

УДК 551.24+550.4

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ВЕТЛОВСКОГО ОКРАИННО-МОРСКОГО ПАЛЕОБАССЕЙНА (КАМЧАТКА): СОСТАВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

© 2018 г. Н. В. Цуканов¹, Д. П. Савельев², Д. В. Коваленко³

¹ *Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия*

e-mail: nvtsov@rambler.ru

² *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия*

e-mail: savelyev@kscnet.ru

³ *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, Москва, Россия*

e-mail: Dmitry@igem.ru

Поступила в редакцию 27. 06. 2016 г., после доработки 23. 09. 2016 г.

В статье приводятся и анализируются новые данные по магматическим породам, формировавшимся в Ветловском окраинно-морском палеобассейне, который входил в структуру позднемезозойско-кайнозойской окраины северо-западной части Тихого океана. Приводятся новые данные по изотопному составу пород. Показано, что вещественные комплексы этого окраинно-морского бассейна сложены магматическими породами, сходными по геохимическим характеристикам с нормальными океаническими толеитами, обогащенными толеитами переходного типа, базальтами океанических островов и задуговых бассейнов. Редко встречаются толеитовые базальты островных дуг. Особенности состава магматических комплексов, вероятно, связаны с неоднородностью мантийного источника и геодинамикой бассейна.

DOI: 10.7868/S0030157418010100

ВВЕДЕНИЕ

В аккреционном обрамлении Тихого океана широко представлены магматические комплексы пород, которые формировались в пределах океанических бассейнов. Чаще всего они слагают тектонически дезинтегрированные фрагменты разрезов и отдельные тектонические пластины и блоки в микститовых горизонтах. Анализ строения и состава этих образований и корреляция фрагментов разрезов в различных сегментах тектоно-стратиграфических террейнов позволяет восстановить палеофациальные обстановки, существовавшие в позднем мезозое-кайнозое в северо-западной части Тихого океана. Одним из таких объектов в пределах Олюторско-Камчатской области является Ветловский (Ветловско-Говенский) террейн [1, 8, 17, 26]. Он разделяет Ачайваям-Валагинский (K_2-P_1) и Кроноцкий (Кроноцко-Командорский) террейны (K_2-P_2) островодужной природы (рис. 1), а в западном обрамлении Берингова моря (Олюторская зона) формирует палеоаккреционную призму к юго-востоку от Ачайваям-Валагинского террейна (о. Карагинский). Структурно-вещественные комплексы Ветловского террейна формировались в структуре окраинного моря и затем были аккрецированы к палеокамчатской окраине

при закрытии этого бассейна при коллизии Кроноцкого террейна островодужной природы.

Нами были получены новые геохимические данные по магматическим породам, развитым в северной части хр. Кумроч и на Вахильском поднятии Шипунского п-ова (рис. 1). Анализ химического и микроэлементного состава пород с учетом данных о возрасте этих образований и посвящена эта статья. Проведенные исследования позволяют более полно охарактеризовать особенности магматизма в палеоструктурах, формировавших переходную зону океан-континент на северо-западной окраине Тихого океана.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В современной структуре Олюторско-Камчатской области образования Ветловского террейна обнажаются фрагментарно в нескольких изолированных структурах и перекрыты вулканитами Восточно-Камчатского вулканического пояса (рис. 1). С мел-палеогеновыми образованиями Ачайваям-Валагинского и Кроноцкого террейнов и с олигоцен-миоценовыми терригенными отложениями Тюшевского прогиба они имеют преимущественно тектонические соотношения.

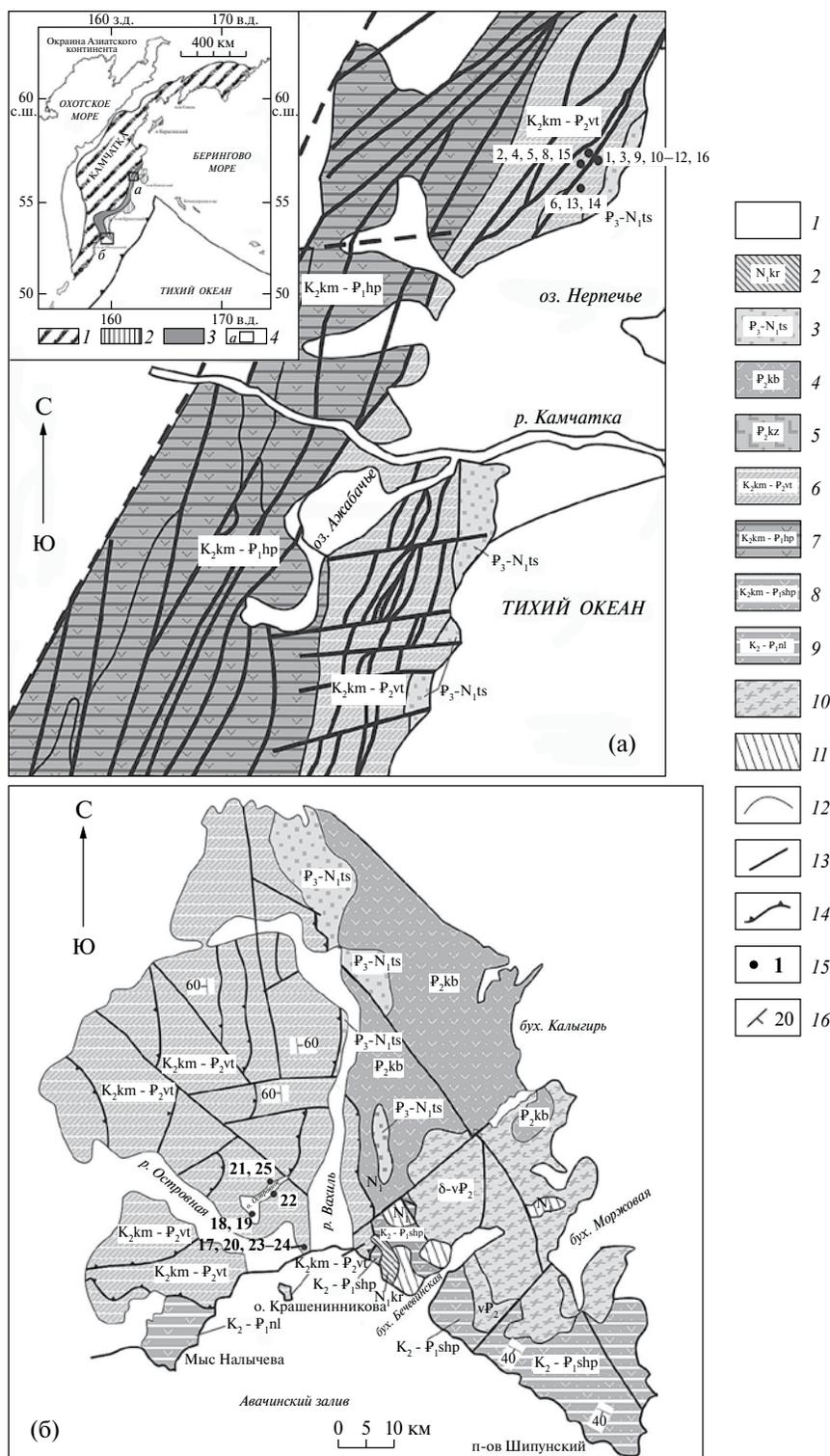


Рис. 1. Геологические схемы районов отбора образцов в хр. Кумроч (а) и на Вахильском поднятии (б) (Шипунский п-ов) по [20, 22] с изменениями и добавлениями авторов: 1 – нерасчлененные терригенные и вулканогенно-туфогенно образования (N_2-Q); 2 – корниловская серия ($N_1 kr$); 3 – тюшевская серия ($P_3 - N_1 ts$); 4–5 – кроноцкая серия (P_2): 4 – кубовская свита ($P_2 kb$); 5 – козловская свита ($P_2 kz$); 6 – ветловский комплекс ($K_2 - P_2 vt$); 7 – хапицкая свита ($K_2 - P_1 hp$); 8 – шипунская толща ($K_2 - P_1 shp$); 9 – нальчевская толща ($K_2 - P_1 nl$); 10 – шипунский габбро-гранодиоритовый интрузивный комплекс (P_2); 11 – базальты, долериты (N_1); 12 – геологические границы; 13–14 – разрывные нарушения: 13 – недифференцированные; 14 – надвиги; 15 – места отбора образцов, номер п/п соответствует номерам в таблице 1; 16 – элементы залегания. На врезке (а): 1–3 – тектоно-стратиграфические террейны: 1 – Ачайваям-Валагинский; 2 – Ветловский; 3 – Кроноцкий; 4 – положение района работ.

Ветловский террейн образован несколькими тектоно-стратиграфическими комплексами, которые слагают тектонические пластины от десятков до первых сотен метров мощности. Наиболее широко распространены терригенные и туфо-терригенные отложения, представленные переслаивающимися аргиллитами, алевролитами, кремнистыми алевролитами, туфо-алевролитами с редкими прослоями туфов основного состава и туфопесчаников, кремнистыми туфопелитами и туффитами. Переслаивание часто имеет флюидный характер. Наблюдаются олистоформовые горизонты, содержащие олистолиты и олистоплаки, представленные алевролитами и туфопесчаниками, кремнистыми породами и фрагментами потоков базальтов и андезитов, редко — габбро. Возраст этого комплекса охарактеризован в различных частях с разной степенью достоверности и принимается в интервале позднего мела-палеоцена-среднего эоцена и позднего эоцена-олигоцена (для осадочного меланжа о. Карагинский) [1–6, 17].

Другой комплекс развит в пределах Восточной Камчатки и представлен тонкослоистыми туфопелитами, кремнями, кремнистыми алевролитами, туфосилицитами с редкими прослоями пелитоморфных известняков и потоками толеитовых базальтов. Возраст этого комплекса определялся как позднепалеоцен — среднеэоценовый [2, 3, 10, 21, 23, 24]. В пределах Вахильского поднятия, в зоне надвига ветловского комплекса на образования кроноцкой серии Шипунского п-ова (Кроноцкий террейн), присутствуют маломощные (5–10 м) тектонические пластины, сложенные тонкослоистыми кремнями, кремнистыми алевролитами, туфоалевролитами, которые содержат микрофауну радиолярий позднекампан-маастрихтского возраста (определения Л. Г. Брагиной) [24].

Реже встречаются тектонические пластины, сложенные афировыми толеитовыми базальтами, кремнями и яшмами, железо-марганцевыми кремнисто-известковистыми породами (хребет Кумроч). В пределах Вахильского поднятия картируются пластины, образованные преимущественно известняками с линзовидными будинированными прослоями кремней и аргиллитов и афировыми базальтами с прослоями кремнистых известняков и кремней. В известняках содержатся планктонные фораминиферы палеоцен-эоценового возраста. В кремнистых породах раслаивающихся потоки базальтов в р-оне оз. Островного (Вахильское поднятие), Т. Н. Палечек были выделены радиолярии, позволяющие датировать вмещающие породы кампанским возрастом [11, 22]. В блоках и будинах кремнистых пород и кремнистых известняков на Вахильском поднятии (ручей Базылева, коллекция Н. В. Цуканова) Т. Н. Палечек были определены (в шлифах) радиолярии кампанского возраста [22].

Для комплексов, участвующих в строении Ветловского террейна, в целом наблюдается увеличение

количества кремнистых и карбонатных пород относительно туфо-терригенных пород в восточном и юго-восточном направлении. При этом в южном направлении увеличивается количество и мощность пачек, сложенных карбонатными породами. Такой набор вещественных комплексов выдержан по всему простиранию Ветловского террейна от о. Карагинского на севере до п-ова Шипунского на юге.

В различных структурах фиксируются разные соотношения выделяемых комплексов, слагающих Ветловский террейн, а также их соотношения с образованиями Ачайваям-Валагинского и Кроноцкого террейнов и Тюшевского прогиба. Западная и северо-западная граница с Ачайваям-Валагинским террейном практически повсеместно тектоническая, здесь туфотерригенные и вулканогенно-туфогенные комплексы последнего надвинуты по системе чешуйчатых надвигов на образования Ветловского террейна. В Валагинском хребте надвиговая структура перекрывается позднеэоцен-миоценовыми прибрежно-морскими терригенными отложениями западного борта Тюшевского прогиба [2, 7]. Восточная и юго-восточная граница также тектоническая: в северных сегментах (о. Карагинский), — образования Ветловского террейна слагают самые восточные части и обрываются структурами Командорской котловины Берингова моря; в хр. Кумроч они надвинуты на слабо деформированные миоценовые отложения Тюшевского прогиба; на Шипунском п-ове образования Ветловского террейна непосредственно надвинуты на верхнемеловые (кампан-датские) и палеоцен-эоценовые вулканогенные и туфогенно-осадочные образования Кроноцкого террейна, а в северной части (р. Средняя Вахиль) перекрываются терригенными мелководными миоценовыми отложениями Тюшевского прогиба [10, 22].

Структура Ветловского террейна образована системой чешуй с общей вергентностью в восточном и юго-восточном направлении. Внутреннее строение чешуй характеризуется наличием сильно сжатых складок, будинажем, рассланцеванием пород, наблюдаются олистоформовые горизонты. На границах тектонических пластин развиты зоны меланжа, где глыбы и блоки сложены преимущественно местными породами (кремнистыми алевролитами, базальтами, известняками, реже габбро и андезитами). Выделяется два этапа разновозрастных деформаций (средний-поздний эоцен и поздний эоцен-олигоцен) [10, 27].

ИЗУЧЕННЫЕ ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изученные нами магматические породы были взяты из коллекции Кроноцкой партии, они отобраны при проведении ГДП-200 в северной части хр. Кумроч в бассейне рек Асхава, Халница, Тарховка из нижней толщи ветловского комплекса [3].

Валовый состав (в %) и содержание элементов-примесей (в г/т) изученных магматических пород Ветловского террейна

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
№ обр.	2743	2714	2741-3	737	2717	1523	1574	738
SiO ₂	48.38	47.68	47.80	47.37	49.26	50.19	45.48	49.85
TiO ₂	0.75	1.30	1.16	1.59	1.55	1.63	1.70	1.39
Al ₂ O ₃	18.60	18.00	16.36	16.42	15.78	12.44	16.19	16.74
Fe ₂ O ₃ *	9.11	8.22	10.34	10.07	9.00	9.86	10.18	6.87
MnO	0.31	0.20	0.25	0.19	0.21	0.18	0.17	0.17
MgO	6.61	5.63	6.88	7.11	6.88	6.08	6.77	6.87
CaO	8.38	10.50	10.64	10.94	10.01	12.42	11.08	6.17
Na ₂ O	3.00	4.19	4.00	2.92	4.41	3.29	3.00	5.32
K ₂ O	0.47	0.56	0.43	0.29	0.35	0.03	0.26	0.51
P ₂ O ₅	0.15	0.14	0.13	0.14	0.12	0.18	0.17	0.17
ppp	4.50	3.70	2.16	3.20	2.99	3.61	4.90	5.76
сумма	100.26	100.12	100.15	99.95	100.56	99.91	99.64	99.82

№ п/п	9	10	11	12	13	14	15	16
№ обр.	2741-5	771	773	2739/9	1521-1	1513/3	2717/29	2742-12
SiO ₂	48.55	44.55	45.52	49.33	46.18	48.58	47.60	54.11
TiO ₂	2.16	1.87	1.96	2.15	2.24	2.29	2.31	0.68
Al ₂ O ₃	14.53	15.92	16.19	14.50	18.39	16.08	14.92	17.85
Fe ₂ O ₃ *	10.76	9.22	9.97	12.56	7.64	9.64	9.30	6.04
MnO	0.26	0.19	0.17	0.21	0.16	0.16	0.19	0.25
MgO	5.94	5.93	8.51	5.56	7.28	7.06	6.42	2.43
CaO	9.56	9.11	7.71	9.07	7.01	6.55	6.66	7.06
Na ₂ O	3.96	5.11	2.75	2.88	3.58	3.16	3.92	5.92
K ₂ O	1.84	0.20	0.46	0.39	1.70	1.80	2.77	0.43
P ₂ O ₅	0.29	0.29	0.25	0.60	0.47	0.81	0.98	0.14
ppp	3.10	7.16	5.90	2.62	5.10	3.56	4.71	5.40
сумма	100.95	99.55	99.39	99.87	99.75	99.69	99.78	100.31

№ п/п	17	18	19	20	21	22	23	24	25
№ обр.	10-3/10	11-1/10	11-2/10	10-1/10	12-2/10	11а-3/10	10-2/10	10-4/10	12-1/10
SiO ₂	48.52	44.11	45.11	47.99	53.58	44.89	47.90	48.27	46.22
TiO ₂	1.03	1.78	1.60	1.74	1.57	1.60	1.70	1.40	1.58
Al ₂ O ₃	17.01	14.32	14.30	15.75	14.57	14.50	15.55	14.78	14.31
Fe ₂ O ₃ *	8.87	15.30	13.53	10.56	9.32	13.43	10.62	11.01	11.06
MnO	0.16	0.21	0.17	0.17	0.18	0.19	0.16	0.17	1.33
MgO	7.14	5.87	7.00	7.78	3.50	6.98	7.84	8.28	8.54
CaO	7.71	9.33	11.12	7.41	9.89	11.40	7.38	8.28	7.91
Na ₂ O	4.08	4.11	2.65	3.79	4.46	2.60	3.60	3.85	1.57
K ₂ O	1.23	0.15	0.28	0.85	0.22	0.29	0.83	0.72	1.81
P ₂ O ₅	0.11	0.18	0.15	0.17	0.14	0.15	0.15	0.14	0.14
ppp	3.15	2.96	2.60	2.83	1.67	2.70	2.93	2.89	5.26
сумма	99.02	98.31	98.50	99.05	99.10	98.72	98.66	99.79	99.73

(продолжение)

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
Rb		9.75	7.19	4.02	6.06	4.00	4.66	8.11
Ba		39.51	45.23	35.83	194.70	20.87	158.35	378.41
Th		0.19	0.18	0.20	0.16	0.27	0.23	0.45
U		0.25	0.21	0.21	0.25	0.30	0.22	0.40
Nb		2.65	2.48	2.19	1.95	4.13	3.59	3.16
Ta		0.19	0.19	0.16	0.14	0.28	0.27	0.23
La		3.72	3.64	3.22	2.96	4.37	4.57	5.64
Ce		11.05	11.28	10.69	9.58	12.20	13.39	15.16
Pb		3.76	1.01	1.84	2.76	1.34	0.67	2.20
Pr		1.82	1.84	1.87	1.66	1.90	2.24	2.37
Sr		302.91	341.03	151.86	319.16	64.12	241.44	609.53
Nd		10.25	10.34	11.09	9.58	10.56	12.67	12.88
Zr		101.05	102.07	106.04	93.79	114.43	112.74	112.40
Sm		3.29	3.37	3.83	3.34	3.29	3.94	3.66
Hf		2.48	2.52	2.88	2.48	2.88	2.79	2.79
Eu		1.21	1.30	1.37	1.24	1.15	1.44	1.28
Ti		8587.84	9194.41	10207.76	9412.51	9620.15	11039.90	8939.36
Gd		4.58	5.01	5.68	5.27	4.77	5.69	4.82
Tb		0.76	0.85	0.96	0.88	0.77	0.93	0.76
Dy		5.03	5.61	6.37	6.02	5.18	6.21	5.12
Y		23.04	26.09	29.75	28.49	24.57	28.46	23.02
Ho		1.06	1.19	1.37	1.31	1.08	1.33	1.05
Er		3.04	3.42	3.94	3.75	3.22	3.75	3.01
Tm		0.44	0.49	0.56	0.53	0.45	0.54	0.43
Yb		2.77	3.23	3.66	3.49	3.02	3.51	2.78
Lu		0.43	0.49	0.57	0.55	0.46	0.54	0.43
V		251.49	292.02	314.24	304.22	304.17	314.16	282.74
Cr		209.93	247.10	261.11	200.06	157.36	192.35	267.92
Co		31.12	42.03	41.36	43.04	29.28	38.05	34.79
Ni		80.28	84.89	109.67	85.84	83.89	104.83	124.59
Cu		64.30	78.93	76.00	82.36	38.84	64.69	78.30
Zn		42.47	47.77	57.57	67.55	46.51	53.04	40.44

№ п/п	9	10	11	12	13	14	15	16
Rb		6.25	4.49	2.05	10.06	20.59	25.47	7.00
Ba		226.91	358.19	46.73	256.68	619.66	917.55	214.63
Th		0.89	0.74	0.43	2.25	2.04	3.51	1.02
U		0.42	0.34	0.45	0.75	0.87	1.35	0.46
Nb		12.57	11.26	8.67	33.24	31.12	53.89	0.64
Ta		0.89	0.75	0.58	2.14	1.95	3.33	0.05
La		10.58	9.23	7.17	17.48	19.36	26.39	6.33
Ce		25.69	23.16	20.08	37.88	41.45	52.84	15.58
Pb		3.21	3.03	1.54	2.37	2.43	3.04	3.17
Pr		3.59	3.27	3.10	4.75	5.24	6.16	2.36
Sr		385.17	242.97	162.23	417.62	700.29	225.29	217.04
Nd		17.77	16.71	17.21	21.74	24.13	27.04	12.22
Zr		186.45	182.52	207.61	241.18	275.48	231.93	69.12
Sm		4.81	4.79	5.17	5.26	5.69	5.81	3.12
Hf		3.78	3.86	4.84	4.71	5.42	4.95	2.11
Eu		1.63	1.61	1.80	1.74	1.88	1.87	0.96
Ti		12077.05	12808.81	14836.92	14661.22	15353.82	15765.15	4372.02

(окончание)

№ п/п	9	10	11	12	13	14	15	16
Gd		6.07	6.50	7.36	6.26	6.57	5.90	3.72
Tb		0.95	1.02	1.17	0.95	0.94	0.80	0.57
Dy		6.05	6.75	7.98	5.93	6.02	4.63	3.68
Y		27.50	30.64	35.86	25.35	27.42	18.31	17.28
Ho		1.25	1.42	1.69	1.21	1.19	0.85	0.78
Er		3.53	4.04	4.99	3.41	3.39	2.24	2.25
Tm		0.49	0.58	0.69	0.48	0.46	0.28	0.32
Yb		3.19	3.85	4.57	3.07	3.00	1.71	2.22
Lu		0.49	0.59	0.68	0.48	0.45	0.25	0.37
V		277.28	319.39	394.36	252.38	265.64	249.38	267.71
Cr		199.02	365.86	170.50	160.22	159.90	53.53	84.77
Co		32.81	36.41	34.60	31.51	32.73	23.49	14.91
Ni		129.26	193.13	78.99	125.78	113.48	49.49	41.76
Cu		69.21	68.26	51.33	45.50	39.58	55.32	30.53
Zn		58.79	65.11	73.58	54.33	99.09	73.07	53.00

№ п/п	17	18	19	20	21	22	23	24	25
Rb	22.50	1.79	3.33	18.84	2.39	1.53	10.92	17.78	45.94
Ba	61.31	29.34	18.56	32.19	46.26	22.42	30.29	32.71	410.00
Th	0.19	0.20	0.20	0.05	0.17	0.16	0.11	0.16	0.20
U	0.06	0.08	0.08	0.08	0.07	0.08	0.05	0.10	0.07
Nb	0.96	2.35	2.49	2.05	2.05	1.78	1.93	1.90	1.96
Ta	0.20	0.40	0.30	0.20	0.29	0.16	0.19	0.10	0.50
La	2.16	4.03	4.08	3.77	3.93	3.55	3.26	3.04	2.84
Ce	6.83	12.84	12.36	12.42	11.65	11.52	10.71	9.63	8.29
Pb	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о
Pr	1.17	2.25	2.10	2.14	1.95	1.93	1.86	1.63	1.55
Sr	310.00	130.45	150.00	281.63	107.02	173.84	262.71	240.00	71.96
Nd	6.65	12.31	12.10	11.53	10.46	10.69	10.22	9.12	8.82
Zr	69.72	110.00	99.25	117.61	97.13	105.93	100.72	76.66	70.27
Sm	2.14	3.89	3.56	4.00	3.44	3.74	3.42	2.81	3.19
Hf	1.77	3.36	2.96	3.19	2.54	2.86	2.60	2.30	2.31
Eu	0.84	1.36	1.24	1.35	1.19	1.40	1.27	1.04	1.21
Ti	н.о	н.о	н.о	9606.96	8912.64	9939.64	9013.79	н.о	н.о
Gd	2.73	4.96	4.43	5.43	4.61	5.19	4.59	3.56	4.05
Tb	0.54	0.96	0.87	н.о	н.о	н.о	н.о	0.69	0.82
Dy	3.63	6.47	5.92	6.54	5.49	6.08	5.56	4.62	5.59
Y	21.85	39.17	34.24	34.67	29.61	32.22	28.99	27.27	32.94
Ho	0.76	1.37	1.18	1.43	1.23	1.34	1.24	0.97	1.17
Er	2.34	4.15	3.57	4.08	3.47	3.79	3.32	2.90	3.54
Tm	0.33	0.58	0.51	0.61	0.51	0.57	0.51	0.41	0.50
Yb	2.41	4.29	3.72	3.85	3.12	3.63	3.16	3.00	3.66
Lu	0.33	0.58	0.51	0.57	0.47	0.55	0.48	0.41	0.50
V	315.00	387.00	320.00	320.28	343.71	382.33	312.48	300.00	339.95
Cr	296.00	224.00	230.00	281.06	219.90	113.16	316.38	339.00	300.00
Co	38.30	44.10	40.89	42.84	34.37	42.61	45.27	41.80	34.03
Ni	82.60	80.60	105.39	121.02	99.44	69.14	114.50	98.00	71.47
Cu	86.90	70.50	54.82	45.65	44.87	52.79	91.99	77.60	62.24
Zn	75.90	109.00	110.00	89.01	80.15	102.82	82.83	84.90	120.00

Примечание. Образцы: 1–16 – северная часть хр. Кумроч, р-он рек Асхава, Халница, Тарховка; 17, 20, 23–24 – побережье Авчинского залива между устьями рек Островная и Вахиль; 18–19, 21–22, 25 – оз. Островное.

* Все железо в форме Fe₂O₃.

Образцы пород хребта Кумроч представлены долеритами, базальтами, андезибазальтами (рис. 1, таблица). Породы часто катаклазированы и образуют тектонические будины в кремнисто-алевролитовых пачках или находятся в них как тектонические пластины. На геологической карте и в объяснительной записке к ней эти образования объединяются в первую толщу ветловской свиты [3].

Второй район, где были получены новые результаты по составу магматических пород Ветловского террейна, находится на п-ове Шипунский (рис. 1, таблица) в юго-западной части Вахильского поднятия в р-оне оз. Островное (образцы были отобраны Н. В. Цукановым и Д. П. Савельевым при полевых работах в 2010 г.). Опробованная толща базальтов и долеритов протягивается от р. Левый Вахиль до оз. Островное и острова Крашенинникова в Авачинском заливе [10, 24]. Нижняя граница толщи неизвестна. Породы представлены преимущественно афировыми базальтами с шаровой отдельностью, гиалокластитовыми брекчиями, долеритами, реже встречаются туфы основного состава, туфосилициты, линзовидные прослои кремней. В районе оз. Островное наблюдается чередование лав с подушечной отдельностью с линзами (0.5x1.5 м) гиалокластитовых брекчий, темно-зеленых кремней с прослоями известняков и массивных долеритов. Общая мощность этих образований не превышает 700 м.

При анализе структурно-вещественных комплексов использовались также петрохимические и геохимические данные, полученные ранее по породам Ветловского террейна в южной и северной частях хр. Кумроч, в Валагинском хр. и на Вахильском поднятии [7, 19, 23].

Определение породообразующих окислов выполнено методом RFA на рентгенофлуоресцентном спектрометре в лаборатории ГИН РАН (Москва) и в ИГЕМ РАН (Москва). Потери при прокаливании (п.п.п.) определялись весовым методом. Микроэлементный состав изучался методом ICP MS в ИМГРЭ (Москва), в ГИН РАН (Москва), а также в ИЭМ РАН (Черноголовка).

При определении изотопного состава пород содержания элементов определялись методом изотопного разбавления с добавлением калиброванного изотопного трассера, на твердофазном многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI во ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) по стандартной методике в статическом режиме. Для определения концентрации изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ химическая сепарация элементов осуществлялась хроматографическим методом на ионнообменных колонках. Бланки (холостой опыт) во время проведения анализов не превышали 0.01 и 0.05 нг для Rb и Sr и 0.02 нг для Sm, Nd и Pb. Для нормализа-

ции использовались значения $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=8.375209$ и $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$.

Величина измеренных международных стандартов соответствовала: JNdi-1 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512106\pm 5$; NBS-987 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710218\pm 6$.

КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Магматические породы северной части хр. Кумроч представлены долеритами, базальтами и андезибазальтами [3]. Базальты и долериты идентичны по составу. Они различаются структурой основной массы (долериты преимущественно полнокристаллические мелкозернистые и среднезернистые породы с офитовой и пойкилоофитовой структурой основной массы, а базальты – редко и мелкопорфировые и афировые породы с порфировой, гломеропорфировой, гиалопилитовой структурой основной массы [3]. Породы сложены плагиоклазом до 65% (андезин, лабрадор, битовнит), чаще всего альбитизированным, клинопироксеном – до 25%, стеклом – до 20%. Содержание рудных минералов достигает 15%. Редко отмечаются единичные выделения оливина, которые практически полностью замещены хлоритом и серпентином (3%). В базальтах иногда присутствуют миндалины, выполненные хлоритом, карбонатом, цеолитами. Андезибазальты представлены порфировыми породами с интерсертальной структурой основной массы. Плагиоклаз (10–30%) и клинопироксен (до 5%) образуют порфировые вкрапленники. Основная масса сложена плагиоклазом, клинопироксеном, рудными минералами и разложенным стеклом.

Магматические породы ветловского комплекса Вахильского поднятия (междуречье рек Вахиль и Островная) также представлены базальтами и долеритами. Базальты имеют преимущественно афировую структуру при подчиненном развитии олигоофирных разностей. Порфировые выделения сложены короткотаблитчатым плагиоклазом (до 55–60%), бесцветным клинопироксеном (до 25%). Структуры основной массы варьируют от полнокристаллических офитовых до интерсертальных, иногда – вариолитовых разностей. В основной массе присутствуют плагиоклаз, пироксен, разложенное стекло и рудные минералы. Базальты и долериты также имеют идентичный состав, различаясь степенью раскристаллизации пород. Изредка отмечаются пикритовые разности, сложенные оливином, практически полностью замещенным серпентинитом, орто- и клинопироксеном, роговой обманкой, биотитом и плагиоклазом.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ

В изученных породах наблюдаются значительные колебания состава петрогенных элементов (рис. 2, таблица). На диаграмме зависимости кремнезема от суммы щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) изученные породы (рис. 2а) попадают в поля базальтов, трахибазальтов и, реже, андезитобазальты и трахиандезитобазальтов. Магнезиальность $\text{Mg}^\# = 100\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}^*)$ меняется в широких пределах, но преимущественно колеблется в пределах 55–65, реже увеличиваясь до 70–74 или уменьшаясь до 38–46 (рис. 2в, 2г, 2ж). Такая магнезиальность характерна для всех изученных магматических пород в различных частях Ветловского террейна. Для них характерны низкие отношения FeO^*/MgO (от 0.9 до 2.84), но преимущественно значения заключены в интервале от 1.05 до 1.8–2.0, что указывает на невысокую степень фракционирования составов пород (рис. 2б, 2е). При этом в породах отмечаются высокие содержания глинозема ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 14.66\text{--}19.15$ масс.%), близкие к таковым в базальтах Марианского трога и Восточно-Тихоокеанского поднятия (рис. 2в, таблица). Следует отметить, что содержание глинозема различается в разных структурах, так в породах в пределах хр. Кумроч (содержание Al_2O_3 составляет от 12 до 19.4 масс.%) и эти значения в целом выше, чем в других сегментах Ветловского террейна, а для пород Вахильского поднятия Шипунского п-ова они наименьшие (содержание Al_2O_3 составляет от 13.8 до 17.4 масс.%), содержание Al_2O_3 в магматических породах Валагинского хребта и о. Карагинский колеблется в более узком диапазоне (14–16 масс.%).

По содержанию TiO_2 породы четко разбиваются на две группы (рис. 2г, таблица). Первая группа, представленная единичными образцами, отличается низкими содержаниями титана (0.72–1.06 масс.%). Такие породы встречаются в хр. Кумроч, на Вахильском поднятии. При этом только один образец базальта (2742-12) характеризуется низким содержанием MgO и на диаграмме зависимости $\text{Mg}^\#$ от TiO_2 (рис. 2г, 2е) попадает в поле составов базальтов Марианской дуги. Этот же образец имеет низкие содержания Zr и Y (69.1 и 17.9 г/т соответственно) и повышенные значения La (6.33 г/т) (таблица). Другие породы из этой группы имеют $\text{Mg}^\#$ в пределах 57–67 и преимущественно попадают в поле составов пород Марианского трога.

Во второй группе изученных пород содержания TiO_2 составляют 1.18–2.89 масс.%. Породы тяготеют к полям океанических базальтов и базальтов Марианского трога. При этом они по содержанию TiO_2 и $\text{Mg}^\#$ также могут быть объединены в несколько групп: наиболее многочисленная представлена породами из различных сегментов ветловского террейна и имеет средние и высокие

значения TiO_2 (1.3–2%) при $\text{Mg}^\#$ от 46.7 до 65.4. Эти породы находятся преимущественно в поле пород Марианского трога. Несколько образцов с Вахильского поднятия (Шипунский п-ов) и южной части хр. Кумроч при средних значениях TiO_2 имеют низкую $\text{Mg}^\#$ до 45 и попадают в поле океанических базальтов. Выделяется группа высокотитанистых пород, с содержанием TiO_2 более 2 вес.% и $\text{Mg}^\#$ выше 50, представленные преимущественно в северной части хр. Кумроч. Они по своему составу близки к породам океанических островов. При этом некоторые из них имеют высокую щелочность (K_2O более 1.8 вес.%) и относительно высокие содержания суммарного железа (до 13 вес.%) (рис. 2д). Группы с разным содержанием титана образуют разные тренды на диаграмме зависимости FeO^*/MgO к TiO_2 . Породы с низким содержанием титана образуют тренд почти без его накопления по мере дифференциации и увеличения отношения FeO^*/MgO , который занимает промежуточное положение между трендами толеитовой и известково-щелочных серий пород, тогда как тренд пород с высоким содержанием титана соответствует толеитовому, с резким его обогащением по мере дифференциации. Выделение нескольких групп отражается и на диаграмме $\text{TiO}_2 - \text{FeO}^*$ (рис. 2д). Одна группа характеризуется высокими содержаниями титана (до 1.8–2%) при умеренных содержаниях суммарного железа до 11%.

Анализ петрохимических данных показывает, что изученные породы в различных сегментах Ветловского террейна имеют свои особенности химического состава. Наиболее разнообразная и представительная по химизму группа распространена в хр. Кумроч. Они отличаются в целом повышенными содержаниями TiO_2 и K_2O по сравнению с породами других сегментов. Изученные породы Вахильского поднятия Шипунского п-ова имеют в целом средние содержания титана и низкое содержание калия. Содержания никеля, хрома и ванадия также различаются в разных сегментах (таблица); высокие содержания хрома характерны для базальтов Вахильского поднятия Шипунского п-ова (224–399 г/т), а никеля варьируют в пределах 72–108 г/т, изученные образования хр. Кумроч в целом имеют содержания хрома 71–224 г/т.

Распределение редкоземельных элементов в изученных породах хр. Кумроч показывает довольно значительное разнообразие по сравнению с породами других сегментов (рис. 3, 4). Все они имеют распределение, характерное для океанических пород, за исключением одного образца с хр. Кумроч (2742-12), где наблюдается отчетливая отрицательная Nb–Ta аномалия, характерная для пород островных вулканических дуг (таблица, рис. 3а). Остальные различия наблюдаются в области легких и средних элементов примесей. Для обр.

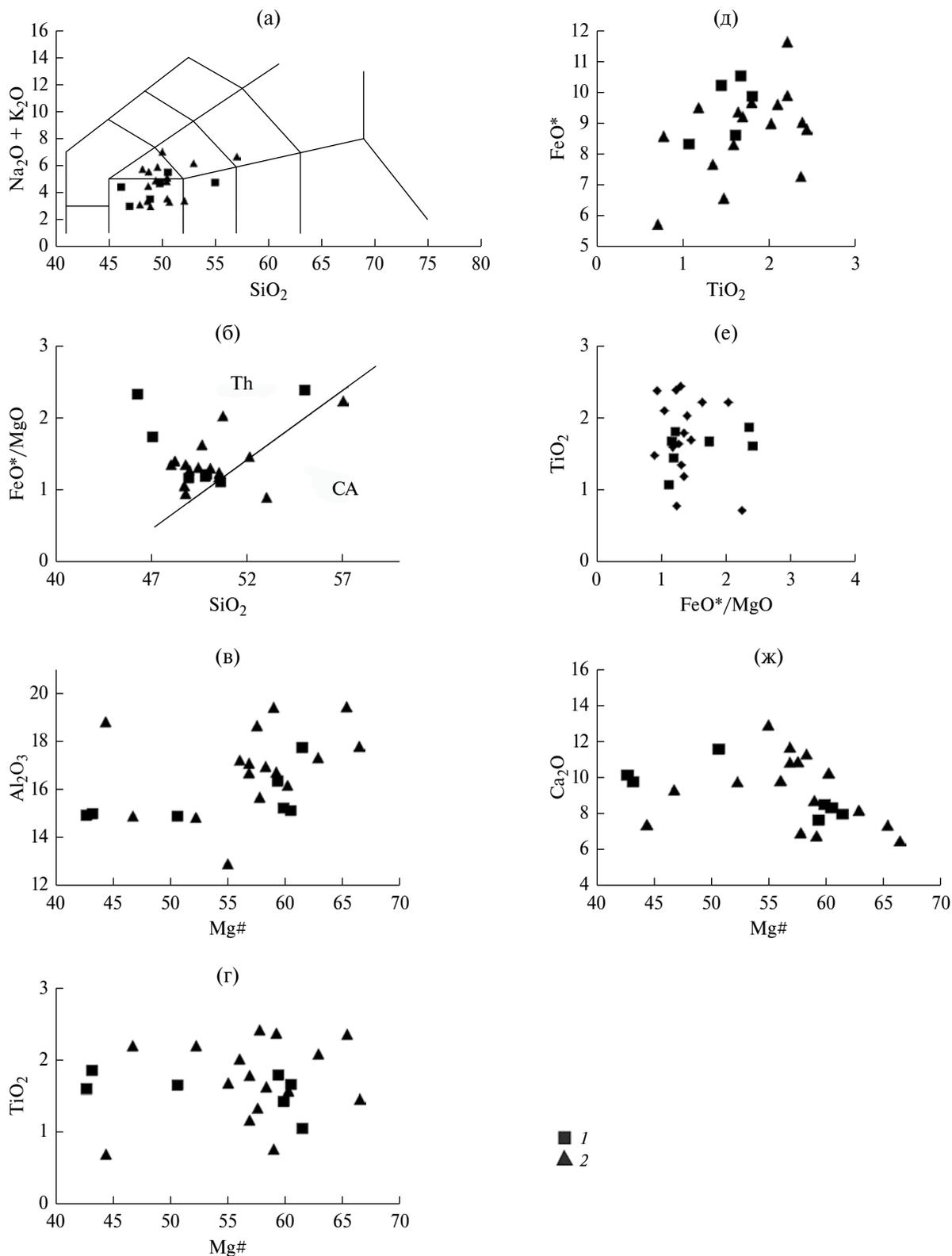


Рис. 2. Вариационные диаграммы оксидов петрогенных элементов в магматических породах: на рис. 2 а разграничительные линии нанесены по [12]. На рис 2 б по [31].: Th – поле полеитовой серии, СА – поле известково-щелочной серии. Знаки: 1 – породы Шипунского сегмента, 2 – Кумрочского сегмента.

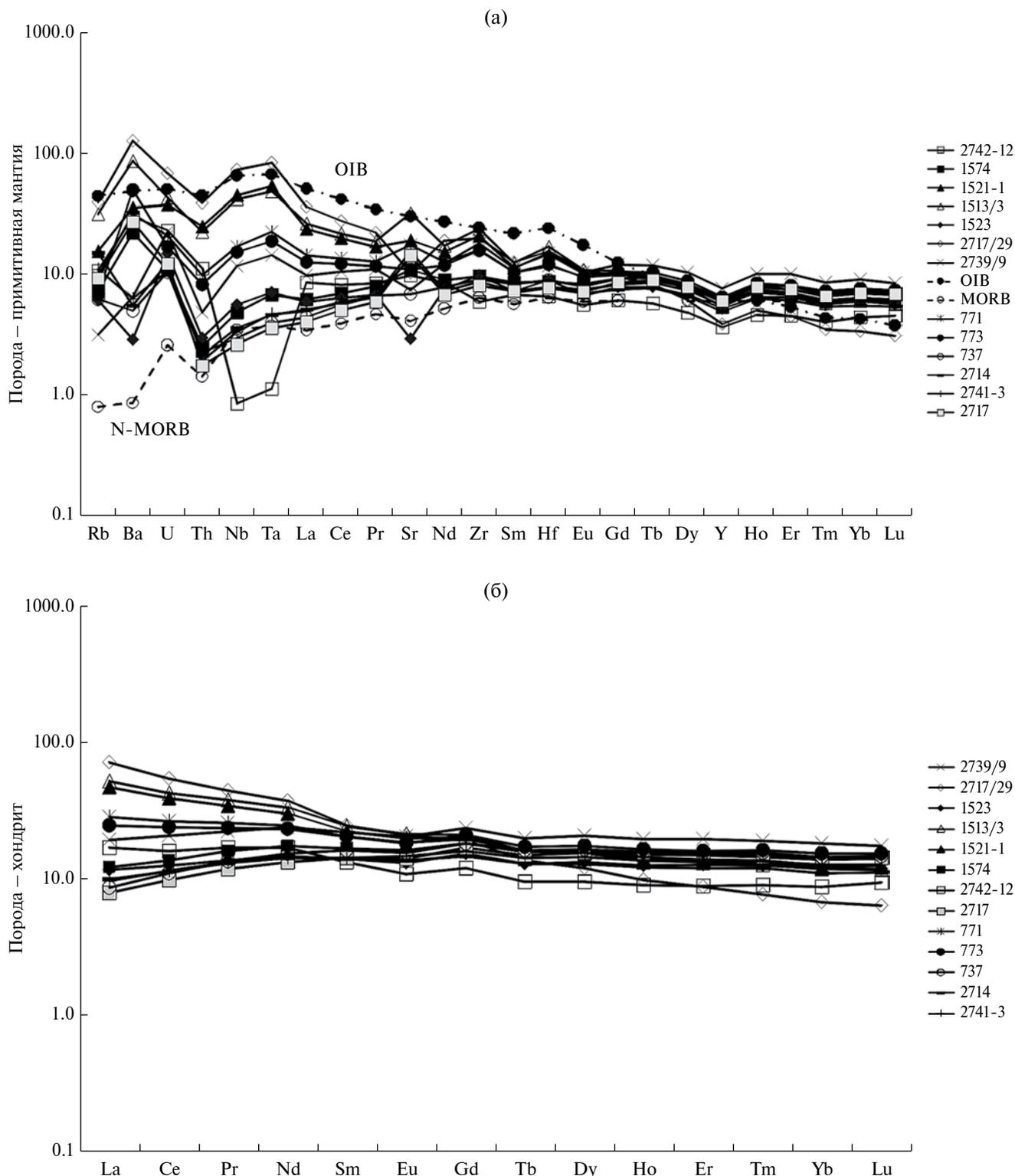


Рис. 3. Распределение элементов примесей (а), нормированных к составу примитивной мантии по [34], и редкоземельных элементов (б), нормированных к составу хондрита по [30], для пород хр. Кумроч.

2717-29, 1521-13, 1521-1 характерно увеличенные концентрации легких РЗЭ, высокие содержания Zr ($Zr/Y > 9$), а также обогащение легкими лантаноидами относительно тяжелых редких земель $(La/Sm)_n > 2.1$), что сближает их с обогащенными

базальтами СОХ и базальтами вулканических островов. Сходная зависимость распределения элементов примесей выявляется и у обр. 771 и 773, 2739/9, но концентрации легких РЗЭ несколько ниже. Также они обогащены цирконием, ниобием

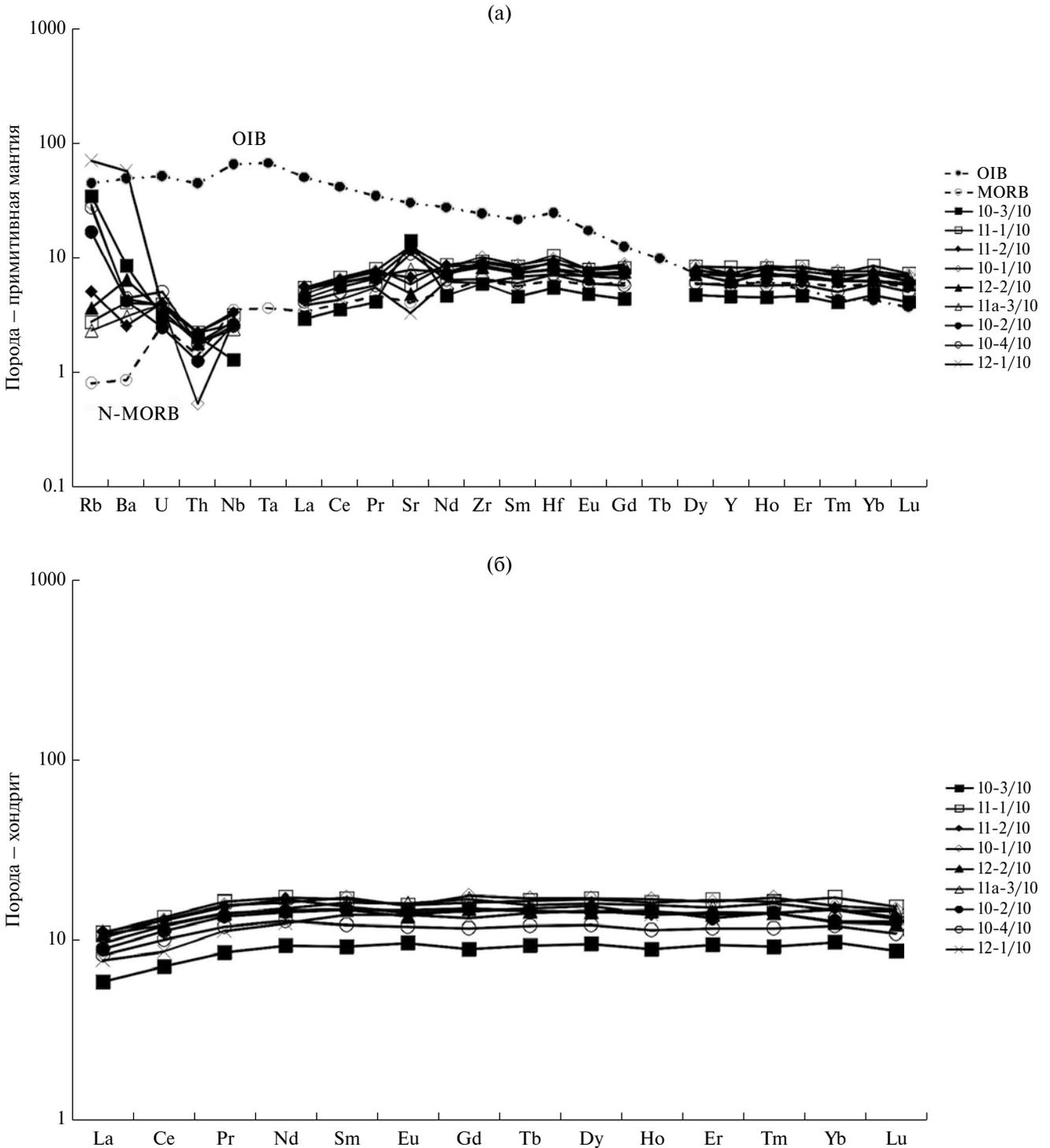


Рис. 4. Распределение элементов примесей (а), нормированных к составу примитивной мантии по [34] и редкоземельных элементов (б), нормированных к составу хондрита по [30] для пород Вахильского поднятия (Шипунский п-ов).

($Zr/Y=5-7$), ($Nb = 8.67-12.57$ г/т), но распределение РЗЭ носит субхондритовый характер ($(La/Sm)_n=0.9-1.4$) и они могут рассматриваться как обогащенные толеиты срединно-океанических хребтов (СОХ). Породы со средними содержаниями титана ($TiO_2 \geq 1.1-1.7$ вес.%) характеризуются

обеднением легких лантаноидов относительно тяжелых, обогащены Y ($Zr/Y=3.5-4.8$) и обеднены Nb (<3.6 г/т). Все эти особенности геохимического состава характерны для нормальных толеитовых базальтов СОХ. Распределение элементов примесей у образцов 738 на хр. Кумроч

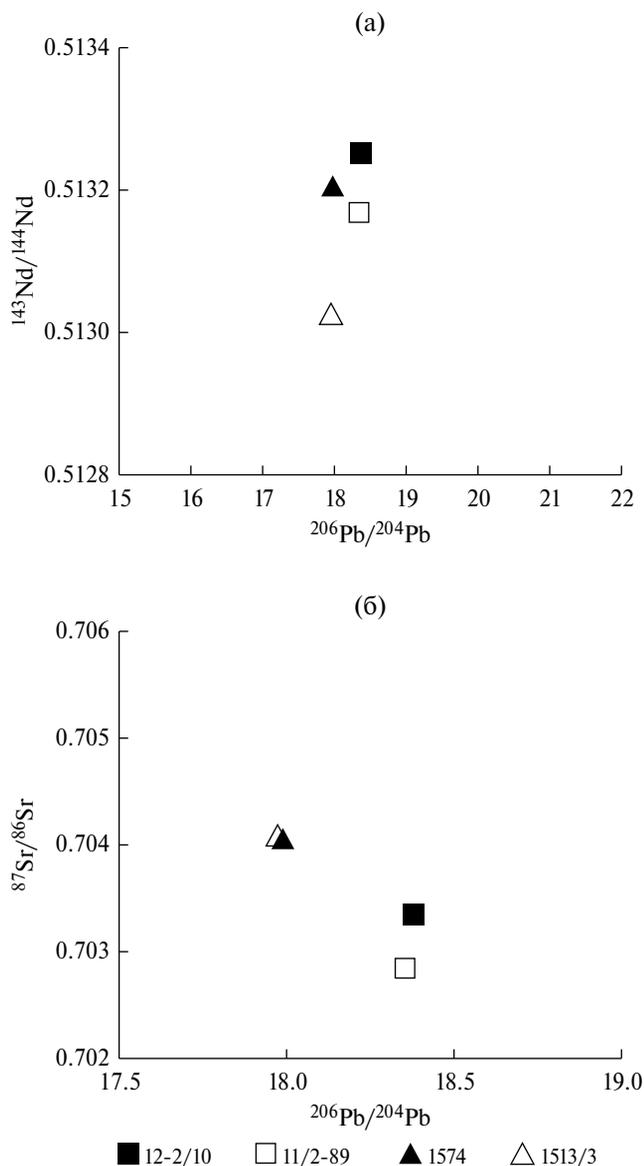


Рис. 5. Диаграммы соотношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (а) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (б) для базальтов Ветловского террейна.

и 10/3-10 с Вахильского поднятия (Шипунский п-ов) имеет ряд особенностей. Они характеризуются повышенными содержаниями бария и лантана (Ba/Yb 136 и 25.4 и La/Nb 1.79 и 2.25 соответственно), а также они обогащены цирконием относительно титана и итрия (Ti/Zr 79.51 и 84.49 и Zr/Y 4.88 и 3.19 соответственно). Распределение редких элементов носит субхондритовый характер ($(\text{La}/\text{Sm})_n = 0.97$ и 0.64). Но они в отличие от переходных толеитов СОХ имеют пониженные концентрации Nb (3.16 и 1.0 г/т), что сближает их с толеитовыми базальтами задуговых бассейнов Скотия и Манус [32].

На Вахильском поднятии практически все изученные породы представлены преимуще-

ственно разностями, которые также обогащены Y ($\text{Zr}/\text{Y} = 2.1 - 3.5$), обеднены Nb (< 2.5 г/т) и имеют деплетированный характер распределения РЗЭ ($(\text{La}/\text{Sm})_n = 0.56 - 0.62$), что характерно для нормальных толеитов СОХ (рис. 4 а, 4б).

Для магматических пород хр. Кумроч и Вахильского поднятия были получены данные по составу изотопов неодима, стронция и свинца. Проанализированные образцы характеризуются деплетированными значениями ϵNd (Т) (от +9.5 до +12.4) и различаются по соотношению изотопов стронция и свинца. Породы хр. Кумроч имеют более высокие отношения изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704$) относительно базальтов Вахильского поднятия (0.7028–0.7033). На диаграмме соотношения изотопов свинца все изученные породы попадают на тренд, связывающий модельные мантийные источники деплетированной мантии (DMM – Depleted MORB Mantle) и плюмового компонента мантии, обогащенного ураном и торием относительно свинца, (HIMU – High μ Mantle), при этом наблюдаются более высокие концентрации изотопов свинца ^{206}Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) для базальтов Вахильского поднятия (рис. 5а, 5б). Такие особенности изотопного состава могут быть объяснены привнесом в зону плавления небольшого количества компонентов от субдуцировавшегося материала (вулканитов и пелагических осадков) в дуге, как это отмечается для пород из вулканических гор и хребтов в Филиппинском море [29].

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные исследования показывают, что магматические породы Ветловского террейна по геохимическому составу близки к базальтам срединно-океанических хребтов, некоторых задуговых бассейнов и океанических островов. В целом большая часть изученных пород по составу близка к нормальным толеитам СОХ. Они присутствуют во всех изученных сегментах Ветловского террейна, а также были ранее установлены в пределах Валагинского хребта и на о. Карагинский [4, 7, 23]. Распределение их в различных сегментах террейна заметно отличается. Так, в северной части хр. Кумроч присутствуют все эти разности. Ранее [7, 19, 23] сходные по составу базальты были установлены в южной части хр. Кумроч, и в восточной части Валагинского хребта. В пределах Вахильского поднятия Шипунского п-ова (южный сегмент Ветловского террейна) развиты преимущественно базальты и долериты СОХ и присутствуют единичные образцы, близкие по составу к базальтам задуговых бассейнов. Базальты и долериты, сходные по составу с базальтами СОХ, описаны и в р-оне бухты Моховая (г. Петропавловск-Камчатский) [15,

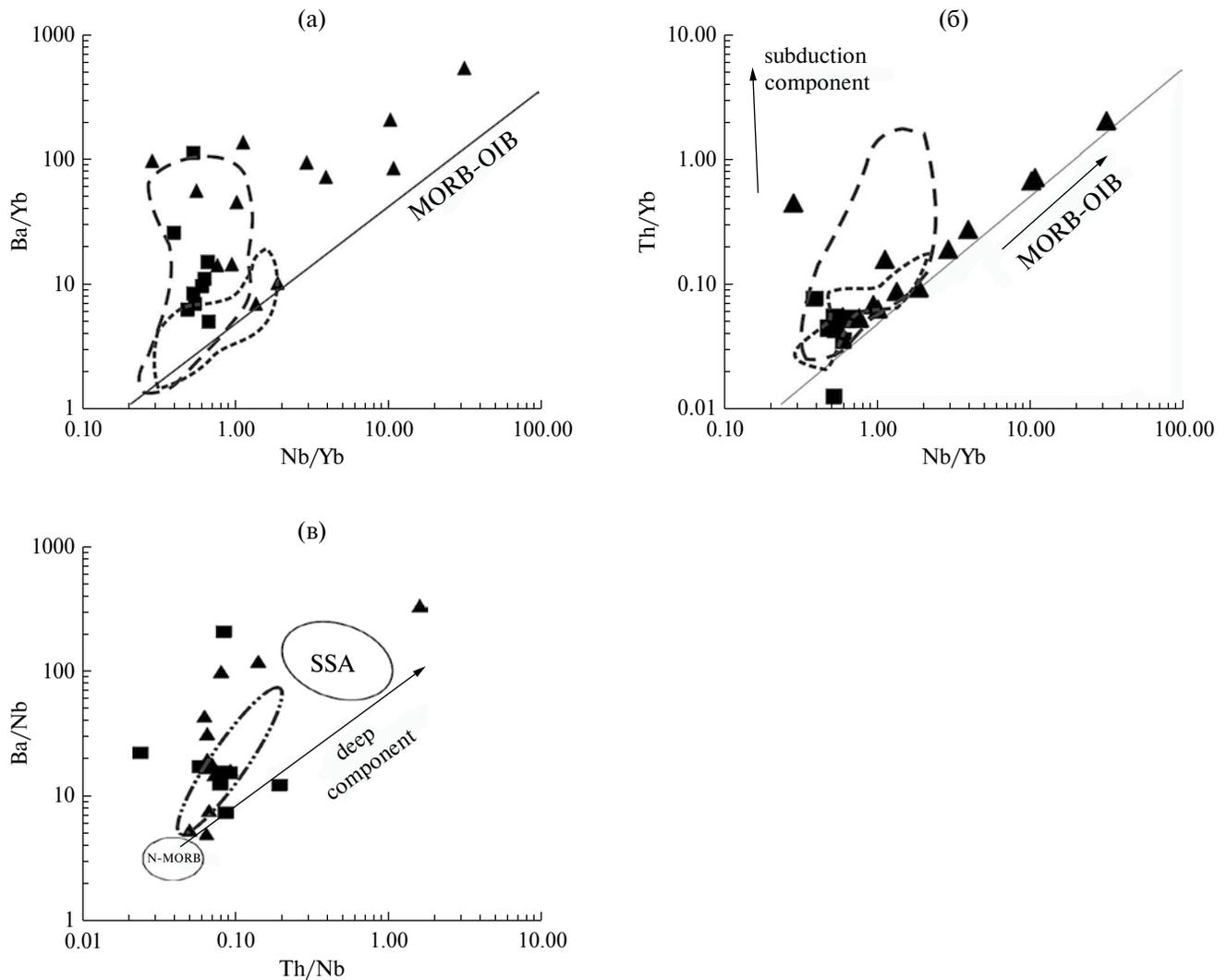


Рис. 6. Зависимости концентраций элементов и их соотношений для магматических пород Ветловского террейна по [29, 32]. На диаграммах (а, б) выделены поля базальтов Марианского трюга (крупный пунктир) и впадины Паресе Вела (мелкий пунктир); (в) выделены поля базальтов моря Восточное Скоттия (пунктир с двумя точками) и вулканитов (SSA) Южно-Сандвичевой дуги (линия).

24]. В составе ветловского комплекса встречаются единичные образцы, имеющие геохимические характеристики базальтов островных вулканических дуг. Преимущественно они имеют аллохтонное залегание, слагая олистолиты или глыбы в меланже.

Анализ особенностей состава магматических пород задуговых бассейнов [32, 33] показал, что среди этих пород присутствуют как породы с характеристиками базальтов СОХ, которые представляют собой базальты спрединговых хребтов, так и породы, с геохимическими характеристиками островодужных базальтов, которые формируются в пределах фронта и тыла островной дуги. По данным [32] по геохимическим характеристикам базальты задуговых бассейнов по составу занимают промежуточное положение между этими двумя типами. Изученные нами породы на диаграммах

$Ba/Yb-Nb/Yb$ и $Th/Yb-Nb/Yb$ (рис. 6 а, 6 б) перекрывают достаточно широкое поле; несколько образцов попадают в поле нормальных толеитов СОХ (кумрочский сегмент), часть образцов – в поле пород, формирующихся в пределах островной дуги (кумрочский и вахильский сегменты), но большая часть изученных пород попадает в поле базальтов Марианского трюга и впадины Паресе Вела (Филиппинское море). Кроме этого присутствуют базальты, которые характеризуются увеличенными концентрациями как бария, так и ниобия, что позволяет связывать их формирование с плавлением обогащенного мантийного материала плюмового типа (они характеризуются обогащением легких редких элементов (ЛРЭ) и деплетированным распределением тяжелых редких элементов (ТРЭ), а также высокими содержаниями титана и циркония). Анализ

поведения Ва, который входит в состав флюидов, отделяющихся на глубинных и на малоглубинных уровнях, и Th, который привносится глубинными флюидами, позволяет сделать качественные выводы о дистанции от фронта дуги, где образовывались расплавы [32]. Малоглубинный компонент будет фиксироваться в увеличенных содержаниях Ва в расплаве. Изученные нами породы (рис. 6в) демонстрируют значительный разброс фигуративных точек на диаграмме Ва/Nb—Th/Nb [32]. На тренд обогащения глубинным компонентом не попадает ни одного образца из обоих изученных сегментов террейна. Практически все фигуративные точки образцов ложатся на тренд, показывающий постепенное увеличение концентраций Ва, который начинается практически из области близкой к составу Н-СОХ (11/1, 2739/9, 1523, 1521/1). Изученные нами образования Ветловского террейна по этим параметрам ближе всего к вулканитам моря Восточное Скотия (Южные Сандвичевы острова) [32]. Эта особенность может указывать, что в Ветловском задуговом бассейне, также как и в море Скотия, мантийный поток проникал в бассейн сквозь поверхностную часть субдукционного “слэба”. При этом большая часть изученных пород хр. Северного Кумроча и Вахильского поднятия (разные сегменты бассейна) попадают в это поле. Эти данные согласуются с данными по особенностям изотопного состава изученных пород, показывающих высокие содержания изотопов свинца (вахильский сегмент).

Полученные данные по химическому составу и набору пород в различных сегментах Ветловского террейна могут указывать на мантийные неоднородности в пределах этого задугового бассейна, его размеры и геодинамику. Так для северного сегмента бассейна характерно существенное разнообразие пород (хребет Кумроч), присутствие, наряду с породами типа Н-СОХ, обогащенных толеитов и пород с геохимическими характеристиками, близкими к базальтам океанических островов. Последние встречаются в виде блоков и только в северном сегменте бассейна. В литературе появление таких пород связывают с несколькими причинами: воздействие горячих точек, низкая степень плавления мантийных пород, геохимическая гетерогенность верхней мантии, мантийные течения [28]. Для изученных нами образцов наблюдаются различия изотопного состава пород типа Н-СОХ и обогащенных пород типа океанических островов (ОИВ). Возможно, что они формировались из различных мантийных источников. При этом базальты, сходные с базальтами ОИВ, характеризуются высоким отношением Dy/Yb (2 и 2.71).

В Вахильском сегменте преимущественно распространены нормальные толеиты СОХ. Состав изученных базальтов более однородный и сходный

с составом пород бух. Моховой (р-он г. Петропавловск-Камчатский). Появление среди последних пород с характерными островодужными признаками может указывать на начало формирования этих комплексов Ветловского бассейна в непосредственной близости от вулканической островной дуги или в междугуговой обстановке. О таком геодинамическом режиме могут свидетельствовать и олистостромовые горизонты, содержащие вулканиты с островодужными геохимическими характеристиками [10, 24]. Кремнистые известняки, развитые в отдельных пластинах Вахильского сегмента, также накапливались в зоне влияния островодужного вулканизма [16].

Возраст изученных пород до настоящего времени оценивается в широком интервале от верхнего мела до эоцена (олигоцена для о. Карагинский) включительно. Наиболее древний возраст пород, участвующих в строении Ветловского террейна, позднемеловой (кампанский). Он был определен в разных частях Ветловского террейна; в южной части хр. Кумроч (в р-оне р. Очередная) и на Шипунском п-ове (устье р. Вахиль, оз. Островное) [22]. Палеоцен-эоценовый возраст определяется для карбонатно-кремнистой и аргиллитовой толщ в хр. Кумроч, Валагинский и на Вахильском поднятии (Шипунский п-ов) [2]. На острове Карагинский также описаны осадочные комплексы палеогенового возраста, имеющие стратиграфические контакты с потоками океанических базальтов [4]. Можно утверждать, что, начиная с кампанского времени, вулканизм в южной части Ветловского бассейна имел океанический характер и формировались базальты и долериты, близкие по составу базальтам СОХ. Сходные породы в позднем мелу—раннем палеогене изливались и в северной части бассейна (хребет Кумроч). Появление обогащенных базальтов можно связать с привнесом в зону плавления мантийного материала плюмового типа. На п-ове Камчатский Мыс (северный сегмент Кроноцкого террейна) были установлены обогащенные базальты альб—сеноманского возраста, формирование которых связывают с воздействием Гавайской горячей точки [13, 14]. Возможно, попадание в зону плавления такого материала привело к появлению в задуговом бассейне обогащенных базальтов типа океанических островов.

Анализ имеющихся данных показывает, что Ветловский окраинно-морской бассейн существовал с кампанского времени, когда происходило излияние нормальных океанических толеитов, умеренно обогащенных и толеитов с дефицитом высокозарядных элементов относительно легких лантаноидов. Они расслаивались кремнистыми, глинистыми и карбонатными гемипелагическими и пелагическими отложениями. Такой характер осадконакопления продолжался до эоценового

времени. В этом бассейне происходило накопление алевролитовых, кремнисто-глинистых, карбонатных отложений. Базальты пространственно связаны преимущественно с кремнисто-глинистыми и карбонатными отложениями и, реже, с кремнистыми алевролитами. Для этого времени реконструируются две зоны островодужного вулканизма (Кроноцкий и Ачайваям-Валагинский террейны островодужной природы), которые разделялись Ветловским бассейном.

Существующие в настоящее время палеотектонические схемы рассматривают формирование Ветловского бассейна как отделение фрагмента океанической плиты Кула Кроноцкой энсиматической дугой, заложившейся в кампанское время [26]. В его пределах в зоне вторичного спрединга формировались изученные базальты. Другая точка зрения [18, 25] предполагает, что в сенонское время заложилась Восточно-Камчатская энсиматическая дуга, где в маастрихте? — начале эоцена произошел раскол дуги и образовался интрадуговой Ветловский бассейн, который отделил фронтальную (Кроноцкую) часть от внутренней (Озерновско-Валагинской). Имеющиеся в настоящее время данные не позволяют однозначно установить геодинамику формирования Ветловского бассейна.

ВЫВОДЫ

1. Магматизм Ветловского окраинно-морского бассейна характеризуется присутствием пород, имеющих различные геохимические характеристики. Выделяются породы, близкие к нормальным океаническим толеитам, обогащенным толеитам переходного типа, базальтам океанических островов и задуговых бассейнов. Редко встречаются толеитовые базальты островных дуг.

2. Распределение различных комплексов по простиранию и площади бассейна неравномерно, что, вероятно, связано с неоднородностью мантийного источника и геодинамикой бассейна.

3. Формирование пород ветловского террейна, вероятно, происходило в обстановке задугового или междугового спрединга, на начальных этапах — вблизи островной дуги.

4. Геодинамическая обстановка во время формирования вещественных комплексов Ветловского бассейна напоминала обстановку задугового бассейна моря Скотия (Южные Сандвичевы острова).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 15-05-01892, Н. В. Цуканов, № 16-05-00546, Д. П. Савельев) и программа “Дальний Восток” (проект № 15-1-2-045, Д. П. Савельев).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки / Под ред. Пушаровского Ю.М. М.: Наука, 1993. 272 с.
2. Бахтеев М.К., Беньямовский В.Н., Брагин Н.Ю. и др. Новые данные по стратиграфии мезозоя и кайнозоя Восточной Камчатки (Валагинский хребет) // Стратиграфия и геологическая корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 77–84.
3. Бояринова М.Е., Вешняков Н.А., Коркин А.Г., Савельев Д.П. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Восточно-Камчатская. Листы 0-58-XXVI, XXXI, XXXII. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 267 с.
4. Геология западной части Берингоморья. М.: Наука, 1990. 159 с.
5. Геологическая карта и карта полезных ископаемых Камчатской области и Корякского автономного округа. Масштаб 1:1 500 000 / Под ред. Литвинова А.Ф. и др. СПб.: ВСЕГЕИ, 2005.
6. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Лист N-57. Масштаб 1:1 000 000 / Под ред. Литвинова А.Ф., Марковского Б.А. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.
7. Зинкевич В.П., Федорчук А.В., Цуканов Н.В. Аккреционная тектоника юга Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // Геотектоника. 1992. № 3. С. 64–78.
8. Коваленко Д.В. Модель тектонической аккреции островодужных террейнов Камчатки и юга Корякии // Геотектоника. 2001. № 5. С. 76–92.
9. Коваленко Д.В. Тектоника и магматизм Камчатки // Литосфера. 2010. № 3. С. 51–60.
10. Литвинов А.Ф., Крикун Н.Ф. Государственная Геологическая карта м-ба 1: 200 000. Листы N-57-XXII, XXVIII, XXIX. Объяснительная записка. М.: Недра, 1992. 180 с.
11. Палечек Т.Н. Меловые радиолярии Шипунского п-ова (Восточная Камчатка) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Владивосток: Дальнаука, 2014. С. 232–234.
12. Петрографический кодекс России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 198 с.
13. Портнягин М.В., Савельев Д.П., Хёрнле К. Плюмовая ассоциация меловых океанических базальтов Восточной Камчатки: особенности состава шпинели и родоначальных магм // Петрология. 2005. Т. 13. № 6. С. 626–645.
14. Савельев Д.П. Меловые внутриплитные вулканы Восточной Камчатки: геологическая позиция и влияние на островодужный вулканизм // Геология и разведка. 2004. № 2. С. 16–19.

15. Савельев Д.П., Палечек Т.Н., Портнягин М.В. Кампанские океанические кремнисто-вулканогенные отложения в фундаменте Восточного Камчатского вулканического пояса // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 2. С. 46–54.
16. Савельева О.Л., Савельев Д.П., Карташова Е.В. Известняки Вахильского поднятия (Восточная Камчатка): литологическая и геохимическая характеристика // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 2. Вып. 26. С. 37–50.
17. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит методами трекового датирования и структурного анализа // Тр. ГИН. Вып. 577. М.: Наука, 2008. 319 с.
18. Федорчук А.В. Тектоно-магматическая эволюция области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1990. № 2. С. 3–14.
19. Федорчук А.В., Цуканов Н.В., Ефремова Л.Б., Савичев А.Т. Океанический магматизм хребта Кумроч (Восточная Камчатка) // Геохимия. 1990. № 12. С. 1721–1729.
20. Цуканов Н.В. Тектоническое развитие приокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое – раннем кайнозое. М.: Наука, 1991. 103 с.
21. Цуканов Н.В. Ветловский террейн Восточной Камчатки: строение и геодинамическая природа // Геология морей и океанов. Т. V. Материалы XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2011. С. 282–285.
22. Цуканов Н.В., Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Савельев Д.П. Тектоно-стратиграфические комплексы Южного сегмента Кроноцкой палеодуги (Восточная Камчатка): строение, возраст и состав // Тихоокеанская геология. 2014. № 4. С. 3–17.
23. Цуканов Н.В., Федорчук А.В. Океанические комплексы в структуре восточного Кумроча (Восточная Камчатка) // Докл. РАН. 1989. Т. 307. № 4. С. 943–647.
24. Цуканов Н.В., Федорчук А.В., Литвинов А.Ф. Океанический комплекс Шипунского полуострова (Восточная Камчатка) // Докл. РАН. 1991. Т. 318. № 4. С. 958–962.
25. Чехович В.Д., Сухов А.Н. Раскол позднемеловой Ачайваям-Валагинской дуги в палеоцене (террейны Южной Корякии и Восточной Камчатки) // Докл. РАН. 2006. Т. 409. № 5. С. 658–661.
26. Шапиро М.Н., Соловьев А.В. Кинематическая модель формирования Олюторско-Камчатской складчатой области // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 8. С. 863–880.
27. Alexeiev D.V., Gaedicke C., Tsukanov N.V., Freitag R. Collision of the Kronotskiy Arc at the NE Eurasia Margin and Structural Evolution of the Kamchatka-Aleutian Junction // Intern. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.). 2006. V. 95. № 6. P. 977–993.
28. Armienti P., Gasperini D. Do we really need mantle components to define mantle composition? // J. Petrology. 2007. V. 48. № 4. P. 693–709.
29. Ishizuka O., M. Yuasa Y., Tamura et al. Migrating shoshonitic magmatism tracks Izu–Bonin–Mariana intra-oceanic arc rift propagation // Earth and Planetary Science Letters. 2010. V. 294. P. 111–122.
30. Evensen N.M., Hamilton P.J., O' Nions, R. K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1978. 42. P. 1199–1212.
31. Myashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // American J. of Science. 1974. V. 274. P. 321–355.
32. Pearce J.A., Stern R. J. Origin Back-Arc Basin Magmas: Trace Elements and Isotope perspectives // Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions. Geophysical Monograph Series. V. 166. 2006. P. 63–86.
33. Pearce J.A., Stern R.J., Bloomer S.H., Fryer P. Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: implications for the nature and distribution of subduction components // Geochem. Geophys. Geosyst. 2005. V. 6. Q07006. doi:10.1029/2004GC000895.
34. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes / Eds. Saunders A.D., Norry M.J. Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ. 42. 1989. P. 313–345.

Magmatic Complexes of Vetlovka Marginal Sea Paleobasin (Kamchatka): Composition and Geodynamic Conditions

N. V. Tsukanov, D. P. Saveliev, D. V. Kovalenko

New data on igneous rocks formed in Vetlovka sea-marginal paleobasin (a part of Late Mesozoic – Cenozoic margin of NW Pacific) are presented and analyzed in present contribution. New data on isotopic composition of the rocks are presented. We show that compositional complexes of this sea-marginal basin consist of igneous rocks similar by geochemical characteristics to normal oceanic tholeiites, enriched by tholeiites of intermediate type and basalts of oceanic islands and back-arc basins. Tholeiitic basalts of island arc occur rarely. Specific features of these igneous complexes are possibly conditioned by heterogeneity of mantle source and basin geodynamics.