного вулканизма в ЦКД и в сопряженных рифтогенных структурах. Следовательно,

вулканизм Белоголовского центра развивался в обстановке уже начавшего рифтогенеза. Составы нижне-среднеплиоценового вулкана Носичан остаются островодужными в условиях начавшегося рифтогенеза, поскольку они связаны с мантийным источником, располагавшемся на меньшей глубине и испытывавшем большую степень плавления. Последующая эволюция этого центра вплоть до его отмирания происходила в той же геодинамической обстановке при возрастании глубины и уменьшении степени плавления мантийно-источника питания.

Благодарности. Авторы благодарят А.Б. Перепелова за участие в полевых работах и представленные аналитические материалы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Андроников А.В., Мукаса С.Б. и др. Меловая нижняя кора континентальных окраин севера Пацифики: петролого-геохронологические данные по нижне-средне коровым ксенолитам // Петрология. 2013. Т. 21, № 1. С. 34–42
- Волынец О.Н., Пузанков Ю.М., Аношин Г.Н. Геохимия неоген-четвертичных вулканических серий Камчатки // Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки /Ред. Кривенко А.П. Новосибирск. 1990. С. 73–144. (Тр. Института геологии и геофизики СО АН СССР. Вып. 390)
- Волынец О.Н. Петрология и геохимическая типизация вулканических серий современной островодужной системы: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. 1993. 67 с.
- Волынец О.Н., Карпенко С.Ф., Кэй Р.У. и др. Изотопный состав поздненеогеновых К-Na – щелочных базальтоидов Восточной Камчатки: отражение гетерогенности мантийного источника магм // Геохимия. 1997. № 10. С. 1005–1018.
- Колосков А.В., Волынец О.Н., Пономарев Г.П. и др. Ксенолиты ультрамафитов в различных геохимических типах вулканитов островодужной системы // Петрология. 1997. Т. 5. С. 485–502.
- Колосков А.В. Проявление вулканизма внутриплитного геохимического типа в островодужной системе и его значение для понимания глубинных процессов геодинамики (на примере Камчатки) // Вестн. КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2003. № 2. С. 15–32.
- Колосков А.В. Аномальные магматические зоны современных островодужных систем. Корякско-Камчатская вулканическая зона // Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Кн. 1. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 398–417.
- Колосков А.В., Флеров Г.Б., Перепелов А.Б. Этапы эволюции и петрология Кекукнайского вулканического массива как отражение магматизма тыловой зоны Курило-Камчатской островодужной системы. Ч. 1. Геологическое положение и геохимический состав вулканических пород // Вулканология и сейсмология. 2011. № 5. С. 17–41.
- Колосков А.В., Гонтвая Л.И., Попруженко С.В. Верхняя мантия Камчатки в изотопно-геохимических и геофизических аномалиях. Роль астеносферного диапиризма // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33, № 3. С. 3–13.
- Колосков А.В., Давыдова М.Ю., Избеков П.Е. и др. Эволюция состава пород Новых Толбачинских вулканов в ходе извержения 2012–2013 гг. – мантийный контроль в формате «онлайн» // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34, № 5. С. 19–39.
- Колосков А.В., Коваленко Д.В., Ананьев В.В. Адакитовый вулканизм на континентальной окраине и его проблематика. Ч. I. Адакиты верховьев р. Валоваям – новые возрастные и вещественные характеристики, петрологическая модель // Тихоокеан. геология. 2018. Т. 37, № 4. С. 3–27.
- Колосков А.В. Изотопно-геохимическая неоднородность плиоцен-четвертичных вулканитов Камчатки и проблема астеносферного диапиризма // Вестн. КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2020. № 3. Вып. 47. С. 25–57.
- Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Важеевская А.А., Огородова А.С. Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. М.: Наука, 1972. 191 с.
- Перепелов А.Б., Пузанков М.Ю., Колосков А.В., Иванов А.В., Флеров Г.Б., Балуев Э.Ю., Филофова Т.М. Происхождение щелочно-базальтовых магм с конвергенцией «внутриплитных» и «островодужных» геохимических признаков (вулкан Большой Паялпан, Срединный хребет Камчатки) // Вулканизм и геодинамика: Материалы III Всерос. симпози. по вулканологии и палеовулканологии. Улан-Удэ, 2006. Т. 3. С. 578–583.
- Перепелов А.Б., Кайнозойский магматизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок: Дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Иркутск. ИГХ СО РАН, 2014. 361 с.
- 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. М.: ИВиС ДВО РАН, 2012. 668 с.
- Флеров Г.Б., Колосков А. В., Пузанков М.Ю. и др. Пространственно-временные соотношения вулканических ассоциаций разной щелочности Белоголовского массива (Срединный хребет Камчатки). Ч. II. Геохимия вулканических пород и источники магм // Вулканология и сейсмология. 2016. № 4. С. 3–26.
- Школьник С.И., Резницкий Л.З., Беличенко В.Г. и др. Геохимия, вопросы петрогенезиса и геодинамическая типизация метавулканитов Тункинского террейна (Байкало-Хубсугульский район) // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 9. С. 1013–1024.
- Щербачков Ю.Д., Перепелов А.Б., Флеров Г.Б., Пузанков М.Ю., Брянский Н.В. Процессы формирования трахитов и комендитов в составе дифференцированной умеренно-щелочной серии пород Срединного хребта Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2020. № 2. С. 17–31.
- Andronikov A., Mukasa S.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  eruption ages and characteristics of Late Tertiary to Quaternary intraplate and arc-related lavas in interior Alaska // Lithos. 2010. V. 115. P. 1–14.
- Churikova T., Dorendorf F., Woerner G. Sources and fluids in mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 1567–1593.
- Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V. 385. P. 219–228.
- Krogh T. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotope

- age determinations // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1973. V. 37. P. 485–494.
25. Pecerrillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rock from the Kastamonn area, Northern Turkey // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1976. V. 58. P. 63–81.
26. Pin C., Zalduegui J.F.S. Sequential separation of light rare earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks // *Analyst. Chem. Acta.* 1997. V. 339. P. 79–89.
27. Putirka K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems // *Reviews in mineralogy and geochemistry.* 2008. V. 69 (1). P. 61–120. DOI 10.2138/rmg.2008.69.3.
28. Regelous M., Hofmann A.W., Abouchami W. et al. Geochemistry of lavas from the Emperor seamounts, and the chemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma // *J. Petrol.* 2003. V. 44, N 1. P. 113–140.
29. Simkin T., Smith J.V. Minor element distribution in olivine // *J. Geol.* 1970. V. 78. P. 304–325.
30. Tamura Y., Tatsumi Y., Zhao D. et al. Hot fingers in the mantle wedge: new insights into magma genesis in subduction zones // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 197. P. 105–116.
31. Volynets O.N. Geochemical types, petrology and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system // *Intern. Geol. Review.* 1994. V. 36, N 4. P. 373–405.
32. Volynets A.O., Churikova T.G., Woerner G. et al. Mafic Late Miocene-Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implication for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. V. 159. P. 659–687.

*Рекомендована к печати Ю.А. Мартыновым*

после доработки 29.09.2021 г.

принята к печати 11.11.2021 г.

*A.V. Koloskov, M.Yu. Puzankov, V.V. Ananiev, D.V. Kovalenko*

### **Bolshoi Payalpan volcano (Sredinny range, Kamchatka). Problematic aspects of convergence of island-arc and intraplate petrological and geochemical signatures in the magmatic system**

The paper presents the data on age, mineralogy, geochemistry, and isotope composition of rocks from the Bolshoi Payalpan Volcano (Sredinny Range, Kamchatka). We compared these data with those on the Nosichan and Belogolovsky volcanoes, located within the Belogolovsky volcanic center. The basalts of the neck and the upper lava complex of Bolshoi Payalpan are compositionally similar to the intraplate-type trachybasalts of the Belogolovsky Volcano, and the basaltic andesites of the lower lava and the cone complex are similar to the island arc rocks of the Nosichan Volcano. Analysis of the data obtained evidences that spatial and temporal manifestations of intraplate and island-arc volcanism at the Bolshoi Payalpan Volcano are not accidental, but may be a consequence of a change in the degree and depth of melting of the same deep source with the involvement of a mantle diapir. The Belogolovsky volcanic center formed in a setting of the Late Miocene-Early Pliocene rifting. Its evolution, right up to its extinction, proceeded in the same geodynamic setting with an increase in depth of the mantle source and a decrease in the degree of its melting. Rock compositions of the Lower-Middle Pliocene Nosichan Volcano remain of the island-arc type under conditions of rifting, since they are associated with the mantle reservoir located at a shallower depth, which has experienced a higher degree of melting. There is good reason for considering large volcanic centers as spontaneously-developing geological entities. As the endogenous activity dies down, the degree of melting decreases and the depth of melting increases with the replacement of island-arc volcanism by intraplate volcanism. The volcanic center becomes extinct.

**Key words:** intraplate, arc volcanism, mineralogy, geochemistry, volcanoes, Bolshoi Payalpan, Kamchatka.