

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕЛОВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ П-ОВА КАМЧАТСКИЙ МЫС (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)

© 2005 Д.П. Савельев^{1,2}, Т.М. Философова¹

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006

²Камчатский государственный педагогический университет, Петропавловск-Камчатский, 683032

Адрес для переписки: 683006, Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийпа, 9, ИВиС; E-mail: savelyev@kcs.iks.ru

Проведено микронзондовое изучение состава минералов щелочных базальтов, развитых в разрезах океанической коры мелового возраста на п-ове Камчатский Мыс. Для палеоокеанических образований Восточной Камчатки такие данные получены впервые. Клинопироксены в изученных базальтах имеют составы фассаитов с высоким содержанием титана (до 6.44% TiO₂). Амфибол и биотит также отличаются высокой титанистостью. Составы акцессорных шпинелей изученных базальтов ложатся в поле составов шпинелей из щелочных пород Гавайских островов. Химический состав минералов подтверждает сделанный по геохимии пород вывод о сходстве щелочных базальтов Камчатского Мыса с породами Гавайско-Императорской вулканической цепи.

ВВЕДЕНИЕ

Палеоокеанические комплексы развиты в составе различных структур Восточной Камчатки (Цуканов, Федорчук, 2001). Геодинамическая принадлежность этих образований определяется, прежде всего, по геохимическому составу участвующих в их строении эффузивов, поэтому содержания петрогенных и редких элементов в данных породах изучены достаточно детально (Савельев, 2003; Федорчук и др., 1990; Fedorchuk, 1992). Достаточно много работ посвящено также минеральному и геохимическому составу гипербазитов и габбро из офиолитовых комплексов Восточной Камчатки (Осипенко, Крылов, 2001; Сколотнев и др., 2001). Значительно менее освещенным остается вопрос минерального состава палеоокеанических базальтов, особенно таких редких для региона пород, как щелочные базальты типа OIB (базальты океанических островов). Однако состав стойких к вторичным изменениям минералов, особенно шпинели, не менее информативен для определения геодинамической обста-

новки формирования породы, чем ее валовый состав. Опубликованные данные по составу шпинелей из базальтов различных геодинамических обстановок (Соболев, Никогосян, 1994; Kamenetsky et al, 2001) позволяют сравнить результаты, полученные авторами по меловым породам п-ова Камчатский Мыс, с современными аналогами. Меловые океанические базальты Восточной Камчатки представляют также особый интерес в связи с тем, что на современном этапе под Камчатку в составе Тихоокеанской плиты поглощается меловой отрезок следа Гавайской «горячей точки». Это позволило ранее Г.П. Авдейко высказать гипотезу о продолжении этого следа в структурах Восточной Камчатки (Avdeiko, 1980). Новые данные о геологическом строении п-ова Камчатский Мыс (Бояринова и др., 1999) дают возможность вновь обратиться к этой гипотезе на более высоком уровне изучения вещественного состава комплексов. Полученные авторами данные по минералогии щелочных базальтов позволяют более аргументировано подходить к построению палеогеодинамических реконструкций.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ
РАЙОНА

Район проведенного исследования находится в южной части п-ова Камчатский Мыс, являющегося наиболее северным в цепи Восточных полуостровов Камчатки и расположенного в зоне сочленения структур Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. На данном участке развиты преимущественно образования мелового офиолитового комплекса, включающего гипербазиты, габбро, долериты и океанические вулканогенно-осадочные породы, слагающие Африканский тектоничес-

кий блок (названный по мысу Африка) (рис. 1). Изученные щелочные базальты наблюдаются в составе смагинской свиты, отложения которой отнесены М.Ю. Хотиным к эффузивно-туфово-кремнистой формации (Хотин, 1976). По данным геологической съемки возраст смагинской свиты альб-сеноманский, основой фон ее составляют серо-зеленые туфосилициты (Бояринова и др., 1999). Базальты наблюдаются в виде отдельных потоков мощностью 1-2 м или серий таких потоков. Часто эти базальты ассоциируют с яшмами или с пакетами тонкого (по 2-20 см) переслаивания яшм и известняков. Альб-сеноманские комплексы радиоларий,

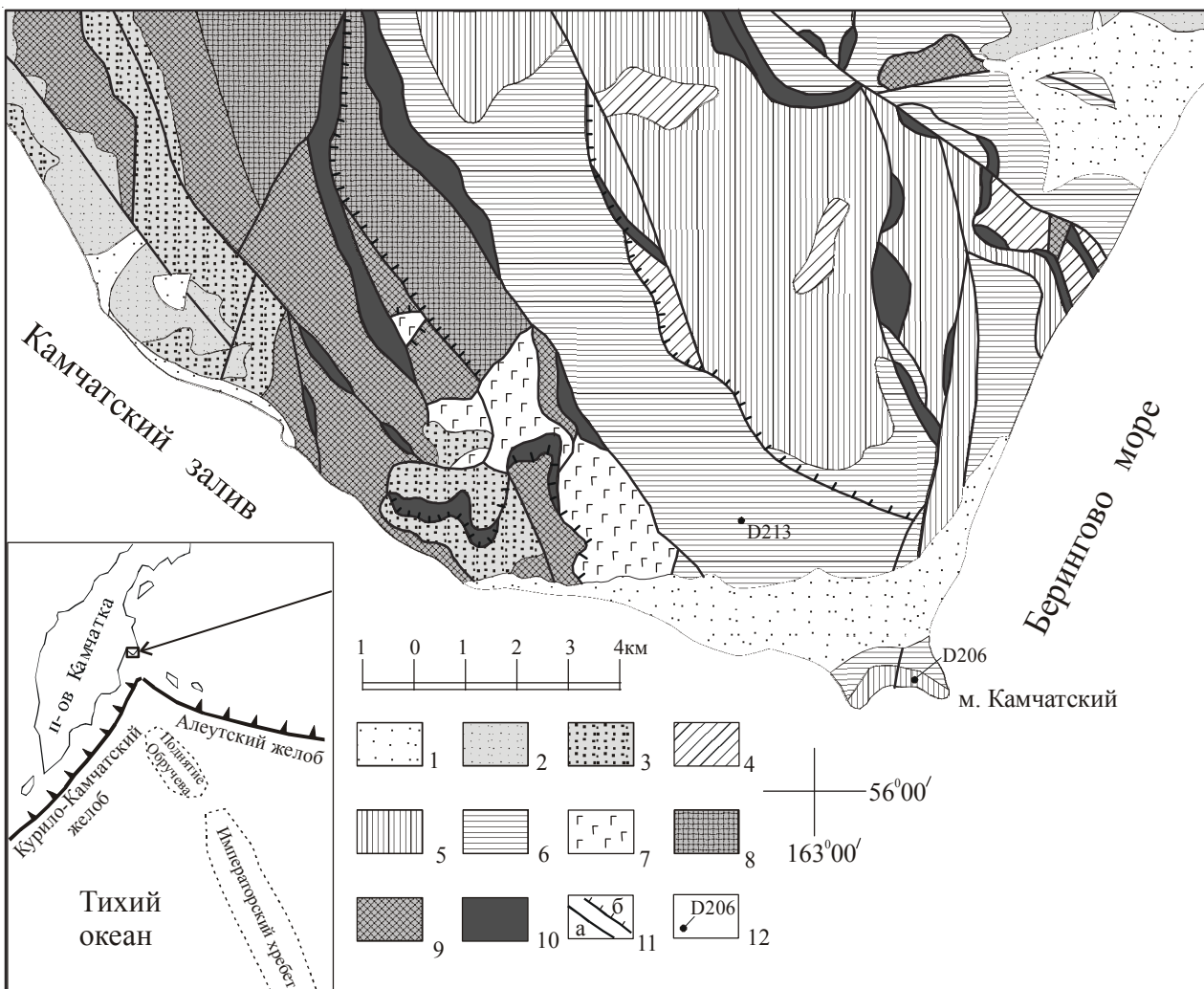


Рис. 1. Геологическая схема южной части Африканского блока (по М.Е. Бояриновой (Бояринова, 1999)). 1 - рыхлые четвертичные отложения различного генезиса; 2 - эоплейстоцен - раннеэоплейстоценовые морские отложения; 3 - плиоцен-эоплейстоценовые отложения ольховской свиты; 4 - турон-кампанские отложения пикежской свиты; 5, 6 - альб-сеноманские отложения смагинской свиты (5 - нижней подсвиты, 6 - верхней подсвиты); 7 - подушечные базальты, выделяемые в составе нижней подсвиты смагинской свиты; 8, 9 - долериты (8) и габбро (9) раннемелового африканского комплекса; 10 - гипербазиты и серпентинитовый меланж; 11 - разрывные нарушения (а - недифференцированные, б - надвиги); 12 - точки опробования щелочных базальтов.

выделенные из яшм, позволяют относить к соответствующему возрастному интервалу и базальты. Некоторые исследователи (Зинкевич и др., 1993; Федорчук и др., 1989) считают, что яшмово-известняковые пакеты и базальты являются олистолитами в более молодой толще туфосилицитов. Смагинские вулканогенно-кремнистые отложения согласно перекрыты терригенными отложениями пикежской свиты турон-кампанского возраста. Незначительно развиты в районе миоценовые туфогенно-осадочные отложения, слагающие маломощные тектонические пластины. Меловые комплексы и миоценовые отложения несогласно перекрыты морскими плиоцен-эоплейстоценовыми (ольховская свита) и четвертичными отложениями различного генезиса (рис. 1) (Бояринова и др., 1999).

ПЕТРОГРАФИЯ И ПЕТРОХИМИЯ ИЗУЧЕННЫХ БАЗАЛЬТОВ

Щелочные базальты составляют 7-10% от общего объема базальтов в смагинской свите. При полевых исследованиях они практически неотличимы от ферробазальтов и обогащенных базальтов, совместно с которыми слагают отдельные потоки в туфосилицитовых разрезах, часто в ассоциации с кремнисто-карбонатными пакетами. Микроскопически щелочные базальты выделяются очень отчетливо. Структура пород трахидолеритовая, долеритовая, с переходами в интерсертальную, метельчатую, стекловатую к краям потоков. Участками наблюдается пойкилитовая, симплектитовая структура. Очень редко на поверхности потоков наблюдается микрошаровая («бобовая» или «гороховая») отдельность - сферолиты размером 0.5-1 см. Породы сложены лейстами плагиоклаза (до 1.5 мм по удлинению), клинопироксеном, калишпатом, в меньших количествах наблюдаются амфибол, биотит, апатит, рудный минерал, разложенное стекло. В некоторых разностях наблюдаются вкрапленники оливина, замещенного гидроокислами железа и глинами или карбонатом. Плагиоклаз (лабрадор № 55-69) частично альбитизирован, вокруг него часто наблюдается каемка калишпата. Калишпат выделяется также в виде мелких кристаллов, в наиболее щелочных разностях пород его количество превышает количество плагиоклаза.

Клинопироксен образует идиоморфные кристаллы размером до 0.8 мм (рис. 2 на 3 стр. обложки), он представлен высокотитанистым салитом и фассаитом буровато-сиреневого цвета, иногда образует вросстки внутри плагиоклаза. Очень редко фассаит обрастает каймой зеленовато-серого до ярко-зеленого эгирин-авгита. Амфибол образует кристаллы размером 0.1 - 0.4 мм. Плеохроирует от коричнево-бурого до красно-коричневого. Биотит отмечается в виде мелких листоватых кристаллов. Амфибол и биотит иногда приурочены к менее раскристаллизованным участкам породы с большим количеством разложенного стекла. Апатит образует длинностолбчатые и игольчатые кристаллы, часто внутри лейст плагиоклаза или калишпата в виде симплектитовых вростков. Рудный минерал представлен ильменитом. В оливиновых разностях щелочных базальтов в качестве акцессорного минерала наблюдается шпинель, образующая октаэдрические кристаллы размером 0.02-0.03 мм. Из вторичных минералов развиты карбонат, лейкоксен, цеолит, анальцим, хлорит, эпидот.

Особенности петрохимического и геохимического состава щелочных базальтов смагинской свиты детально рассмотрены в работах (Савельев, 2003, 2004). По химическому составу щелочные базальты также достаточно резко отличаются от других базальтов Камчатского Мыса. Кроме повышенного содержания щелочей, прежде всего калия (до 3.2% K_2O), для них характерно высокое содержание фосфора (P_2O_5 0.49-0.56%). Для идентификации щелочных базальтов по химическому составу содержание фосфора являлось наиболее важным критерием, поскольку содержания калия и натрия в некоторых образцах толеитовых базальтов также достаточно высоки из-за вторичных изменений. Отношение TiO_2/P_2O_5 в породах лежит в пределах 2.45-4.9, что также позволяет однозначно отличать щелочные базальты от других исследованных океанических пород. Высокие значения La_N/Sm_N и Zr/Y (3.12 - 4.08 и 7.9 - 10.0 соответственно) характерны для пород внутриплитных геодинамических обстановок, что позволило отнести изученные породы к образованиям океанических островов (ОИВ). Такой же вывод сделан на основе анализа геодинамических диаграмм и по содержанию редкоземельных элементов в щелочных базальтах (Савельев, 2003).

СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

В нескольких образцах щелочных и обогащенных несовместимыми элементами базальтов был определен состав породообразующих и аксессуарных минералов. Измерения проводились в полированных образцах на электронном микроанализаторе "Самбах-244", оборудованном

в титан-авгитах по (Дир и др., 1965). Содержание TiO_2 в них достигает 6.44%, а Cr_2O_3 0.82%. В некоторых образцах более крупные кристаллы пироксена зональны, их краевые части содержат в 2-2.5 раза больше титана, чем центральные (около 2 и 5% TiO_2 соответственно). Краевые части этих зональных кристаллов содержат также больше натрия (0.5-0.6%, до 0.83%, в срав-

Таблица 1. Средний состав клинопироксенов из меловых базальтов п-ова Камчатский Мыс по данным анализа на микрозонде, мас. %.

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	41.87	46.03	44.69	43.82	47.00	49.13
TiO ₂	4.70	3.00	4.62	4.79	2.64	1.84
Al ₂ O ₃	10.00	6.91	6.24	5.86	4.57	3.36
FeO*	11.03	8.59	9.76	13.07	12.25	12.01
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.66	1.12	0.92	0.76
MgO	9.36	11.76	10.64	9.74	12.03	14.03
CaO	21.90	22.40	21.35	20.06	19.26	17.35
Na ₂ O	0.68	0.50	0.69	0.60	0.55	0.55
K ₂ O	0.07	0.04	0.05	0.06	0.04	0.04
MnO	0.02	0.04	0.80	1.20	0.91	0.83
NiO	0.01	0.02	0.02	0.03	0.01	0.04
ZnO	0.00	0.00	0.05	0.05	0.06	0.05
Сумма	99.64	99.30	99.56	100.39	100.23	99.99
Wol, %	50	49	49	46	42	38
En, %	30	36	34	31	37	42
Fs, %	20	15	17	23	21	20
n	22	55	12	8	9	45

Примечание. FeO* - суммарное железо; n – количество проанализированных клинопироксенов в каждом образце. 1-3 - щелочные базальты (1 - обр. D213-17, 2 - D206-31, 3 - D206-15); 4-5 - обогащенные базальты типа E-MORB (4 - обр. D206-3, 5 - D206-5); 6 - средний состав клинопироксенов из толеитовых базальтов по 5 образцам.

дованном энерго-дисперсионным спектрометром "Кевех" в Институте вулканологии ДВО РАН. Ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 40 нА.

Средние составы клинопироксенов приведены в таб. 1. На графике $CaSiO_3$ - $MgSiO_3$ - $FeSiO_3$ составы щелочных и обогащенных базальтов попадают в поля салита и фассаита (рис. 3), отличаясь от клинопироксенов базальтов других геохимических типов (толеитовых базальтов и ферробазальтов) большей кальциевостью. Но главными их особенностями являются высокие содержания титана, соответствующие таковым

в титан-авгитах по (Дир и др., 1965). Содержание TiO_2 в них достигает 6.44%, а Cr_2O_3 0.82%. В некоторых образцах более крупные кристаллы пироксена зональны, их краевые части содержат в 2-2.5 раза больше титана, чем центральные (около 2 и 5% TiO_2 соответственно). Краевые части этих зональных кристаллов содержат также больше натрия (0.5-0.6%, до 0.83%, в срав-

Рис. 3. Составы клинопироксенов из меловых базальтов п-ова Камчатский Мыс на графике $CaSiO_3$ - $MgSiO_3$ - $FeSiO_3$. 1 - пироксены из щелочных базальтов (обр. D213-17, D206-31, D-206-15); 2, 3 - пироксены обогащенных базальтов (обр. D206-3 и D206-5 соответственно); 4 - средний состав пироксенов из толеитовых базальтов (45 анализов).

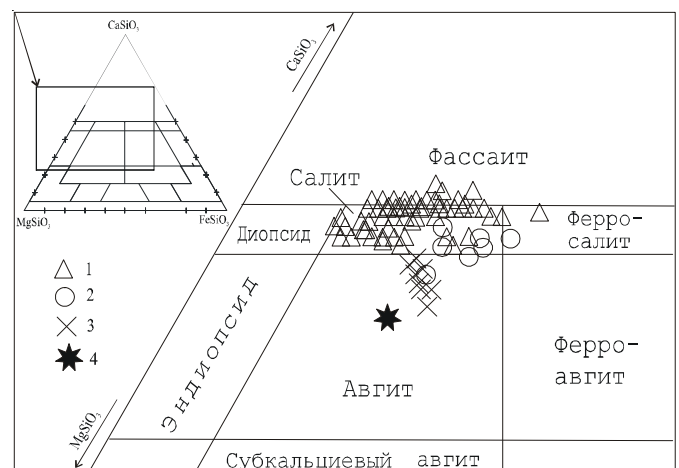


Таблица 2. Состав амфибола и биотита из щелочных базальтов п-ова Камчатский Мыс, мас.%

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	37.31	37.72	35.96	38.89	38.83	37.92	38.22	36.23	38.45	37.31	37.80
TiO ₂	7.15	7.16	4.84	6.41	6.00	6.58	7.13	7.40	6.93	7.33	7.33
Al ₂ O ₃	13.41	13.51	12.08	13.14	13.05	12.89	13.20	16.69	16.04	15.69	15.70
FeO*	14.51	14.86	21.79	14.83	14.52	18.21	14.16	21.61	22.49	18.31	17.67
MgO	9.71	9.83	5.08	9.98	10.36	7.54	10.08	7.43	6.30	9.03	8.90
CaO	11.82	11.67	14.62	11.87	11.82	11.48	11.24	1.48	1.01	3.42	3.50
Na ₂ O	2.32	2.13	2.42	2.21	2.24	1.93	2.18	0.69	0.68	0.74	0.70
K ₂ O	2.26	2.17	2.06	2.14	2.27	2.43	1.99	7.82	8.03	7.34	7.02
MnO	0.08	0.06	0.25	0.03	0.05	0.23	0.08	0.25	0.17	0.16	0.19
NiO	0.00	0.00	0.02	0.04	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Сумма	98.54	99.11	99.12	99.55	99.16	99.24	98.30	99.59	100.11	99.35	98.81

Примечание. 1-7 - амфибол (обр. D206-31); 8-11 - биотит (обр. D213-17). FeO* - суммарное железо

роксенов из щелочных базальтов (обр. D213-17, D206-31, D206-15) пересекается поле пироксенов образцов D206-3 и D206-5, относящихся по геохимическим характеристикам к группе обогащенных несовместимыми элементами (типа E-MORB), они представлены салитами с содержанием TiO₂ 3-6%. Такой тренд клинопироксенов подтверждает генетическое родство толеитовых, обогащенных и щелочных базальтов, наблюдаемых в одном разрезе в южной части п-ова Камчатский Мыс.

Амфибол в щелочных базальтах представлен керсутитом с содержанием TiO₂ 4.84-7.16% (табл. 2). Этот состав близок составу керсутита из тешенитов Кроноцкого перешейка позднемиоцен-плиоценового возраста (Тихомирова, 1994). Для биотита также характерна высокая титанистость (до 7.33% TiO₂) (табл. 2). Такой состав минералов подчеркивает высокотитанистый и щелочной характер рассматриваемых пород.

Интересные данные получены при анализе акцессорных зерен шпинели в образцах щелочного и обогащенного базальтов. Результаты микронзондовых анализов и результаты пересчета окислов на катионы приведены в табл. 3. Магнезиальность шпинелей (Mg/(Mg+Fe²⁺)) лежит в пределах 0.57-0.65, хромистость шпинелей (Cr/(Cr+Al)) в щелочном базальте 0.22-0.26, а в обогащенном 0.43-0.45. Наиболее высоким содержанием титана (среднее TiO₂=1.56%, максимально 1.91%) характеризуются шпинели из обогащенного базальта (обр. D206-5).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Состав шпинели является хорошим индикатором для определения геодинамических обстановок и петрологических условий выплавления базальтов. Ранее было показано, что петрогеохимические особенности щелочных базальтов смагинской свиты позволяют сопоставлять их со щелочными породами некоторых островов Гавайско-Императорской цепи (Савельев, 2003). Данные по составу минералов позволяют проводить такое сравнение на более качественном уровне. Шпинели из образцов обогащенного и щелочного базальтов (D206-5 и D213-17) на диаграмме Al₂O₃-TiO₂ лежат в основном вне полей, очерченных В.С. Камецеки и др. (Kamenetsky et al, 2001) для шпинелей из базальтов островных дуг и срединно-океанических хребтов, оказываясь близкими некоторым шпинелям из щелочных пород Гавайских островов, выделенным А.В. Соболевым и И.К. Никогосяном (1994) - рис. 4. При этом есть и существенные отличия проанализированных шпинелей от гавайских. Шпинели из щелочных пород Гавайских островов в целом отличаются от шпинелей из щелочного базальта Камчатского Мыса большей титанистостью (до 11% TiO₂), но есть и очень похожие составы, например, шпинели из базанитов о. Оаху (Соболев, Никогосян, 1994). Указанные различия могут быть связаны как с недостаточным объемом выборки анализов шпинели из щелочных базальтов Камчатского Мыса, так и с различ-

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕЛОВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ

Таблица 3. Состав шпинелей из базальтов п-ова Камчатский Мыс, мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	0.55	0.65	1.15	0.61	1.29	0.34	0.00	0.00	0.00	0.86	0.54
TiO ₂	1.01	1.08	0.99	1.03	1.09	0.99	0.91	1.06	1.11	1.05	1.06
Cr ₂ O ₃	21.04	18.64	18.09	18.23	18.55	20.98	20.28	21.02	21.54	18.59	18.81
Al ₂ O ₃	40.32	43.11	43.43	42.60	42.20	39.67	39.74	38.36	40.02	41.78	42.43
FeO	21.41	21.24	20.85	21.26	20.72	21.51	21.42	23.46	22.01	21.36	20.80
MnO	0.21	0.15	0.17	0.13	0.14	0.18	0.11	0.16	0.32	0.17	0.14
MgO	13.43	14.76	14.14	14.26	13.69	13.59	15.54	15.46	14.37	13.89	13.99
NiO	0.19	0.24	0.30	0.28	0.19	0.22	0.23	0.22	0.19	0.23	0.24
ZnO	0.13	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.09	0.09	0.02
Сумма	98.43	99.92	99.19	98.51	98.00	97.54	98.29	99.79	99.71	98.12	98.10
Формульные количества (на 4 атома кислорода)											
Si	0.016	0.018	0.032	0.017	0.037	0.010	0.000	0.000	0.000	0.025	0.015
Ti	0.022	0.023	0.021	0.022	0.024	0.022	0.020	0.023	0.024	0.023	0.023
Al	1.374	1.423	1.445	1.429	1.427	1.362	1.339	1.284	1.344	1.413	1.432
Cr	0.481	0.413	0.404	0.410	0.421	0.483	0.459	0.472	0.485	0.422	0.426
Fe ³⁺	0.072	0.082	0.044	0.081	0.032	0.092	0.163	0.198	0.125	0.072	0.066
Fe ²⁺	0.446	0.416	0.448	0.425	0.466	0.432	0.349	0.359	0.399	0.441	0.432
Mn	0.005	0.004	0.004	0.003	0.003	0.004	0.003	0.004	0.008	0.004	0.003
Mg	0.579	0.616	0.595	0.605	0.586	0.590	0.662	0.655	0.610	0.594	0.597
Ni	0.004	0.005	0.007	0.006	0.004	0.005	0.005	0.005	0.004	0.005	0.006
Cr/(Cr+Al)	0.26	0.22	0.22	0.22	0.23	0.26	0.26	0.27	0.27	0.23	0.23
Mg/(Mg+Fe2)	0.57	0.60	0.57	0.59	0.56	0.58	0.65	0.65	0.60	0.57	0.58
Компоненты											
SiO ₂	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
TiO ₂	1.27	0.35	0.37	0.08	0.07	0.11	0.10	0.09	0.08	0.08	0.09
Cr ₂ O ₃	17.67	21.15	19.77	32.72	31.71	31.74	33.29	32.79	33.15	32.87	32.53
Al ₂ O ₃	43.04	39.50	40.63	26.98	27.69	27.82	27.68	27.68	27.85	27.49	27.98
FeO	20.34	21.64	22.63	22.03	22.32	21.77	22.24	21.64	22.48	21.43	21.67
MnO	0.18	0.22	0.27	1.09	0.97	0.98	1.46	1.22	1.22	1.12	1.12
MgO	14.05	13.35	14.52	13.92	13.78	14.22	14.00	14.53	13.71	14.03	14.49
NiO	0.21	0.30	0.26	0.39	0.24	0.42	0.25	0.30	0.23	0.43	0.30
ZnO	0.16	0.04	0.00	0.21	0.15	0.17	0.15	0.23	0.22	0.18	0.23
Сумма	98.02	97.69	99.73	99.10	98.41	98.92	101.49	100.52	101.01	99.61	100.41
Формульные количества (на 4 атома кислорода)											
Si	0.036	0.010	0.010	0.002	0.002	0.003	0.003	0.003	0.002	0.002	0.003
Ti	0.022	0.023	0.025	0.035	0.030	0.034	0.042	0.037	0.036	0.034	0.032
Al	1.448	1.358	1.358	0.960	0.988	0.986	0.965	0.969	0.976	0.974	0.981
Cr	0.399	0.488	0.443	0.781	0.760	0.755	0.779	0.770	0.780	0.781	0.765
Fe ³⁺	0.039	0.088	0.127	0.190	0.191	0.188	0.169	0.187	0.172	0.176	0.189
Fe ²⁺	0.447	0.439	0.410	0.366	0.375	0.359	0.381	0.351	0.388	0.363	0.350
Mn	0.004	0.005	0.006	0.028	0.025	0.025	0.037	0.031	0.031	0.029	0.028
Mg	0.598	0.580	0.614	0.626	0.622	0.637	0.617	0.643	0.608	0.629	0.642
Ni	0.005	0.007	0.006	0.009	0.006	0.010	0.006	0.007	0.006	0.010	0.007
Cr/(Cr+Al)	0.22	0.26	0.25	0.45	0.43	0.43	0.45	0.44	0.44	0.45	0.44
Mg/(Mg+Fe2)	0.57	0.57	0.60	0.63	0.62	0.64	0.62	0.65	0.61	0.63	0.65

Примечание. Соотношение Fe²⁺ и Fe³⁺ рассчитано, исходя из стехиометрии. 1 - 14 - обр. D213-17, 15 - 22 - обр. D206-5.

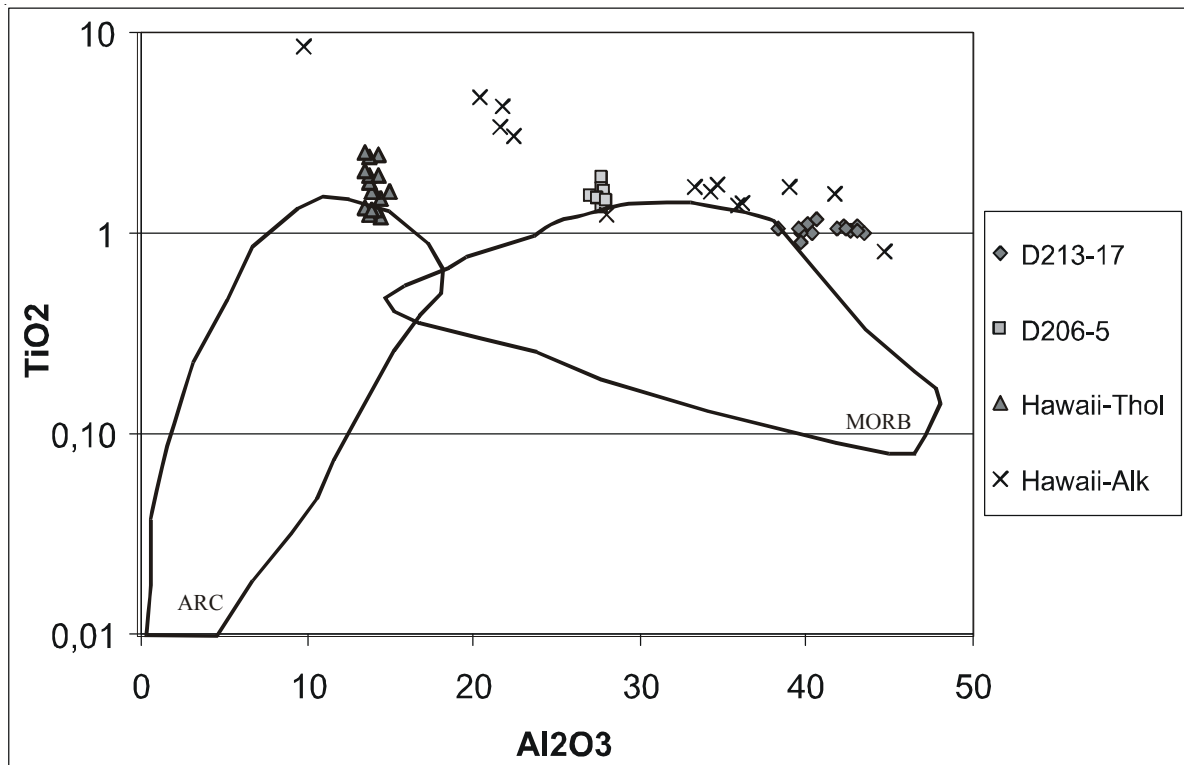


Рис. 4. Шпинели из щелочного и обогащенного базальтов смагинской свиты в сравнении со шпинелями из базальтов различных геодинамических обстановок. D213-17 и D206-5 - шпинели из образцов с соответствующими номерами; Hawaii-Thol и Hawaii-Alk - шпинели из пород Гавайских островов, из толеитовых базальтов и щелочных пород соответственно (Соболев, Никогосян, 1994). MORB и ARC - поля шпинелей из базальтов срединно-океанических хребтов и островных дуг соответственно по (Kamenetsky et al., 2001).

ными условиями магмогенерации. Щелочные базальты Гавайских островов образовались в постщитовую стадию развития вулканической постройки, а базальты п-ова Камчатский Мыс можно сопоставить с образованиями предщитовой стадии, для которой характерны небольшие объемы продуктов вулканизма и переслаивание щелочных и толеитовых лав (Clague, Dalrymple, 1987). Такой генезис пород может объяснить многие особенности геохимии и минералогии щелочных базальтов п-ова Камчатский Мыс. Высокая калиевоность пород и обогащенность их несовместимыми элементами может быть обусловлена очень малыми степенями плавления мантийного субстрата на большой глубине. Высокие содержания титана в фассаитах базальтов Камчатского Мыса сближают их с клинопироксенами щелочных оливиновых базальтов о. Таити (Tracy, Roinson, 1977), которые являются наиболее титанистыми клинопироксенами из изученных на Земле (содержат до 8.8 весовых % TiO_2).

Обобщая данные геохимических и минералогических исследований меловых базальтов п-

ова Камчатский Мыс, а также учитывая состав ассоциирующих с ними осадков, можно сделать вывод об образовании пород в условиях внутри-океанического поднятия, связанного с деятельностью мантийного плюма. Ближайшими к Камчатке сходными образованиями являются гайоты северного звена Гавайско-Императорской вулканической цепи (Детройт и Мейджи). Как было показано ранее, возраст океанических образований на п-ве Камчатский Мыс закономерно продолжает возраст датировки гайотов Императорского поднятия (Савельев, 2004). Все эти данные позволяют предположить связь щелочных базальтов Камчатского Мыса с деятельностью Гавайского мантийного плюма в меловое время.

Геодинамические реконструкции для позднекайнозойского времени предполагают приращение к Камчатке гетерогенных блоков с увеличенной мощностью коры и перескок зоны субдукции на восток (Авдейко и др., 2002), что позволяет объяснить, как наиболее древние образования Гавайско-Императорской вулканической цепи («Смагинский гайот») оказались

в составе аккреционных блоков Восточной Камчатки.

Работа выполнена при финансовой поддержке ФЦП «Мировой океан» и гранта ДВО РАН (проект № 05-III-A-08-110).

Список литературы

Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Тектоническое развитие и вулcano-тектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника. 2002. № 4. С. 64-80.

Бояринова М.Е. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000, серия Восточно-Камчатская, листы О-58-XXVI, XXXI, XXXII. СПб, 1999.

Бояринова М.Е., Вешняков Н.А., Коркин А.Г., Савельев Д.П. Объяснительная записка к Государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1 : 200 000, серия Восточно-Камчатская, листы О-58-XXVI, XXXI, XXXII. СПб, 1999.

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. Цепочечные силикаты. М.: Мир, 1965. 405 с.

Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Цуканов Н.В. и др. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.

Осипенко А.Б., Крылов К.А. Геохимическая гетерогенность мантийных перидотитов в офиолитах Восточной Камчатки: причины и геодинамические следствия // Петрология и металлогения базит-гипер базитовых комплексов Камчатки. М.: Научный мир, 2001. С. 138-158.

Савельев Д.П. Внутриплитные щелочные базальты в меловом аккреционном комплексе Камчатского полуострова (Восточная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 1. С. 14-20.

Савельев Д.П. Меловые внутриплитные вулканы Восточной Камчатки: геологическая позиция и влияние на островодужный вулканизм // Геология и разведка. 2004. № 2. С. 16-19.

Сколотнев С.Г., Крамер В., Цуканов Н.В. и др. Новые данные о происхождении офиолитов полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Докл. АН. 2001. Т. 380. № 5. С. 652-655.

Соболев А.В., Никогосян И.К. Петрология магматизма долгоживущих мантийных струй: Гавайские острова (Тихий океан) и о-в Реюньон (Индийский океан) // Петрология. 1994. № 2. С. 131-168.

Тихомирова С.Р. Позднекайнозойские тешениты Восточной Камчатки // Докл. АН. 1994. Т. 335. № 5. С. 626-629.

Федорчук А.В., Пейве А.А., Гулько Н.И. и др. Петрохимические типы базальтов офиолитовой ассоциации п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Геохимия. 1989. № 12. С. 1710-1718.

Хотин М.Ю. Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского Мыса (строение и положение в ряду других верхнемеловых формаций Камчатки). М.: Наука, 1976. 196 с.

Цуканов Н.В., Федорчук А.В. Офиолитовые комплексы в аккреционной структуре Восточной Камчатки // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Научный мир, 2001. С. 159-169.

Avdeiko G.P. On possible continuation of the Hawaiian-Emperor chain in Kamchatka // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, U.S. Government Printing Office. 1980. Vol. LV. P. 851-854.

Clague D.A., Dalrymple G.B. The Hawaiian-Emperor volcanic chain. Part I. Geologic evolution // Volcanism in Hawaii. Washington: U.S. Gov. Print. Office. 1987. Vol. 1. P. 5-54.

Fedorchuk A.V. Oceanic and back-arc basin remnants within accretionary complexes: geological and geochemical evidence from Eastern Kamchatka // Ofioliti. 1992. № 17 (2). P. 219-242.

Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. Factors Controlling Chemistry of Magmatic Spinel: an Empirical Study of Associated Olivine, Cr-spinel and Melt Inclusions from Primitive Rocks // J. Petrology. 2001. Vol. 42. № 4. P. 655-671.

Tracy R.J., Robinson P. Zoned titanite augite in alkali olivine basalt from Tahiti and the nature of titanium substitution in augite // Amer. Miner. 1977. Vol. 62. P. 634-645.

САВЕЛЬЕВ, ФИЛОСОФОВА

**MINERALOGY OF THE ALKALINE BASALTS
FROM KAMCHATSKY MYS PENINSULA (EASTERN KAMCHATKA)**

D.P. Savelyev^{1,2}, T.M. Filosofova¹

*¹Institute of Volcanology and Seismology, FED RAS, 683006, Petropavlovsk-Kamchatsk, Piip blvd, 9, Russia;
e-mail: savelyev@kcs.iks.ru*

²Kamchatkan State Pedagogical University, 383032, Petropavlovsk-Kamchatsky, Pogranichnaya street, 4

We researched mineral composition of the alkaline basalts from section of the Cretaceous oceanic crust on the Kamchatsky Mys Peninsula. These data obtained for paleoceanic assemblage of the Eastern Kamchatka for the first time. Clinopiroxenes from the investigated basalts have composition of the fassaite with high titanium (up to 6.44% TiO₂). Hornblende and biotite are also differing high content of titanium. Spinel compositions of investigated basalts are located in the field spinel compositions of alkaline rocks of Hawaiian Islands. The chemical composition of the minerals is corroborating a conclusion about the similarity of the alkaline basalts from Kamchatsky Mys Peninsula with rocks of Hawaiian-Emperor volcanic chain.