

**НОВЫЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО КАЙНОЗОЙСКОМУ
ВУЛКАНИЗМУ И ГЕОДИНАМИКЕ ПОДВОДНОГО ХРЕБТА ВИТЯЗЯ
(ТИХООКЕАНСКИЙ СКЛОН КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ)**

Т.А. Емельянова¹, Ю.А. Мартынов², Н.С. Ли¹, М.Ю. Давыдова²

¹ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, ул. Балтийская 43,
г. Владивосток, 690041; e-mail: emelyanova@poi.dvo.ru

²ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, просп. 100 лет Владивостоку 159,
г. Владивосток, 690022; e-mail: martynov@fegi.ru

Поступила в редакцию 10 февраля 2023 г.

Представлены оригинальные аналитические данные по редким элементам и радиогенным изотопам Nd и Pb в вулканических породах Южного и юго-западной части Северного плато подводного хребта Витязя. Интерпретация этих данных и сравнительный анализ с опубликованными материалами по вулканитам южного и северного участков Курильской островной дуги (КОД), сформировавшихся на двух блоках фундамента разной генетической природы, позволяют сделать следующие выводы. Толетовые разновидности вулканитов Южного плато и южного участка КОД имеют близкие изотопно-геохимические свойства, которые указывают на общие геодинамические условия формирования и одинаковую степень влияния низкотемпературного флюида на магмогенерирующие процессы. Геохимия вулканитов Северного плато, представленных в основном субщелочными разновидностями, указывает на более выраженное участие мантийного компонента в магмогенезисе и большую степень влияния высокотемпературного расплава по сравнению с породами Южного плато, но меньшую по сравнению с породами северного участка дуги. Вулканиты обоих плато являются производными единого мантийного источника – MORB Индийского океана (Indian MORB) и формировались совместно с породами южного участка КОД в пределах литосферного блока, преобразованного тектономагматическими процессами, сопровождавшими раскрытие Курильской котловины.

Ключевые слова: радионуклидный возраст, геохимия, радиогенные изотопы, субдукция, флюид, расплав, хр. Витязя, Курильская островная дуга.

ВВЕДЕНИЕ

Подводный хребет Витязя протягивается вдоль тихоокеанского склона Курильской островной дуги (КОД) и отделяется от нее междуговым прогибом (рис. 1). Хребет состоит из Южного (I) и Северного (II) плато, разделенных между собой мощной рифтогенной зоной, с геофизической точки зрения – «сейсмической брешью Центральных Курил...» [12, 22]. Проведенными ранее исследованиями радионуклидного возраста (табл. 1) и химического состава вулканических пород хребта Витязя были установлены несколько этапов вулканизма, проявленных в кайнозой – от палеоцена до плиоцен-плейстоцена, последний этап доминирует [5, 13, 15]. Установлен также двухстадийный модельный возраст фундамента хребта Витязя, который составил 0.77 млрд лет [5] и кото-

рый близок к таковому на острове Хонсю в Японии (0.80 млрд лет), что подтверждает ранее высказанную точку зрения о распространении докембрийского основания под структурами северо-западного обрамления Тихого океана [20, 24].

Плиоцен-плейстоценовые вулканиты хребта Витязя слагают подводные вулканические постройки, с которыми совпадают положительные аномалии магнитного поля [9]. Постройки приурочены к поперечным разломам, пересекающим хребет Витязя, Курильскую дугу и Курильскую котловину [23], и сложены толетовыми, известково-щелочными и субщелочными разновидностями вулканических пород [5, 15 и др.]. Аналогичные по щелочности породы установлены и на вулкане Геофизиков, расположенном в восточной части Курильской котловины [36]. В более

Таблица 1. Результаты определений радиоизотопного возраста вулканических пород хребта Витязя.

№	№ пробы	Широта	Долгота	Интервал драгирования, м	K% ± σ, %	⁴⁰ Ar _{рад} ± σ, нг/г	Возраст ± 1.6 σ, млн лет
1	Lv-41-13	48° 19.86'	154° 32.26'	380–240	1.73±0.02	6.77±0.05	55.5±1.6
2	Lv-37-17-6	47° 42.690'	154° 23.208'	1770–1500	4.67±0.05	16.55±0.10	50.4±1.2
3	Lv-37-14-4	47° 57.019'	154° 20.066'	1450–1200	1.92±0.02	6.78±0.09	50.2±1.6
4	Lv-37-17-8	47° 42.690'	154° 23.208'	1770–1500	3.45±0.04	11.45±0.10	47.2±1.4
5	Lv-37-24-2	47° 16.015'	154° 06.770'	1900–1700	2.23±0.03	4.29±0.11	27.5±1.6
6	Lv-41-18-5	46° 44.46'	152° 39.06'	1880–1550	0.62±0.015	0.625±0.022	14.5±1.2
7	Lv-37-37-6	45° 33.784'	151° 33.306'	2200–1900	0.82±0.015	0.607±0.013	10.7±0.6
8	Lv-41-23	45° 48.06'	151° 03.00'	880–650	0.49±0.015	0.147±0.004	4.3±0.3
9	Lv-41-24	45° 46.01'	151° 03.00'	660–610	1.39±0.02	0.397±0.004	4.1±0.1
10	Lv-37-39-1	46° 02.142'	151° 55.161'	1600–1400	1.49±0.02	0.341±0.014	3.3±0.3
11	Lv-37-25-1	46° 56.958'	152° 53.644'	1870–1600	0.30±0.015	0.034±0.003	1.6±0.3
12	Lv-41-15-10	47° 29.7'	154° 10.86'	1125–790	1.31±0.02	0.275±0.003	3.0±0.2

Примечание. Вулканические породы [15]. Палеоцен-миоценовые: 1 – клинопироксен-плагиоклазовые базальты, 2 – биотит-рогово-обманковые дациты, 3 – туфы андезибазальтов, 4 – игнимбриты дацитов, 5–7 – амфибол-двупироксен-плагиоклазовые андезиты и андезидациты. Плиоцен-плейстоценовые вулканисты: 8, 10 – клинопироксен-плагиоклазовые андезибазальты, 9 – амфибол-двупироксен-плагиоклазовые андезиты, 11 – оливин-клинопироксен-плагиоклазовые базальты, 12 – амфибол-двупироксен-плагиоклазовые андезибазальты.

описание методов выполненных ранее аналитических исследований приведено в публикации [5].

В 2022 г. были получены новые данные по содержаниям редких (в т.ч., редкоземельных) элементов и радиогенных изотопов Pb и Nd (табл. 2, 3, 4). Определение петрогенных и редких элементов выполнено в лаборатории аналитической химии Центра коллективного пользования ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток). Определение содержания H₂O, PПП, SiO₂ выполнено методом гравиметрии, содержания FeO – методом титриметрии. Аналитики Алексеева Л.И., Щека Ж.А. Определение содержания элементов выполнено методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре iCAP 7600Duo (Thermo Scientific Corporation, США). Свидетельство о поверке № 022219 от 01 ноября 2018 г. Аналитики Горбач Г.А., Ткалина Е.А., Хуркало Н.В. Определение редких элементов также выполнялось методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре Agilent 7700x (Agilent Techn., США). Свидетельство о поверке 024631 от 01.11.2018 г. Результаты определения элементов в пробах горных пород – в г/т. Пробоподготовка – кислотное разложение (HClO₄+HNO₃+HF). Аналитик Волкова Е.В. Анализ выполнил в.н.с. Блохин М.Г. Ответственный исполнитель – н.с. Зарубина Н.В. Измерения изотопных соотношений ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb проводили на мультиколлекторном спектрометре (MC-ICP-MS) VG P54. В качестве стандартов использовали пробы JB-1b (для Nd) и JB-2 (для Pb). Процесс

сепарирования Nd и Pb осуществлялся по методике, описанной в [28–30].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ОБСУЖДЕНИЕ

Краткий геолого-геоморфологический очерк

Как было сказано, хребет Витязя разделен на Южное и Северное плато мощной деструктивной зоной [12, 22 и др.], расположенной между проливами Буссоль и Дианы (рис. 1). Эта зона протягивается через всю центральную область Курильской островодужной системы в юго-восточном направлении от Курильской котловины через Курильскую дугу и хребет Витязя до Курило-Камчатского желоба, что позволяет называть ее центральной рифтогенной зоной (ЦРЗ).

Южное и Северное плато хребта Витязя характеризуются ступенчатым строением, поверхность тектонических блоков располагается на глубинах от 100 до 2000 м [13–15]. На юго-востоке склон хребта опускается к Курило-Камчатскому желобу, а на северо-западе – в сторону Срединно-Курильского прогиба, отделяющего его от Курильской дуги. Через проливы Буссоль и Дианы прогиб соединяется с Курильской котловиной, с которой он имеет почти одинаковую максимальную глубину (3400–3500 м).

Земная кора в районе хребта Витязя подразделяется на континентальную (25–30 км), субконтинентальную (17–20 км) и океаническую (10–15 км). Континентальная кора характерна для Южного плато, субконтинентальная – для Северного плато, океаническая – для ЦРЗ [7, 12 и др.]. Мощность океаниче-

ской коры в ЦРЗ сокращена до 10–15 км, скорости сейсмических волн в «базальтовом» слое составляют $V = 6.7\text{--}7.7$ км/с [7]. Необходимо подчеркнуть, что и в Курильской котловине земная кора характеризуется сокращенной мощностью (до 10–13 км), а показатели скорости $V = 6.6\text{--}7.0$ км/с близки к таковым в ЦРЗ [10, 12].

Геологическим фундаментом хребта Витязя служат доверхнемеловые и верхнемеловые–нижнепалеоценовые вулканогенно-кремнисто-терригенные породы и позднепалеоценовые гранитоиды [3, 14]. Доверхнемеловые образования представлены метаморфизованными осадочными терригенными и кремнистыми породами – сланцами, роговиками и кварцитами, а также габброидами – меланократовыми габбро, габбродолеритами, долеритами и диоритами. Позднепалеоценовые гранитоидные породы (74.0 млн лет) обнаружены на северо-западном склоне Северного плато и в проливе Буссоль и представлены порфириновидными биотит-роговообманковыми гранитами и гранодиоритами [16, 17]. Кайнозойский осадочный чехол сложен палеоцен-эоценовыми грубообломочными вулканогенно-терригенными породами, олигоцен-верхнемиоценовыми туфодиазомитами, туфоалевроаргиллитами, туффитами, туфами и плиоцен-плейстоценовыми диатомовыми туффитами, туфодиазомитами, туфопесчаниками и др. [14, 25].

Кайнозойский вулканизм

Тектонические процессы в пределах хребта Витязя сопровождались активным вулканизмом [4, 5, 13–15]. В период от 55.5 до 27.5 млн лет (табл. 1), охватывающий палеоцен, эоцен и поздний олигоцен, проявлены этапы вулканизма, часто меняющего свою природу в зависимости от наличия на разных участках хребта мелководных, глубоководных или наземных условий. Однако в целом преобладал субаэральный тип вулканизма, продуктами которого стали лавы и туфы клинопироксен-плагиоклазовых базальтов и андезибазальтов, а также туфы кислого состава, часто спекшиеся вплоть до игнимбритов, особенно характерных для позднего олигоцена. Согласно ранее существовавшей точке зрения, в это время формировался «зеленотуфовый» комплекс, подстилающий островодужные образования Курильской дуги [1, 21].

Средний миоцен (14.5–10.7 млн лет) в пределах хребта ознаменовался вспышкой вулканизма с образованием лав, реже туфов амфибол-двупироксен-плагиоклазовых андезитов [4, 15 и др.]. В целом среднемиоценовые вулканиды относятся к низкокальциевым образованиям известково-щелочной серии, а спектр распределения редкоземельных элементов (REE) в них почти не фракционирован, что вполне соответ-

ствует спектру среднемиоценовых вулканидов фронтальной зоны КОД, по [18]. Однако в спектре редких элементов, хотя и наблюдаются Ta-Nb и Ti отрицательные аномалии, Sr и Zr положительные аномалии весьма слабо выражены, что не совсем соответствует островодужным свойствам. Это может быть объяснено особыми условиями формирования данных пород на границе континента с океаном и смешиванием известково-щелочных магм окраины континента с базальтовыми магмами океанов.

Наибольший интерес представляет интенсивно проявленный в пределах хребта Витязя плиоцен-плейстоценовый вулканизм (4.3–1.6 млн лет). Установление в 2006 г. этого молодого этапа вулканизма опровергло ранее существовавшую точку зрения об авулканичности данной структуры [4, 5, 13–15]. Плиоцен-плейстоценовые вулканиды формируют лавы с шаровой отдельностью и Fe-Mn корками, указывающими на подводное их формирование и полное погружение хребта Витязя под уровень моря в плиоцен-плейстоцене. Данные породы представлены оливин-клинопироксен-плагиоклазовыми и клинопироксен-плагиоклазовыми базальтами, амфибол-двупироксен-плагиоклазовыми андезибазальтами, биотит-амфибол-двупироксен-плагиоклазовыми андезитами и андезидацитами, преобладают андезибазальты и андезиты.

Согласно ранее опубликованным нами [5, 13] и вновь полученным данным (табл. 2), содержания SiO_2 в описываемых породах колеблются от 49.10 до 61.90 мас. %. Породы характеризуются средними или повышенными содержаниями Al_2O_3 и низкими – элементами группы Fe (Ni, Cr, Co и V). По мере увеличения кремнеземистости в породах наблюдается накопление щелочей и уменьшение содержаний всех остальных петрогенных элементов. Уровень щелочности и калиевости колеблется от низких до повышенных значений, лежащих в пределах 3.07–5.75 мас. % и 0.40–2.18 мас. %, соответственно; в сумме щелочей преобладает Na_2O . В связи с вышесказанным, плиоцен-плейстоценовые вулканиды хребта Витязя подразделяются на толеитовые, известково-щелочные и субщелочные разновидности, в целом относящиеся к известково-щелочной серии, характерной для геодинамической обстановки островных дуг (IAB) и активных континентальных окраин (ACMB). Это подтверждается расположением фигуративных точек данных пород в соответствующей области на дискриминантной диаграмме $(\text{Zr/Y})\text{--}(\text{Nb/Y})$ [5 и др.]. Доказательством этому также служат низкие или средние значения $(\text{La/Sm})_N$, $(\text{La/Yb})_N$ и Ti/V [5, 13]. Последние лежат в интервале 10–20, что соответствует островодужным породам Курильской дуги; часть образцов с высоки-

Таблица 2. Содержания петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в вулканических породах хребта Витязя.

Образцы/ элементы	41-13	37-14-4	37-17-2	41-23	41-2	41-13-2	41-21	37-25-1	41-15-9	37-20-9
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	52.32	55.33	52.64	51.77	49.10	54.39	54.90	53.84	50.00	54.47
TiO ₂	0.88	0.77	0.80	0.56	0.90	0.98	0.82	0.72	0.69	1.17
Al ₂ O ₃	15.86	15.54	16.90	19.57	17.20	15.86	18.01	18.00	20.04	15.94
Fe ₂ O ₃	5.89	5.58	2.86	3.28	4.66	6.22	3.73	2.74	4.61	3.89
FeO	2.91	3.64	6.82	5.23	6.62	2.22	5.69	6.38	4.43	6.82
MnO	0.15	0.15	0.17	0.15	0.20	0.12	0.23	0.19	0.17	0.23
MgO	5.30	4.86	5.28	4.28	5.73	4.41	3.24	4.57	4.07	3.53
CaO	7.45	4.24	9.75	11.35	11.49	6.78	9.40	9.80	10.72	7.36
Na ₂ O	3.64	3.70	2.73	2.21	2.29	3.45	2.93	2.68	2.53	3.50
K ₂ O	1.87	2.23	0.39	0.42	0.35	1.76	0.40	0.36	0.34	0.74
P ₂ O ₅	0.23	0.38	0.24	0.07	0.08	0.30	0.11	0.09	0.10	0.26
п.п.п	1.73	2.86	1.21	0.8	1.04	1.83	0.50	0.48	1.38	1.51
Сумма	99.69	99.69	99.92	99.88	99.96	99.65	99.97	99.96	99.61	99.77
H ₂ O	1.46	0.42	0.12	0.18	0.31	1.33	–	0.11	0.54	0.34
Li	13.39	23.23	3.67	5.94	5.63	23.13	6.07	5.41	11.97	6.70
Be	0.74	0.98	0.28	0.21	0.26	0.98	0.38	0.23	0.28	0.61
Sc	32.61	21.55	36.94	33.16	44.54	24.19	36.83	38.49	28.57	34.03
V	302.5	237	298.7	250.5	404.1	241.6	279.4	315	283.3	198.9
Cr	80.54	34.76	20.88	20.17	7.63	61.11	7.35	28.91	15.61	3.44
Co	32.50	40.83	29.52	24.70	31.99	26.54	26.69	25.72	28.66	23.16
Ni	34.56	35.21	13.69	13.95	9.31	24.82	5.63	35.22	26.43	32.79
Cu	171.5	101.8	101.0	84.68	79.71	116.6	103.3	76.32	80.97	40.72
Zn	89.66	104.35	79.66	73.07	77.64	79.77	87.98	87.24	99.84	121.63
Ga	17.88	20.55	15.61	16.30	15.87	18.37	17.88	17.64	17.71	19.01
Ge	1.07	1.64	1.35	1.12	1.38	1.05	1.33	1.40	1.25	1.41
As	3.30	2.26	0.83	0.71	0.76	2.03	1.80	0.51	0.50	1.08
Rb	40.07	33.79	4.19	6.64	4.15	36.43	4.34	4.10	4.71	10.69
Sr	347.5	530.1	200.8	214.9	284.8	443.9	261.7	246.2	380.6	347.9
Y	15.88	21.12	25.55	14.94	18.27	17.86	21.74	16.99	16.29	30.53
Zr	69.04	62.82	47.43	38.86	33.15	114.3	47.89	36.24	29.30	78.36
Nb	2.06	1.99	0.56	0.44	0.57	3.20	0.75	0.51	0.56	1.45
Mo	0.44	0.37	0.49	0.74	0.63	0.63	1.47	0.84	0.49	0.82
Cd	2.68	0.21	0.16	3.10	0.09	0.26	0.10	0.09	3.62	0.32
Sn	2.34	0.95	1.00	1.76	0.55	1.23	0.75	1.63	0.72	1.03
Sb	0.26	0.28	0.19	0.17	0.14	0.36	0.23	0.16	0.14	0.25
Cs	0.99	0.48	0.32	0.39	0.24	1.39	0.12	0.19	0.15	0.44
Ba	529.58	1131	60.70	69.25	69.79	569.1	95.43	82.50	62.63	155.6
La	7.11	12.05	3.07	2.35	2.27	10.65	3.24	2.41	2.98	6.71
Ce	16.77	28.94	8.28	6.24	6.15	24.24	8.74	6.48	7.24	18.07
Pr	2.32	3.83	1.30	0.93	0.99	3.24	1.38	1.00	1.16	2.73
Nd	10.60	16.33	6.74	4.97	5.14	13.68	6.94	5.06	5.79	13.42
Sm	3.16	4.18	2.57	1.69	2.09	3.78	2.38	1.96	1.89	4.48
Eu	1.08	1.37	0.92	0.63	0.80	1.19	1.00	0.78	0.78	1.61
Gd	3.25	4.44	3.52	2.26	2.86	4.02	3.24	2.51	2.45	5.29
Tb	0.53	0.71	0.62	0.41	0.51	0.61	0.61	0.44	0.40	0.84
Dy	3.18	4.26	4.11	2.66	3.30	3.54	3.95	3.06	2.70	5.47
Ho	0.65	0.88	0.95	0.59	0.75	0.73	0.88	0.66	0.61	1.19
Er	1.94	2.56	2.91	1.80	2.25	2.11	2.55	1.97	1.84	3.50
Tm	0.27	0.35	0.41	0.25	0.32	0.30	0.38	0.30	0.26	0.49
Yb	1.62	2.39	2.77	1.75	2.12	1.92	2.55	2.00	1.71	3.33

Таблица 2. (Окончание).

Образцы/ элементы	41-13	37-14-4	37-17-2	41-23	41-2	41-13-2	41-21	37-25-1	41-15-9	37-20-9
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Lu	0.25	0.37	0.44	0.27	0.31	0.28	0.40	0.32	0.27	0.52
Hf	1.90	1.89	1.44	1.15	1.07	2.68	1.45	1.16	0.90	2.26
Ta	0.13	0.13	0.05	0.03	0.05	0.22	0.06	0.04	0.04	0.09
W	0.43	0.34	0.31	0.28	0.13	0.35	0.22	0.17	0.16	0.11
Tl	0.02	0.72	<ПО	<ПО	<ПО	0.01	<ПО	<ПО	<ПО	0.02
Pb	6.42	7.15	3.54	2.99	3.70	8.72	3.66	3.42	2.55	4.41
Th	1.74	1.88	0.43	0.53	0.39	2.81	0.42	0.39	0.31	0.60
U	0.45	0.69	0.37	0.36	0.39	0.97	0.39	0.15	0.10	1.50

Примечание. Определение выполнено в лаборатории аналитической химии Центра коллективного пользования ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток) методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре Agilent 7700x (Agilent Techn. США). Пробоподготовка – кислотное разложение ($\text{HClO}_4 + \text{HNO}_3 + \text{HF}$). Аналитик Волкова Е. В. Анализ выполнил в.н.с. Блохин М. Г. Ответственный исполнитель н.с. Зарубина Н. В. Вулканы: 1, 3–5, 9 – оливин-клинопироксен-плагиоклазовые базальты; 2, 6–8, 10 – амфибол-двупироксен-плагиоклазовые андезибазальты.

ми Ti/V отношениями (до 50) аналогичны вулканитам Курильской котловины.

Поскольку речь пойдет о сравнительном анализе изотопно-геохимической специфики позднекайнозойского вулканизма хребта Витязя, Курильской дуги и одноименной котловины, необходимо упомянуть о продольном разделении дуги на участки (или сектора). Многие годы существовала точка зрения о трех секторах – северном, центральном и южном [8 и др.].

В ее пользу, со значительными корректировками границ, могло бы свидетельствовать наличие установленной в центральной части Курил рифтогенной зоны. Однако изотопно-геохимические данные по четвертичным вулканическим породам Курильской дуги демонстрируют другую картину разделения дуги на два участка – южный и северный [19]. Эволюция северного участка связана с вулканизмом, в магмообразовании которого принимал участие южнокамчатский разогретый и сравнительно деплетированный литосферный блок тихоокеанского MORB-типа. Магмогенерация в пределах южного участка осуществлялась в результате плавления «холодной» изотопно-обогатщенной литосферной мантии индийского MORB-типа, обедненной микроэлементами в связи с кайнозойскими тектономагматическими процессами раскрытия Курильской котловины. На рис. 1 стрелкой показана граница между этими двумя участками (блоками).

Сравнительный анализ новых данных по K_2O в вулканитах Южного плато показал близкие его концентрации с таковыми в породах южного участка КОД, а Северного плато – с таковыми в породах северного участка КОД (рис. 2). В целом, большинство вулканитов хребта и дуги относятся к умеренно-калиевым образованиям. Однако одна часть из них демон-

стрирует свою близость к низкокалиевой, а другая к высококалиевой областям. При сравнении вулканитов хребта, дуги и вулкана Геофизиков, расположенного в западной части Курильской котловины (рис. 1), выявлены повышенные содержания K_2O в субщелочных разновидностях. Это сходство с породами котловины наиболее ярко проявлено в породах Северного плато и северного участка КОД. Гораздо более высокой калиевостью обладают вулканические породы хребтов Гидрографов и Зонне, представленные трахиандези-базальтами и трахиандезитами [6, 38 и др.]. По сути,

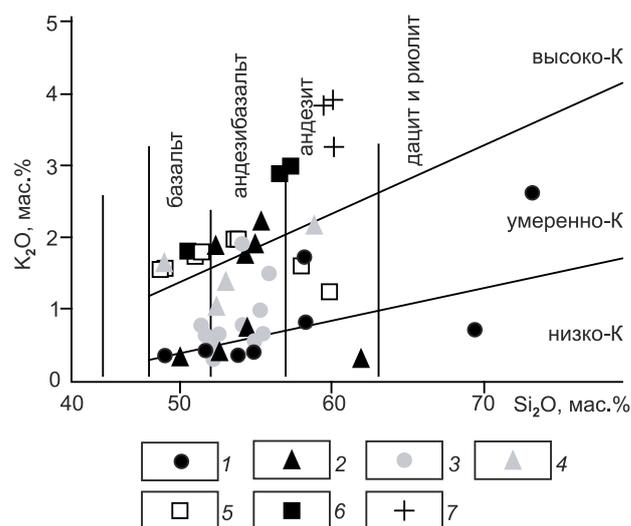


Рис. 2. Классификационная диаграмма $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ [31] для вулканических пород:

1, 2 – Южного (1) и Северного (2) плато хребта Витязя, (табл. 2) и [5, 13]; 3, 4 – южного (3) и северного (4) участков Курильской дуги [19]; 5–7 – Курильской котловины: 5 – вулкана Геофизиков [26], 6 – хребта Гидрографов и 7 – хребта Зонне [38].

они несоизмеримы по этому показателю и некоторым другим изотопно-геохимическим свойствам с другими породами котловины, хребта Витязя и Курильской дуги.

Таким образом, наибольшее сходство по концентрациям K_2O отмечается в субщелочных разновидностях Северного плато хребта, северного участка дуги и вулкана Геофизиков. Толеитовые вулканиды Южного плато по этому показателю близки толеитовым разновидностям южного участка дуги. Трахитоиды хребтов Гидрографов и Зонне по высокому уровню общей щелочности и калиевости не имеют аналогов в пределах хребта Витязя и КОД.

Прежде, чем приступить к интерпретации спектров редких элементов (рис. 3), необходимо подчеркнуть диаметрально противоположное поведение Th и Hf при выявлении природы субдукционных компонентов, участвующих в преобразовании плавящегося мантийного источника и представленных либо низкотемпературным флюидом, либо высокотемпературным расплавом. Первый отделяется от осадочной толщи субдуктирующей океанической плиты при ее дегидратации, второй – при ее плавлении. Для океанического осадка характерны большие концентрации Th, немобильный в водном флюиде, он легко переходит в расплав при плавлении осадка [33, 34]. Поэтому минимум этого микроэлемента в породах указывает на метасоматоз водными флюидами, а максимум – расплавом, при этом, поведение Hf обратно противоположное.

На многокомпонентной диаграмме редких элементов вулканиды Южного и Северного плато хребта Витязя образуют отрицательные Ta-Nb и Zr и положительные Sr, Pb и U аномалии, что характерно для пород надсубдукционных (в т.ч., островодужных) обстановок (рис. 3, а). Однако в толеитовых вулканидах Южного плато Th минимум более выражен и совпадает с таковым в аналогичных породах фронтальной зоны южного участка дуги (рис. 3, б). В то время как в тыловодужных вулканидах Th аномалия практически отсутствует, что указывает на более высокие концентрации этого микроэлемента. В спектре вулканидов Северного плато наблюдается как ярко, так и менее проявленный Th минимум так же, как и в породах северного участка дуги (рис. 3, в). Из этого следует, что высокотемпературный расплав принимал участие в формировании магматических расплавов в пределах тыловой зоны дуги, что было отмечено ранее [18, 19, 32], а низкотемпературный флюид – в пределах фронтальной зоны дуги и Южного плато хребта Витязя. В пределах Северного плато и северного участка дуги в процессах магмогенезиса участвовали и флюид, и расплав.

Корреляция вулканидов хребта Витязя и Курильской котловины показывает одинаковую конфигурацию спектров субщелочных разновидностей пород хребта и вулкана Геофизиков (рис. 3, з), в том числе и незначительный Th минимум, указывающий на участие в преобразовании плавящегося субстрата высокотемпературного расплава. В то же самое время в спектре вулканических пород хребта Гидрографов наблюдается отсутствие Th аномалии и менее выраженный Ta-Nb минимум. Это объясняется отношением вулканидов последнего к трахитоидным разновидностям, обладающим геохимической и геодинамической спецификой, отличной от таковой в остальных вулканических образованиях описываемого региона.

При сравнении спектров распределения редкоземельных элементов (REE) выясняется, что все вулканиды хребта подразделяются на толеитовые и известково-щелочные разновидности с ярко или слабо проявленной негативной Hf аномалией (рис. 4, а). Вулканиды Южного плато сравнимы с толеитовыми породами южного участка дуги (рис. 4, б). Породы северного участка КОД относятся к более щелочным разновидностям, и с ними сравнима лишь часть вулканидов Северного плато с аналогичной щелочностью (рис. 4, в). Отрицательная Hf аномалия характерна для вулканидов тыловой зоны дуги, и это обстоятельство так же, как и в случае отсутствия в них Th минимума, является доказательством участия в генезисе тыловых лав высокотемпературного субдукционного компонента (расплава). В спектре фронтальных вулканидов дуги Hf аномалия отсутствует, и это означает, что основная роль в генезисе магм принадлежала низкотемпературному флюидному компоненту. В пределах Южного плато хребта Витязя и южного участка КОД в области Hf наблюдается выполаживание спектра (рис. 4, б), что свидетельствует о влиянии низкотемпературного флюида на магмогенерацию. Для вулканидов Северного плато, напротив, характерна гораздо более выраженная отрицательная Hf аномалия, что может указывать на участие высокотемпературного расплава в процессе магмообразования в его пределах (рис. 4, в).

При этом, спектры субщелочных разновидностей Северного плато вполне сравнимы со спектрами аналогичных по щелочности пород вулкана Геофизиков Курильской котловины, но отличаются от резко фракционированного спектра трахитоидов вулкана Гидрографов с ярко выраженным преобладанием легких лантаноидов (LREE) над тяжелыми (HREE) (рис. 4, з). Всем субщелочным и щелочным вулканидам хребта и вулканов Курильской котловины присуща негативная Hf аномалия, служащая индикатором влияния высокотемпературного расплава на магмоге-

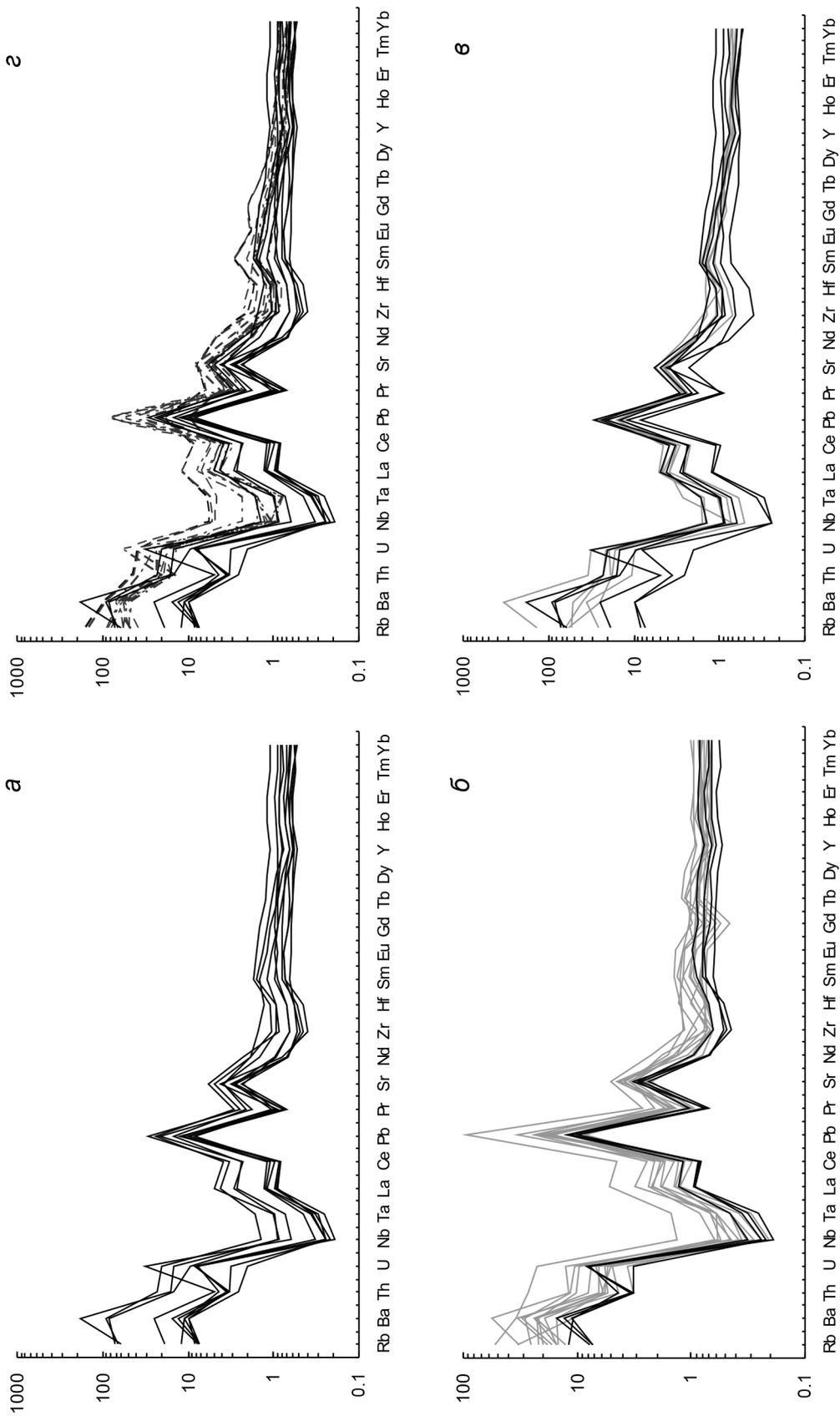


Рис. 3. Многокомпонентные диаграммы редких элементов, нормированных к N-MORB по [35], в вулканах хребта Витязя (а) в сравнении с вулканами: южного (б) и северного (в) участков КОД [19] и вулканов Гидрографов (пунктир) и вулканов Геофизиков (штрих-пунктир) Курильской котловины (г) [26, 38]. Цвет спектров соответствует цвету точек на рис. 2.

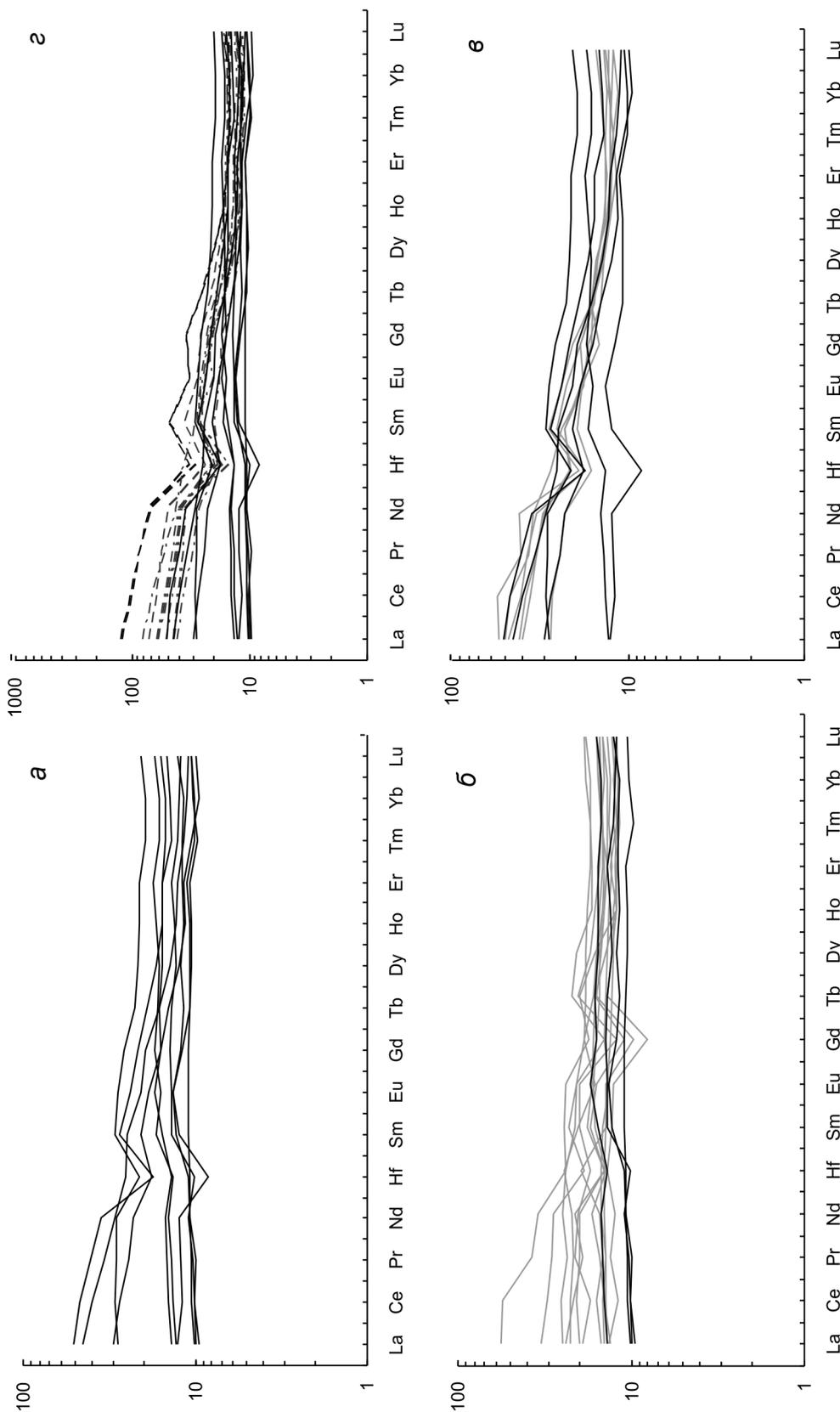


Рис. 4. Многокомпонентные диаграммы распределения редкоземельных элементов (REE) и Hf, нормированных к хондриту по [35]. Условные обозначения на рис. 2, 3.

незис. При этом в спектре большинства толеитовых разновидностей пород обоих плато хребта наблюдается выполаживание в области Hf, и это обстоятельство свидетельствует в пользу низкотемпературного флюида.

Таким образом, низкие концентрации Th и повышенные Hf в породах Южного плато свидетельствуют об участии в магмогенезисе низкотемпературного флюида, а более высокие концентрации Th и пониженные Hf в породах южного участка КОД – об участии высокотемпературного расплава. В пределах Северного плато наблюдаемые в некоторых образцах повышенные концентрации Th и весьма низкие Hf указывают на более активную «деятельность» здесь высокотемпературного расплава, чего нельзя сказать о северном участке КОД, в породах которого практически отсутствует Hf негативная аномалия. Сравнение спектров вулканитов обоих плато хребта Витязя показывает их близость с породами вулкана Геофизиков в Курильской котловине и явные отличия от трахитоидных пород хребта Гидрографов. Однако наличие Hf минимума во всех спектрах вулканических пород повышенной щелочности (включая хребет Гидрографов) говорит о влиянии высокотемпературного расплава на магмогенезис, чего нельзя сказать о толеитовых разновидностях, в магмогенезисе которых на ранней стадии формирования расплава основную роль играл низкотемпературный флюид.

Вариации $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и Th/Nd отношений (табл. 3, рис. 5) еще раз подчеркивают толеитовую природу вулканитов Южного плато, части образцов

базальтов Северного плато хребта Витязя и пород фронтальной зоны КОД. Большинство образцов дуги демонстрирует близость к породам тыловой зоны, к которой также относятся и вулканиты котловины – вулкана Геофизиков и хребтов Гидрографов и Зонна. В первом случае в процессах метасоматоза мантийного источника принимал участие в основном низкотемпературный флюид измененной океанической коры. Во втором случае, наряду с флюидом, в разной степени на магмогенезис оказывали влияние высокотемпературные расплавы, формировавшиеся при плавлении океанического осадка при температуре 650–800 °C [19]. Особенно это характерно для северного участка дуги, а также хребтов Гидрографов и Зонна.

Смешение мантийных и субдукционных компонентов в магмообразующих процессах иллюстрирует диаграмма $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})-(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ (табл. 4, рис. 6). Максимальное участие обогащенной мантии (Indian MORB) устанавливается на северо-западе Курильской котловины в пределах хребта Зонне. Все остальные вулканические породы исследуемых структур являются производными магматических источников со смешанной природой, обусловленной влиянием флюидов и расплавов как океанического осадка, так и измененной океанической коры. В пределах южного участка дуги и Южного плато хребта Витязя можно говорить о большем влиянии флюидов и расплавов океанического осадка. Северный участок дуги и Северное плато значительно разнятся в этом вопросе: островодужные вулканиты являются продуктами источника с большей обработкой флюидами и расплавами по сравнению с вулканитами хребта Витязя, на

Таблица 3. Изотопы Nd в вулканических породах хребта Витязя.

№ обр.	Вулканические породы	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Err	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$
41-15-9	Оливин-клинопироксен-плагиоклазовые базальты	0.513040	3	7.8
41-2	««	0.512588	2	-1.0
41-23	««	0.513068	6	8.4
37-20-9	Амфибол-двупироксен-плагиоклазовые андезибазальты	0.513069	2	8.4
41-21	««	0.513123	5	9.5
37-39-1	««	0.513000	4	7.1

Таблица 4. Изотопы Pb в вулканических породах хребта Витязя.

№ обр.	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2s. \%$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2s. \%$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2s. \%$
41-15-9	18.257	0.06	15.504	0.09	38.090	0.12
41-2	18.408	0.06	15.516	0.09	38.241	0.12
41-23	18.404	0.06	15.524	0.09	38.277	0.12
37-20-9	18.317	0.06	15.488	0.09	37.993	0.12
41-21	18.396	0.06	15.524	0.09	38.237	0.12
37-39-1	18.380	0.06	15.499	0.09	38.141	0.12

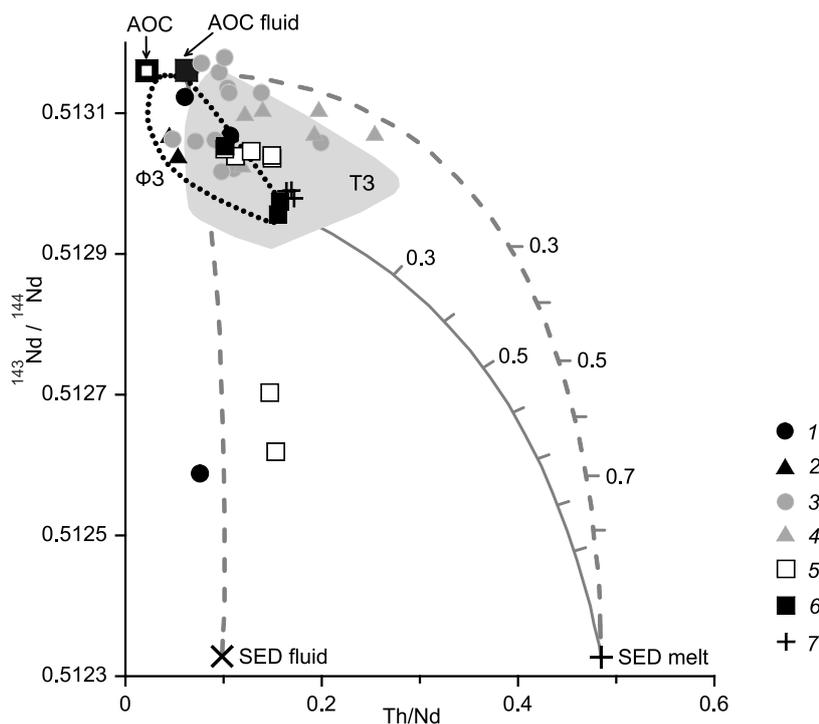


Рис. 5. Диаграмма вариаций $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и Th/Nd отношений [34] в вулканитах хребта Витязя, Курильской дуги и Курильской котловины.

АОС – измененная океаническая кора; флюиды, образовавшиеся в результате: АОС fluid – дегидратации измененной океанической коры, SED fluid – дегидратации океанического осадка; SED melt – расплав, образовавшийся при плавлении океанического осадка. Контуром обозначены: ФЗ – фронтальная зона КОД, ТЗ – тыловая зона КОД. Цифрами на линиях обозначены пропорции смешиваемых компонентов (0.3–30 % и т.д.). Условные обозначения на рис. 2.

магмогенезис которых оказывали одинаковое влияние как мантийный, так и субдукционный компоненты. Это характерно также и для пород хребта Гидрографов и вулкана Геофизиков.

Интерпретация данных по изотопам Рb позволяет установить природу мантийных источников под Южным и Северным плато хребта Витязя. На диаграммах $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})-(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ и $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})-(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ (рис. 7, 8) видно, что точки вулканических пород обоих плато располагаются в области MORB Индийского океана. При этом породы Южного плато локализируются вблизи таковых южного участка дуги, совместно с которыми они тяготеют к области вулканитов Японии. Породы Северного плато демонстрируют другую картину, располагаясь в области Южной Камчатки. Вулканические породы хребта Зонне занимают однозначную позицию в области MORB Индийского океана, чего нельзя сказать о вулканитах хребта Гидрографов и вулкана Геофизиков. На первой диаграмме (рис. 7) они попадают в область MORB Тихого океана, что согласуется с выводами, ранее приведенными в публикациях [26, 27, 36, 38]. Однако значения отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 8)

показывают, что вулканиты и этих структур относятся к производным MORB Индийского океана.

Из выше приведенных результатов исследований следует, что вулканиты Южного и Северного плато хребта относятся к островодужным образованиям. На многокомпонентной диаграмме в спектре редких элементов наблюдаются Ta-Nb и Zr минимумы и Sr, Pb и U максимумы – характерные признаки геодинамической обстановки островных дуг. Спектр редкоземельных элементов хорошо иллюстрирует разделение пород на толеитовые и субщелочные разновидности. Для Южного плато характерны в основном толеитовые вулканиты, для Северного плато – обе разновидности. От толеитовых к субщелочным породам уменьшаются концентрации Hf и увеличиваются концентрации – Th, что свидетельствует об увеличении роли высокотемпературного расплава в магмогенерирующих процессах, в то время как на начальных этапах очевидна роль низкотемпературного флюида.

По соотношениям изотопов Рb под Южным и Северным плато установлен мантийный источник – MORB Индийского океана (рис. 7, 8). Это не вполне согласуется с выводами о том, что под северным

участком КОД располагается MORB Тихого океана [19]. Логично было бы допустить, что этот же источник должен был распространяться и в пределы Северного плато хребта Витязя. Однако это не так, и объяснение может заключаться в том, что исследовались образцы вулканических пород юго-западной части Северного плато, лежащей к югу от границы (рис. 1, стрелка) между двумя блоками фундамента КОД разной генетической природы, по [19].

Тем не менее, сравнение изотопно-геохимических свойств вулканитов Южного и Северного плато хребта Витязя проводилось с породами соответствующих участков дуги. Было установлено, что наиболее близкими друг к другу по ряду геохимических характеристик являются толеитовые породы Южного плато и южного участка КОД. Это хорошо видно на многокомпонентных диаграммах, иллюстрирующих микроэлементный состав (рис. 3, 4). Рисунки 5, 6 демонстрируют одинаковое участие мантийного и субдукционного компонентов в магмогенерирующих процессах, а также близкую степень влияния на эти процессы низкотемпературного флюида. В то же самое время наблюдается повышение роли высокотемпературного расплава в магмогене-

зисе тыловодужных субщелочных вулканитов южного участка дуги.

Вулканиты Северного плато, а точнее юго-западной его части, представлены как толеитовыми, так и субщелочными разновидностями. По концентрациям K_2O и микроэлементному составу породы этого плато близки породам северного участка КОД. Это отражено и в поведении Th и Hf – увеличение концентрации первого и уменьшение второго от толеитовых к субщелочным вулканитам свидетельствует о повышении роли высокотемпературного расплава в магмообразующих процессах (рис. 3, 4). Однако анализу на радиогенные изотопы Nd и Pb подвергались толеитовые разновидности базальтов и андезитобазальтов, поэтому отмечается некоторая разница в расположении точек сравниваемых структур на рисунках 5, 6, 7. Базальты Северного плато демонстрируют большую степень участия мантийного компонента и низкотемпературного флюида в вышеуказанных процессах по сравнению с аналогичными породами северного участка КОД.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования новых изотопно-геохимических данных по образцам вулканитов Южного плато и юго-западной части Северного плато хребта Витязя, а так-

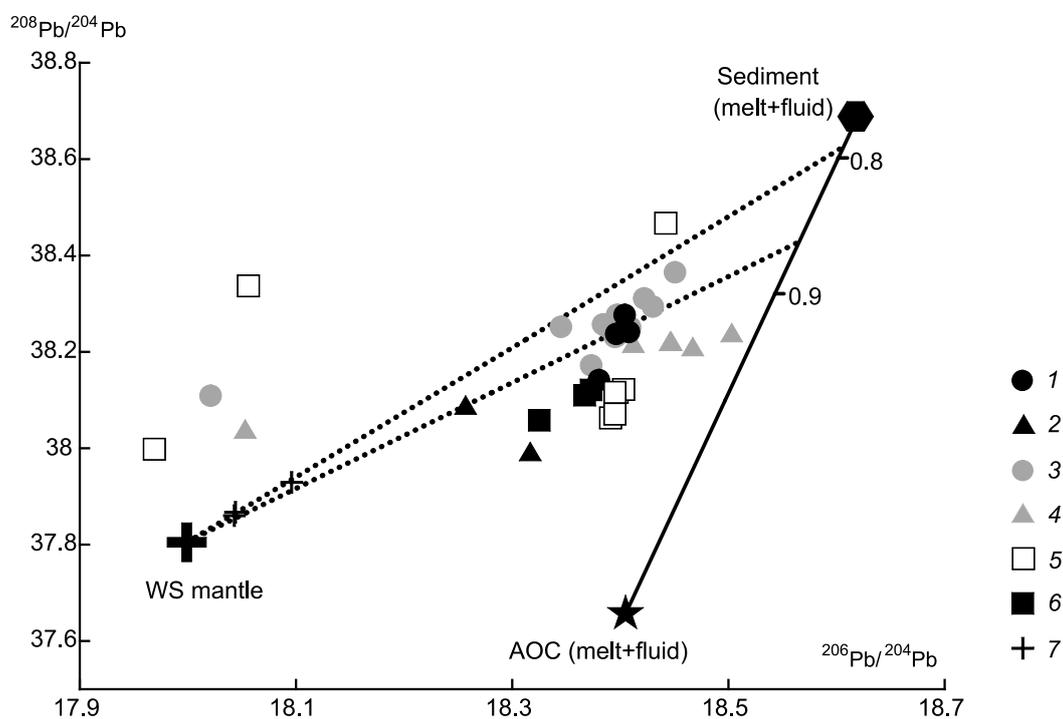


Рис. 6. Диаграмма $(^{206}Pb/^{204}Pb) - (^{208}Pb/^{204}Pb)$ для вулканитов хребта Витязя, Курильской дуги и Курильской котловины, показывающая расчетные линии смешения мантийных и субдукционных компонентов.

WS – мантия MORB Индийского океана, AOC (melt+fluid) – измененная океаническая кора (расплав+флюид), Sediment (melt+fluid) – измененный океанический осадок (расплав+флюид). Изотопный состав мантии и субдукционных компонентов – по [37]. Цифрами обозначены пропорции смешивающихся компонентов. Условные обозначения на рис. 2.

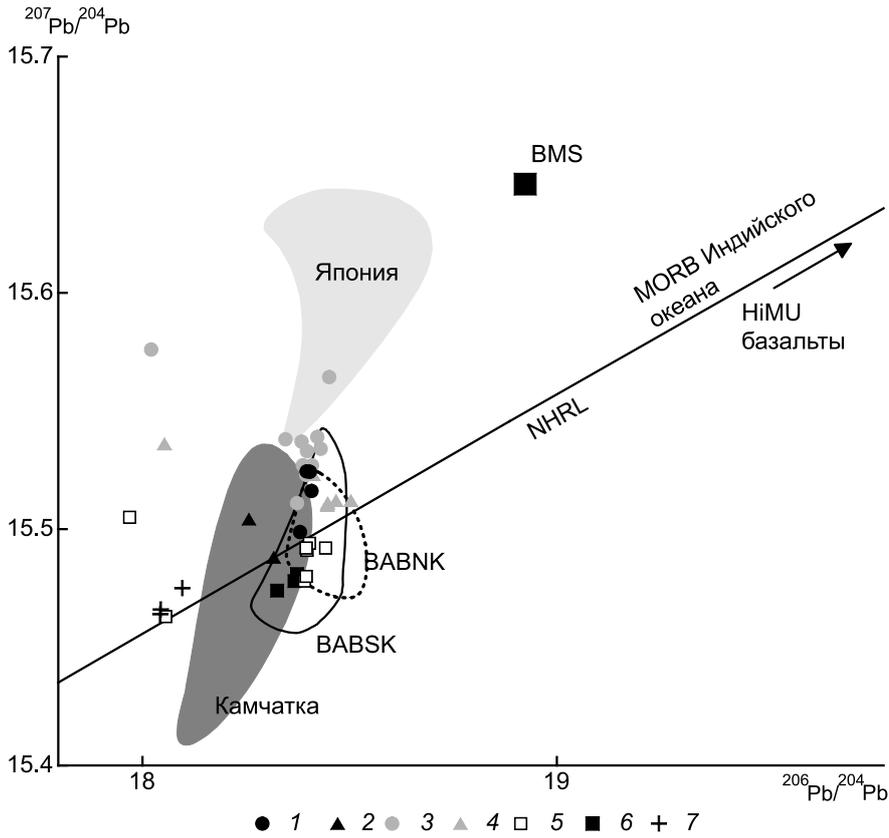


Рис. 7. Диаграмма $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ – $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ для вулканитов хребта Витязя, Курильской дуги и Курильской котловины.

Условные обозначения на рис. 2. Полями показаны составы тыловодужных лав южного (сплошная линия) и северного (пунктир) участков КОД, по [2]. BABSJ и BABNK – базальты южного и северного участков КОД, соответственно. BMS – валовый состав океанического осадка. NHRL (North Hemisphere Reference Line) – линия средних составов базальтов северного полушария.

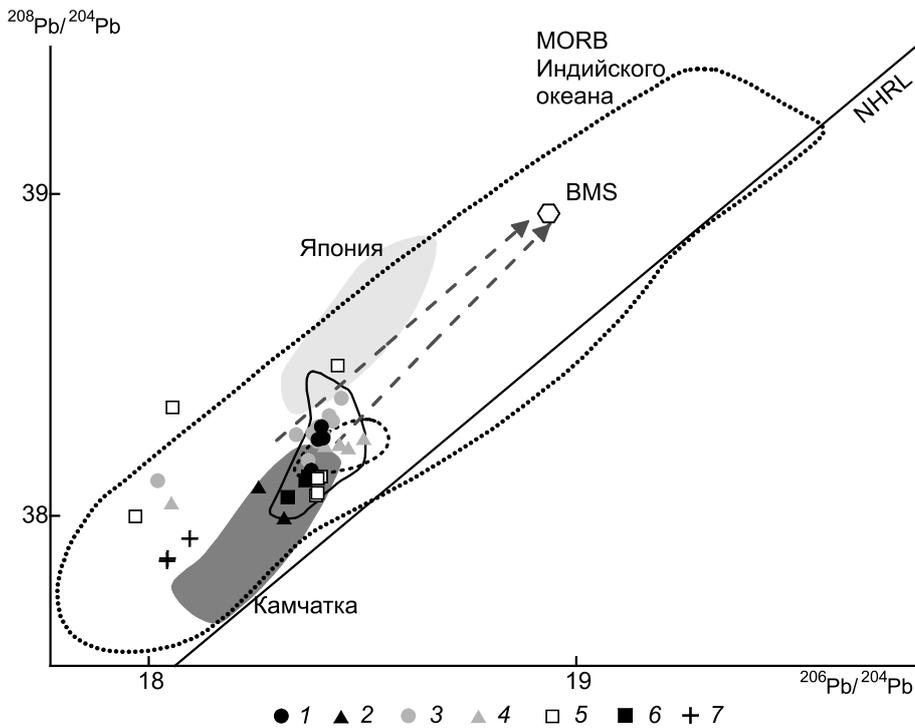


Рис. 8. Диаграмма $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ – $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ для вулканитов хребта Витязя, Курильской дуги и Курильской котловины. Штриховые стрелки – рассчитанные линии смешения мантийных выплавов и осадочного материала. Условные обозначения на рис. 2, 7

же сравнительный анализ позволяют сделать вывод о том, что все изученные породы генетически связаны с вулканитами южного участка Курильской островной дуги. Установленный мантийный источник индийского MORB типа был изменен тектономагматическими процессами, связанными с раскрытием Курильской котловины и последующей субдукцией. Низкотемпературный флюид, отделявшийся при дегидратации субдукционной пластины, играл преобладающую роль на ранних этапах формирования толеитовых лав. В происхождении более поздних щелочных вулканитов определяющая роль принадлежала высокотемпературному расплаву, образовавшемуся при плавлении субдукционного осадка.

Источники финансирования. Работа проводилась при поддержке гранта РФФИ № 23-27-00335.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.П., Волюнец О.Н., Антонов Ю.А. Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Цветков А.А., Гладков Н.Г. Каталог подводных вулканов Курильской островной дуги // Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / под ред. Ю.М. Пушаровского. М.: Наука, 1992. С. 29–227.
2. Авдейко Г.П., Рашидов В.А., Полуваева А.А., Романов И.М. Подводный вулканизм Курильской гряды: геодинамические условия и формирование геохимической специфики. http://www.kscnet.ru/ivs/grant/grant_06/06-3-A-08-326/index.html (дата обращения: 02.01.2009).
3. Васильев Б.И., Сигова К.И., Обжиров А.И. Геология и нефтегазоносность окраинных морей Северо-Запада Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2001. 142 с.
4. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Вулканизм Охотского моря и подводного хребта Витязя (тихоокеанский склон Курильской дуги) // Дальневосточные моря России: в 4-х кн. / гл. ред. В.А. Акуличев. М.: Наука, 2007. Кн. 3. С. 181–200.
5. Емельянова Т.А., Костицын Ю.А., Леликов Е.П. Геохимия вулканитов подводного хребта Витязя на Тихоокеанском склоне Курильской островной дуги // Геохимия. 2012. № 3. С. 316–332.
6. Емельянова Т.А., Петрищевский А.М., Изосов Л.А., Ли Н.С., Пугачев А.А. Позднемезозойско-кайнозойские этапы вулканизма и геодинамика Японского и Охотского морей // Петрология. 2020. Т. 28, № 5. С. 468–481.
7. Зверев С.М., Полянский М.Е. Вариации структуры вдоль Курило-Камчатского желоба и возможная связь с сейсмичностью // Вулканология и сейсмология. 2008. № 1. С. 3–18.
8. Злобин Т.К., Пискунов В.Н., Фролова Т.И. Новые данные о структуре земной коры в центральной части Курильской островной дуги // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293, № 2. С. 185–187.
9. Иваненко А.Н., Филин А.М., Горшков А.Г. Шишкина Н.А. Новые данные о структуре аномального магнитного поля центральной части Курило-Камчатской островной дуги // Океанология. 2008. Т. 48, № 4. С. 600–614.
10. Косминская И.П., Зверев С.М., Вейцман П.С., Туликов Ю.В., Кракшина Р.М. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования // Известия АН СССР. Серия геофиз. 1963. № 1. С. 20–41.
11. Костицын Ю.А. Sm-Nd и Lu-Hf изотопные системы Земли: отвечают ли они хондритам? // Петрология. 2004. Т. 12, № 5. С. 451–466.
12. Кулинич Р.Г., Карп Б.Я., Баранов Б.В., Леликов Е.П., Карнаух В.Н., Валитов М.Г., Николаев С.М., Колпащикова Т.Н., Цой И.Б. О структурно – геологической характеристике «сейсмической брешы» в центральной части Курильской островной дуги // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26, № 1. С. 5–19.
13. Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Баранов Б.В. Магматизм подводного хребта Витязя (тихоокеанский склон Курильской островной дуги) // Океанология. 2008. Т. 48, № 2. С. 260–270.
14. Леликов Е.П., Цой И.Б., Емельянова Т.А. и др. Геологическое строение подводного хребта Витязя в районе «сейсмической брешы» (тихоокеанский склон Курильской островной дуги) // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27, № 2. С. 3–15.
15. Леликов Е.П., Емельянова Т.А. Геология и вулканизм подводного хребта Витязя на тихоокеанском склоне Курильской островной дуги // Океанология. 2011. Т. 51, № 2. С. 329–343.
16. Леликов Е.П., Емельянова Т.А. Геохимия гранитоидов фундамента Курильской островодужной системы // Геохимия. 2014. № 8. С. 675–688.
17. Леликов Е.П., Емельянова Т.А. Гранитоиды Курильской островодужной системы // ДАН. 2014. Т. 454, № 5. С. 561–566.
18. Мартынов А.Ю., Мартынов Ю.А., Рыбин А.В., Дж.-И. Кимура. Роль задуговых процессов в происхождении субдукционных магм: новые данные по изотопии Sr, Nd и Pb в вулканитах ранних этапов формирования о. Кунашир (Курильская островная дуга) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 3. С. 469–487.
19. Мартынов Ю.А., Ханчук А.И., Кимура Дж.И., Рыбин А.Н., Мартынов А.Ю. Геохимия и петрогенезис четвертичных вулканитов Курильской островной дуги // Петрология. 2010. Т. 18, № 5. С. 1–25.
20. Мишкин М.А., Вовна Г.М. Докембрийская сиалическая кора Земли и ее происхождение // Бюллетень Московского общества испытателей природы. 2009. Т. 84, Вып. 5. С. 3–10.
21. Пискунов В.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг / под ред. К.Ф. Сергеева. М.: Наука, 1987. 236 с.
22. Прошкина З.Н., Кулинич Р.Г., Валитов М.Г. Структура, вещественный состав и глубинное строение океанского склона Центральных Курил: новые детали // Тихоокеанская геология. 2017. Том 36, № 6. С. 44–55.
23. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы М.: Наука. 1976. 240 с.
24. Ханчук А.И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 135 с.
25. Цой И.Б. Силикофлагелляты олигоцена – раннего миоцена подводного хребта Витязя (островной склон Курило-Камчатского желоба) // Альгология. 2011. № 1. С. 111–125.
26. Baranov B.V., Werner R., Hoernle K.A., Tsou I.B., Bogaard P.,

- Tararin I.A. Evidence for compressionally induced high subsidence rates in the Kurile Basin (Okhotsk Sea) // *Tectonophysics*. 2002. V. 350, N 1. P. 63–97.
27. Baranov B., Wong H.K., Dozorova K., Kimura B., Lüdmann T., Karnaukh V. Opening geometry of the Kurile Basin (Okhotsk Sea) as inferred from structural data // *Island Arc*. 2002. V. 11. N 3. P. 206–219.
28. Iizumi S., Maehara K., Morris P.A., Sawada Y. Sr isotope data of some GSJ rock reference samples // *Memoir of Faculty of Science, Shimane University*. 1994. V. 28. P. 83–86.
29. Iizumi S., Morris P.A., Sawada Y. Nd isotope data for GSJ reference samples JB-1a, JB-3 and JG-1a and the La Jolla standard // *Memoir of Faculty of Science, Shimane University*. 1995. V. 29. P. 73–76.
30. Kimura J.-I., Kawahara M., Iizumi S. Lead isotope analysis using TIMS following single column single bead Pb separation // *Geosci. Report of Shimane University*. 2003. V. 22. P. 49–53.
31. Le Maitre R.W., Bateman S.L., Dudek A. et al. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford: Blackwell, 1989. 193 p.
32. Martynov Yu.A., Kimura J.I., Khanchuk A.I., Rybin A.V., Chashchin A.A., Martynov A.Yu. Magmatic sources of quaternary lavas in the Kuril Island Arc: New data on Sr and Nd isotopy // *Dokl. Earth sci.* 417 [2007] 1206–1211.
33. Peate D.W., Pearce J.A. Causes of spatial compositional variations in Mariana arc lavas: Trace element evidence // *Island Arc*. 1998. V. 7. N 3. P. 479–495.
34. Plank T., Langmuir C.H. Tracing trace elements from sediment input to volcanic output at subduction zones // *Nature*. 1993. V. 362. N 6422. P. 739–742.
35. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications of mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. London: Geol. Soc. Special Publ., 1989. P. 313–345.
36. Tararin I.A., Lelikov E.P., Werner R. Petrology and geochemistry of the volcanic rocks dredged from the Geophysicist Seamount in the Kuril Basin: Evidence for the Existence of Thinned continental crust // *Gondwana Research*. 2003. V. 6. N 4. P. 757–765.
37. Tollstrup D., Gill G., Kent A., Williams R., Tamura Y., Izhizuka O. Across-arc geochemical trends in the Izu-Bonin arc: contribution from the subducted slab, revisited // *Geochem. Geophys. Geosist.* 2010. V. 11. N 1. Art. № Q01X10, 27 p.
38. Werner R., Baranov B., Hoernle K. et al. Discovery of Ancient Volcanoes in the Okhotsk Sea (Russia): New Constraints on the Opening History of the Kurile Back Arc Basin // *Geosciences*. 2020. V. 10. Art. N 442, 20 p.

Рекомендована к печати А.А. Сорокиным
после доработки 04.09.2023 г.
принята к печати 26.09.2023 г.

T.A. Emelyanova, Yu.A. Martynov, N.S. Lee, M.Yu. Davydova

New isotope-geochemistry data of Cenozoic volcanism and the geodynamics of the underwater Vityaz Ridge (Pacific slope of the Kuril Island Arch)

Original analytical data on rare elements and radiogenic Nd and Pb isotopes in volcanic rocks of the Southern and southwestern part of the Northern Plateau of the underwater Vityaz Ridge are presented. Interpretation of these data and a comparative analysis with published materials on volcanic rocks from the southern and northern parts of the Kuril Island Arc (KOD), which formed on two basement blocks of different genetic nature, allow us to draw the following conclusions. The tholeiite varieties of volcanic rocks of the Southern Plateau and the southern part of the KOD have similar isotope-geochemical features, which point at the general geodynamic conditions of formation and the identical degree of influence of low-temperature fluid on magma-generating processes. The geochemistry of the volcanic rocks of the Northern Plateau, which are mainly represented by subalkaline varieties, indicates a more pronounced participation of the mantle component in magmagenesis and a greater degree of influence of high-temperature melt compared to the rocks of the Southern Plateau, but less compared to the rocks of the northern part of the arc. The volcanics of both plateaus are derivatives of a single mantle source, the MORB of the Indian Ocean (Indian MORB), and were formed together with the rocks of the southern part of the KOD within the lithospheric block transformed by tectonomagmatic processes that accompanied the opening of the Kuril Basin.

Key words: radioisotope age, geochemistry, radiogenic isotopes, subduction, fluid, melt.