

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД О. ШИКОТАН (МАЛАЯ КУРИЛЬСКАЯ ГРЯДА)

© 2019 А.В. Колосков¹, П.И. Федоров², О.И. Окина²

¹ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия, 683006; e-mail: kolosav@kscnet.ru

²ФГБУН Геологический институт РАН, Москва, Россия, 119017; e-mail: pi_fedorov@mail.ru

Представлены новые петролого-геохимические данные по габброидам о. Шикотан (Малая Курильская гряда). Проведено сравнение полученных результатов с комагматичными поздней мел-палеоценовыми вулканитами зеленовской свиты, а также с породами Шикотанского интрузивного и Димитровского дайкового комплексов. Эти данные подтвердили принадлежность интрузивных пород к известково-щелочной серии и островодужному (надсубдукционному) типу. Низкие концентрации высокозарядных и тяжелых редкоземельных элементов и их отношения в габброидах относительно состава N-MORB, предполагают формирование первичных расплавов из деплетированных или слабо обогащенных глубинных источников. В качестве таковых предлагаются близкие к вебстеритам пироксениты с сохранившимися двупироксеновым парагенезисом в ходе эволюции расплавов. Круто падающие контакты интрузивных тел и элементов их прототектоники, зоны приконтактных брекчий и кластических даек, которыми иногда заканчиваются инъекции интрузивного материала, поля параллельных даек, завершающие плутоническую деятельность на Малокурильской дуге свидетельствуют о «формировании шикотанских офиолитов в обстановке надсубдукционного интрадугового рифтинга» в соответствии с представлениями Г.И. Говорова.

Ключевые слова: габбро, геохимия, петрогенезис, остров Шикотан.

ВВЕДЕНИЕ

Остров Шикотан является наиболее крупным из островов Малой Курильской гряды, образующих внешнюю структуру в системе Курильской островной дуги (Большая и Малая гряда) (рис. 1а). Малая гряда представлена островами: Анучина, Танфильева, Юри, Демина, Зеленый, Полонского, Домино и Шикотан (рис. 1б). Подводным продолжением гряды является хр. Витязь.

Основные черты строения, состава и происхождения магматических образований Малой Курильской гряды рассмотрены в ряде публикаций: Антонов (2008), Васильев и др. (1979), Гаврилов и Соловьева (1973), Говоров (2002), Красилов и др. (1988), Меланхолина (1988), Парфенов и др. (1983), Сергеев (1976), Фролова и др. (1985), Цветков и др. (1985). По мнению этих авторов, острова Малой Курильской гряды сложены крабозаводской, матакотанской, малокуриль-

ской, зеленовской свитами и магматическими комплексами субвулканических и интрузивных пород (рис. 1в).

Образования крабозаводской свиты, развитые на о. Шикотан, слагают береговые обрывы бухты Крабовая и представлены базальтами с шаровой и подушечной отдельностью. Мощность свиты более 150 м, а ее возраст принимается как сантон-кампанский (Фролова и др., 1985).

Матакотанская свита сложена базальтовыми, андезитобазальтовыми лавами, лавобрекчиями, агломератовыми туфами, грубо- и мелкообломочными вулканогенно-осадочными породами. В последних были обнаружены единичные остатки иноцерамов кампанского возраста (Зонова, Яхт-Языкова, 2009). Мощность свиты около 700–800 м. В поле развития матакотанской свиты в горловине бухты Отрадной выделены экструзивные андезибазальты (отраденский комплекс) возрастом около 76 млн лет (Говоров, 2002).

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

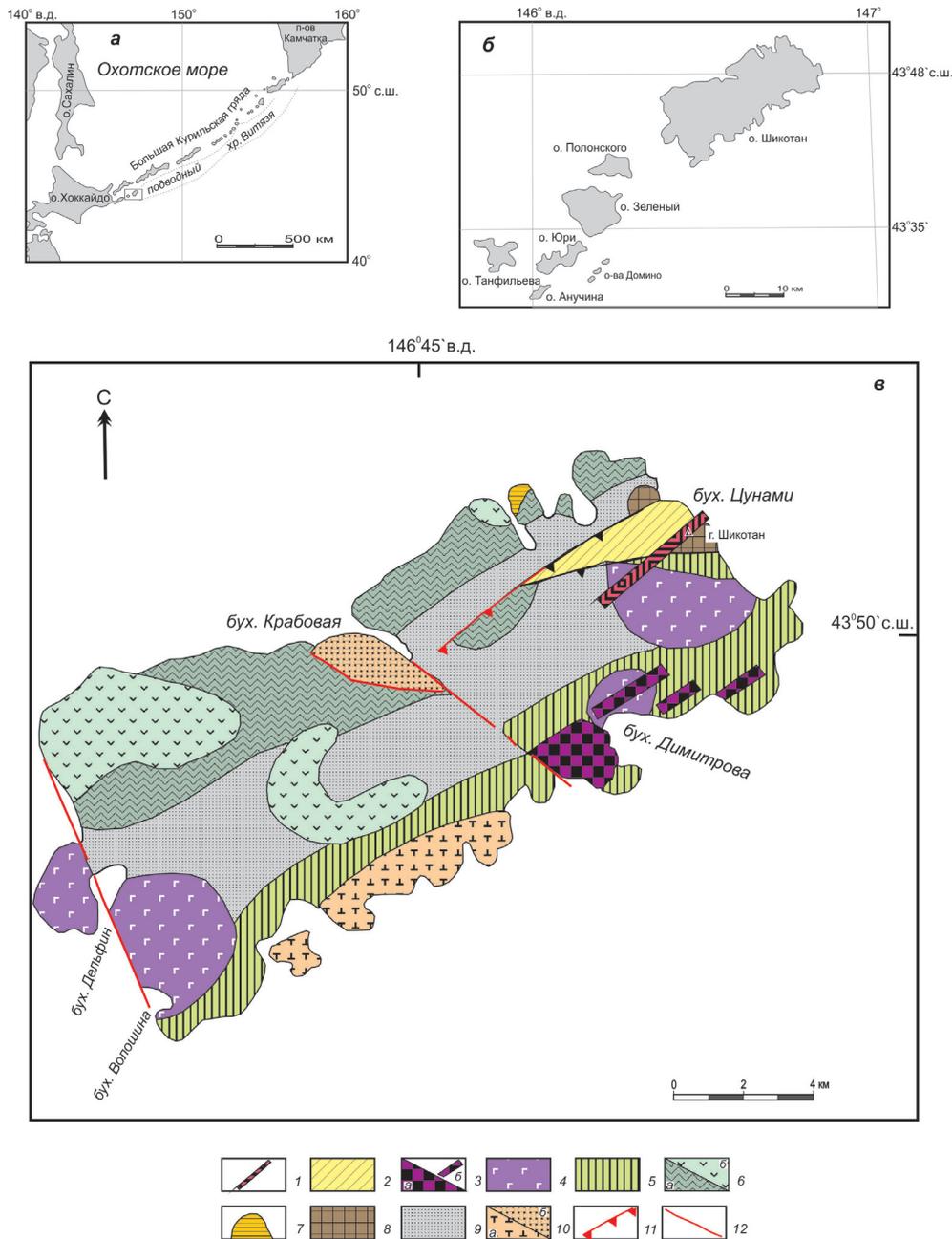


Рис. 1. Схема геологического строения о. Шикотан (Говоров, 2002, с упрощением). Географическое положение островов Малой Курильской гряды (а, б) и геологическое строение о. Шикотан (в): 1 — дайки базальтоидов Протокурильского магматического пояса; 2 — меланжево-олистостромовый комплекс; 3 — Димитровский базальтоидно-дайковый комплекс (а — непрерывные дайково-полудайковые разрезы, б — разреженная сеть параллельных даек); 4 — Шикотанский комплекс габброидов; 5 — вулканогенно-осадочная толща зеленновской свиты; 6–7 — геологические образования Матакотанского комплекса: 6 — вулканогенная моласса матакотанской свиты (а) и эффузивы ноторо-томаринской свиты (б); 7 — экструзив андезитобазальтов отрадненского комплекса; 8–9 — Малокурильский комплекс: 8 — высококалиевые субщелочные базальтоиды (шошониты); 9 — флиш малокурильской свиты; 10 — наземные эффузивы южно-шикотанской толщи (а) и пиллоу-базальты крабовозаводской свиты (б); 11 — зона Центральношикотанского надвига; 12 — разломы.

Fig. 1. Schematic geological map of Shikotan Island by (Govorov, 2002, simplified). Geographic position of Small Kuril Chain (a, b) and geological map of Shikotan Island (c): 1 — basalts dykes of Protokurilic magmatic belt; 2 — melange-olistostrome complex; 3 — Dimitrov basalt-dykes complex (a — continuous dykes and half-dykes sections, b — sparse network of parallel dykes); 4 — Shikotan gabbro complex; 5 — volcanogenic-sedimentary strata of the Zelenov Formation; 6–7 — Matakotan complex: 6 — volcanogenic molassa of the Matakotan Formation (a) and effusives from the Notoro-Tomarin Formation (b); 7 — basaltic andesite extrusion of the Otradnensky complex; 8–9 — Malokurilsky complex: 8 — high potassium subalkaline basalts (shoshonites); 9 — Malokurilsky Formation flysch; 10 — subaerial effusives from South-Shikotan strata (a) and pillow-basalts from the Krabozavodsky Formation (b); 11 — Central Shikotan thrusts zone; 12 — faults.

Малокуруильская свита представлена вулканогенно-осадочными породами. Ее мощность колеблется от 300 м (о. Шикотан) до 1000 м (Малые острова). Кампан-маастрихтский возраст свиты обоснован комплексами иноцерамов (Красилов и др., 1988), радиолярий (Палечек и др., 2008) и спорово-пыльцевым анализом (Маркевич и др., 2012). Субвулканические образования представлены приповерхностными силлами субщелочных калиевых пород абсарокит-шошонитовой серии (Малокуруильский комплекс) и известково-щелочными калиево-натриевыми базальтами и андезибазальтами Ноторо-томаринского комплекса (Говоров, 2002).

Зеленовская свита мощностью около 800 м сложена алевритами, песчаниками, лавами и лавобрекчиями плагиоклаз-двупироксеновых базальтов и андезибазальтов, реже андезитов (Говоров, 2002). Согласно (Серова и др., 1984) возраст свиты определен как маастрихт-палеоценовый.

В поле развития зеленовской свиты выделяются рои крутопадающих параллельных даек базальтов и долеритов димитровского дайкового комплекса (Меланхолина, 1988) и габброиды шикотанского комплекса (Сергеев, 1976), образующие на северо-востоке и юго-западе о. Шикотан два массива площадью 20–25 км² каждый, а также ряд мелких штоков в районе бухты Димитрова. По геохронологическим данным, внедрение габброидов (62, 56 и 55 млн лет), даек (59 млн лет) и части вулканитов (61 и 59 млн лет) происходило в позднепалеоценовую эпоху. Существуют представления, что габброиды шикотанского комплекса комагматичны базальтоидам зеленовской свиты (Говоров, 2002).

Хотя, в целом, геологическое строение о. Шикотан изучено достаточно хорошо, данных о составе интрузивных пород не много. Здесь выделяются плагиоклазовые перидотиты, оливковые и клинопироксен-плагиоклазовые габбро, габбро-нориты, а также диориты и мелкозернистые долериты (Антонов, 2008; Говоров, 2002; Казакова и др., 1973; Меланхолина, 1978; Парфенов и др., 1983). Информация об их составе в основном ограничивается, за редким исключением (Антонов, 2008), обычными петрохимическими характеристиками. Настоящая работа предполагает в определенной мере восполнить этот пробел.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ о. ШИКОТАН

В 1974 г. один из авторов настоящей публикации проводил полевые работы на о. Шикотан, в результате которых было изучено несколько

интрузивных массивов и собран по ним представительный геологический материал. Изложим полученный материал с учетом имеющихся литературных данных.

Северо-Шикотанский массив в районе наших работ (С и СВ отроги г. Шикотан (рис. 1в)) образован разнозернистыми, местами порфиroidными полосчатыми (чередование лейкократовых и меланократовых разностей) габброидами и диоритами. В работе (Говоров, 2002) более подробно была описана вертикальная зональность распространения пород этого массива. В районе вершины горы Шикотан (300–320 м над уровнем моря) выходят габбро-диориты и габбро-долериты, ниже (150–200 м над уровнем моря) обнажаются среднезернистые габбро и габбро-нориты, в 100–150 м ниже выходят плагиоклазовые перидотиты и габбро-перидотиты, еще на 20–30 м ниже — оливковые габбро-нориты и оливковые габбро. Контакты с вмещающими вулканогенно-осадочными породами зеленовской свиты обычно тектонические, сопровождающиеся возникновением тектонических брекчий обоих типов пород, а также зонами раздавливания и милонитизации габброидного материала. Но в нескольких местах удалось наблюдать и обычные интрузивные контакты мелкозернистых биотит-содержащих габброидов и ороговикованных базальтоидов. В одном из участков было видно, как краевые габброиды уходят вверх по обнажению отдельными языками, а затем переходят в кластические дайки, содержащие материал как интрузивных, так и вмещающих пород. Ориентировка контактов в целом совпадает с ориентировкой полосчатости: аз. падения 35–50°, угол падения 40–60°. Интрузивный массив здесь, по-видимому, имеет форму пластин, круто погружающихся в С-В направлении, несогласно по отношению к ориентировки вмещающих пород, которые относительно полого погружаются на Ю-В в соответствии с общим простиранием малокуруильской структуры. Отмечаются дайки плагиоклазовых базальтов до 1 м мощности и маломощные жилы, которые секут роговики.

Южно-Шикотанский массив (бухта Дельфин, рис. 1в) образован среднезернистыми до порфиroidными полосчатыми габброидами, реже диоритами с полосами более меланократового материала. Контакты с вмещающими породами не обнажены, либо тектонические, но габброиды отмечаются в гальке зеленовских конгломератов в бухте Волошина (рис. 1в) (Парфенов и др., 1983), что свидетельствует о «до» либо «внутризеленовском» внедрении габброидов. Отмечается разнообразная линейная и плоскостная ориентировка интрузивных пород, что, вероятно, говорит о куполовидном залегании всего массива. Харак-

терно присутствие большого количества даек пироксеновых базальтов.

Дмитровский дайковый комплекс (бухта Димитрова, береговые обрывы, рис. 1в) представлен небольшими штоками разнозернистых амфиболовых диоритов (преобладают) и полосчатых биотитовых габброидов. Здесь же отмечаются многочисленные поля габброидных и базальтовых даек мощностью от 10 см до 1.5–2 метров. Встречаются, как правило, более поздние, кластодайки. По данным (Меланхолина, 1978), наблюдаются пластинчатые пакеты из 8–10 «полудаек» с односторонней закалкой. Линейная и плоскостная ориентиров в интрузивных породах свидетельствует, что пластины комплекса в целом погружаются в Ю-В направлении (в соответствии с ориентировкой вмещающей структуры) под углами от 50° до 80°. Дайки же в основном круто падают на С-З (аз. падения 310–325°, угол падения 70–80°). Необходимо отметить, что в отдельных междайковых блоках межскриновое пространство заполнено вмещающими — вулканогенно-осадочными породами зеленовской свиты, а также мелко- и среднезернистыми габброидами.

Таким образом, важно заметить, что рассмотренные массивы состоят из тел интрузивного происхождения, становление которых происходила в обстановке интенсивных приразломных дислокаций и завершалось возникновением комплекса даек в том же дислокационном режиме.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Химический состав магматических пород был выполнен в Лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН (Москва) под руководством С.М. Ляпунова. Петрогенные элементы были определены методом РФА на рентгенофлуоресцентном спектрометре S4 Pioneer (аналитики Б.В. Ермолаев и М.В. Рудченко). Определение п.п.п. проводилось весовым методом. Содержание микроэлементов были исследованы методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на приборе ICP-6500 (аналитик О.И. Окина) по методике (Fedyunina et al., 2012).

Петрохимические характеристики интрузивных пород Северо-Шикотанского, Южно-Шикотанского массивов и Дмитровского комплекса приведены в таблице и на рис. 2. На этом рисунке представлен также сравнительный материал по плутоническому комплексу о. Шикотан, вулканитам зеленовской свиты по (Антонов, 2008), дайкам Протокурильского пояса и Дмитровского комплекса по (Антонов, 2008; Говоров, 2002).

Наиболее распространенным типом пород изученных массивов острова Шикотан являются габбро-нориты, представленные плагиоклазом и в равных количествах ромбическим и моноклинным пироксеном. В отдельных образцах присутствует оливин, а в ряде случаев — амфибол и биотит. Реже встречаются двупироксеновые или амфибол-клинопироксеновые габбро-диориты. Отмечаются единичные находки вебстеритов, содержащие плагиоклаз и амфибол. По соотношению $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ интрузивные породы о-ва Шикотан характеризуются невысокой суммарной щелочностью (за исключением одного, полученного авторами анализа лейкократового габбро-диорита) и совместно с комагматическими им вулканитами зеленовской свиты относятся к умеренно-калиевой известково-щелочной серии (рис. 2а–в). Первые при этом отличаются меньшей кремнекислотности (вебстерит, оливин-содержащий габбро-норит), а вторые являются чуть более щелочными и более дифференцированными по SiO_2 (до андезитов). Значительным повышением калиевой щелочности характеризуется дайковая серия, превосходя по этому параметру поле составов пород Большой Курильской гряды. Концентрация TiO_2 низкие (0.5–0.8 мас.%). Для габбро-норитов и габбро-диоритов характерны высокие содержания глинозема, пониженная магнезиальность ($\text{Mg\#} = 0.51\text{--}0.67$)¹, варьирующие концентрации когерентных элементов ($\text{Cr} = 67\text{--}539$ ppm, $\text{Ni} = 30\text{--}182$ ppm, $\text{Sc} = 21\text{--}32$ ppm). Вебстерит отличается низким содержанием глинозема ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 9.2$ мас.%) и более высокими концентрациями Sc (79 ppm). Вариации некогерентных элементов в породах Шикотанского (северного и южного массивов) и Дмитровского комплексов показаны на спайдерграммах (рис. 3), нормированных к примитивной мантии (C_i/C_{pm} , (Sun, McDonough, 1989)) и редкоземельных — к хондриту (C_i/C_{ch} , (Evensen et al., 1978)).

На графике нормирования пород к хондриту магматические породы обоих комплексов характеризуются слабым обогащением легкими элементами по отношению к тяжелым (рис. 3а) и сходным спектром распределения редких земель. В вебстерите Южно-Шикотанского массива величины La_n/Sm_n и La_n/Yb_n отношений составляет 0.9 и 1.1, повышаясь в габбро-норитах и габбро-диоритах до величин 1.1–1.8 и 1.8–3.0, соответственно. Интрузивы Дмитровского комплекса характеризуются близкими отношениями ($\text{La}_n/\text{Sm}_n = 1.8\text{--}1.9$, $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 2.8\text{--}3.1$). Базальты зеленовской свиты, комагматические габброидам массивов, отличаются более фракционированным характером ($\text{La}_n/\text{Sm}_n = 1.3\text{--}2.3$ и $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 3.2\text{--}5.0$ (Антонов, 2008)).

¹ $\text{Mg\#} = \text{Mg}^{2+}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ рассчитано с коррекцией $\text{Fe}^{3+} = 0.15\text{Fe}$, ат. кол.

На спайдерграмме нормирования к примитивной мантии, андезибазальты и андезиты обогащены крупноионными литофильными элементами и легкими и средними редкоземельными (рис. 3б).

Относительно толеитов N-MORB андезибазальты и андезиты района обогащены крупнои-

онными литофильными элементами, легкими редкоземельными, и обеднены высокозарядными, средними и тяжелыми редкоземельными элементами. Эти особенности состава отражены в появлении на спайдерграммах резких минимумов Ti, Nb при наличии максимумов Pb, Sr (рис. 3б).

Силикатный (мас. %) и редкоэлементный (ppm) состав пород интрузивных массивов о-ва Шикотан.

Silicate (wt.%) and rare element (ppm) composition of the rocks of the intrusive massifs of Shikotan Island

Компоненты	8343/2	8345	8346/1	8346/2	8349/2	8349/3	8350
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	48.27	52.12	48.48	51.05	53.79	54.15	53.61
TiO ₂	0.74	0.82	0.74	0.69	0.77	0.73	0.72
Al ₂ O ₃	22.06	15.42	21.95	17.54	18.01	17.60	16.43
Fe ₂ O ₃ (общ.)	7.23	9.34	7.40	8.82	8.26	8.08	8.04
MnO	0.11	0.14	0.11	0.15	0.15	0.14	0.13
MgO	3.50	8.75	3.62	7.37	4.81	5.32	6.85
CaO	13.66	8.33	13.16	9.87	9.25	9.23	8.84
Na ₂ O	3.28	2.98	3.34	3.19	3.46	3.13	3.01
K ₂ O	0.52	1.09	0.50	0.45	0.91	0.58	0.48
P ₂ O ₅	0.13	0.22	0.13	0.09	0.17	0.13	0.16
П.п.п.	0.32	0.52	0.38	0.58	0.23	0.74	1.56
Сумма	99.82	99.73	99.81	99.80	99.81	99.83	99.83
Cr	86	539	81	255	116	130	113
Ni	30	182	31	86	38	36	34
Sc	25	28	27	26	26	31	29
V	307	245	314	235	236	214	217
Cs	0.39	1.95	0.46	0.29	0.86	0.56	0.79
Rb	7.2	23	8.3	6.4	12.2	12.2	8.8
Ba	236	366	241	321	340	548	299
Sr	783	415	782	632	502	477	433
U	0.10	0.40	0.11	0.11	0.40	0.39	0.33
Th	0.2	0.9	0.2	0.2	0.87	1.00	0.83
Pb	2.22	3.85	2.29	3.61	4.90	4.06	3.84
Nb	0.80	2.56	0.93	0.74	2.63	1.95	1.95
Hf	0.80	1.53	0.82	0.65	1.78	1.46	1.41
Zr	28	57	28	20	68.2	56	52
Y	10.1	15	10.3	8.98	14.5	13.4	13.0
La	2.67	7.15	2.77	3.63	5.91	5.47	5.30
Ce	6.95	16.4	7.12	8.01	13.7	12.5	11.7
Pr	1.08	2.33	1.10	1.14	1.89	1.72	1.65
Nd	5.35	10.27	5.65	5.30	8.75	7.82	7.69
Sm	1.69	2.55	1.70	1.48	2.35	2.15	2.06
Eu	0.60	0.77	0.60	0.60	0.76	0.73	0.71
Gd	2.02	2.72	2.02	1.73	2.70	2.42	2.39
Tb	0.32	0.43	0.32	0.27	0.42	0.38	0.38
Dy	1.99	2.74	2.00	1.71	2.70	2.46	2.42
Ho	0.41	0.58	0.41	0.36	0.57	0.52	0.51
Er	1.16	1.70	1.16	1.06	1.67	1.53	1.49
Tm	0.167	0.260	0.170	0.160	0.253	0.234	0.228
Yb	1.03	1.64	1.03	1.03	1.61	1.50	1.43
Lu	0.15	0.25	0.15	0.16	0.25	0.23	0.22

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Окончание [Continued]

Компоненты	8351	8357/2a	8371/1	8381	8394	8323/1
	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	56.65	51.77	48.51	52.10	51.75	44.98
TiO ₂	0.66	0.54	0.94	0.81	0.72	0.11
Al ₂ O ₃	16.71	18.20	9.19	17.14	17.21	21.02
Fe ₂ O ₃ (общ.)	6.88	6.98	13.15	9.09	8.93	6.51
MnO	0.14	0.11	0.21	0.16	0.15	0.09
MgO	5.12	6.95	13.33	5.57	5.79	7.4
CaO	4.57	9.69	10.78	10.09	10.11	15.86
Na ₂ O	5.22	3.26	1.63	3.49	3.59	0.97
K ₂ O	1.84	0.82	0.37	0.90	0.66	0.2
P ₂ O ₅	0.17	0.08	0.06	0.16	0.16	0.01
П.п.п.	1.87	1.41	1.63	0.30	0.75	2.78
Сумма	99.83	99.81	99.80	99.81	99.82	99.93
Cr	67	264	572	113	123	127
Ni	39	94	81	34	37	54
Sc	23	21	79	27	32	30
V	184	127	379	285	265	87
Cs	8.0	0.63	0.27	0.92	0.41	0.28
Rb	54	13.6	5.9	14.2	10.7	3.7
Ba	398	357	139	661	287	57
Sr	353	538	171	509	510	199
U	0.53	0.30	0.15	0.30	0.32	<0.01
Th	1.30	0.56	0.30	0.51	0.57	<0.04
Pb	5.17	5.29	1.76	4.65	3.96	0.51
Nb	2.73	1.58	0.96	2.79	2.33	0.13
Hf	1.92	1.38	1.20	1.54	1.59	0.04
Zr	74	52	39	56	60	1.25
Y	14.2	9.0	15.5	12.8	13.2	1.28
La	7.38	4.29	2.87	5.80	5.90	0.20
Ce	16.4	9.28	7.34	12.6	13.1	0.37
Pr	2.23	1.25	1.17	1.83	1.85	0.06
Nd	9.61	5.52	6.15	8.42	8.41	0.29
Sm	2.39	1.47	2.04	2.27	2.24	0.12
Eu	0.78	0.53	0.57	0.77	0.76	0.08
Gd	2.52	1.66	2.78	2.50	2.51	0.18
Tb	0.40	0.26	0.45	0.39	0.40	0.03
Dy	2.60	1.65	3.04	2.55	2.54	0.23
Ho	0.54	0.35	0.64	0.54	0.53	0.05
Er	1.60	1.04	1.89	1.57	1.57	0.15
Tm	0.245	0.159	0.283	0.242	0.236	0.024
Yb	1.59	1.03	1.73	1.55	1.52	0.16
Lu	0.25	0.16	0.26	0.24	0.23	0.03

Примечание. 1–7 — Северо-Шикотанский массив (г. Шикотан); 8–9 — Димитровский массив (бухта Димитрова); 10–12 — Южно-Шикотанский массив (бухта Дельфин); 13 — о. Кунашир. 1 — оливиновый габбро-норит; 2 — биотит-амфиболовый габбро-норит; 3 — биотит-амфибол-содержащий оливиновый габбро-норит; 4 — габбро-норит; 5–7 — биотит-содержащие двупироксеновые габбро-диориты; 8 — амфибол-пироксеновый габбро-диорит; 9 — биотит-содержащий габбро-норит; 10 — плагиоклаз-биотит-содержащий вебстерит; 11 — биотит-амфиболовый габбро-норит; 12 — амфиболовый габбро-норит, 13 — клинопироксеновое габбро.

Note. 1–7 — North Shikotan massif (Mt. Shikotan); 8–9 — Dimitrov massif (Dimitrov Bay); 10–12 — South Shikotan massif (Del'fin Bay). 1 — olivine gabbro-norite; 2 — biotite-amphibole-bearing gabbro-norite; 3 — olivine biotite-amphibole-bearing gabbro-norite; 4 — gabbro-norite; 5–7 — biotite-bearing two-pyroxene gabbro-diorites; 8 — amphibole-pyroxene-bearing gabbro-diorite; 9 — biotite-bearing gabbro-norite; 10 — plagioclase-biotite-bearing websterite; 11 — biotite-amphibole-bearing gabbro-norite; 12 — amphibole-bearing gabbro-norite; 13 — clinopyroxene gabbro.

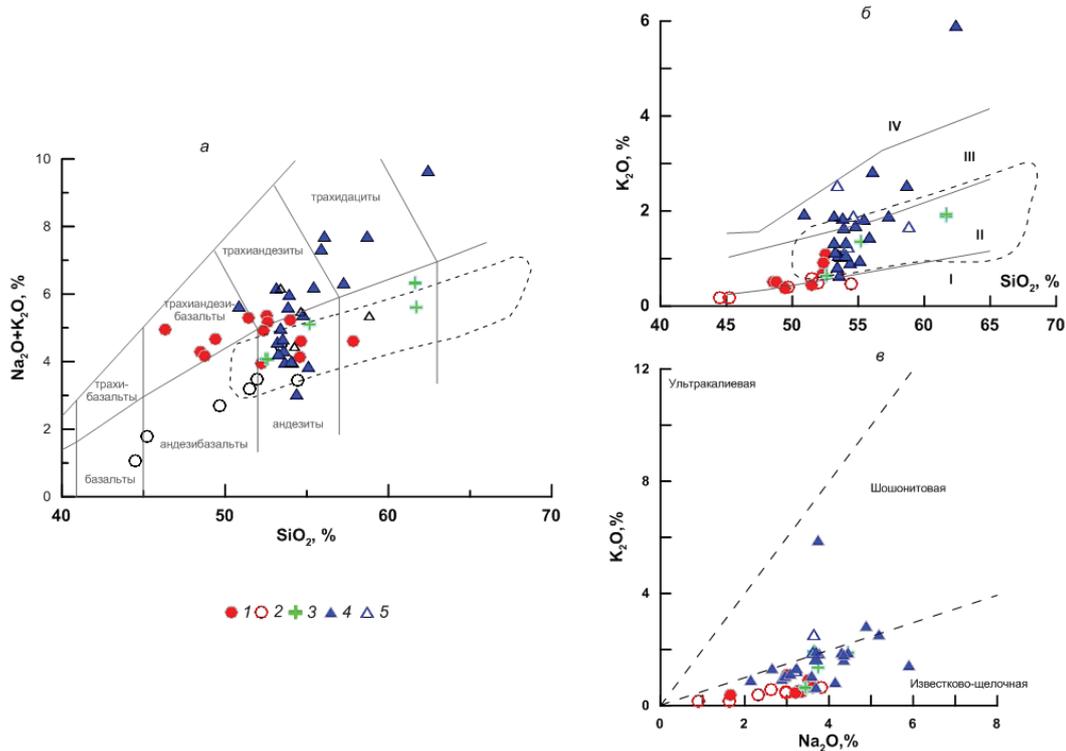


Рис. 2. Вариации петрогенных элементов в магматических породах о. Шикотан: 1–2 — Шикотанский интрузивный комплекс: 1 — оригинальный материал; 2 — по (Антонов, 2008); 3 — вулканические породы зеленовской свиты по (Антонов, 2008); 4–5 — дайки: 4 — Дмитровского комплекса по (Говоров, 2002; Антонов, 2008); 5 — Протокурильского пояса по (Говоров, 2002). Пунктиром выделено поле четвертичных пород Большой Курильской гряды по (Антонов, 2008). *a* — вариации кремнекислотности и щелочности в изученных магматических породах. Классификационная сетка для магматических пород по (Петрографический ..., 2009); *б* — K_2O – SiO_2 . Вулканические серии (Peccerillo, Taylor, 1976): I — низкокалиевая; II — умеренно-калиевая известково-щелочная; III — высококалиевая известково-щелочная; IV — шошонитовая; *в* — диаграмма K_2O – Na_2O . Разделительные линии по (Peccerillo, Taylor, 1976).

Fig. 2. Variations in concentrations of major elements in the igneous rocks from Shikotan Island: 1–2 — Shikotan complex: 1 — by author's data; 2 — by (Antonov, 2008); 3 — volcanic rocks from the Zelenov Formation by (Antonov, 2008); 4–5 — dykes: 4 — Dimitrov complex by (Govorov, 2002; Antonov, 2008); 5 — Protokuril belt by (Govorov, 2002). The dotted line highlights the field of Quaternary rocks on Big Kurile Chain by (Antonov, 2008). The names for fields in the TAS diagram by (Петрографический code of Russia, 2009); *б* — K_2O – SiO_2 . Volcanic series by (Peccerillo, Taylor, 1976): (I) low-potassium; (II) moderate-potassium calc-alkaline; (III) high-potassium calc-alkaline; (IV) shoshonite; *в* — K_2O – Na_2O . Discriminant lines by (Peccerillo and Taylor, 1976).

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ

Во многих публикациях отмечается не совсем обычный тип проявления малокурильского магматизма, который не укладывается в обычную схему островодужной геодинамики (Антонов, 2008; Говоров, 2002; Кичина и др., 1997; Парфенов и др., 1983). Существуют, например, представления об аллохтонном (надвинутом) залегании малокурильских габброидов и их соответствии нижнему базальтовому слою земной коры (Меланхолина, 1978). Выдвигается также концепция, что «продукты малокурильского вулканизма не связаны ни с океаническим, ни с островодужными тектоническими режимами», а сам вулканизм имеет «периокеаническую» природу и проявился в условиях растяжения и рифтинга (Кичина и др., 1997). Здесь нет обычной для островодужных

систем поперечной зональности, хотя все ее составляющие в разных местах этой структуры представлены (Антонов, 2008). В отличие от большинства островодужных систем, для которых предполагается одна сейсмофокальная зона, в отношении малокурильской структуры для маастрихт-датского времени на основании кинематических построений реконструируется островодужная система с двумя встречно падающими сейсмофокальными зонами и двумя магматическими поясами: матокотанским и позднешикотанским (включает все рассматриваемые в нашей статье магматиты) (Говоров, 2002). По мнению А.Ю. Антонова (2008), типично «островодужный» комплекс Малой Курильской гряды является частью общей Курильской мезо-кайнозойской континентальной окраины востока Азии, характеризуя «ранние этапы ее тектономагматической эволюции». При этом

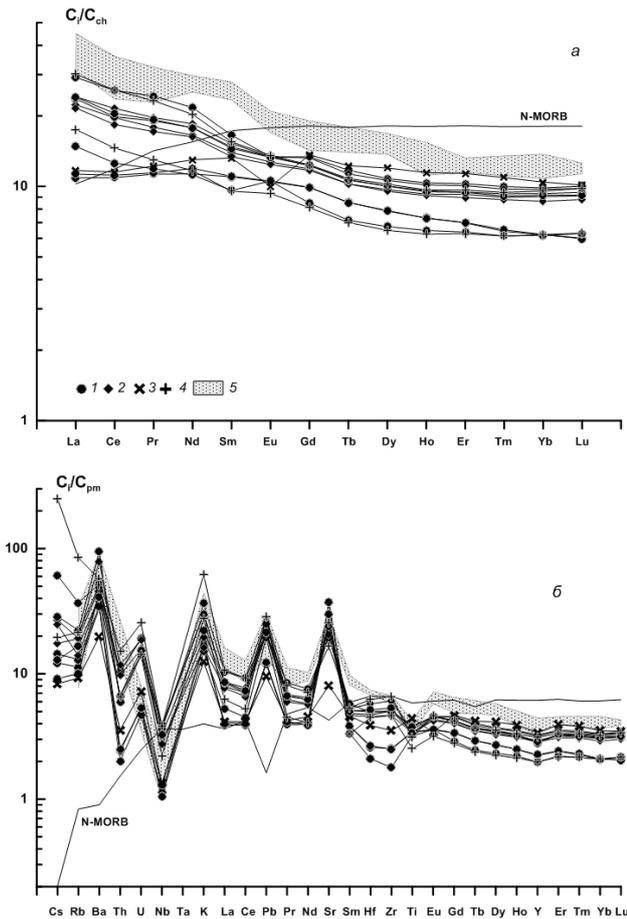


Рис. 3. Распределение редкоземельных (а) и несовместимых (б) элементов в магматических породах Шикотанского и Дмитровского комплексов о. Шикотан: 1–3 — Шикотанский комплекс: 1 — габбро и габбро-нориты; 2 — габбро-диориты; 3 — вебстерит; 4 — Дмитровский комплекс, габбро и диориты; 5 — область состава базальтов зеленовской свиты (Антонов, 2008). Состав N-MORB по (Sun, McDonough, 1989).

Fig. 3. Rare-earth (a) and trace (b) elements in the igneous rocks from the Shikotan and Dimitrov complexes on Shikotan Island: 1–3 — Shikotan complex: 1 — gabbro and gabbro-norites; 2 — gabbro-diorites; 3 — websterite; 4 — Dimitrov complex, gabbro and diorites; 5 — composition field of the Zelenov Formation basalts (Antonov, 2008). N-MORB composition by (Sun, McDonough, 1989).

значительная часть пород этого комплекса сформировалась в рифтогенной обстановке.

Полученные новые данные по химическому составу интрузивных пород Шикотанского и Дмитровского комплексов позволяют сделать ряд выводов генетического плана и оценить характер процессов, влиявших на состав исходных расплавов и их эволюцию.

Для оценки природы источников магм габброидов использовался ряд парных отношений наиболее несовместимых элементов, слабо чувствительных к малоуглубинной фракционной кристаллизации, раскрывающих, таким

образом, поведение выбранных элементов в мантийном источнике.

Информативными при выделении обогащенного (мантийно-плюмового) и деплетированного мантийных источников служат межэлементные соотношения Nb, Zr, Y (Condie, 2005). Показано (Fitton et al., 1997), что базальтоиды, имеющие мантийно-плюмовые $^3\text{He}/^4\text{He}$ изотопные характеристики, занимают определенное узкое поле на диаграмме Nb/Y–Zr/Y (рис. 4), ограниченное снизу линией, описываемой уравнением регрессии: $\log(\text{Nb}/\text{Y}) = 1.92 \times \log(\text{Zr}/\text{Y}) - 1.74$. Для характеристики мантийно-плюмовой компоненты было предложено использовать параметр ΔNb , определяемый как:

$$\Delta\text{Nb} = \log(\text{Nb}/\text{Y}) + 1.74 - 1.92 \times \log(\text{Zr}/\text{Y}),$$

при котором значения $\Delta\text{Nb} > 0$ соответствуют базальтам с плюмовой компонентой, а $\Delta\text{Nb} < 0$ — базальтам, генерированным при частичном плавлении деплетированной верхней мантии. Как показано на рис. 4, практически все точки пород Шикотанского комплекса, зеленовской свиты и дайковой серии располагаются ниже отмеченной разграничительной линии, либо в поле составов базальтов океанических хребтов (MORB), либо — островодужных вулканитов (IAB). Мафическое габбро о-ва Кунашир, также как перидотит о-ва Шикотан выпадают из этой зависимости — они обогащены Nb, но обеднены Zr. При переходе к поздней дайковой серии Протокурильского пояса и части даек Дмитровского комплекса участие мантийного источника типа MORB ослабевает, а в более продвинутых в эволюционном плане базальтоидах Большой Курильской гряды не проявлено.

Показано (Di Vincenzo, Rocchi, 1999), что Nb/Y–Yb отношения позволяют оценить степень обогащения источника до его контаминации коровой или субдукционной компонентой. В вебстерите Nb/Y–Yb отношение составляет 0.6, незначительно увеличиваясь в габброидах от 0.8 до 1.8, что, в целом, подразумевает незначительный вклад обогащенной компоненты в мантийный источник, либо уменьшение степени его плавления. Мантийные и коровые выплавки резко различаются между собой по соотношению ниобия, урана, церия и свинца. В мантийных океанических базальтах $\text{Nb}/\text{U} = 47 \pm 10$ (рис. 5а), $\text{Ce}/\text{Pb} = 25 \pm 5$ (рис. 5б), а в породах континентальной коры — 4–30 и 3–5, соответственно (Hofmann et al., 1986). На конвергентных границах снижение Nb/U отношения в породах обусловлено приносом урана, миграция которого определяется его высокой подвижностью в окислительных условиях (Фор, 1989), тогда как отношение Ce/Pb снижается за счет гидротермального переноса свинца в магматические источники (Miller et al., 1994).

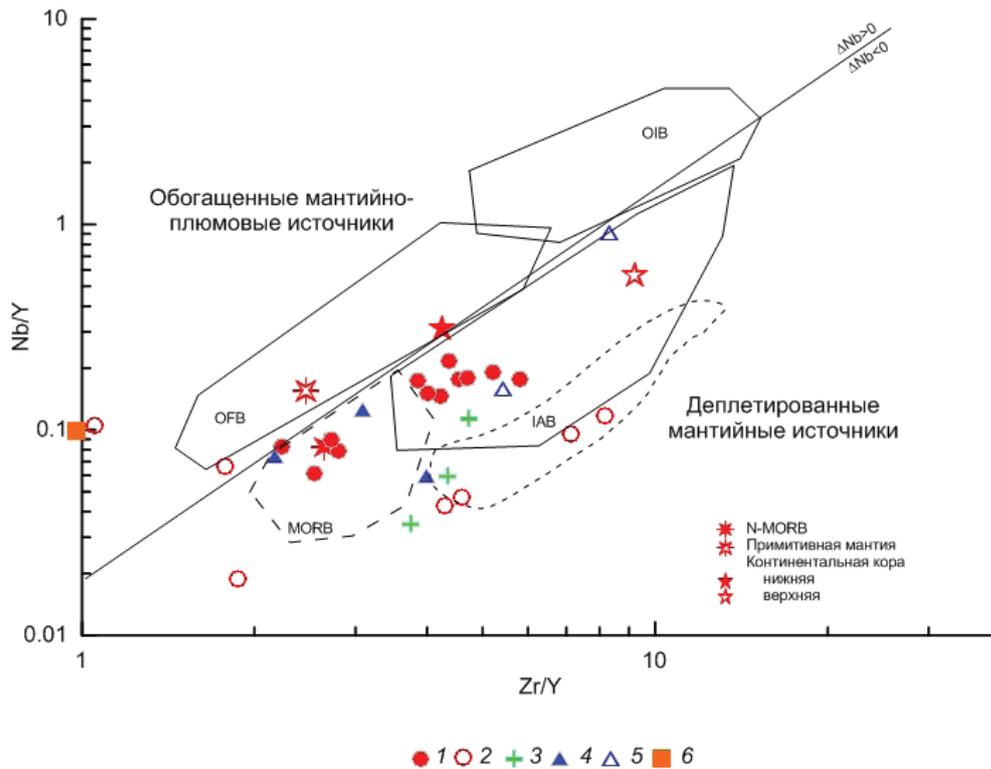


Рис. 4. Диаграмма Nb/Y–Zr/Y для магматических пород о. Шикотан: 1–5 — см. рис. 2; 6 — мафическое габбро, о. Кунашир. Пунктиром выделено поле четвертичных пород Большой Курильской гряды по (Антонов, 2008). Поля составов разных типов базальтов по (Condie, 2005). Средние составы: N-MORB, примитивной мантии, хондрита по (Sun, McDonough, 1989), континентальной коры по (Rudnick, Gao, 2003). OIB — базальты океанических островов, IAB — базальты островных дуг, OFB — базальты океанических плато.

Fig. 4. Nb/Y–Zr/Y diagram for igneous rocks from Shikotan Island. 1–5 — see fig. 2; 6 — mafic gabbro, Kunashir Island. The dotted line highlights the field of Quaternary rocks on Big Kurile Chain by (Antonov, 2008). Compositional fields of basalts of different types by (Condie, 2005). Average compositions: N-MORB, primitive mantle, chondrite by (Sun, McDonough, 1989), continental crust by (Rudnick, Gao, 2003). OIB — ocean island basalts, IAB — island arc basalts, OFB — ocean plateau-basalts.

В габброидах Шикотанского и Дмитровского комплексов определены интервалы значений Nb/U и Ce/Pb отношений (5–9 и 1.8–4.2). Такие низкие отношения свойственны материалу коры и надсубдукционного мантийного клина (рис. 5а, 5б). Базальты зеленовской свиты характеризуются близкими Ce/Pb (4–6) отношениями (Антонов, 2008). По соотношению Th/Yb–Nb/Yb (Pearce, 2008) (рис. 5в) фигуративные точки габброидов демонстрируют прямую зависимость, свидетельствующую об их обогащении Th и Nb относительно Yb в процессе дифференциации расплава, и располагаются в области пород, формирующихся за счет мантийных источников содержащих субдукционный компонент. В базальте зеленовской свиты (Говоров, 2005) наблюдаются существенно более высокие (Th/Yb = 3.0, Nb/Yb = 6.6) отношения. Возрастание концентраций Th и Nb могло быть связано с уменьшением степени плавления предполагаемого мантийного источника. На всех диаграммах (рис. 5) обособляется группа точек габброидов с пониженными концентрациями Nb, Ce и более низким Nb/Yb отношением.

Рассмотрим диаграмму Sr/Ca–Ba/Ca (рис. 6). Как показано на этом рисунке, переход в ряду вебстерит-перидотит-габбро-норит-базальт сопровождается уменьшением степени плавления исходного пироксенитового мантийного источника (рис. 6а). Также, в этом ряду отмечается куммулятивная серия — вплоть до плагиогаббро (именно здесь наблюдается обеднение такими элементами как Nb, Ce) и ряд дифференциации до андезитов и габбро-диоритов). Близкие по составу к шикотанским габброидам базальтоиды даек Протокурильского пояса и части Дмитровского комплекса (Говоров, 2002), как и лавы Большой Курильской гряды (Антонов, 2008) имеют, по всей вероятности, иной источник, отвечающий по составу меланократовому габбро (рис. 6б).

Подводя итог, необходимо отметить следующее. Новые геохимические данные по габброидам Шикотанского комплекса подтвердили принадлежность их к известково-щелочной серии и островодужному (надсубдукционному) типу. По мнению ряда исследователей (Говоров, 2002, Меланхолина, 1978, Парфе-

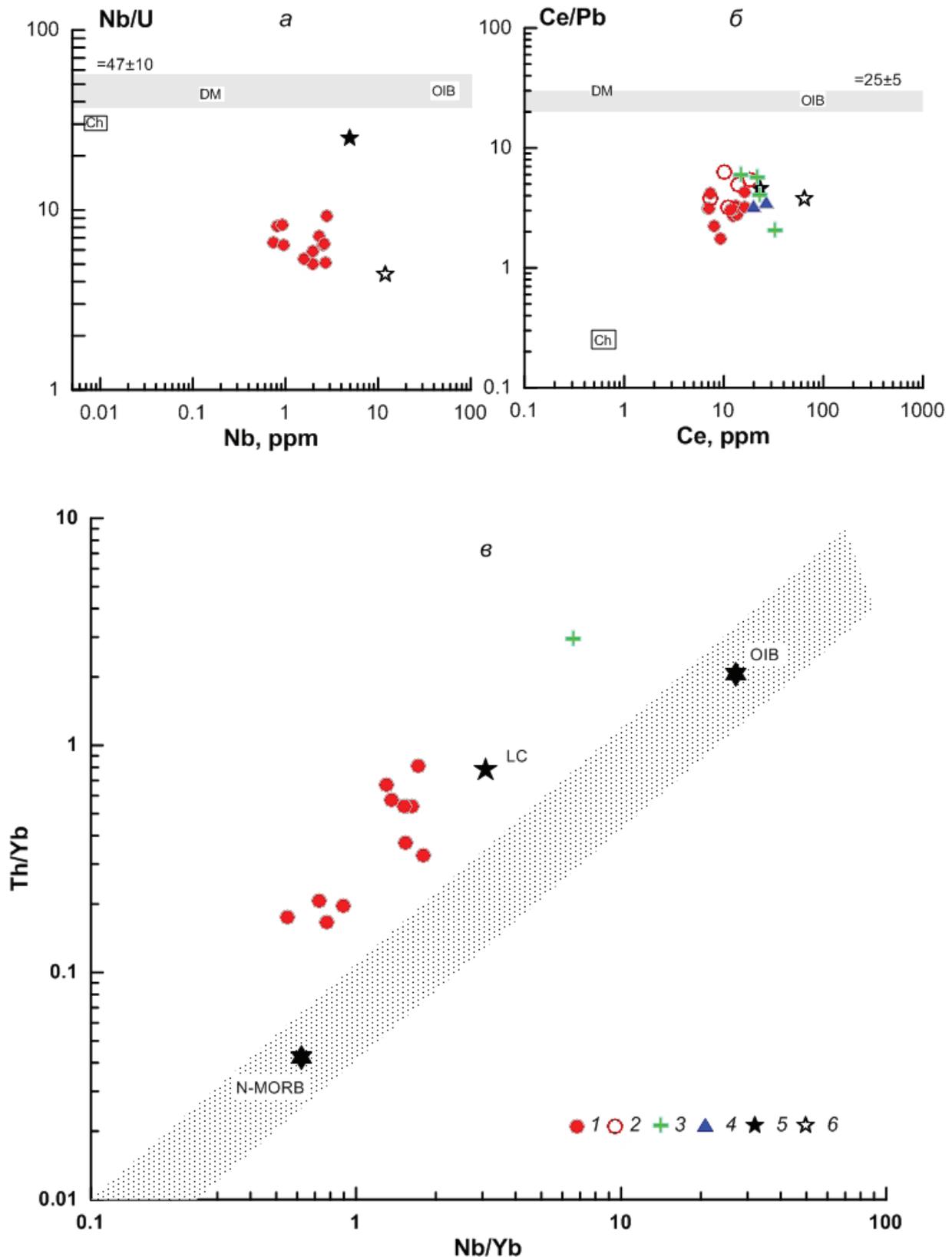


Рис. 5. Диаграммы: Nb/U–Nb (*a*), Ce/Pb–Ce (*б*), Th/Yb–Nb/Yb (*в*) в магматических породах о. Шикотан: 1–4 — см. рис. 2; 5–6 — средний состав континентальной коры по (Rudnick, Gao, 2003): 5 — нижней; 6 — верхней. Состав хондрита (Ch), OIB, DM по (Sun, McDonough, 1989); *в* — по (Pearce, 2008).

Fig. 5. Nb/U–Nb (*a*), Ce/Pb–Ce (*б*), Th/Yb–Nb/Yb (*в*) diagrams in igneous rocks from Shikotan Island: 1–4 see fig. 2; 5–6 — average composition of the continental crust by (Rudnick, Gao, 2003): 5 — lower; 6 — upper. Chondrite (Ch), OIB, DM compositions by (Sun, McDonough, 1989); *в* — by (Pearce, 2008).

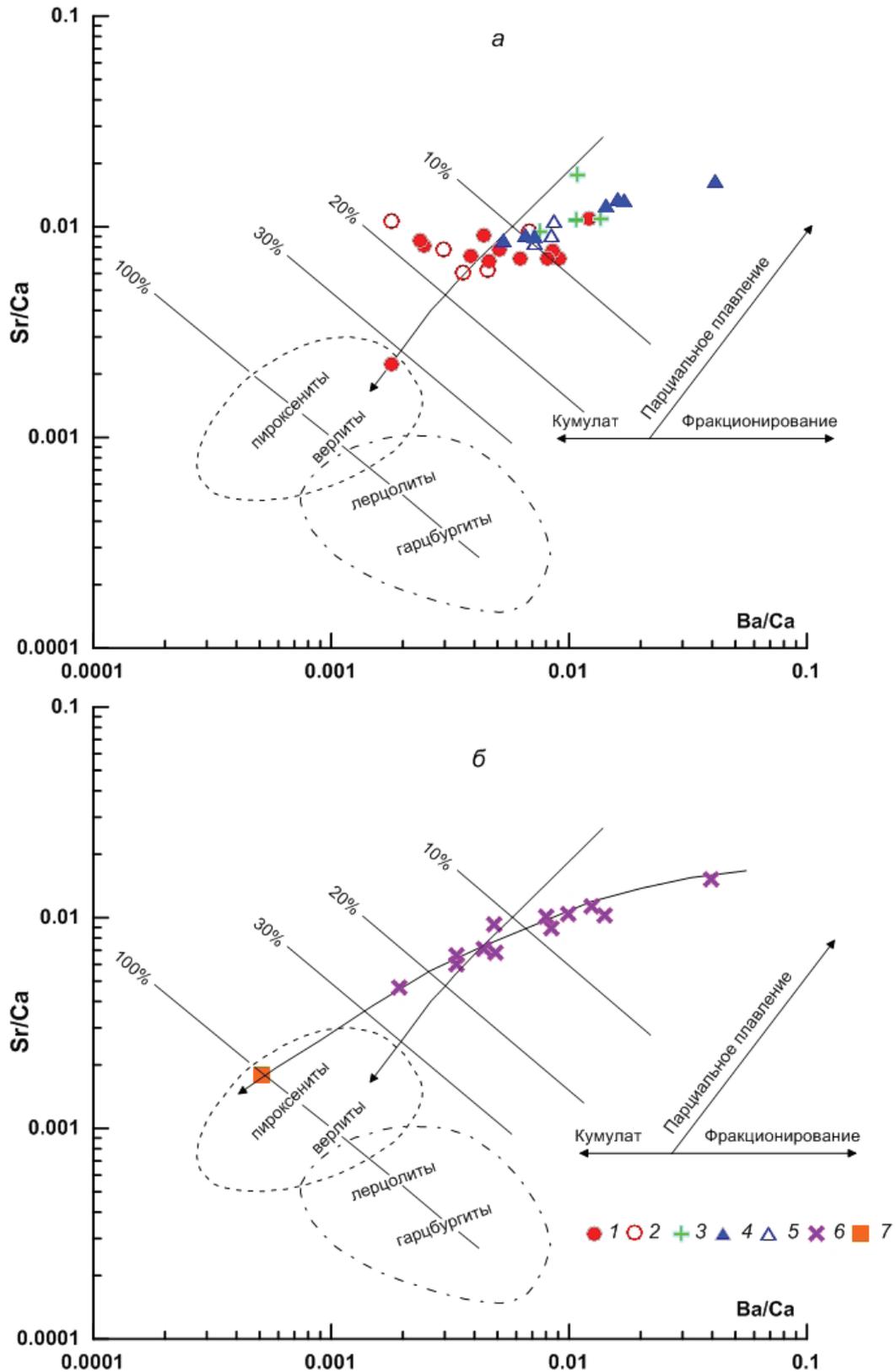


Рис. 6. Диаграмма Sr/Ca–Ba/Ca по (Hirano et al., 1982) для магматических пород о. Шикотан (а) и вулканитов Большой Курильской гряды (б): 1–5 — см. рис. 2; 6 — четвертичные лавы Большой Курильской гряды по (Антонов, 2008); 7 — мафическое габбро, о. Кунашир.

Fig. 6. Sr/Ca–Ba/Ca diagram (Hirano et al., 1982) of igneous rocks from Shikotan Island (а) and Quaternary rocks from Big Kurile Chain (б): 1–5 see fig. 2; 6 — Quaternary rocks from Big Kurile Chain by (Antonov, 2008); 7 — mafic gabbro, Kunoshir Island.

нов и др., 1983 и др.), габброидные массивы Шикотана, как и комагматичные им базальты зеленовской свиты, фиксируют наиболее поздние этапы магматической эволюции Малой Курильской гряды. Образование островодужных известково-щелочных шикотанских офиолитов датируется поздним палеоценом (Говоров, 2002). Остается неясным при этом пространственно-возрастное положение наиболее щелочных вулканитов этой структуры (например — высококалиевых субщелочных базальтоидов-шошонитов Малокурильского комплекса). Кроме того, на рубеже палеоцена и эоцена отмечается вспышка высококалиевого вулканизма с образованием «постколлизонных» даек Протокурильского пояса и части Дмитровского комплекса. Столь высокая, «неостроводужная» калиевая щелочность может иметь плюмогенную природу. Тем более, что в это время предполагается разрыв субдущирующей плиты (Говоров, 2002).

Низкие концентрации HFSE и HREE в габброидах относительно состава MORB, наряду с деплетированными Sr-Nd изотопными значениями (Говоров и др., 2005), предполагают формирование первичных расплавов из истощенных или слабо обогащенных глубинных источников. В качестве таковых предлагаются близкие к вебстеритам пироксениты с сохраняющимся дупироксеновым парагенезисом в ходе эволюции расплавов. При этом более продвинутые в эволюционном плане составы даек Протокурильского пояса и части Дмитровского комплекса совместно с четвертичными базальтоидами Больших Курил имеют другой глубинный источник, близкий к составу меланократовых габбро.

Круто падающие контакты интрузивных тел и элементов их прототектоники, зоны приконтактных брекчий и кластических даек, которыми иногда заканчиваются инъекции интрузивного материала, поля параллельных даек, которыми завершается плутоническая деятельность на Малокурильской дуге — все это может свидетельствовать о «формировании шикотанских офиолитов в обстановке надсубдукционного интрадугового рифтинга» в соответствии с представлениями Г. И. Говорова (Говоров, 2002).

Список литературы [References]

Антонов А. Ю. Геохимия и петрология мезо-кайнозойских магматических образований и мантийный диапиризм. Новосибирск: ГЕО, 2008. 250 с. [Antonov A. Yu. Geochemistry and Petrology of Mesozoic igneous formations and mantle diapirism. Novosibirsk: GEO, 2008. 250 p. (in Russian)].

Васильев Б. И., Жильцов Э. Г., Суворов А. А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга-желоб. М.: Наука, 1979. 108 с. [Vasiliev B. I., Zhil'tsov E. G., Suvorov A. A. Geological structure of the southwestern part of the Kuril arc-trough system. M.: Nauka, 1979. 108 p. (in Russian)].

Гаврилов В. К., Соловьева Н. А. Вулканогенно-осадочные формации геоантиклинальных поднятий Малых и Больших Курил. Новосибирск: Наука, 1973. 152 с. [Gavrilov V. K., Solov'yeva N. A. Volcanogenic-sedimentary formations of geosynclinal uplifts of the Lesser and Great Kuriles. Novosibirsk: Nauka, 1973. 152 p. (in Russian)].

Говоров Г. И. Фанерозойские магматические пояса и формирование структуры Охотоморского геоблока. Владивосток: Дальнаука, 2002. 198 с. [Gorov G. I. Phanerozoic magmatic belts and origin of the Okhotsk Sea geoblock structure. Vladivostok: Dal'nauka, 2002. 198 p. (in Russian)].

Говоров Г. И. Фанерозойские магматические пояса и формирование структуры Охотоморского геоблока. Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. Иркутск: Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, 2005. 38 с. [Gorov G. I. Phanerozoic magmatic belts and origin of the Okhotsk Sea geoblock structure. Thesis submitted for the degree of Dr. of Geology at the A. P. Vinogradov Ins. of Geochemistry Siberian Branch of RAS. 2005. 38 p. (in Russian)].

Зонова Т. Д., Яхт-Языкова Е. А. Схема биостратиграфического расчленения маастрихтского яруса острова Шикотан // Нефтегазовая геология. 2009. Т. 4. № 3. С. 1–19. http://www.ngtp.ru/rub/2/30_2009.pdf. [Zonova T. D., Jagt-Yazykova E. A. Scheme of biostratigraphic subdivision of the maastricht stage, Shikotan Island // Neftegazovaya Geologiya. Teoriya i Praktika. 2009. V. 4. № 3. P. 1–19 (in Russian)].

Кичина Е. Н., Пискунов Б. Н., Сергеев К. Ф. Природа базальтового вулканизма Малой Курильской гряды // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 3. С. 81–86 [Kichina E. N., Piskunov B. N., Sergeev K. F. The nature of the basalt volcanism of the Lesser Kuril Islands // Tikhookeanskaya Geologiya. 1997. V. 16. № 3. P. 81–86 (in Russian)].

Красилов В. А., Блохина Н. И., Маркевич В. С., Серова М. Я. Мел-палеоген Малой Курильской гряды (новые данные по палеонтологии и геологической истории). Владивосток: ДВО РАН, 1988. 140 с. [Krasilov V. A., Blokhina N. I., Markevich V. S., Serova M. Ya. Cretaceous-Paleogene of the Small Kuril Islands (new data on paleontology and geological history). Vladivostok, Dal'nauka. 1988. 140 p. (in Russian)].

Маркевич В. С., Можеровский А. В., Терехов Е. П. Палинологическая характеристика малокурильской свиты (маастрихт-даний), о. Шикотан // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. V. 20. № 5. P. 65–76 [Markevich V. S., Mozherovskii A. V., Terekhov E. P. Palynological characteristics of the sediments of the Malokuril'skaya

- formation (Maastrichtian-Danian), Shikotan Island // *Stratigraphy and Geological Correlation*. 2012. V. 20. № 5. P. 466–477. <https://doi.org/10.1134/S0869593812040041>].
- Меланхолина Е.Н.* Габброиды и параллельные дайки в структуре острова Шикотан (Малая Курильская гряда) // *Геотектоника*. 1978. № 3. С. 128–136 [*Melankholina E.N.* Gabbroids and parallel dikes in the structure of the island of Shikotan (Lesser Kuril Islands) // *Geotectonics*. 1978. № 3. P. 128–136 (in Russian)].
- Меланхолина Е.Н.* Тектоника Северо-Западной Пацифики: Соотношения структур океана и континентальной окраины. М.: Наука, 1988. 214 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 434) [*Melankholina E.N.* Tectonics of the North-West Pacific: Relations between the structures of the ocean and the continental margin. М.: Nauka, 1988. 214 p. (in Russian)].
- Палечек Т.Н., Терехов Е.П., Можеровский А.В.* Кампан-маастрихтские радиоларии из малокурильской свиты острова Шикотан // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2008. Т. 16. № 6. с. 76–89 [*Palechek T.N., Terekhov E.P., Mozherovskii A.V.* Campanian-Maastrichtian radiolarians from the Malokuril'skaya formation, the Shikotan Island // *Stratigraphy and Geological Correlation*. 2008. V. 16. № 6. P. 650–663. <https://doi.org/10.1134/S0869593808060051>].
- Парфенов Л.М., Попеко В.А., Попеко Л.И.* Главные структурно-вещественные комплексы о-ва Шикотан и их геологическая природа (Малая Курильская гряда) // *Геология и геофизика*. 1983. № 10. С. 24–34 [*Parfenov L.M., Popenko V.A., Popenko L.I.* The main structural and material complexes of Shikotan Island and their geological nature (Lesser Kurile Islands) // *Geologia and Geofizika*. 1983. № 10. P. 24–34 (in Russian)].
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 200 с. [Petrographic code of Russia. Magmatic, metamorphic, metasomatic, impact rock-assemblages. St. Petersburg: VSEGEI Press, 2009. 200 p. (in Russian)].
- Сергеев К.Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 240 с. [*Sergeev K.F.* Tectonics of the Kuril Island System. М.: Nauka, 1976. 240 p. (in Russian)].
- Серова М.Я., Братцева Г.М., Синельникова В.Н., Меланхолина Е.Н.* О маастрихт-палеоценовом возрасте зеленской свиты Малой Курильской гряды // *Советская геология*. 1984. № 4. С. 59–63 [*Serova M.Ya., Bratseva G.M., Sinelnikova V.N., Melankholina E.N.* About the Maastricht-Paleocene age of the Zelenovsky Formation of the Lesser Kuril Islands // *Sovetskaya Geologia*. 1984. № 4. P. 59–63 (in Russian)].
- Фор Г.* Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с. [*Faure G.* Principles of isotope geology. М.: Mir, 1989. 590 p.].
- Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гуцин А.В. и др.* Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985. 275 с. [*Frolova T.I., Burikova I.A., Guschin A.V. et al.* The origin of the volcanic series of island arcs. М.: Nedra, 1985. 275 p. (in Russian)].
- Цветков А.А., Говоров Г.И., Цветкова М.В., Араке-ляни М.М.* Эволюция магматизма Малокурильской гряды в системе Курильской островной дуги // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1985. № 12. С. 11–27 [*Tsvetkov A.A., Govorov G.I., Tsvetkova M.V., Arakelyants M.M.* Evolution of the Magmatism of the Lesser Islands in the system of the Kuril Island Arc // *Izvestia of Academy Nauk of USSR. Geological Ser.* 1985. № 12. P. 11–27 (in Russian)].
- Condie K.* High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*. 2005. V. 79. P. 491–504. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.014>.
- Di Vincenzo G., Rocchi S.* Origin and interaction of mafic and felsic magmas in an evolving late orogenic setting: the Early Paleozoic Terra Nova intrusive complex, Antarctica // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1999. V. 137. P. 15–35. <https://doi.org/10.1007/s004100050579>
- Evensen N.M., Hamilion P.J., O’Nions R.K.* Rare earth abundences in chondritic meteorites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1978. V. 42. P. 1199–1212. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(78\)90114-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(78)90114-X)
- Fedyunina N.N., Seregina I.F., Bolshov M.A., Okina O.I., Lyapunov S.M.* Investigation of the efficiency of the sample pretreatment stage for the determination of the Rare Earth Elements in rock samples by inductively coupled plasma mass spectrometry technique // *Analytica Chimica Acta*. 2012. V. 713. P. 97–102. (<https://doi.org/10.1016/j.aca.2011.11.035>)
- Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J., Hardarson B.S., Taylor R.N.* Thermal and chemical structure of the Iceland plume // *Earth and Planetary Science Letters*. 1997. P. 153. P. 197–208. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00170-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00170-2).
- Hirano M., Hamuro K., Onuma N.* Sr/Ca–Ba/Ca systematics in Higashi-Izu monogenetic volcano group, Izu peninsula, Japan // *Geochemical Journal*. 1982. V. 16. P. 311–320. <https://doi.org/10.2343/geochemj.16.311>
- Hofmann A.W., Jochum K.P., Seufert M., White W.M.* Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution // *Earth and Planetary Science Letters*. 1986. V. 79. № 1–2. P. 33–45. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(86\)90038-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90038-5).
- Miller D.M., Goldstein S.L., Langmuir C.H.* Cerium/lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of lead in the continents // *Nature*. 1994. V. 368. P. 514–520. <https://doi.org/10.1038/368514a0>.
- Pearce J.A.* Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*. 2008. V. 100. P. 14–48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>

- Peccerillo A., Taylor S.R.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1976. V. 58. P. 63–81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>.
- Rudnick R., Gao S.* Composition of the continental crust. In: *The crust* (ed. R.L. Rudnick). 2003. V. 3. *Treatise on Geochemistry* (eds. H.D., Holland and K.K., Turekian). Elsevier-Pergamon, Oxford, pp.1–64. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4>
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts. In: *Magmatism in ocean basin*. Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Geol. Soc. Spec. Publ.* London. 1989. V. 42. P. 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>

NEW DATA ON COMPOSITION OF INTRUSIVE ROCKS FROM SHIKOTAN ISLAND (LESSER KURIL CHAIN)

A.V. Koloskov¹, P.I. Fedorov², O.I. Okina²

¹*Institute of Volcanology and Seismology, FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia, 683006*

²*Geological Institute RAS, Moscow, Russia, 119017*

The article presents new petrologic and geochemical data on gabbroids from Shikotan Island (Lesser Kuril Chain). The results were compared with co-magmatic Late Cretaceous-Paleocene volcanics from the Zelenov Formation, as well as with the rocks from the Shikotan intrusive and Dimitrovsky dike complexes. This data confirmed that the intrusive rocks belong to the calc-alkaline series and the island-arc (suprsubduction) type. Low concentrations of high field strength and heavy rare-earth elements and their ratio in gabbroids relative to the composition of N-MORB suggest formation of primary melts from depleted or poorly enriched deep sources. As such, pyroxenites close to websterites with preserved bipyroxene paragenesis during the evolution of melts are proposed. Steeply dipping contacts of intrusive bodies and elements of their prototectonics, zones of marginal breccia and clastic dikes that sometimes over-ends by injection intrusive material field parallel dikes completion plutonic activity on Malokurilsk arc indicate «formation of Shikotan ophiolites in the setting of supersubducting intra-arc rifting» according to ideas of G.I. Govorov.

Keywords: gabbro, geochemistry, petrogenesis, Shikotan Island.