

## КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ЮГО-ВОСТОКА КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ: ПЕТРОГЕНЕЗИС ПОРОД И ОБСТАНОВКИ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

*П.И. Федоров\**, *А.В. Колосков\*\**

*\*Геологический институт РАН, г. Москва*

*\*\*Институт вулканической геологии и геохимии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский*

Среди кайнозойских вулканогенных образований на юго-востоке Корякского нагорья выделены три комплекса, связанных с зонами растяжения на континентальной окраине: датско-палеоценовый, миоценовый и раннечетвертичный. Датско-палеоценовый и миоценовый комплексы представлены породами толеитовой серии, раннечетвертичный включает породы щелочной оливин-базальтовой и базанитовой серий. Рассмотрены особенности распределения петрогенных и редких элементов, позволяющие сделать вывод о формировании вулканитов из гетерогенных магмогенерирующих источников при различных геодинамических режимах.

Среди кайнозойских магматических образований северо-западного континентального обрамления Тихого океана, наряду с типичными породами окраинно-континентальных вулканических поясов, развиты разобщенные ареалы малодифференцированных базальтоидных комплексов. Для части последних было установлено их сходство с вулканическими породами внутриплитных обстановок [9, 11, 12].

Особый интерес представляют кайнозойские вулканиты юго-восточной части Корякского нагорья, поскольку в данном районе возможно проследить эволюцию состава вулканических комплексов в зависимости от смены геодинамического режима. Полученные новые данные по химизму вулканогенных пород Каканутского, Велькемвеевского и Наваринского ареалов позволили провести их геохимическую типизацию, а также предложить петрологические и геодинамические модели формирования.

Характеристика вулканических комплексов основана на изучении свыше 90 образцов пород из коллекции авторов, а также образцов из коллекций В.Н. Григорьева, С.Д. Соколова и А.Д. Казмирова. Химический состав пород был исследован в лабораториях Химико-аналитического центра Геологического института РАН. В качестве межлабораторных эталонов использовались стандартные образцы BCR-1, SG-1A, SGD-1A, ST-1, DR-N и JG-1.

Петрогенные элементы определялись классическими методами "мокрой" химии (ошибка метода не превышает 0,8% для SiO<sub>2</sub>, 3,5% для Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 4% для MgO, 4,3-4,4% для Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO, 5% для CaO, 5,4% для TiO<sub>2</sub>, 6% для P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 8% для MnO и Na<sub>2</sub>O, и 12% для

K<sub>2</sub>O. Sr, Ni, Co и V были определены эмиссионным спектральным методом (аналитик И. Ю. Лубченко; ошибка метода не превышает 10-12%); Rb, Ba, Sr, Zr, Y и Nb - рентгено-флуоресцентным методом (для Rb, Ba, Sr и Zr ошибка метода не превышает 12%, для Y и Nb - 20-30%); Hf, Ta, Sc и REE - методами инструментального нейтронно-активационного анализа и ICP в Геологическом институте РАН (аналитик С.М.Ляпунов; ошибка метода выдерживается в пределах 5% для Eu, Sm, Lu, 5-10% для La, Ce, Tb, Yb, Sc и 10-20% для Nd, Ta и Hf). Содержания U и Th определялись гамма-спектрометрическим методом в ГЕОХИ РАН (аналитик Т.М. Золотухина; ошибка метода не превышает 15%).

Изотопный состав Sr был определен в лабораториях ГИН РАН и ГЕОХИ СО РАН. Измерения проводились на масс-спектрометрах МАТ-260. Все значения изотопных отношений стронция нормированы по отношению  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8,37521$  и скорректированы по отношению  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70800$  для эталона E&A. Воспроизводимость параллельных измерений образцов составляет  $\pm 0,00005$ .

Состав минеральных фаз был исследован на микроанализаторах «Самеса» в Геологическом институте РАН и Институте вулканологии ДВО РАН.

### ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ КОМПЛЕКСОВ БАЗАЛЬТОИДОВ

На юго-востоке Корякского региона выделены три разновозрастных комплекса базальтоидов: датско-палеоценовый, миоценовый и нижнечетвертичный. Особенностью тектонической позиции этих

комплексов является приуроченность к протяженным разломам, большая часть которых представлена сбросами, а меньшая - сдвигами (рис. 1). Преобладающее направление разломов - северо-западное, что и предопределило соответствующую ориентировку ареалов базальтоидов.

Вулканические образования датско-палеоценового комплекса образуют два ареала: Каканавский и Велькемвеевский. Слагающие эти ареалы вулканы рассматриваются в составе каканавской свиты [3] или формации [2], мощностью до 650-700 м

и отнесены к датско-палеоценовому возрастному интервалу [2, 3].

Каканавские отложения отличаются сильной фациальной изменчивостью и невыдержанностью мощности, но в целом для формации характерно трехчленное строение: снизу вверх выделяются вулканомиктовая терригенная, туфо-гиалокластивая и лавовая пачки [2]. Потоки лав отличаются массивной, реже брекчированной текстурой. Мощность лавовой части разреза колеблется от 100 до 250-300 м. Наряду с потоками лав в строении формации прини-

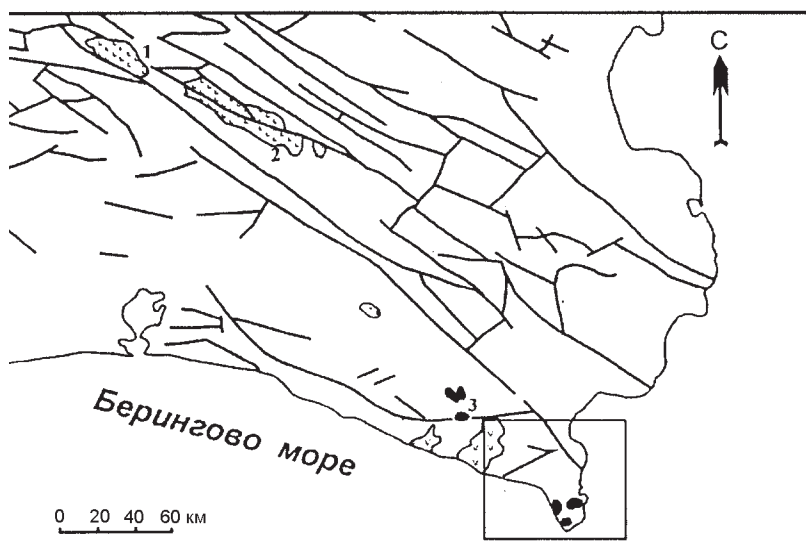
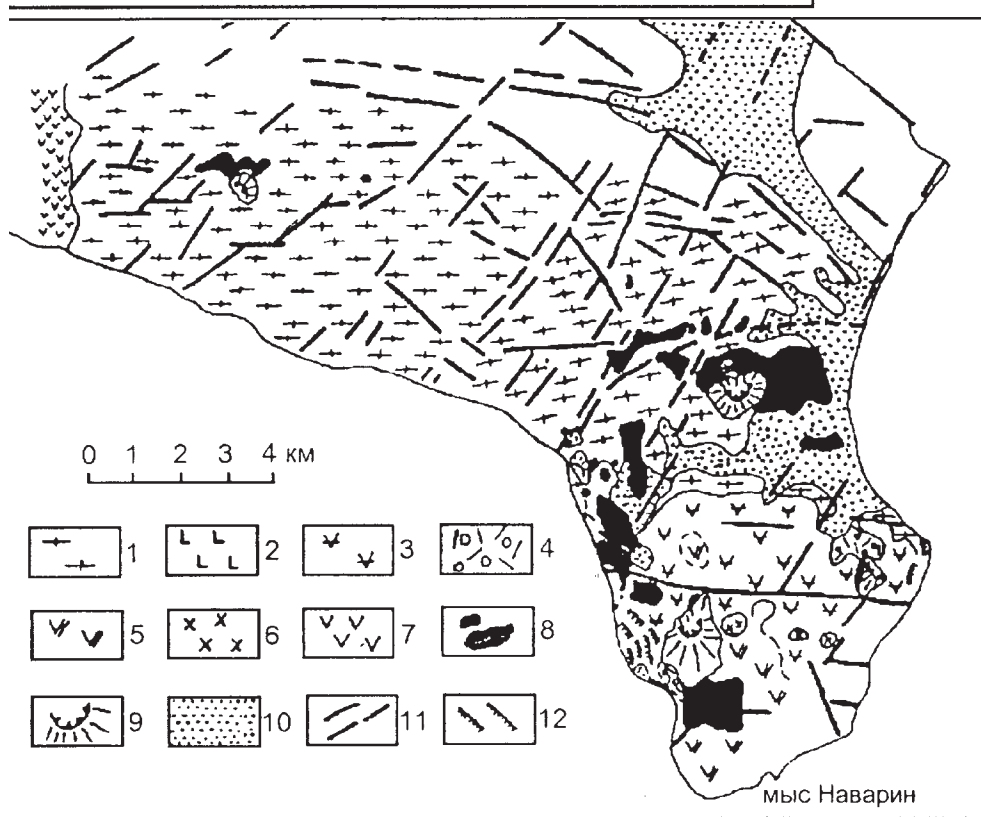


Рис. 1. Геологическая схема юго-восточной части Корякского нагорья [7].

1 - докайнозойские вулканогенно-осадочные комплексы; 2 - базальты датско-палеоценового (каканавского) комплекса; 3-7 - миоценовый (керекский) комплекс: 3 - пироксен-плагиоклаз-оливиновые базальты, 4 - шлаковые конусы и постройки, 5 - плагиоклазовые базальты и андезибазальты, 6 - экструзии амфиболовых андезитов и андезидацитов, 7 - покровы плагиоклазовых базальтов в бассейне р. Рассомаха; 8-9 - нижнечетвертичный (наваринский) комплекс: 8 - потоки щелочных оливиновых базальтов и базанитов, 9 - шлаковые конусы и постройки; 10 - четвертичные, преимущественно аллювиальные отложения; 11 - тектонические нарушения; 12 - береговые оползни. Цифрами обозначены ареалы: 1 - Каканавский, 2 - Велькемвеевский, 3 - ручья Бараньего.



мают участие субвулканические тела и дайки, секущие подстилающие верхнемеловые отложения.

Все вулканические породы комплекса затронуты в различной степени процессами вторичных преобразований, но в наименее измененных породах отмечается лишь хлоритизация вулканического стекла. Породы Каканаутского и Велькемвеемского ареалов дифференцированы от пикробазальтов до андезибазальтов. Среди них обычны порфиоровые и афировые разновидности. Вкрапленники представлены плагиоклазом и клинопироксеном, редко оливином. В основной массе наряду с лейстами и зернами плагиоклаза и клинопироксена присутствует магнетит. Структура основной массы интерсертальная, гломеропорфировая и микродолеритовая.

Плагиоклаз образует таблитчатые кристаллы, достигающие в размере 2-3 мм. Их состав изменяется от 65 мол.% An в ядрах до 45% в краевых частях кристаллов. Клинопироксен представлен кристаллами авгита ( $En_{43-44}Wo_{37-38}Fs_{18-21}$ ), размером от 0.5 до 0.8 мм, часто образующими гломеропорфиоровые сростки с плагиоклазом и титаномagnetитом. Оливин замещен хлоритовым и серпентиновым агрегатом. В отдельных дайках долеритов встречаются крупные (до 15-20 мм) кристаллы амфибола, содержащего до 5.2 мас.%  $TiO_2$ .

Все анализированные базальты являются *гипернормативными* толеитами. По соотношениям щелочи-кремнезем (рис. 2) и по поведению железа при дифференциации эти породы относятся к умеренно-кальциевой толеитовой серии. Для всех пород комплекса характерны повышенные содержания щелочей при явном преобладании натрия ( $Na_2O/K_2O=3.6-6.0$ ), что частично связано с наложенной деанортитизацией плагиоклазов. Содержание титана в эффузивах более высокое (табл. 1), чем в надсубдукционных породах или по сравнению с N-MORB, и близко к содержаниям во внутриплитных толеитах (OIB) и базальтах E-MORB. Вместе с тем, для пород формации характерны повышенные содержания алюминия (в среднем около 17%  $Al_2O_3$ ), что обычно для вулкаников, связанных с зонами субдукции. В целом, поведение петрогенных элементов находится в зависимости от изменения магнезиальности породы ( $mg_{\#}=0.35-0.67$ ). Концентрации переходных элементов отличаются широкой вариабельностью (содержания Cr изменяются от 310 до 40 г/т, Ni от 160 до 20 г/т, Co от 57 до 26 г/т и V - от 240 до 120 г/т), и тренды их поведения подчинены механизму фракционной кристаллизации.

Концентрации некоторых высокозарядных некогерентных (HFS) элементов, таких как Zr, Y, Hf, так же как и Ti, в рассматриваемых эффузивах (табл.1, 2) несколько выше, чем в E-MORB и надсуб-

дукционных породах, приближаясь к внутриплитным вулканикам. Отношение Zr/Y также высокое (4-8.5). В то же время, базальты отличаются сильной отрицательной Ta-Nb и положительной Sr аномалиями, свойственными продуктам надсубдукционного вулканизма (рис. 3). На диаграмме Th-Hf-Ta (рис. 4А) базальты также располагаются в поле составов вулкаников активных континентальных окраин. Распределение REE в каканаутских базальтах слабо фракционированное ( $La/Sm=1.1-1.3$ ) при небольшом обогащении цериевыми лантаноидами ( $La/Yb=1.6-2.5$ ; рис.5), что, наряду с повышенными изотопными отношениями стронция ( $^{87}Sr/^{86}Sr=0.70337-0.70403$ ), свойственно T- и E-MORB и отлично от внутриплитных толеитов OIB.

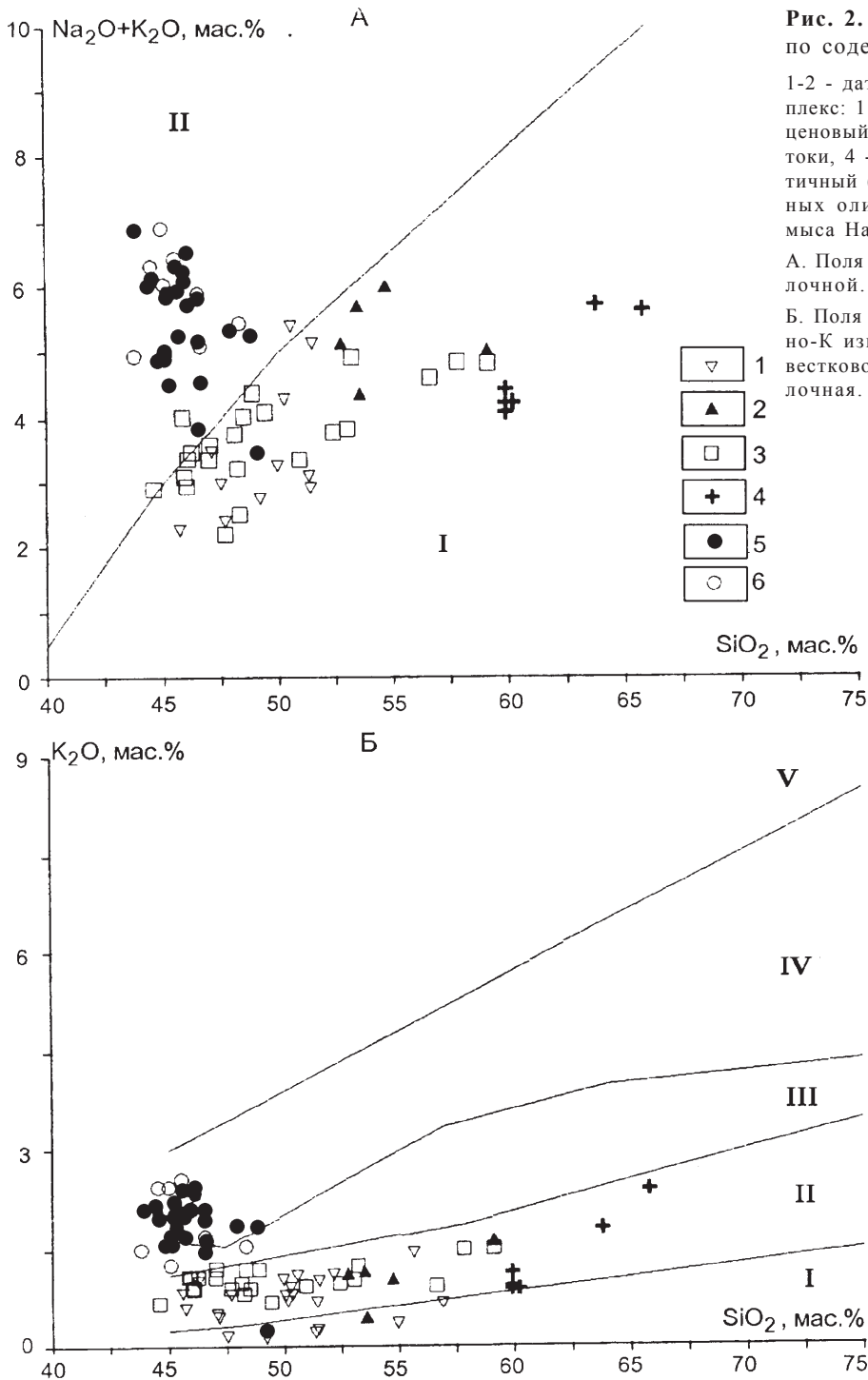
Таким образом, геохимические характеристики каканаутских базальтов несут в себе черты как надсубдукционных лав, так и обогащенных MORB.

Миоценовый и нижнечетвертичный комплексы слагают обширный (до 70 км<sup>2</sup>) ареал распространения вулканических пород на юго-востоке Корякского нагорья и располагаются на мысе Наварин и в бассейне р. Эгейнмывеем. Предыдущими исследователями [1, 4] эти вулканики рассматривались как единый вулканический комплекс позднечетвертич-

**Таблица 1. Представительные анализы вулканических пород датско-палеоценового (каканаутского) комплекса**

	29-5	29-18	30-6	45-1	45-3	57-3	334-9	334-8
SiO <sub>2</sub>	52.76	51.34	52.14	45.71	51.39	51.45	53.48	50.55
TiO <sub>2</sub>	1.36	1.19	1.48	1.02	0.93	1.52	1.28	1.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.55	16.18	19.50	17.00	19.47	16.82	16.75	17.11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.16	2.90	2.81	2.92	1.79	3.72	2.81	4.20
FeO	6.04	5.70	5.13	5.83	4.98	4.91	5.75	2.81
MnO	0.17	0.14	0.14	0.15	0.10	0.21	0.09	0.18
MgO	4.39	6.72	4.58	10.01	5.03	4.52	4.61	6.90
CaO	6.94	10.16	2.63	9.94	10.04	6.44	5.73	9.20
Na <sub>2</sub> O	4.02	2.89	5.75	1.68	2.23	6.62	4.54	4.29
K <sub>2</sub> O	1.09	0.24	1.14	0.61	0.71	0.28	1.13	1.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.10	0.17	0.07	0.09	0.32	0.11	0.11
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3.13	1.74	3.65	4.00	2.26	2.50	2.66	2.22
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.40	0.81	0.70	1.09	0.65	0.62	0.86	0.62
Сумма	100.13	100.11	99.82	100.03	99.67	99.93	99.80	100.56
Cr	38	195	68	310	108	75	50	120
Ni	35	125	43	160	51	20	33	72
Co	30	44	31	57	32	29	26	34
V	195	185	240	150	160	120	130	155
Rb	14	9	10	8	8	7	7	8
Sr	450	220	190	140	240	650	310	450
Ba	320	110	360	220	180	350	330	330
Zr	150	130	120	164	100	240	150	128
Y	30	30	27	20	18	40	20	16
Nb	4.9	3.5	5.3	7.2	9.0	6.0	2.3	8.0

Примечание. Петрогенные элементы по [2]. Здесь и далее - концентрации петрогенных элементов в масс.%, редких - в г/т, "-" - не анализировалось.



**Рис. 2.** Систематика вулканических пород по содержанию щелочей.

1-2 - датско-палеоценовый (каканаутский) комплекс: 1 - лавовые потоки, 2 - дайки; 3-4 - миоценовый (керекский) комплекс: 3 - лавовые потоки, 4 - экструзивные тела; 5-6 - нижнечетвертичный (наваринский) комплекс, потоки щелочных оливиновых базальтов и базанитов: 5 - мыса Наварин, 6 - руч. Бараньего.

А. Поля серий по [20]: I - субщелочной, II - щелочной.

Б. Поля серий по [29]: I - низко-К, II - умеренно-К известково-щелочная, III - высоко-К известково-щелочная, IV - шшонитовая, V - щелочная.

ного возраста. Наши работы показали, что среди этих образований можно выделить два различающихся по возрасту и вещественному составу комплекса пород - миоценовый и нижнечетвертичный [7].

*Миоценовые* вулканы Наваринского ареала состоят из нескольких разобщенных полей (см. рис. 1), наиболее крупное из которых составляет непосредственно мыс Наварин [7]. Эти вулканы, выделенные здесь в качестве керекского комплекса, несоглас-

но перекрывают дислоцированные меловые образования и представлены рядом переслаивающихся потоков суммарной мощностью от 5-15 м на северо-западе до 400-450 м на юге. Наряду с эффузивными фациями в составе комплекса известны пирокластические образования, а также экструзии и дайки андезитов и дацитов. Извержения, вероятно, были связаны с отдельными, длительно эволюционировавшими центрами, однако реконструируются они с трудом.

**Таблица 2. Концентрации редких и редкоземельных элементов (г/т) в кайнозойских вулканитах и ксенолитах юго-восточной части Корякского нагорья**

Комплекс	Каканавский						Керекский						
	29-5	29-18	30-6	45-3	334-9	334-8	757	760	774	796	800	745	748
La	9.4	7.4	8.8	11.3	9.1	6.5	15.0	33.0	30.0	10.0	9.5	9.0	9.8
Ce	20.0	16.0	21.0	23.4	22.0	14.3	30.0	60.0	56.0	21.0	21.0	18.0	18.0
Nd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9.8	11.0
Sm	4.2	5.4	4.6	4.8	4.6	3.1	2.6	6.6	4.5	2.1	2.8	2.2	2.4
Eu	1.2	1.2	1.3	1.4	1.2	1.09	0.96	1.5	1.5	0.7	1.0	0.85	0.84
Tb	0.75	0.74	0.8	0.8	0.82	0.71	0.43	1.1	0.68	0.33	0.50	0.39	0.45
Er	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	2.8	2.9	2.9	3.1	2.9	2.7	1.3	1.8	1.7	0.86	1.6	1.20	1.30
Lu	0.43	0.42	0.4	0.4	0.44	0.41	0.22	0.27	0.24	0.12	0.24	0.17	0.21
Sc	38	35	39	-	34	29	27	28	29	16	31	-	-
Th	1.5	1.5	2.2	1.6	1.2	1.4	2.5	3.5	-	1.3	1.1	-	-
U	-	-	-	-	-	-	1.0	1.1	-	0.6	0.4	-	-
Hf	3.8	3.9	3.4	3.9	3.3	3.6	2.2	2.4	4.1	-	-	-	-
Ta	0.3	0.22	0.33	0.24	0.14	0.21	0.93	1.1	1.6	-	-	-	-

**Таблица 2 (продолжение)**

Комплекс	Наваринский													
	754	763	771	772	В-1	В-2	738	781	172-2	174-1	174-2	174-3	174-4	174-5
La	49.0	25.0	35.0	50.0	32.0	37.0	2.0	0.25	39.9	32.0	25.9	43.0	46.1	45.0
Ce	94.0	44.0	71.0	77.0	66.0	77.0	3.3	1.0	133.0	64.2	44.2	80.3	74.2	118.0
Nd	-	-	-	-	29.0	36.0	-	-	40.3	31.1	23.8	46.4	52.7	46.0
Sm	8.0	4.7	6.9	8.3	5.7	6.6	0.42	0.26	7.09	5.39	3.25	7.77	8.9	7.62
Eu	2.6	1.3	2.3	2.1	1.9	2.2	0.12	0.11	2.0	1.54	1.1	2.32	2.73	2.2
Tb	1.2	0.8	1.1	1.64	0.78	1.0	0.08	0.08	-	-	-	-	-	-
Er	-	-	-	-	-	-	-	-	2.45	1.66	1.37	2.05	2.35	2.25
Yb	1.7	0.7	1.4	2.08	1.5	1.7	0.22	0.41	1.73	1.32	1.03	1.72	1.75	1.52
Lu	0.22	0.1	0.19	0.3	0.19	0.23	0.03	0.06	0.18	0.07	0.09	0.10	0.11	0.13
Sc	21	20	24	23	-	-	13	20	-	-	-	-	-	-
Th	6.4	4.8	3.4	5.2	5.9	3.7	-	-	5.3	4.5	5.6	5.7	-	4.6
U	1.7	1.3	1.1	2.5	-	-	-	-	1.4	1.4	1.6	1.6	-	1.4
Hf	5.8	3.9	3.9	6.9	5.2	3.9	-	-	-	4.3	-	-	-	-

Возрастные датировки, полученные К-Аг методом {22,3+2,3 млн лет (0,75% К, обр.760) - видимое основание комплекса и 11,5+0,5 млн лет (0,92% К, обр.801) - верхняя часть комплекса}, дают представление о возрастном интервале проявления вулканизма, хотя не исключено, что большая цифра связана с избыточным содержанием <sup>40</sup>Аг в породе [7].

Эффузивные фации керекского комплекса образованы преимущественно базальтами и андезибазальтами. Эти породы представлены афировыми, реже порфиоровыми разностями с интерсертальной и микроделеритовой, редко пилотакситовой структурой основной массы. Фенокристаллы (до 10-15 об.%) в базальтах и андезибазальтах представлены оливином (Fo<sub>89-76</sub>), титанистым (TiO<sub>2</sub> 0.8-1.2%) авгитом (Wo<sub>37-43</sub>En<sub>40-42</sub>Fs<sub>16-18</sub>) и битовнит-лабрадором (An<sub>87-56</sub>). Оливины часто содержат включения титаномагнетитов и сульфидов, реже - шпинелей (0,5-1,2% TiO<sub>2</sub>; Cг/Cг+Al = 0.21-0.33). Андезиты и андезидациты экструзивов наряду с плагиоклазами и клинопироксенами в качестве вкрапленников также содержат высо-

комагнезиальную первичную зеленую роговую обманку, указывающую на некоторую «обводненность» исходных магматических расплавов.

Вулканыты комплекса являются умеренно калиевыми (см. рис. 2; табл. 3), *hup*-нормативными. По соотношению кремнезема, железистости и титана базальты и андезибазальты относятся к толеитовой серии. Повышенные содержания титана (1.3-1.9% TiO<sub>2</sub>), циркония, тантала (см. табл. 2), а также сильно фракционированный спектр распределения REE (La/Sm=1.9-3.9; La/Yb=3.8-11.8; см. рис. 5) отличают базальты и андезибазальты керекского комплекса от типичных надсубдукционных вулканитов, сближая с продуктами внутриплитного вулканизма. С другой стороны, повышенная глиноземистость, наличие Та-Nb аномалии (см. рис. 3) обуславливают сходство базальтов комплекса с надсубдукционными вулканитами. На диаграмме Th-Hf-Ta базальты в основном располагаются между полями активных континентальных окраин и внутриплитных базальтов (см. рис. 4), занимая поле составов базальтов вулкана



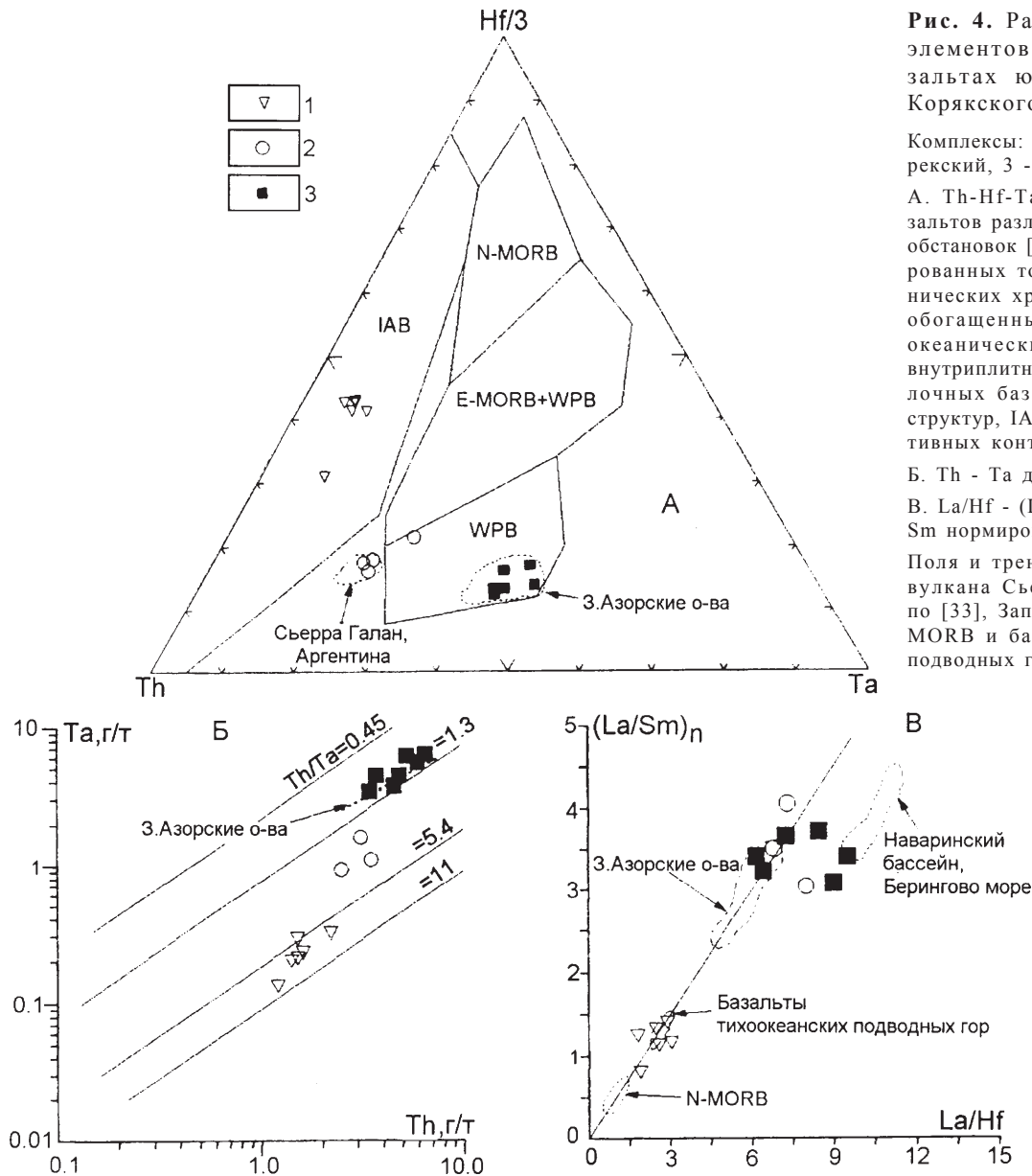
Рис. 3. Распределение некогерентных элементов в базальтах каканавутского, керекского и наваринского комплексов юго-восточной части Корякского нагорья. Породы нормированы по примитивной мантии [32].

Сьерра Галан (Аргентинские Анды), рассматривающихся как пример ассимиляционно-фракционно-кристаллизационной эволюции продуктов внутриплитного источника зоны растяжения на активной континентальной окраине [33]. Изотопный состав стронция в базальтах этого комплекса изменяется в пределах 0.70345-0.70363, занимая переходное положение между значениями, характерными для продуктов деплетированного и обогащенного источников [13].

Несколько отличен состав субвулканических тел, включенных нами в керекский комплекс (см. табл. 3). Андезиты и андезидациты, слагающие эти образования, по сравнению с эффузивными фациями отличаются известково-щелочными трендами дифференциации и иными абсолютными содержаниями ряда элементов (см. рис. 2), что, на наш взгляд, могло быть связано с ликвационным расщеплением магмы на интрателлурическом этапе дифференциации.

Вулканы *нижнечетвертичного* комплекса, выделенного здесь в качестве наваринского, имеют небольшую мощность (от первых метров до 40 м) и залегают как на меловых, так и на вулканиках миоценового комплекса [7]. Характерно наличие небольших (высотой от 300 до 500 м), хорошо сохранившихся шлаковых конусов; встречаются прекрасно отпрепарированные неки, а также дайки магмоподводящей системы. Возраст пород определен как раннечетвертичный (1,59-1,45 млн лет) [7].

Рассматриваемый комплекс образован щелочными оливиновыми базальтами и базанитами, включающими афировые и субафировые разности с микродолеритовой структурой основной массы. Вкрапленники представлены оливином, клинопироксеном и крайне редко плагиоклазом. Оливин образует идиоморфные кристаллы округлой формы размером от 0,2 до 1,5-2 мм. Грани кристаллов достаточно четкие, иногда отмечаются резорбированные по краям кристаллы. Состав оливина варьирует в пределах 90-65% Fo. Среди клинопироксенов различаются два типа: среднетитанистые, умеренноглиноземистые салиты и высокотитанистые салиты ( $Wo_{45-52} En_{36-46} Fs_{8-13}$ ). Шпинелиды в базанитах представлены тремя основными типами: хромшпинели часто образуют мелкие (до 0,3 мм) включения в оливинах и отдельные зерна в основной массе ( $Cr_2O_3$  16-22;  $TiO_2$  1.2-1.6;  $Al_2O_3$  30-33 %); титаномагнетиты известны только в основной массе базанитов. Плагиоклазы редки и образуют мелкие (0,2-0,4 мм) субфенокристы основного состава. Основная масса породы обычно представлена ассоциацией оливина, клинопироксена, титаномагнетита и шпинели, редко отмечается лейцит.



**Рис. 4.** Распределение редких элементов в кайнозойских базальтах юго-восточной части Корякского нагорья.

Комплексы: 1 - какангутский, 2 - керекский, 3 - наваринский.

А. Th-Hf-Ta диаграмма. Поля базальтов различных геодинамических обстановок [36]: N-MORB - деплетированных толеитов срединно-океанических хребтов, E-MORB+WPB - обогащенных толеитов срединно-океанических хребтов и толеитов внутриплитных структур, WPB - щелочных базальтов внутриплитных структур, IAB - островных дуг и активных континентальных окраин.

Б. Th - Та диаграмма.

В. La/Hf - (La/Sm)<sub>n</sub> диаграмма. La и Sm нормированы по хондриту [28].

Поля и тренды составов базальтов вулкана Сьерра Галан, Аргентина по [33], Западных Азор по [36], N-MORB и базальтов тихоокеанских подводных гор по [15,19].

Щелочные оливиновые базальты и базаниты наваринского комплекса соответствуют калий-натриевой щелочной серии ( $Na_2O/K_2O > 1$ ) и являются *ne*-нормативными ( $ne = 1,5-17\%$ ). Для пород комплекса характерны устойчиво высокие концентрации магния (15,5-8,5% MgO), железа (7-11% FeO<sub>общ</sub>), фосфора (0,7-1,1% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) и титана (2,3-3,2% TiO<sub>2</sub>) при умеренно низких алюминия (11,3-14,4% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) (табл. 4).

Щелочные базальтоиды отличаются высокими концентрациями несовместимых элементов (см. рис. 3) подобно внутриплитным щелочным лавам океанических островов [32, 34] и континентальных рифтов [14]. Содержание HFS-элементов (см. табл. 2) сопоставимо с таковыми в щелочных базальтах и базанитах района Тувы [5] и западной части Азорских

островов [36]. Так, содержание Zr в базальтах колеблется в пределах 190-260 г/т и близко к значениям для щелочных базальтов района р.Тапса в Туве (180-350 г/т). Распределение TiO<sub>2</sub>, Zr, Y, Th и Nb показывает, что лавы комплекса незначительно дифференцированы и межэлементные отношения смещены в сторону более несовместимого элемента, что обычно для щелочных лав.

Распределение редкоземельных элементов носит дифференцированный характер (см. рис. 5) при обогащении элементами цериевой группы (La/Sm=2,9-4,0; La/Yb=16-21), что близко к таковым во внутриплитных вулканитах и, в частности, в базанитах Восточно-Китайской [37] и Западно-Мексиканской рифтовых систем [24]. Изотопный состав Sr

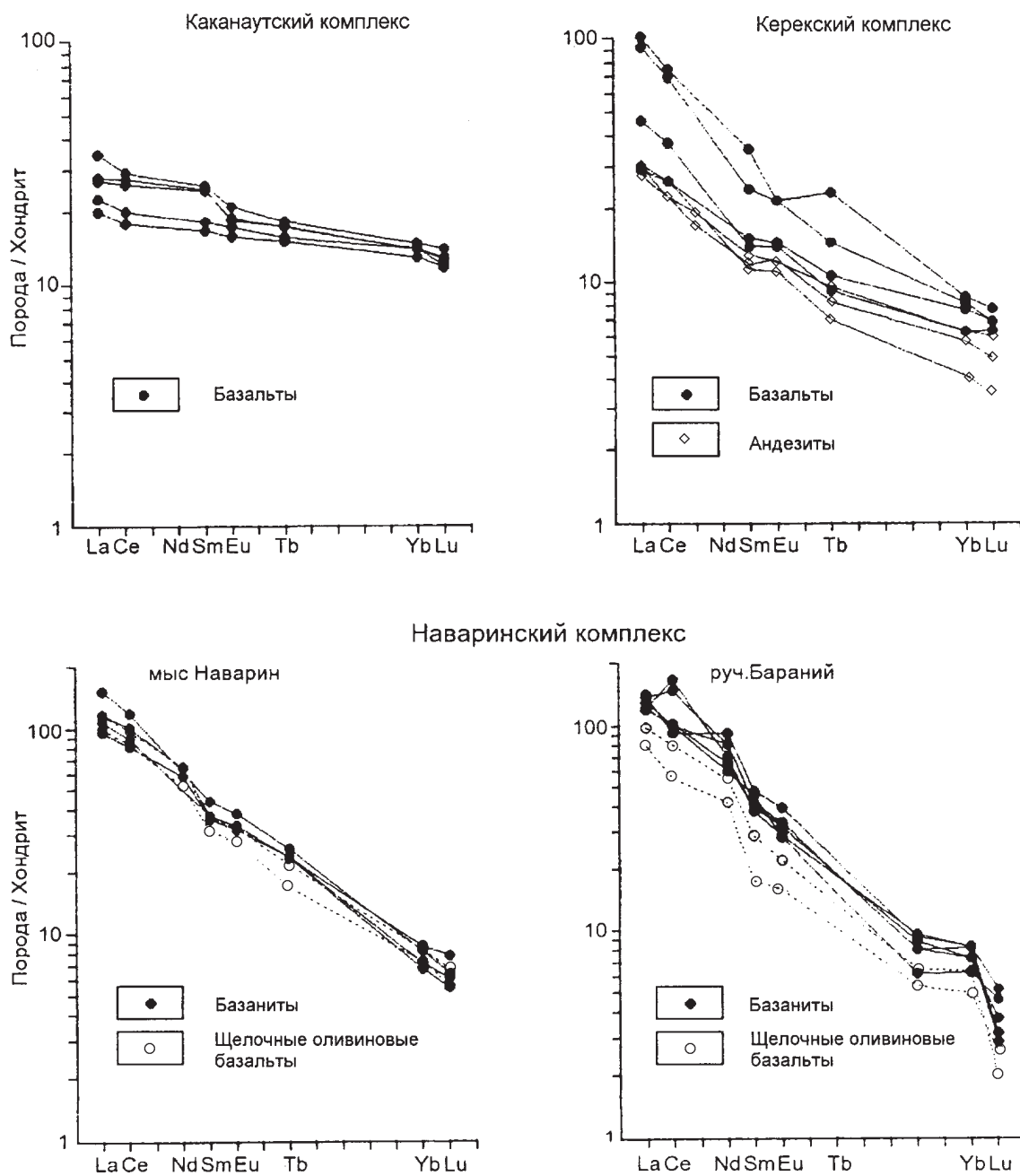


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов в базальтах каканатского, керекского и наваринского комплексов юго-восточной части Корякского нагорья.

Породы нормированы по хондриту [28].

(0.70342-0.70379) в целом близок к таковым K-Na щелочных базальтов внутриплитного геохимического типа [13].

Отличительной особенностью базанитов нижнечетвертичного комплекса является присутствие в большом количестве (иногда до 50% объема потока) ксенолитов ультраосновных и основных пород размером от первых сантиметров до 40 см: шпинелевых лерцолитов (до 90-95% от общего объема), единич-

ные образцы дунитов и оливинитов, зеленых пироксенитов, мелкозернистых габброидов ("бурундучного типа"), а также мегакристаллов авгита (до 7-8 см), энстатита (до 1 см) и оливина (до 3-4 см) [10].

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Особенности химизма датско-нижнечетвертичных базальтоидов свидетельствуют о гетерогенности их состава и о различных геодинамических режимах формирования.



Таблица 3. Представительные анализы пород миоценового (керекского) комплекса

	757	760	723	774	758	800	797	44-90	745	748	766	796
SiO <sub>2</sub>	53.02	49.69	50.90	48.36	52.40	49.40	46.24	48.86	60.17	59.50	65.80	59.89
TiO <sub>2</sub>	1.80	1.87	1.60	1.81	1.76	1.48	1.68	1.96	1.30	1.30	0.98	1.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.92	18.06	16.82	18.01	18.51	18.82	16.31	14.81	18.08	18.04	16.32	18.14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.07	3.95	4.87	4.19	5.59	3.44	4.36	1.23	1.96	2.14	2.60	2.22
FeO	3.39	5.69	3.16	5.64	2.98	5.29	5.40	9.36	2.69	2.57	1.87	2.46
MnO	0.14	0.16	0.14	0.15	0.05	0.12	0.13	0.15	0.11	0.07	0.08	0.08
MgO	3.59	7.01	6.56	5.21	3.04	4.78	8.11	8.70	3.14	3.52	2.07	3.55
CaO	9.41	8.17	10.76	9.52	9.51	10.06	10.95	9.03	6.72	6.54	2.88	5.86
Na <sub>2</sub> O	2.81	3.15	2.44	2.80	2.81	3.43	2.41	3.20	3.36	3.36	3.23	3.17
K <sub>2</sub> O	1.04	0.89	0.93	0.97	0.98	0.68	1.07	1.19	0.88	0.89	2.41	0.93
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.24	0.41	0.22	0.39	0.23	0.24	0.35	0.53	0.13	0.14	0.13	0.19
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.83	-	0.89	0.65	1.13	-	-	0.24	0.10	0.80	0.32	0.86
П.П.П.	1.31	1.35	1.19	2.48	1.75	2.25	2.34	0.70	0.96	1.04	1.29	1.83
Сумма	100.57	100.40	100.48	100.18	100.74	99.99	99.35	99.96	99.60	99.91	99.98	100.58
Cr	56	44	132	30	64	394	268	-	38	26	34	30
Ni	40	37	90	24	46	216	140	-	34	34	16	26
Co	26	36	31	28	29	53	42	-	18	17	9	17
V	184	218	248	185	222	232	202	-	100	115	120	105
Rb	15	10	15	16	13	13	12	16	14	14	37	12
Sr	954	755	887	857	958	596	859	471	459	455	226	474
Ba	591	297	526	316	536	203	357	279	292	252	544	313
Zr	153	201	130	196	151	153	170	181	130	131	168	147
Y	21	21	19	23	19	18	22	23	16	17	26	17
Nb	13	20	12	20	11	13	20	26	9	10	8	9

Примечание. Образцы 757, 760, 723, 774, 758, 800, 797 и 44-90 - лавовые потоки; образцы 745, 748, 766, 796 - экструзивные тела.

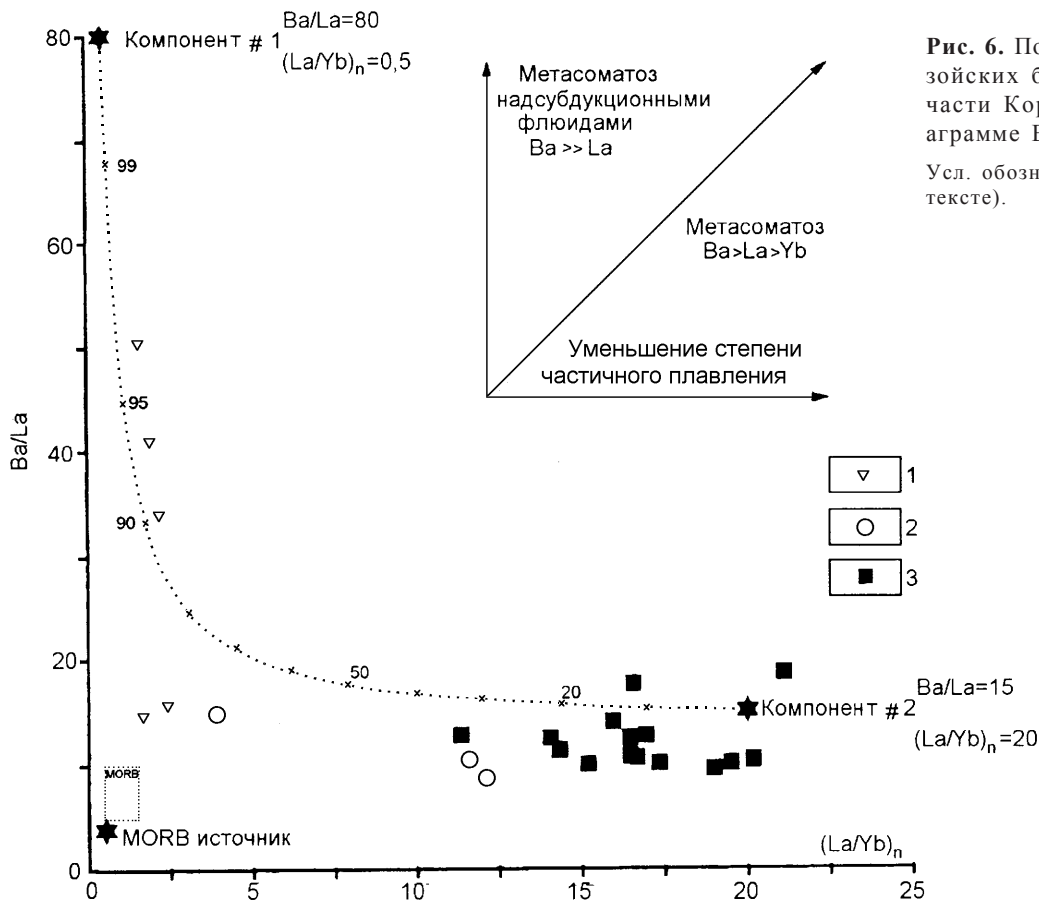


Рис. 6. Положение составов кайнозойских базальтов юго-восточной части Корякского нагорья на диаграмме Ba/La - (La/Yb)<sub>n</sub>.

Усл. обозн. см. рис. 4. (Объяснение в тексте).

Таблица 4. Представительные анализы пород нижнечетвертичного (наваринского) комплекса

	754	763	769	770	771	772	777	799	В-1	В-2
SiO <sub>2</sub>	45.66	45.10	45.34	46.12	46.52	46.12	46.51	48.80	46.58	44.84
TiO <sub>2</sub>	2.58	2.45	2.38	3.03	2.50	3.06	2.80	2.49	1.96	1.92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.39	11.54	11.58	12.87	11.90	14.00	13.61	13.14	9.81	11.44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.32	1.56	2.07	2.82	2.02	2.27	3.48	2.04	-	-
FeO	7.64	9.28	8.65	9.16	9.34	9.25	8.10	8.85	12.39	10.43
MnO	0.16	0.16	0.18	0.19	0.17	0.17	0.20	0.14	0.17	0.16
MgO	12.20	14.78	14.20	9.56	12.84	8.16	9.10	9.80	16.28	16.16
CaO	8.08	7.60	7.98	8.66	8.84	8.74	8.74	8.26	6.20	6.90
Na <sub>2</sub> O	3.88	3.43	2.65	3.38	3.21	4.10	3.71	3.38	2.38	3.32
K <sub>2</sub> O	2.06	1.58	1.87	2.35	1.97	2.45	2.11	1.87	1.47	1.58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.96	0.83	0.78	0.99	0.73	0.95	0.80	0.71	0.66	0.74
H <sub>2</sub> O	0.08	0.32	0.48	0.12	0.20	0.20	0.32	0.28	0.90	0.92
П.П.П.	0.62	0.87	1.79	0.37	0.29	0.32	1.00	0.26	0.90	0.74
Сумма	99.63	99.50	99.95	99.62	100.53	99.79	100.48	100.02	99.70	99.15
Cr	499	750	570	290	500	600	220	270	712	610
Ni	320	540	390	173	450	115	202	256	580	539
Co	57	55	48	36	62	51	25	31	46	41
V	178	172	185	169	185	218	162	180	163	163
Rb	35	30	29	46	27	38	27	27	20	22
Sr	708	665	698	816	592	756	469	574	580	640
Ba	471	465	-	541	436	583	362	403	407	427
Zr	252	227	217	256	201	254	189	214	142	203
Y	27	24	22	29	21	26	20	24	33	24
Nb	58	49	44	59	42	57	36	46	46	52

Таблица 4 (продолжение)

	738	781	170-2	172-1	172-2	174-1	174-2	174-3	174-4	174-5
SiO <sub>2</sub>	43.16	43.62	44.98	43.81	46.63	48.33	46.52	45.06	44.53	45.54
TiO <sub>2</sub>	0.32	0.40	2.29	2.70	1.91	1.95	2.12	2.37	2.68	2.64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.84	2.98	13.17	14.12	14.13	13.83	14.78	14.28	14.00	14.03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.93	3.58	4.01	8.46	10.28	6.33	7.33	8.04	7.83	7.69
FeO	6.21	6.04	8.01	3.67	1.84	4.81	4.32	3.65	4.31	4.21
MnO	0.14	0.14	0.18	0.20	0.21	0.19	0.24	0.21	0.20	0.20
MgO	40.62	37.28	9.08	9.64	9.22	9.59	9.10	9.18	9.23	9.20
CaO	2.73	4.55	9.58	9.71	9.11	9.20	9.16	9.78	9.31	9.62
Na <sub>2</sub> O	0.38	0.38	4.48	3.44	3.44	3.89	4.18	4.78	3.89	3.89
K <sub>2</sub> O	0.30	0.15	2.44	1.51	1.66	1.56	1.72	1.27	2.44	2.56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.01	0.91	0.39	0.60	0.33	0.37	0.32	0.78	0.34
H <sub>2</sub> O	0.04	0.16	0.24	0.99	0.58	0.12	0.14	0.20	0.53	0.21
П.П.П.	0.10	0.22	0.25	1.47	0.56	0.01	-	0.43	0.34	0.34
Сумма	99.78	99.51	99.62	100.11	100.17	100.14	99.98	99.57	100.07	100.47
Cr	2300	2800	144	160	167	176	160	146	122	141
Ni	-	-	126	120	132	138	125	124	122	129
Co	120	110	33	38	36	31	33	28	34	37
V	-	-	142	138	121	105	115	115	147	148
Rb	-	-	40	37	25	29	32	36	35	33
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	-	-	911	844	797	684	762	926	830	936
Zr	-	-	185	177	159	164	151	162	191	205
Y	-	-	25	27	33	32	33	31	26	25
Nb	-	-	42	46	36	30	35	46	45	47

Примечание. Базаниты и щелочные оливковые базальты: 754, 763, 769, 770, 771, 772, 777, 799, В-1 и В-2 - мыс Наварин; 170-2, 172-1, 172-2, 174-1, 174-2, 174-3, 174-4 и 174-5 - руч. Бараний; 738, 781 - шпинелевые лерцолиты из базанитов мыса Наварин.

Сочетание геохимических характеристик над-субдукционных лав и обогащенных MORB в базальтах датско-палеоценового комплекса предполагает участие в их генезисе нескольких магматических источников.

Качественную оценку процесса смешения трех компонент различного состава и генезиса иллюстрирует диаграмма зависимости отношений Ba/La от  $(La/Yb)_n$  (рис. 6). Первый, субдукционный, компонент, имеющий высокие Ba/La (80) и низкие  $(La/Yb)_n$  (0.5) отношения, характеризует метасоматически измененную в связи с субдукцией мантию или расплав [23]. Второй компонент, с низкими Ba/La (15) и высокими  $(La/Yb)_n$  (20) отношениями, соответствует продуктам внутриплитного магматизма [18]. Третий компонент отвечает деплетированной океанической мантии [32].

Базальты датско-палеоценового комплекса слабо обогащены цериевыми лантаноидами, обладают повышенными содержаниями HFSE (за исключением Ta и Nb), изотопными отношениями Sr, что сближает их с базальтами E-MORB. На диаграмме La/Hf -  $(La/Sm)_n$  (см. рис. 4B) фигуративные точки составов располагаются вдоль линии смешения деплетированного и внутриплитного источников, тяготея к полю составов обогащенных толеитов тихооке-

анских подводных гор [19]. Низкие  $(La/Yb)_n$  отношения и высокие Zr/Nb (25-35) в базальтах характеризуют одну из компонент источника как деплетированную, близкую к MORB. Ta-Nb минимум в сочетании с высокими содержаниями LILE (см. рис. 3), высокими K/La, Ba/La, Th/Ta и La/Nb отношениями свидетельствуют о присутствии в источнике также и субдукционной составляющей.

Некоторые представления о составе исходных субстратов раннекайнозойских лав можно составить из анализа диаграммы  $Ce_n - (Ce/Yb)_n$ . На этой диаграмме, предложенной Дж. Тарни [30], представляется возможным сопоставить влияние парциального плавления и кристаллизационной дифференциации на реальный состав базальтов (рис. 7). Фигуративные точки базальтов Каканавского ареала располагаются вдоль тренда селективного плавления шпинелевого перидотита. Альтернативное объяснение, что каканавские базальты могли быть образованы при плавлении гранатового перидотита, не согласуется с отсутствием деплетированности тяжелых лантаноидов относительно легких и других несовместимых элементов.

Миоценовые базальты Наваринского ареала (керекский комплекс) характеризуются низкими содержаниями LILE, высокими - HFSE, фракциониро-

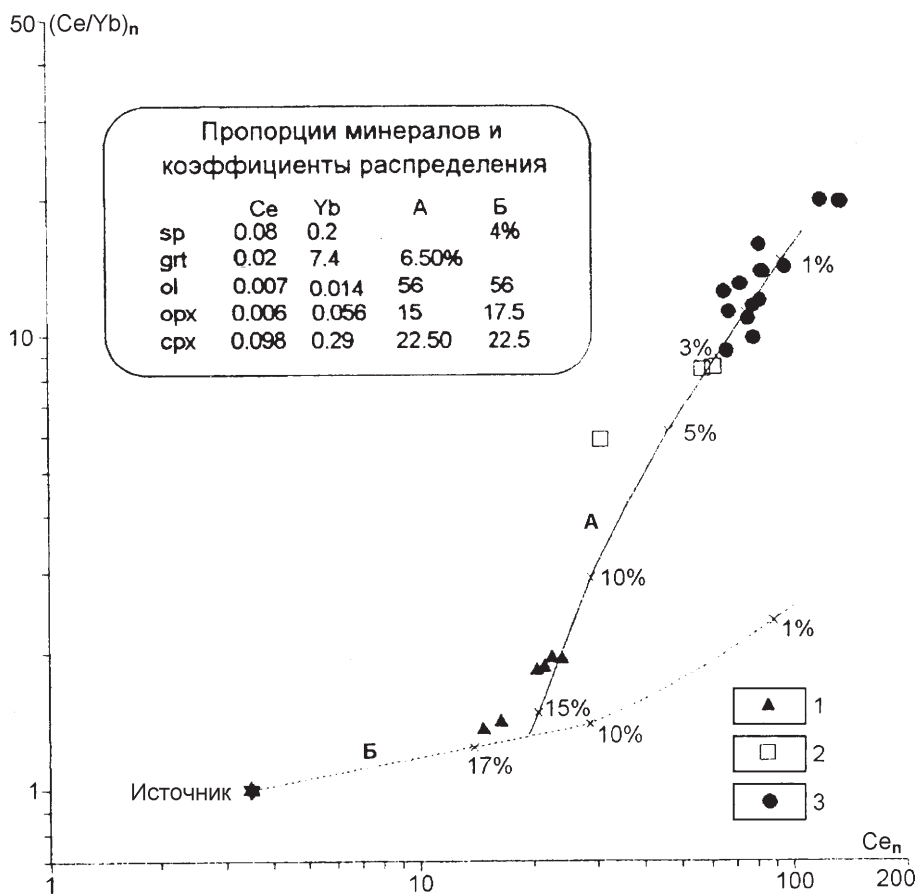


Рис. 7. Диаграмма  $(Ce/Yb)_n - Ce_n$  для кайнозойских базальтов юго-восточной части Корякского нагорья.

Комплексы: 1 - каканавский, 2 - керекский, 3 - наваринский.

Тренды плавления и фракционирования, по Тарни [30]: А - плавление гранатового перидотита, Б - плавление шпинелевого перидотита. Пропорции минералов по [16, 30], коэффициенты распределения по [16, 21].

ванном распределением REE,  $(La/Yb)_n$  отношения при котором варьируют от E-MORB до внутриплитных толеитов.  $La/Ta$  (16-30),  $Th/Ta$  (2.6-3.2) и  $Hf/Th$  (0.7-0.8) отношения тяготеют к составам внутриплитных толеитов (рис. 4B). На диаграмме  $Ba/La$  ( $La/Yb)_n$  (см. рис. 6) миоценовые базальты располагаются на линии смешения деплетированной и внутриплитной компонент источника, причем составы керекских базальтов смещены в сторону внутриплитной составляющей. Аналогичная картина наблюдается и на диаграмме  $La/Hf$  -  $(La/Sm)_n$  (см. рис. 4B). На диаграмме  $Ce_n - (Ce_n/Yb_n)$  (см. рис. 7) точки составов керекских базальтов в общих чертах совпадают с трендом селективного плавления гранатового перидотита в сочетании с высокобарическим фракционированием.

Раннечетвертичные щелочные оливиновые базальты и базаниты Наваринского ареала характеризуются высокими содержаниями HFSE, LILE и REE [9] и близки по составу внутриплитным вулканитам как океанических островов (Западные Азоры [36]), так и континентальных рифтов (Тува [5], Восточно-Африканский рифт [14]). Фигуративные точки этих пород тяготеют к области внутриплитного источника (см. рис. 6) и занимают область составов небольшой степени плавления гранатового перидотита (см. рис. 7).

Характеризуя источник первичных магм наваринского комплекса интересно сравнить межэлементные отношения в лавах с таковыми в примитивной мантии Земли и некоторых вулканических сериях океанических островов и континентальных рифтов (табл. 5). Весь ряд отношений разделяется на три группы: ниже мантийных, выше мантийных и близкие к рассчитанной примитивной мантии [32]. К первой группе принадлежат отношения  $TiO_2/P_2O_5$ ,  $Ti/Zr$ ,  $Nb/U$ ,  $Zr/Nb$ ,  $Zr/P_2O_5$ ,  $(La/Sm)_n$ ,  $(La/Yb)_n$  и  $Sr/Ba$ ; к третьей -  $Nb/Th$ ,  $Th/U$ ,  $La/Th$ ,  $La/Nb$ ,  $Ba/Rb$ ,  $K/Rb$  и  $K/Ba$ . Вторая группа отношений, величины которых

выше, чем в примитивной мантии, включает  $Ba/La$  и  $Zr/Y$ -отношения. Подобная закономерность в распределении отношений несовместимых элементов может свидетельствовать о гетерогенной природе мантийного субстрата, обусловленной как метасоматическим воздействием на состав примитивной мантии, так и истощением на предыдущих этапах плавления.

Для определения состава источника наваринских базанитов были рассчитаны три различные модели плавления. В первых двух были использованы составы ксенолитов шпинелевых лерцолитов из базанитов комплекса: слабо деплетированного и умеренно обогащенного, как потенциальных источников базанитовой магмы.

Исследованные ксенолиты принадлежат дунит-лерцолитовой серии [10]. Основываясь на геохимических критериях, предложенных Нелом и др. [27], эти составы ксенолитов варьируют от деплетированных до умеренно обогащенных ( $mg\# = Mg/Mg+Fe$  (0,85-0,91),  $TiO_2 > 0,1\%$ ,  $CaO > 1\%$ ,  $Al_2O_3 > 1\%$ ;  $La_n/Yb_n = 0,38-0,40$  и  $5,7-6,0$ ;  $La/Lu = 4,16-4,19$  и  $65,0-66,7$ ). Небольшие  $La_{(n)}/Yb_{(n)}$  отношения в базанитах отражают, вероятно, события предыдущих выплавлений магмы.

Модальный состав ксенолитов был рассчитан методом наименьших квадратов, исходя из валового состава породы и состава минералов. Расчеты были произведены для различных степеней плавления, используя методику Лангмюра [22]. В расчетах использовалось уравнение Шоу [31]  $C_i/C_o = 1(D+f(1-D))$ , где  $C_i$  - концентрация в расплаве,  $C_o$  - концентрация в источнике,  $D$  - валовые коэффициенты распределения и  $f$  - степень плавления (табл. 6). Как видно из рисунка (рис. 8а), при небольшой степени плавления (0.5 - 1%) деплетированного шпинелевого лерцолита (обр. 781), концентрация  $Ce$ ,  $Sm$  и  $Eu$  в расплаве близка к содержаниям данных элементов в базанитах. Однако лавы более обогащены  $Ce$  относительно  $La$  в расчи-

Таблица 5. Межэлементные отношения

Комплексы	Каканаутский	Керекский	Наваринский	PM*	OIB*
$TiO_2/P_2O_5$	4.6-11.2	3.7-7.9	2.5-7.8	9.9	6.3
$Ti/Zr$	37-56	50-73	60-91	116	61
$Ti/V$	32-60	35-60	85-120	-	-
$Nb/Th$	2.3-3.3	4.6-7.2	6.5-10.5	8.4	12
$Nb/U$	2.3-5.3	11-20	21.4-38.2	34	47
$Ba/La$	14.9-40.9	10.5-40	9.6-18.6	10.2	9.5
$Y/Nb$	5-8.7	1-2.8	0.45-0.90	6.4	0.6
$Zr/Y$	2.7-8.2	6.5-9	4.5-10.5	2.46	9.6
$Zr/Nb$	22.6-37.1	7.0-13.4	3.5-5.5	15.7	5.8
$La_n/Yb_n$	1.6-2.2	3.8-11.8	14.8-20.6	0.9	11
$La/Th$	4.0-6.3	6.0-9.4	4.6-10.3	8.1	9.3
$La/Nb$	1.7-2.4	1.2-1.7	0.5-0.9	0.96	0.77
$Th/U$	1.2-2.2	2.4-3.1	2.1-4.6	4.0	4.0
$La/Ta$	27-65	15-33	5-10	16.7	13.7
$Th/Ta$	5-8.6	2.6-3.2	0.8-1.2	2.1	1.48

Примечание. \* по [32]

Таблица 6. Коэффициенты распределения и модальный состав источника наваринского комплекса

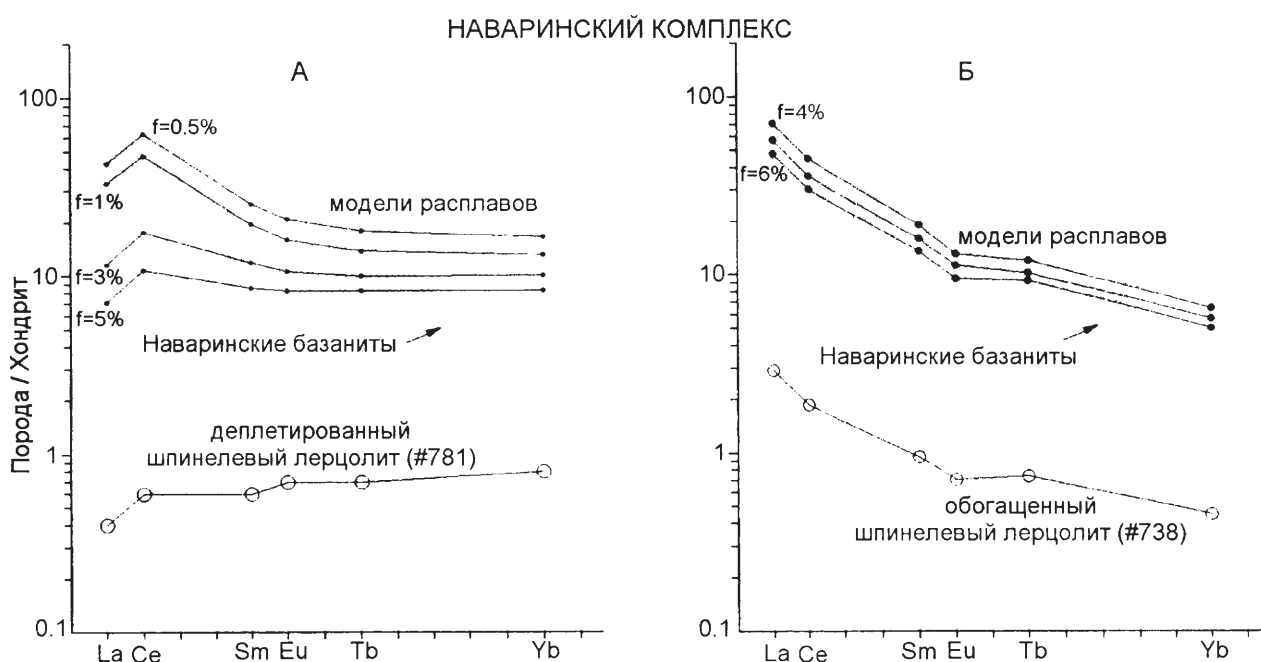


Рис. 8. Модели частичного плавления деплетированного (А) и обогащенного (Б) шпинелевых лерцолитов из базанитов наваринского комплекса юго-восточной части Корякского нагорья.

Коэффициенты распределения по [16, 21].

танных расплавах, что не согласуется с наблюдаемыми отношениями в базанитах. Низкие степени плавления деплетированных шпинелевых лерцолитов показывают выположенное распределение иттриевых редкоземельных элементов от Tb до Yb. Таким образом, данные расчеты показывают, что деплетированные шпинелевые лерцолиты не могли являться материалом источника для выплавления базанитовых расплавов.

Во второй модели в качестве источника базанитовых расплавов рассмотрен состав обогащенного шпинелевого лерцолита (обр. 738). Этот образец характеризуется присутствием прожилков хромдиоксида и “пятен” стекла. Распределение редкоземельных элементов при степени плавления 4-6%

близко к таковому в наваринских базанитах (за исключением Yb; рис. 8б). Содержание Yb в модельных расплавах приближается к наблюдаемым в базанитах только при степенях плавления больше 8%. Однако, как показано Н.С. Муравьевой и др. [8], при степенях плавления шпинелевого лерцолита выше 8-9% состав расплава, равновесный с мантийным оливином, близок к составу MORB и отличается от щелочных внутриплитных базальтов низкими содержаниями Ti, Na и K.

Состав перидотитовых и пироксенитовых ксенолитов из базанитов наваринского комплекса показывает, что для образования базанитов комплекса необходим дополнительный компонент источника,

ответственный за обогащение щелочными и несовместимыми элементами [6]. Некоторые ксенолиты шпинелевых лерцолитов содержат тонкозернистые зонки высококремниевое материала, отвечающего по составу трахиандезитам-трахитам-трахириолитам. Образование этих зон могло быть связано с процессами мантийного метасоматоза при взаимодействии с флюидами субдуцирующей плиты, проявившимися в течение предыдущих эпизодов субдукции.

Модели плавления шпинелевых лерцолитов, таким образом, позволяют предположить, что ксенолиты, принадлежащие фации шпинелевых лерцолитов, не могут являться единственными источниками базанитовых магм и что более глубокие процессы, отвечающие фациям стабильности граната, играли важную роль в петрогенезисе базанитовых расплавов. Наваринские базаниты, так же как и щелочные базальты Гавайских островов [14] и базаниты Берингова моря [17, 26], показывают тренды уменьшения общей щелочности и увеличение LREE с увеличением  $\text{SiO}_2$ , что предполагает наличие остаточного граната в их источнике. Основываясь на модели селективного плавления (см. рис. 7), видно, что наваринские базаниты могли быть образованы при менее 3% плавления гранатового перидотита с содержаниями Ce и Yb, отвечающими таковым в примитивной мантии [32].

Таким образом, возможно предположить две модели образования базанитов Наваринского ареала: 1) источник базанитовых магм отвечал по составу шпинелевому лерцолиту с зонами метасоматизированных пироксенитов, аналогичных модели Вуда для Исландии [35]; 2) источники базанитовых расплавов по фациям глубинности отвечали верхним горизонтам фации гранатовых перидотитов.

Итак, приведенные геохимические данные по составу базальтов датско-нижнечетвертичных комплексов юго-восточной части Корякского региона свидетельствуют о своеобразии вулканизма, связанного с зонами растяжения на краю континента, и отсутствии непосредственной связи с надсубдукционными вулканическими поясами. Характерной чертой данных базальтов (за исключением щелочных базальтоидов Наваринского ареала, принадлежащих к внутриплитным образованиям) является сочетание деплетированных, внутриплитных и надсубдукционных характеристик, отличающее их от толеитов и щелочных лав континентальных рифтов и океанических островов. Лавы данного типа широко развиты в пределах активных континентальных окраин, где образуют вулканогенные комплексы, связанные с зонами растяжения или рифтообразования [24, 25, 37].

## ВЫВОДЫ

В юго-восточной части Корякского нагорья установлены три разновозрастных комплекса вулканогенных образований, связанных с обстановками растяжения: даний-палеоценовый, миоценовый и раннечетвертичный.

Базальты датско-палеоценового (каканаутского) комплекса слабо обогащены цериевыми лантаноидами, обладают повышенными содержаниями HFSE (за исключением Ta и Nb), изотопными отношениями Sr, что сближает их с базальтами E-MORB. Низкие  $(\text{La/Yb})_n$  отношения и высокие Zr/Nb (25-35) в базальтах характеризуют одну из компонент источника как деплетированную, близкую к MORB. Ta-Nb минимум в сочетании с высокими содержаниями LILE, высокими K/La, Ba/La, Th/Ta и La/Nb отношениями свидетельствуют о присутствии в источнике также и субдукционной составляющей. Миоценовые базальты Наваринского ареала (керекский комплекс) характеризуются низкими содержаниями LILE, высокими HFSE, фракционированным распределением REE. На диаграммах смешения базальты располагаются на линии смешения деплетированной и внутриплитной компонент источника, причем составы керекских базальтов смещены в сторону внутриплитной составляющей. Раннечетвертичные щелочные оливиновые базальты и базаниты Наваринского ареала характеризуются высокими содержаниями HFSE, LILE и REE и близки по составу внутриплитным вулканитам как океанических островов, так и континентальных рифтов. Возможно предположить две модели образования базанитов Наваринского ареала: 1) источник базанитовых магм отвечал по составу шпинелевому лерцолиту с зонами метасоматизированных пироксенитов, аналогичных модели Вуда для Исландии [35]; 2) источники базанитовых расплавов по фациям глубинности отвечали верхним горизонтам фации гранатовых перидотитов.

Таким образом, в развитии вулканизма на юго-востоке Корякского нагорья отмечается последовательная смена состава от умеренно деплетированных базальтов до внутриплитных образований.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бушуев М.И. Геология и угленосность северо-восточной части Корякского хребта. М., 1954. 165 с. (Тр. НИИГА; Т. 62.)
2. Григорьев В.Н., Казимиров А.Д., Крылов К.А., Соколов С.М. Структурное положение и петрохимия датско-палеоценовых базальтоидов Алькатваамской зоны Корякского нагорья // Геотектоника. 1984. № 3. С. 88-99.
3. Дундо О.П. Схема стратиграфии меловых отложений Корякского нагорья: Проект унифицированной и кор-

- реляционной схем // Стратиграфия и литология меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Корякско-Анадырской области. Л, 1974. С. 3-16.
4. Занюков В.Н., Родионов Р.И., Неверов Ю.Л. Особенности тектоники и магматизма восточной части Корякского нагорья (район мысов Гинтера и Наварин) // Вулканизм Курило-Камчатского региона и острова Сахалин. Южно-Сахалинск, 1976. С. 62-75.
  5. Кепежинская В.В., Гладких В.С., Зайков В.В., Курганьков П.П. Геохимия продуктов внутриплитного континентального вулканизма (на примере кайнозойских базальтоидов Тувы) // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. Новосибирск, 1987. С. 90-109.
  6. Колосков А.В. Петролого-генетические корреляции ультраосновных включений и вмещающих вулканитов зоны перехода Тихий океан - Азиатский континент. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Владивосток: ДГИ ДВО РАН, 1997. 58 с.
  7. Колосков А.В., Федоров П.И., Головин Д.И., Ляпунов С.М. Новые данные о позднекайнозойском вулканизме мыса Наварин (Корякское нагорье) // Докл. РАН. 1992. Т. 323, № 5. С. 904-907.
  8. Муравьева Н.С., Поляков А.И., Колесов Г.М. и др. Состав верхней мантии и свидетельства мантийного метасоматоза в Байкальской рифтовой зоне // Геохимия. 1989. № 3. С. 349-364.
  9. Федоров П.И., Колосков А.В., Ляпунов С.М. Геохимия и петрология позднекайнозойских вулканитов мыса Наварин (восток Корякского нагорья) // Геохимия. 1993. № 9. С. 1284-1296.
  10. Федоров П.И., Колосков А.В., Ляпунов С.М. Глубинные ксенолиты из щелочных базальтов мыса Наварин (восток Корякского нагорья) // Докл. АН. 1993. Т. 333, № 2. С. 246-249.
  11. Федоров П.И., Филатова Н.И., Дворянкин А.И. Кайнозойский вулканизм востока Корякского нагорья (Северо-Восток России) и геодинамические обстановки его проявления // Тихоокеан. геология. 1996. № 3. С. 3-14.
  12. Филатова Н.И., Дагис Л.А. Строение тыловой части Западнокамчатского-Корякского вулканического пояса (на примере Русскогорского ареала) // Тихоокеан. геология. 1990. № 2. С. 23-32.
  13. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
  14. Basaltic Volcanism Study Project. Basaltic volcanism on the Terrestrial Planets. New York: Pergamon Press, 1981. 1286 p.
  15. Batiza R., Vanco D. Petrology of young Pacific seamounts // J. Geophys. Res. 1984. 89. P. 11235-11260.
  16. Chen C.Y., Frey F.A. Trace element and isotopic geochemistry of lavas from Haleakala volcano, east Maui, Hawaii: Implications for the origin of Hawaiian basalts // J. Geophys. Res. 1985. V. 90. P. 8743-8768.
  17. Davis A.S., Marlow M.S., Wong F.L. Petrology of Quaternary basalt from the Bering Sea continental margin. // K.V. Simakov & Thurston D.K. eds., Proceeding of the International Conference on Arctic Margins (Magadan, Russia, Sept. 1994). Magadan: NE Sci. Centre Publ, 1995. P.124-137.
  18. Dixon T.H., Batiza K., Futa K. et al. Petrochemistry, age, and isotopic composition of alkali basalts from Ponape Island, western Pacific // Chem. Geol. 1984. V. 43. P. 1-28.
  19. Fornary D.J., Perfit M.R., Allan J.F. et al. Small-scale heterogeneities in depleted mantle sources: near-ridge seamount lava geochemistry and implications for mid-ocean ridge magmatic processes // Nature. 1988. 331. P. 511-513.
  20. Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Can. J. Earth Sci. 1971. V. 8. P. 523-548.
  21. Lambert D.D., Simmons E.C. Magma evolution in the Stillwater Complex, Montana, 1. Rare earth element evidence for the formation of the ultramafic series // Am. J. Sci. 1987. V. 287. P. 1-32.
  22. Langmuir C.H., Vocke R.D., Hanson Jr.G.N., Hart S.R. A general mixing equation with applications to Icelandic basalts // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. V. 37. P. 380-392.
  23. Lin P.-N., Stern R.J., Bloower S.H. Shoshonitic volcanism in the Northern Mariana arc. 2. Large-ion lithophile and rare earth element abundances: evidence for the source in compatible element enrichments in intraoceanic arcs // J. of Geophys. Res. 1989. V. 94, N 4. P. 4497-4514.
  24. Luhr J.F., Allan J.F., Carmichael I.S.E. et al. Primitive calc-alkaline and alkaline rock types from the Western Mexican volcanic belt // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. N B4. P. 4515-4530.
  25. Munoz J., Stern C.R. Alkaline magmatism within the segment 38°-39°S of the Plio-Quaternary volcanic belt of the southern South American continental margin // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. P. 4545-4560.
  26. Moll-Stalcup E.J. The origin of the Bering Sea basalt province, western Alaska // K.V. Simakov & Thurston D.K. eds., Proceeding of the International Conference on Arctic Margins (Magadan, Russia, Sept. 1994). Magadan: NE Sci Centre Publ, 1995. P. 113-123.
  27. Neal C.R., Nixon P.H. Spinel-garnet relationships in mantle xenoliths from the Malaita alnoites, Solomon islands, southwestern Pacific // Trans. Geol. Soc. of South Africa. 1985. V. 88, N 2. P. 347-354.
  28. Pallister J.S., Knight R.J. Rare-earth element geochemistry of Samail ophiolites near Ibru, Oman // J. Geoph. Res. 1981. V. 86. P. 2673-97.
  29. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contrib. Miner. Petrol. 1976. V. 58. P. 63-81.
  30. Rare earth element geochemistry. / Ed. P. Henderson. Amsterdam: Elsevier, 1984. 510 p.
  31. Shaw D.M. Trace element fractionation during anatexis // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1970. V. 4. P. 237-242.
  32. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts // Saunders A.D. and Norry M.J., eds. Magmatism in ocean basin. Geological Society, Special Publications, 1989. V. 42. P. 313-345.
  33. Thorpe R.S., Francis P.W., O'Callaghan L. Relative roles of source composition, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean

- volcanic rocks // Phil. Trans. of the Royal Soc. of London. Ser. A. 1984. V. 310. P. 675-692.
34. Weaver B.L. Trace element evidence for the origin of ocean-island basalts // Geology. 1991. V. 19. P. 123-126.
35. Wood D.A. A variably veined suboceanic upper mantle - genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence // J. of Geology. 1979. V. 7. P. 499-503.
36. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50, N 1. P. 11-30.
37. Zhi X., Song Y., Frey F.A. et al. Geochemistry of Hannuoba basalts, eastern China // Chem. Geol. 1990. V. 88. P. 1-18.

Поступила в редакцию 28 ноября 1998 г.

Рекомендована к печати В.И. Суховым

*P.I. Fedorov, A.V. Koloskov*

### **Cenozoic Volcanism of Southeastern Koryak Highland (Northeast Russia): Petrogenesis of rocks and their formation**

Three complexes related to extension zones on the continental margin are recognized within Cenozoic volcanic formations in southeastern Koryak Highland: Danian-Paleocene, Miocene and early Quaternary. Danian-Paleocene and Miocene complexes are composed of the rocks of tholeiite series, whereas the Early Quaternary complex contains rocks of alkaline olivine-basalt and basanite series. Specific petrogenetic features and rare element distribution are considered which allow a conclusion on the volcanite generation from heterogenic magma-producing sources under different geodynamic environs.