

**НОВЫЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ
С МАНТИЙНЫМИ ВКЛЮЧЕНИЯМИ В СЕВЕРНОМ ПРИОХОТЬЕ (СЕЙМКАНСКОЕ
ПРОЯВЛЕНИЕ)**

В.В. Леонова, В.В. Акинин, А.В. Альшевский, Г.О. Ползуненков

*ФГБУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН,
ул. Портовая 16, г. Магадан, 685000; e-mail: leonova@neisri.ru*

Поступила в редакцию 27 мая 2014 г.

В Северном Приохотье исследовано новое на Северо-Востоке России Сеймканское проявление кайнозойского щелочнобазальтового магматизма. Оно расположено на Охотоморской плите в структуре мелового Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. К-Аг датирование определяет палеоценовый (около 60 млн лет) и эоценовый (около 50 млн лет) возраст базанитов – наиболее древний среди всех известных на Северо-Востоке России кайнозойских щелочных базальтоидов. Обсуждаются петрографические и геохимические особенности базанитов. Проведено сравнение с щелочными базальтоидами из других проявлений на Северо-Востоке России. Дана оценка физико-химических условий генерации и кристаллизации магм. Внедрение сеймканских базанитовых даек связано с преобразованием структуры Охотоморского региона в палеоцене.

Ключевые слова: кайнозойский вулканизм, щелочные базальтоиды, базанит, К-Аг возраст, Северо-Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

Кайнозойские щелочные базальтоиды широко распространены на востоке Азии, обычно в не очень крупных по масштабу проявлениях. К началу кайнозоя на Северо-Востоке Азии была сформирована в границах, близких к современным, континентальная окраина. С этого времени, вслед за завершением аккреционно-коллизийных событий в области, примыкающей к Пропацифику, смещением зоны субдукции к Камчатке и закрытием бассейна Берингова моря Алеутской дугой, здесь ведущую роль приобретают деструктивные процессы внутри плит и на их границах.

К середине XX в. японские петрологи Б. Кото, Т. Томита, Х. Куно, А. Сигимура, определяя своеобразие современных вулканических провинций на Японских островах, выявили, что эти провинции различаются по уровню щелочности лав [19]. Щелочность возрастает в направлении от Тихого океана, и вулканы, расположенные на япономорской стороне островов, характеризуются как окраина обширной Восточно-Азиатской щелочной провинции. А.Н. Заварицкий [10], поддерживая представление об этой провинции, включил в нее еще и вулканы Уюнь-Хол-

донги на северо-востоке Китая (средняя Маньчжурия). Эти вулканы находятся дальше от берегов Тихого океана, чем те на континенте, которые показаны в работах японских геологов – на севере Корейского п-ова и на М. Хингане [7]. И А.Н. Заварицкий подчеркивает, что среди позднекайнозойских вулканитов на Дальнем Востоке Азии лавы Уюнь-Холдонги выделяются наиболее высокими значениями щелочности и отношения содержания калия и натрия. Своим расположением вулканы Уюнь-Холдонги связывают Восточно-Азиатскую провинцию японских авторов с провинциями кайнозойского щелочно-базальтоидного вулканизма в Монголии и в Центральной Азии в целом (см., например, [12]), и поэтому очевидно, что положение границ между провинциями позднекайнозойского вулканизма в этой части Азии нуждается в уточнении.

Е.К. Устиев [25], описывая Анюйский вулкан в бассейне р. Б. Анюй на западе Чукотки, представил принадлежащими к Восточно-Азиатской провинции все позднекайнозойские вулканические проявления на Северо-Востоке Сибири. Он отметил, что лавы здесь более щелочные, чем в Японии и на Камчатке, и

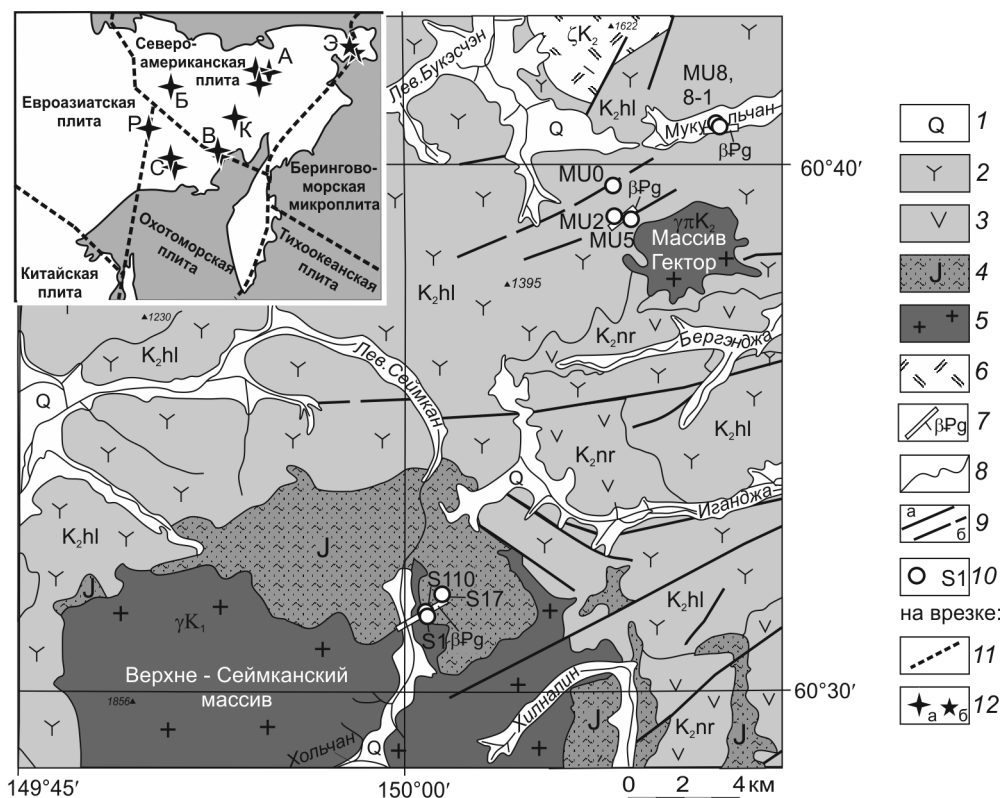


Рис. 1. Схема геологического строения бассейнов рек Лев. Сеймкан и Мукульчан (составлена с использованием материалов А.С. Красильникова, В.В. Закандырина, 1940–1945, 1958–1961 гг.; Н.В. Ичетовкина, 1963–1965 гг.).

1 – четвертичная система; 2, 3 – меловые вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения хольчанской (K_2hl) (2) и нараульской (K_2nr) (3) свит Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП); 4 – юрская система, средний и нижний отделы – неразделенные отложения, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, редко туфопесчаники; 5 – граниты, гранодиориты и гранит-порфиры; 6 – субвулканические интрузии кислого состава (ζK_2); 7 – изученные дайки базанитов (βP_g); 8 – стратиграфические и интрузивные контакты; 9 – тектонические нарушения достоверные (а) и предполагаемые (б); 10 – точки отбора проб; 11 – границы тектонических плит, по [11, 34]; 12 – ареалы кайнозойского щелочнобазальтового вулканизма: а – Континентальной, б – Берингоморской провинции, по [5]: С – Сеймканский, Р – Рудича [40], В – Вилигинский [1, 14], К – Кедонский [2], А – Анюйский [2], Э – Энмеленский [1, 27], Б – Балаган-Тасский.

приближены по химизму к лавам Уюнь-Холдонги, но обнаруживают несколько разный уровень щелочности в разных ареалах. При этом прямая зависимость между этим уровнем и расстоянием вулканического проявления от Тихого океана выражена в целом на севере Дальнего Востока не столь определенно, как на юге. На основании геологических и геоморфологических данных Е.К. Устиев пришел к выводу, что возраст разных проявлений позднекайнозойского вулканизма на Северо-Востоке Сибири несколько различен, и что в каждом из них формирование вулканических сооружений в той или иной степени было растянуто в геологическом времени. Ныне методами современной изотопной геохронологии установлен относительно узкий временной интервал щелочнобазальтового вулканизма в каждом проявлении [5]. Все это показывает, что изучение позднекайнозойских вулкаников на востоке Азиатского

континента, в целом относящихся к щелочнобазальтоидной формации, по Ю.А. Кузнецову [13], должно быть продолжено в каждом проявлении с определением его возраста и положения в структуре литосферы континентальной окраины.

На крайнем севере Пацифики теперь [5] с использованием геохимических и геофизических материалов и с учетом геодинамического районирования (по [11, 34]) противопоставляются одна другой две позднекайнозойские провинции: Берингоморская (на литосферной микроплите того же названия) и Континентальная – на Североамериканской плите, в субарктических районах Аляски, Чукотки, Магаданской области и восточной Якутии (рис. 1). Проблемы кайнозойского вулканизма, в том числе щелочнобазальтоидного, на юге Дальнего Востока России обсуждаются в работах Ю.А. Мартынова [18] и С.В. Расказова с соавторами [21–23 и др.].

На Северо-Востоке России главные по объему извергнутого материала импульсы вулканизма приходятся на 27 ± 1 млн лет, 5–6 млн лет, 1.5 ± 0.1 млн лет назад [2, 5]. В Континентальной провинции (рис. 1) относительно хорошо изучены: вулканы Анюйские с Ag-Ag возрастом 12–43 тыс. лет и Алучинские с Ag-Ag возрастом 277 тыс. лет (А, рис. 1); Кедонский вулкан с K-Ag возрастом около 9 млн лет (К); вулкан Балаган-Тас с Ag-Ag возрастом около 266 тыс. лет (Б). В эту же провинцию входят проявления на о-вах Жохова и Вилькицкого в архипелаге Де-Лонга. На Северо-Востоке Сибири хорошо изучены также: Вилигинское вулканическое поле на границе Северо-Американской и Охотоморской плит, с Ag-Ag возрастом 10–8 млн лет (В) и Тарыньское проявление, или вулкан Рудича, с Ag-Ag возрастом 37 млн лет – на границе Охотоморской и Евроазиатской плит.

В настоящей статье характеризуются обнаруженные нами в 2010 г. (кратко описаны в 2011 г. [4]) два новых ареала позднекайнозойских щелочных базальтоидов, расположенные в 250 км к северо-западу от г. Магадан, в бассейне р. Сеймкан, левого притока р. Яны, впадающей в Охотское море. Положение этого проявления (С, рис. 1) специфично – оно первое, найденное собственно на Охотоморской плите. В Сеймканском проявлении щелочные базальтоиды слагают дайки, пересекающие структуру позднемезозойского Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). В ОЧВП разнообразно и обильно представлены вулканы основного, среднего и кислого состава [8], и принадлежность даек в Сеймканском проявлении к щелочнобазальтоидной формации позднего кайнозоя (а не к мелу) выяснилась лишь вследствие целенаправленных петрографических и геохронологических исследований. Результаты этих исследований, как оказалось, расширяют представления об истории кайнозойского щелочнобазальтового магматизма на севере Дальнего Востока России, о его петрохимических и геохимических особенностях. Наши результаты составляют содержание настоящей статьи.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ГЛАВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ

Сеймканское проявление позднекайнозойских щелочных базальтоидов в мезозойской структуре Северо-Восточной Азии находится во внешней (приконтинентальной) зоне мелового надсубдукционного ОЧВП. Альб-кампанские континентальные осадочно-вулканогенные толщи здесь налегают на триасовые и юрские морские терригенные и вулканогенные накопления, слагающие Арманско-Вилигинский синклиний [8], или Вилигинский террейн [6] (рис. 1).

Дайки щелочных базальтоидов встречаются в двух ареалах – собственно Сеймканском и Мукульчанском, которые отстоят друг от друга на 17 км. Дайки прорывают юрские песчаники и алевролиты, а также меловые вулканы (хольчанская и нараулийская свиты ОЧВП, сантон-коньяк и турон, соответственно) [3]. Юго-западный, собственно Сеймканский, ареал находится в верховьях р. Лев.Сеймкан (рис. 1). Сеймканская дайка 1 мощностью около 3 м представлена в коренных выходах по бортам реки (азимут простирания дайки СВ 60° , угол падения субвертикальный). Она пересекает мелкозернистые граниты в эндоконтакте Верхне-Сеймканского массива, переполненные здесь фрагментами вмещающих пород. Делювиальные и элювиальные развалы щелочных базальтоидов прослеживаются по простиранию дайки на протяжении около 2 км. Породы темно-серые до черных, массивные, в краевых частях дайки с округлыми миндалинами размером $3 \times 4 - 6 \times 8$ мм. Дайка содержит ксенолиты мантийных лерцолитов и пироксенитов. В щелочном базальтоиде обильны мелкие, 0.3–1 см в поперечнике, мегакристы керсутита, авгита, титаномагнетита. Природа ультраосновных ксенолитов и перечисленных мегакристов будет обсуждена в последующих статьях.

Северо-восточный, Мукульчанский, ареал образуют дайки Мукульчанская 1 и Мукульчанская 2, которые расположены в бортах правого притока одноименной реки (рис. 1). Дайки прорывают вулканы хольчанской и нараулийской свит и простираются на СВ 50° и СВ 85° , соответственно. Лавы темно-серые, массивные, редкопорфировые, с многочисленными крупными (до 3 см) мегакристами керсутита, биотита, андезина, а также калиевых полевых шпатов (санидин и анортотлаз).

Минеральный состав – обилие вкрапленников оливина, присутствие фельдшпатоидов, особенности химического состава (табл. 1) – высокое содержание оксидов щелочных металлов ($K_2O + Na_2O$ от 5.83 до 7.56 % при SiO_2 45.28–47.17 %), высокое содержание нормативного-SiPW оливина (от 14.67 до 17.12), это определяет щелочные базальтоиды в дайках Сеймканского проявления как базаниты, или оливиновые тефриты согласно [20].

МЕТОДЫ ХИМИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНО-ХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Главные породообразующие элементы (табл. 1) определены в СВКНИИ ДВО РАН на многоканальном рентгенофлуоресцентном спектрометре СРМ-25 способом фундаментальных параметров [28]. Содержание примесных элементов Rb, Sr, Y, Zr и Nb определены с помощью рентгенофлуоресцентного спектроме-

Таблица 1. Представительный химический состав базанитов Сеймканского вулканического поля. Главные элементы, оксиды – в мас. %, примесные элементы – в г/т.

№ образца	Мукульчанский ареал				Сеймканский ареал		
	MU2	MU5	MU8	MU8-1	S1	S17	S110
координаты с.ш.	60°39'26"	60°39'24"	60°41'13"	60°41'13"	60°32'25"	60°31'57"	60°30'03"
в.д.	150°08'25"	150°09'04"	150°12'40"	150°12'40"	150°00'58"	150°01'37"	150°00'14"
объект	дайка 1		дайка 2		дайка 1		
SiO ₂	45.28	46.36	45.79	45.87	47.17	45.26	46.12
TiO ₂	1.88	1.76	1.90	1.86	2.13	2.14	1.95
Al ₂ O ₃	15.83	15.58	16.51	16.14	16.63	15.92	16.01
FeO	9.87	9.59	8.52	8.40	9.04	9.15	8.64
MnO	0.18	0.19	0.22	0.22	0.16	0.16	0.19
MgO	6.44	7.24	5.86	5.91	6.18	6.81	5.85
CaO	7.40	8.18	8.36	8.34	7.09	7.98	7.56
Na ₂ O	4.25	3.41	2.92	2.84	4.18	2.78	3.49
K ₂ O	3.31	3.02	3.35	3.27	3.26	3.05	3.07
P ₂ O ₅	1.00	0.65	0.88	0.88	0.66	0.58	0.63
П.п.п.	3.47	2.95	4.73	5.33	2.51	5.15	5.54
Сумма	98.91	98.93	99.04	99.06	99.01	98.98	99.05
Оливин в норме CIPW	16.56	17.12	14.77	14.76	15.19	16.96	14.67
Sc	13	16	14	14	16	15	15
V	151	195	160	162	179	189	166
Cr	65	111	102	95	85	118	85
Co	31	38	27	27	27	28	24
Ni	65	104	66	66	70	82	67
Rb	51.5	42.2	71.7	70.2	75.5	68.1	71.6
Sr	1185	1007	1310	1270	1234	1083	1128
Y	20.8	19.4	17.5	17.0	17.1	16.4	17.8
Zr	272	231	235	236	210	203	200
Nb	40.3	38.1	42.2	42.0	40.0	39.7	38.1
Sn	1.7	1.3	1.5	1.5	1.5	1.8	1.6
Cs	292.5	128.1	13.7	14.7	18.2	10.4	3.3
Ba	685	835	703	685	715	699	702
La	44.6	36.1	36.7	35.1	28.7	27.7	28.6
Ce	93.9	73.8	75.1	73.4	63.6	62.0	60.7
Pr	11.3	8.8	9.2	9.1	7.3	7.1	7.0
Nd	49.3	37.6	40.3	39.4	32.0	30.8	30.9
Sm	9.0	7.1	7.4	7.1	6.1	5.9	6.0
Eu	2.7	2.2	2.3	2.2	1.9	1.8	1.9
Gd	8.5	7.1	6.9	6.7	6.4	6.2	6.4
Tb	1.1	0.9	0.9	0.9	0.8	0.7	0.8
Dy	5.7	5.2	4.6	4.5	4.2	4.1	4.2
Ho	1.0	0.9	0.8	0.8	0.7	0.7	0.7
Er	2.9	2.7	2.3	2.2	2.1	2.1	2.1
Tm	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
Yb	2.48	2.19	1.82	1.79	1.71	1.68	1.71
Lu	0.34	0.31	0.25	0.25	0.23	0.23	0.23
Hf	7.3	6.1	5.9	5.8	4.8	4.7	4.4
Ta	2.9	2.6	2.7	2.7	2.2	2.2	2.1
Pb	6.0	5.2	4.2	4.0	3.6	3.4	3.3
Th	6.3	5.6	4.1	4.0	3.0	2.9	3.0
U	1.9	1.6	1.3	1.3	1.0	0.9	0.9
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr *	0.70401	0.70393	0.70402	0.70431	0.70497	0.70545	0.70402
±σ	0.00008	0.00021	0.00020	0.00016	0.00030	0.00025	0.00010
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _(i) **	0.70393	0.70384	0.70392	0.70422	0.70483	0.70532	0.70389
±σ	0.00010	0.00022	0.00021	0.00017	0.00032	0.00027	0.00012
P, kb	17.4	15.4	14.0	13.5	15.5	14.3	14

тра VRA-30 способом стандарта-фона [28]. Широкий круг примесных элементов измерен также ICP-MS методом (Elan DRC II PerkinElmer) в центре коллективного пользования в ИТиГ ДВО РАН, г. Хабаровск.

Микрозондовый анализ породообразующих минералов выполнялся на микроанализаторе Camebax (СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан), в стандартных условиях (напряжение 15kV, ток 20nA) с использованием как синтетических, так и природных стандартов [31]. Повторяющиеся измерения на стандартах показали, что погрешности (1 сигма) определения элементов составляли менее 0.5 мас. %, для Na – менее 0.3 мас. %. Для учета эффекта матрицы использовалась ZAF коррекция.

Возраст базанитов определялся в СВКНИИ ДВО РАН К-Аг методом в валовых пробах горных пород с использованием модифицированного масс-спектрометра МИ-1201 ИГ, в квазистатистическом режиме. Пробы полностью расплавляли на внутренней вольфрамовой спирали. Выделенный аргон очищали с помощью разогретого губчатого титана и ловушкой, охлаждавшейся жидким азотом. Изотопный состав аргона определялся методом изотопного разбавления с помощью моноизотопа ^{38}Ar . Для вычисления возраста в измеренное содержание ^{40}Ar вводилась поправка на возможное заражение пробы этим изотопом из воздуха. Поправка принималась пропорционально содержанию ^{36}Ar , количество которого характеризует меру заражения пробы воздушным аргонном. Концентрации калия определялись на атомно-абсорбционном спектрофотометре ААС-1 методом ограничивающих растворов. При расчетах использовались константы распада, рекомендованные XX сессией комиссии по определению абсолютного возраста: $\lambda_k = 0.581 \times 10^{-10} \text{год}^{-1}$; $\lambda_b = 4.962 \times 10^{-10} \text{год}^{-1}$; распространенность изотопов: $^{39}\text{K} - 93.26$; $^{40}\text{K} - 0.01167$; $^{41}\text{K} - 6.73$ ат. %; изотопное отношение атмосферного аргона $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295.5$. Повторяющиеся измерения К-Аг возраста международных стандартов LP-6, B4, HD-B1, BS-1 [36], выполненные в лаборатории петрологии и изотопной геохронологии СВКНИИ, показывают, что погрешность наших определений составляет около 1 %.

Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в базанитах определены методом прямых измерений на масс-спектрометре МИ-1201. В «холостом» опыте содержание Sr^{86} составляет 0.00032 мкг/г раствора. Достоверность

измерения современных отношений контролировалась анализом изотопного состава международного стандарта SRM987 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71082 \pm 0.00025$, доверительный интервал 68 %, при табличном значении 0.71034 ± 0.00042).

При подготовке проб на масс-спектрометрический анализ (К-Аг датирование и измерение изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) на всех стадиях дробления особое внимание уделялось тщательной очистке базанитов от ксенолитов, мегакристов и измененных участков. Из образца MU-0, где вкрапленники оливина более чем на 50 % замещены боулингитом, была отдельно отобрана основная масса базанита (табл. 2).

БАЗАНИТЫ СЕЙМКАНСКОГО ПРОЯВЛЕНИЯ

Сеймканская дайка 1.

Массивный базанит Сеймканской дайки 1 характеризуется порфировой структурой (рис. 2). Вкрапленники размером от 0.08×0.1 мм до 0.3×0.6 мм занимают 10–12 % объема. Из них треть – это изометричные зерна оливина Fo_{83-87} *, трещиноватые, местами частично замещенные боулингитом. Остальные фенокристы – плеохроирующий в розовато-бурых тонах титан-авгит (Wo_{50} , En_{35} , Fs_{15}). В центральной части некоторых вкрапленников титан-авгита обнаруживаются мелкозернистые скопления оливина Fo_{62} , то есть с железистостью больше, чем у вкрапленников. Основная масса интерсертальная и на 60 % состоит из микролитов плагиоклаза. Разная направленность микролитов определяет структуру основной массы. Микролиты имеют разный размер, наиболее крупные из них принадлежат лабрадору An_{55-65} , более мелкие и слабее вытянутые – андезину An_{42} (табл. 3). Иногда наблюдается зональность: от лабрадора в ядре до андезина в кайме. Внутри микролитов плагиоклаза – повсеместное волнистое погасание, свидетельствующее об испытанных пластических деформациях. Между кристаллами плагиоклаза размещаются короткопризматические микролиты титан-авгита размером до 0.16 мм, местами секториального строения (структура песочных часов). На долю титан-авгита приходится 20 % объема основной массы. Микролиты и вкрапленники титан-авгита не различаются по составу. В основной массе равномерно распределены небольшие скопления кубических кристаллов титаномагнетита. Размер скоплений около 0.02 мм, расстояние между ними около 0.1 мм, и в целом они занимают около 7 %

*Составы минералов – см. табл. 3 и рис. 4. Отсутствующие в таблице, но указанные в тексте разновидности определены оптическими методами.

Примечание к таблице 1. * – современное отношение, ** – первичное отношение, рассчитанное исходя из К-Аг возраста. P, kb – давление генерации магмы, рассчитанное по активности Si в расплаве [38, eq. 42], погрешность ± 3 кб.

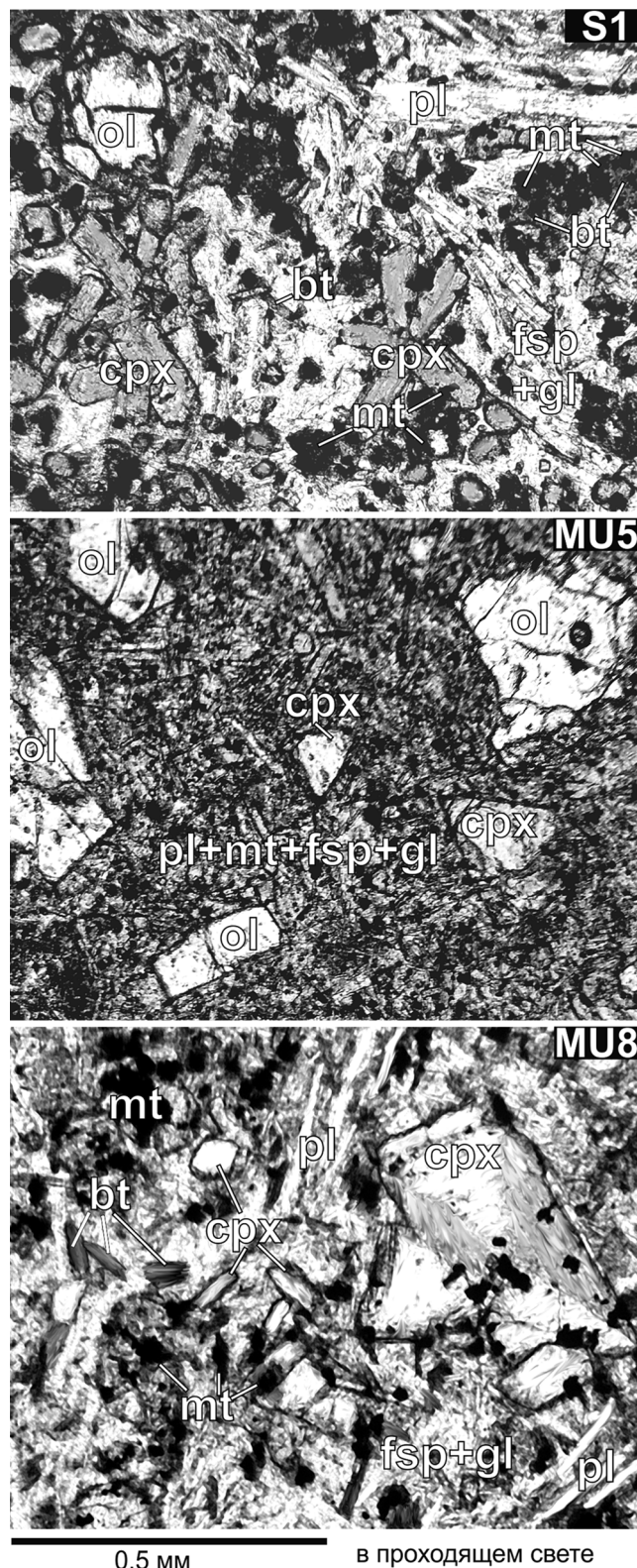


Рис. 2. Микрофотографии шлифов базальтов из Сеймканской (S1), Мукульчанской 1 (MU5) и Мукульчанской 2 (MU8) даек.

Проходящий свет, размер изображений 1×0.8 мм. Минералы – по [32]: cpx – клинопироксен, ol – оливин, pl – плагиоклаз, mt – магнетит, bt – биотит, fsp – фельдшпатоиды, gl – стекло.

объема основной массы. Титаномагнетитовые скопления плотно облекаются пластинками высокотитанистого (табл. 3) биотита, плеохроирующими в коричневых тонах. Между кристалликами титаномагнетита местами удастся различить мельчайшие выделения апатита (?). Эта особенность микротекстуры базальта, вероятно, отражает микрогетерогенность магматического расплава.

В интерстициях между микролитами плагиоклаза заключены – в количестве около 10 % – водянопрозрачные выделения калиевого полевого шпата с близкими в них содержаниями K_2O и Na_2O (высокотемпературный санидин – табл. 3). Не менее 5 % объема основной массы занимают очень мелкие изотропные выделения в форме лейцитоздра. По-видимому, это фельдшпатоиды. В их составе так же, как в щелочном полевом шпате, натрия и калий находятся почти в равных количествах: соотношение $Na_2O/K_2O \approx 1.15$. Вероятно, в этих выделениях находится очень тонкое прорастание лейцита и анальцима с существенным преобладанием лейцита, поскольку, судя по результатам анализа (табл. 3), дефицит суммы не превышает 2 %. Базанит в Сеймканской дайке 1, так же как и во всех прочих дайках, изобилует тончайшими иглами рутила размером около 0.001×0.06 мм. Кристаллы рутила пронизывают в разных направлениях и вкрапленники, и основную массу. Структурное положение этих кристаллов говорит об их образовании в уже застеклованной породе. Равновесные отношения рутила с существенно магниезильным оливином, который представлен в виде вкрапленников в базаните, как показал В.В. Щербина [26], невозможны. Миндалины в базаните выполнены опалом и карбонатом.

K-Ar возраст базальта Сеймканской дайки 1 определен как 57 ± 1.3 млн лет (табл. 2).

Мукульчанская дайка 1.

Порфировая структура базальта определяется наличием вкрапленников оливина Fo_{81-86} (около 5 %), образующих гломеры размером до 0.3×0.4 мм при величине отдельных кристаллов в сотые доли миллиметра. Не менее двух третей зерен оливина замещены боулингитом. Размер призматических кристаллов титан-авгита изменчив – от 0.1×0.2 мм до 0.01 мм, но нет какого-либо контраста, чтобы можно было бы различить фенокристы и микролиты. Состав самых крупных и самых мелких выделений в среднем одинаков – Wo_{48-49} , En_{39-38} , Fs_{13} – при некотором разбросе значения железистости по измерениям в наиболее мелких зернах (рис. 3 Б). Самые мелкие выделения клинопироксена вместе с кубическими кристалликами титаномагнетита и пластинками биотита занимают около десятой части объема базальта. Остальной объем основной массы приходится на вулканическое сте-

Таблица 2. К-Аг датировки щелочных базальтов Сеймканского вулканического поля.

№ пробы		(K ± σ), %	(⁴⁰ Ar _{rad} ± σ), нг/г	(T ± σ), млн лет
S110	Сеймканская дайка 1	2.76 ± 0.01	11.01 ± 0.25	57 ± 1.3
MU2		2.82 ± 0.01	11.22 ± 0.14	57 ± 0.7
MU0	Мукульчанская дайка 1	2.79 ± 0.01	11.96 ± 0.16	61 ± 0.8
MU0g.m.		2.91 ± 0.02	11.93 ± 0.27	58 ± 1.4
MU8		2.81 ± 0.02	9.66 ± 0.32	49 ± 1.6
MU8-1	Мукульчанская дайка 2	2.79 ± 0.02	9.19 ± 0.34	47 ± 1.8
MU8-2		2.77 ± 0.01	8.74 ± 0.16	45 ± 1.0

Примечание. MU0 – определение по валовому составу, MU0 g.m. – по основной массе базальта.

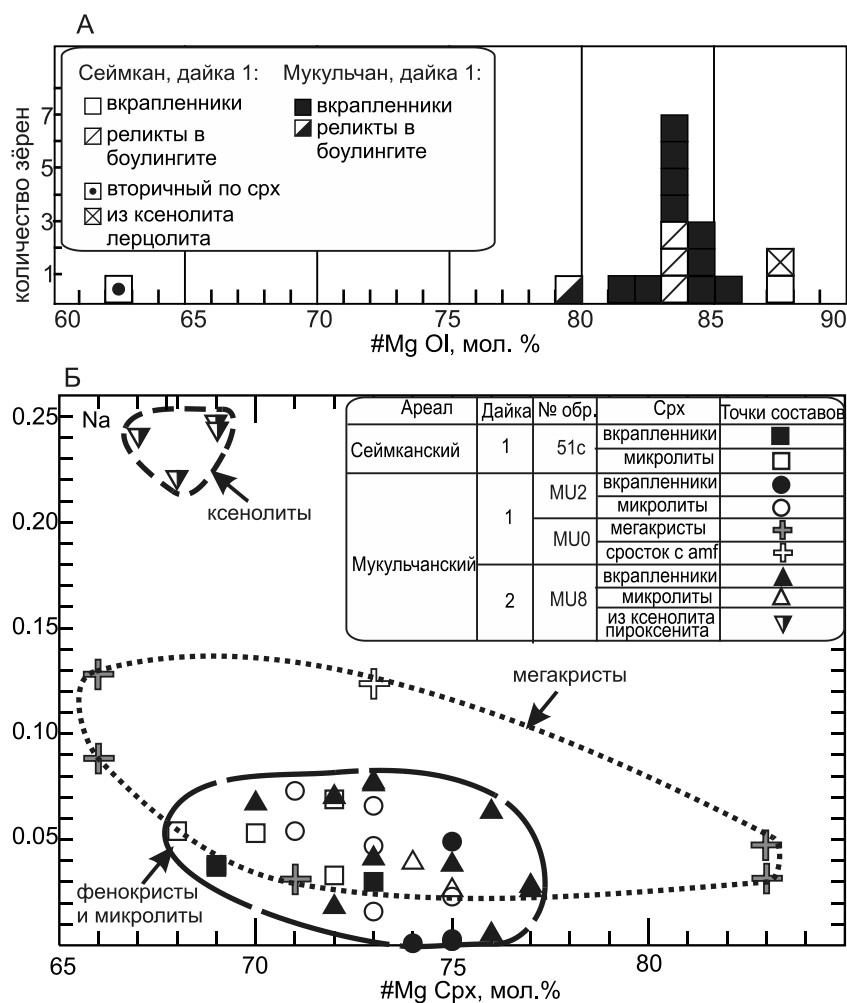


Рис. 3. Вариации составов минералов из базальтов Сеймканского вулканического поля.

А – гистограмма магнезиальности оливинов, Б – диаграмма соотношения магнезиальности и молекулярного количества натрия в клинопироксенах. #Mg = 100Mg/(Mg+Fe²⁺).

кло и микролиты плагиоклаза, которые распределены крайне неравномерно, и количество стекла меняется от 10 до 40 % от объема базальта. Микролиты плагиоклаза обычно проявляют неравномерное погасание, максимальное симметричное значение $c^{\wedge}Np \approx 22^{\circ}$ – An₄₀₋₄₂. Вулканическое стекло отличается высоким, почти 12 %, содержанием K₂O + Na₂O и повышенным количеством TiO₂ (2.40 %, табл. 3). Титаномагнетит и биотит, занимая до 10 % объема базальта, образуют скопления такие же, как в Сеймканской дайке 1. Для

базальта Мукульчанской дайки 1 так же, как и для Сеймканской 1, характерны тончайшие иглы рутила.

В базальте Мукульчанской дайки 1 рассеяны крупные (до нескольких сантиметров в диаметре) мегакристаллы авгита. По составу они существенно отличны от фенокристов и микролитов пироксена и, по-видимому, являются ксеногенными. Для них характерен более широкий диапазон магнезиальности, низкие кальциевость и титанистость (Са не выше 0.8, Тi не выше 0.05 единиц в формуле). В них достигает-

Таблица 3. Химические составы минералов из щелочных базальтов Сеймканского вулканического поля.

Объект, обр.	Сеймкан, дайка 1. Обр S1												Мукульчан, дайка 1. Обр. MU2						Мукульчан, дайка 2. Обр. MU8					
	Ol		Cpx		Kfs	Pl	Lct-Anl	Bt	Ol		Cpx		Glass	Bt	Cpx		Pl		Anl		Bt			
минерал	В	по cpx	В	М	М	Мп	М	М	В	М	В	М	М	М	В	М	М	М	М	М	М	М		
SiO ₂	38.35	37.25	44.45	43.71	59.54	51.59	55.67	55.03	35.47	38.65	37.39	45.99	44.84	42.63	34.29	46.31	46.76	52.59	49.76	34.77				
TiO ₂	0.01	н.о.	3.37	3.61	н.о.	0.07	н.о.	н.о.	7.12	0.01	0.04	2.67	3.10	2.40	5.84	2.04	2.04	0.10	н.о.	6.88				
Al ₂ O ₃	н.о.	н.о.	9.29	7.95	21.61	29.51	27.58	24.62	14.58	0.01	н.о.	7.65	8.20	19.21	15.00	6.91	6.91	28.47	30.11	14.80				
FeO	12.57	31.64	8.34	8.33	0.86	0.53	н.о.	0.34	18.96	15.80	19.22	7.74	7.95	11.82	16.81	7.66	7.64	0.90	0.65	15.96				
MnO	0.16	0.54	0.08	0.10	н.о.	0.01	н.о.	н.о.	н.о.	0.25	0.63	0.20	0.23	0.24	0.13	0.21	0.38	0.06	0.37	н.о.				
MgO	48.34	29.28	11.30	11.42	0.15	0.01	н.о.	н.о.	9.89	45.09	41.33	12.80	12.13	5.47	11.77	12.52	12.12	0.01	н.о.	12.14				
CaO	0.19	0.27	22.54	22.75	0.50	12.69	9.00	0.82	0.29	0.19	0.30	21.69	22.07	2.52	н.о.	21.95	21.84	11.03	0.37	0.44				
Na ₂ O	0.11	0.01	0.46	0.63	6.65	4.71	6.50	9.28	0.93	0.03	0.22	0.24	0.55	4.96	0.77	0.65	0.44	4.73	13.33	0.85				
K ₂ O	0.01	0.02	0.03	0.03	9.19	0.49	0.98	8.06	9.05	0.01	0.01	0.03	0.01	6.84	9.18	0.03	0.02	0.69	2.96	9.31				
Cr ₂ O ₃	0.05	0.07	0.04	н.о.	0.01	0.03	н.о.	н.о.	н.о.	0.02	0.28	0.02	0.05	н.о.	н.о.	0.28	0.55	0.11	0.58	н.о.				
Сумма	99.76	99.06	99.88	98.53	98.51	99.63	99.72	98.15	99.29	100.06	99.42	99.01	99.12	96.09	96.72	98.54	98.70	98.69	101.13	98.15				
О в формуле	4		6		8	8	6	6	22	4	4	6	6	22	22	6	8	4	4	22				
Si	0.96	1.02	1.68	1.68	2.78	2.37	2.52	1.95	5.01	0.98	0.97	1.74	1.70	1.70	5.19	1.76	1.78	2.43	1.11	4.91				
Ti	н.о.	н.о.	0.10	0.10	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.78	н.о.	н.о.	0.08	0.09	н.о.	0.54	0.06	0.06	н.о.	н.о.	0.78				
Al ³⁺	н.о.	н.о.	0.41	0.36	1.19	1.60	1.47	1.03	2.99	н.о.	н.о.	0.34	0.37	н.о.	2.81	0.31	0.31	1.55	0.79	3.09				
Fe ²⁺	0.26	0.73	0.26	0.27	0.03	0.02	н.о.	0.01	2.22	0.33	0.42	0.24	0.25	н.о.	1.86	0.24	0.24	0.03	0.01	1.91				
Mn	н.о.	0.01	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.01	0.01	0.01	0.01	н.о.	0.01	0.01	0.01	н.о.	0.01	0.01				
Mg	1.80	1.20	0.64	0.65	0.01	н.о.	н.о.	н.о.	2.15	1.70	1.60	0.72	0.69	н.о.	2.43	0.71	0.69	н.о.	н.о.	2.50				
Ca	0.01	0.01	0.91	0.94	0.03	0.62	0.44	0.03	0.04	0.01	0.01	0.88	0.90	н.о.	0.04	0.90	0.89	0.54	0.01	0.04				
Na	0.01	н.о.	0.03	0.05	0.60	0.42	0.57	0.64	0.24	н.о.	0.01	0.02	0.04	н.о.	0.18	0.05	0.03	0.42	0.58	0.22				
K	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.55	0.03	0.06	0.37	1.64	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.63	н.о.	н.о.	0.04	0.08	1.690				
Cr	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.78	н.о.	0.01	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.01	0.02	н.о.	0.01	н.о.				
Сумма	3.04	2.98	4.04	4.06	5.20	5.06	5.06	4.03	15.06*	3.02	3.03	4.02	4.04	14.69*	4.04	4.02	5.03	3.04*	15.20*					
#Mg	0.87	0.62	0.71	0.71					0.49	0.84	0.79	0.75	0.73	0.45	0.57	0.74	0.74			0.57				
En			35.11	35.20								39.09	37.37			38.41	37.76							
Wo			50.36	50.40								47.65	48.89			48.40	48.88							
Fs			14.54	14.40								13.26	13.75			13.19	13.36							
Ab					51.26	39.10	53.62														41.95			
An					2.13	58.24	41.06														54.01			
Ort					46.61	2.66	5.33														4.04			
T, °C	1225									1240		1115				1160								
P, kb												5.2				9.1								
Kd	0.18									0.23		0.27				0.29								

ся также более высокое содержание натрия – до 0.13 в кристаллографической формуле (рис. 3 Б).

Возраст базанита Мукульчанской дайки 1 (табл. 2) определен в двух валовых пробах как 57 ± 0.7 и 61 ± 0.8 млн лет; для основной массы из второй из этих проб получен возраст 58 ± 1.4 млн лет.

Мукульчанская дайка 2.

Базаниты в этой дайке массивные, порфиоровые. Около 15 % объема базанита занимают вкрапленники титан-авгита (Wo_{48} , En_{38} , Fs_{13}) размером от 0.2×0.4 до 1.1×1.5 мм. Колебания состава как внутри одного вкрапленника, так и при сравнении разных вкрапленников не превышают в целом погрешности микрозондового анализа, и только содержание титана немного увеличивается от центра к периферии кристаллов. Присутствуют также (до 10 %) близкие по размеру к вкрапленникам пироксена изометричные или неправильной формы агрегаты боулингита. Возможно, это псевдоморфозы по оливину либо измененные фрагменты ксенолитов лерцолита. В интерсертальной основной массе установлены микролиты титан-авгита близкого к фенокристам состава, тонкие (в среднем $\sim 0.8 \times 0.05$ мм) вытянутые лейсты плагиоклаза (An_{54}), скопления титаномагнетита и титанистого биотита, единичные выделения анальцима (табл. 3) и вулканическое стекло. Тончайшие иглы рутила присутствуют в породе в изобилии.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗАНИТОВ

В химическом составе горных пород из всех изученных сеймканских даек выявляются очень узкие пределы вариаций содержания главных химических компонентов (табл. 1): $SiO_2 = 45.26\text{--}47.17$, $TiO_2 = 1.86\text{--}2.14$, $Al_2O_3 = 15.58\text{--}16.63$, $FeO = 8.4\text{--}9.87$, $MgO = 5.85\text{--}7.24$, $CaO = 7.09\text{--}8.34$, $Na_2O = 2.78\text{--}4.25$, $K_2O = 3.02\text{--}3.31$ (мас. %). На диаграмме TAS (рис. 4 А) такой химический состав соответствует полю тефритов и базанитов. В сравнении с щелочными базальтоидами из других кайнозойских проявлений на Северо-Востоке России с сопоставимым содержанием SiO_2 (45–47 %) сеймканские отличаются меньшей магнезиальностью ($Mg/(Mg+Fe) = 0.53\text{--}0.57$ против $0.52\text{--}0.73$ в Энмеленском, Вилигинском, вулканах Рудича, Кедонском и Балаган-Тас

[2, 5, 14, 27, 40]. В лавах Аннойского вулкана, по магнезиальности (0.44–0.58) близких к сеймканским базанитам, содержание SiO_2 (47–54 %) больше, чем в Сеймканском проявлении [2].

Сумма оксидов щелочей Na_2O+K_2O в сеймканских базанитах (5.83–7.56 %) в общем такая же (рис. 4), как в щелочных базальтах Кедонского вулкана (6.11 мас. %) и фойдитах из Энмеленского поля на Чукотском полуострове (5.25–7.4 %) и почти достигает значений, выявленных в Вилигинском проявлении (6.34–8.42 мас. %) [1, 14] и лавах вулкана Балаган-Тас (7.05–8.02) [2]. Она уступает только лавам вулкана Рудича (8.15–8.99 мас. %) [40], а суммарная щелочность базальтов Аннойских вулканов (3.97–6.32 %) несколько ниже [1, 27]. Тот же ряд по степени щелочности увидим, если за характеристику щелочности принять отношение $(Na+K)/Al$ (рис. 4 В). При этом базаниты Сеймканского проявления наиболее калиевые среди всех известных кайнозойских щелочных базальтоидов на Северо-Востоке России. Но сравнительно узкий интервал отношения Na_2O/K_2O в сеймканских базанитах (0.87–1.28, мас. %) перекрывается интервалом значений этого отношения в фойдитах Энмеленского поля (0.8–2.1) и меньше, чем в лавах Вилигинского вулканического поля (1.27–2.13), много меньше, чем во всех остальных проявлениях – вулканов Аннойского (1.45–4.02), Кедонского (1.54), Рудича (1.55–1.64) и Балаган-Тас (1.87–2.27).

Содержание титана и фосфора считается примечательной характеристикой щелочных магматических пород [16]. Соотношение содержаний титана и фосфора с калием в основных вулканических породах систематически использовал Б.Г. Лутц [15] для систематики океанических и континентальных вулканических серий. Содержание TiO_2 в базанитах Сеймканского проявления и вулкана Рудича меньше, чем в более бедных SiO_2 лавах Вилигинского вулканического поля и в Энмеленских вулканах (рис. 4 б). Содержание P_2O_5 в лавах Сеймканского проявления понижено и соответствует низким значениям в энмеленских вулканитах; в базанитах вулкана Рудича P_2O_5 немного больше, столько же, сколько в наиболее бедных фосфором лавах Вилигинского вулканического поля (рис. 4 Г).

Примечание к таблице 3. Приведены средние составы минералов по результатам не менее 4 микрозондовых анализов в каждом образце, н.о. – не обнаружено. Символы минералов – по [33]. Зерна: В – вкрапленники, М – микролиты, I и II – предполагаемые ранняя и поздняя генерации. Оксиды – в мас. %, катионы – в формульных единицах. Миналы, мол. %: $En = 100Mg/(Fe^{2+} + Mg + Ca)$, $Wo = 100Ca/(Fe^{2+} + Mg + Ca)$, $Fs = 100Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg + Ca)$, $Ab = 100Na/(Ca + Na + K)$, $An = 100Ca/(Ca + Na + K)$, $Ort = 100K/(Ca + Na + K)$. Магнезиальность $\#Mg = 100Mg/(Mg + Fe^{2+})$. * – при расчете кристаллохимической формулы минерала принято содержание $H_2O = 3$ %. P – давление ± 2 кб; T – температура кристаллизации ± 60 °C по геотермобарометрам клинопироксен-расплав [38; eq.32a–32d]. Для оливина использован геотермометр [38; eq.13]. Kd (Fe-Mg) – коэффициент распределения Fe и Mg между минералом и расплавом (валовым составом породы).

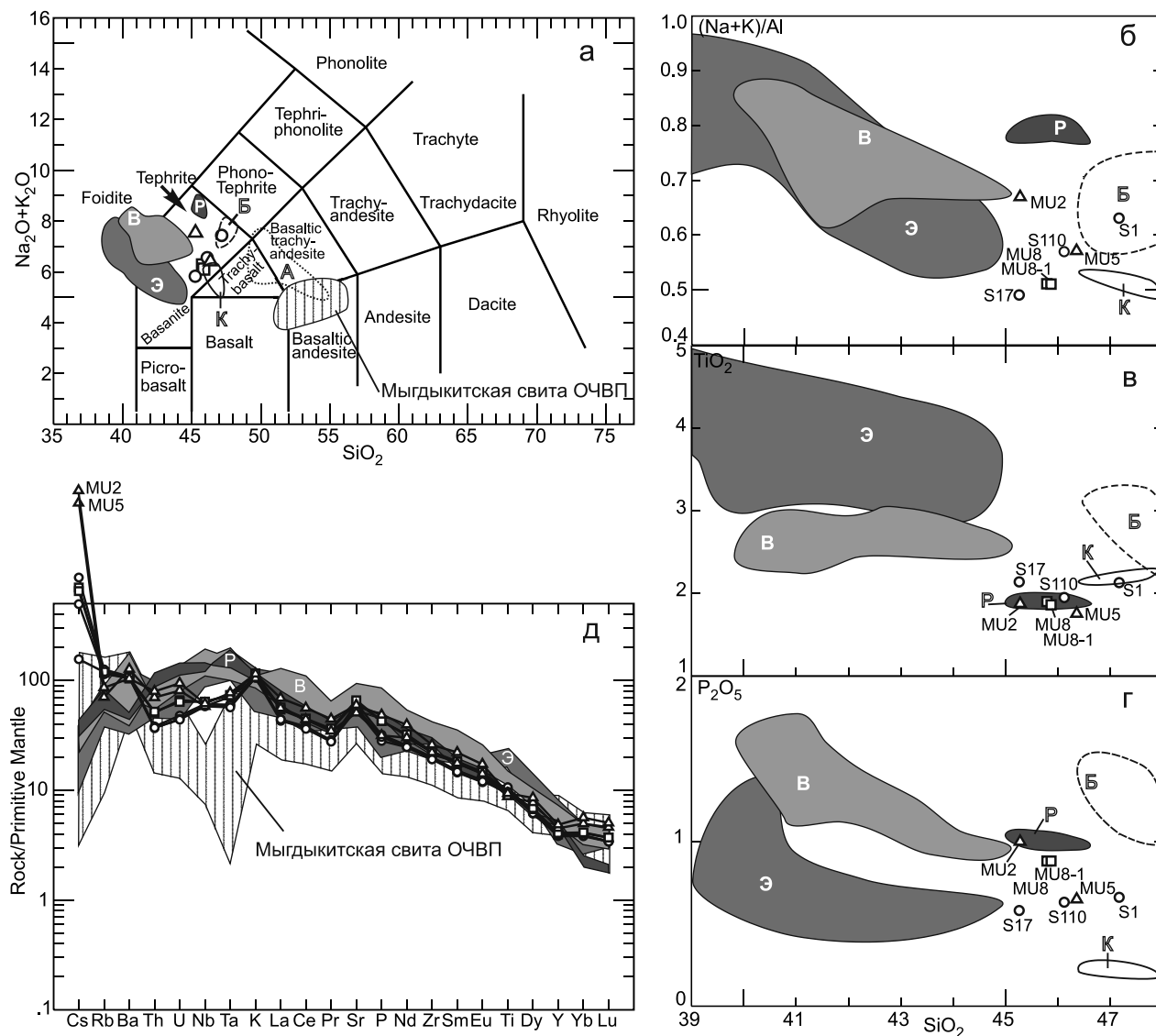


Рис. 4. Вариации химических составов лав Сеймканского вулканического поля.

а – положение состава базальтоидов на диаграмме TAS [33], б–г – соотношения главных элементов (мас. %), д – спайдерграмма распределения содержания примесных элементов (ppm), нормализованных к составу примитивной мантии [35]. Точки составов обозначают: круги – Сеймканский ареал, дайка 1, треугольники – Мукульчанский ареал, дайка 1, квадраты – Мукульчанский ареал, дайка 2. Поля с серым фоном и пунктирные контуры – составы лав известных проявлений кайнозойского щелочнобазальтового вулканизма на Северо-Востоке России: В – Вилига [1, 14], Э – Эмелен [1, 27], Р – Рудича [40], по [2, 8]; К – Кедонского, Б – Балаган-Тас, А – Анюйского.

Для щелочных базальтоидов и особенно для их калиевых серий характерна сильная положительная корреляция содержаний титана и калия [16]. Это явление обнаруживается и в щелочных базальтоидах Северо-Востока России. Содержание TiO_2 линейно возрастает с увеличением K_2O+Na_2O : согласно выявленной зависимости $TiO_2 = 0.3(Na_2O+K_2O)+0.3$; $K_{корр} = 0.8$, СКВО = 0.2 для 49 точек – от Анюйских вулканов к Сеймканскому проявлению, далее к вулканам Кедонскому и Балаган-Тас, к Вилигинскому вулканическому полю. По концентрациям титана и фосфора

наиболее близки сеймканским базанитам базаниты вулкана Рудича [40]. Однако их относительная щелочность и калиевость очень велики, и в соответствии с указанной статистической зависимостью в них следовало бы ожидать еще более высокого содержания TiO_2 . Напротив, эмеленские щелочные породы оказались наиболее титанистыми при широком разбросе содержаний щелочных металлов. Возможно, эта их особенность определяется тем, что Эмеленское вулканическое проявление – единственное, принадлежащее Берингоморской плите (рис.1, [5]). Содержание

фосфора тоже линейно связано с содержанием щелочных металлов, хотя и несколько слабее, чем в случае с титаном. При этом в единую последовательность (с линейной зависимостью $P_2O_5 = 0.3(Na_2O+K_2O)-1.1$; $K_{корр} = 0.8$, СКВО = 0.2 для 58 точек) выстраиваются почти все кайнозойские щелочные базальтоиды Северо-Востока России, включая сеймканские. Лишь наиболее щелочные базаниты вулкана Рудича выбиваются из общего ряда, поскольку P_2O_5 в них меньше, чем это бы соответствовало общей последовательности. Таким образом, есть некоторое расхождение в зависимостях содержаний TiO_2 и P_2O_5 от содержания щелочных металлов в щелочных базальтоидах Северо-Востока России. По-видимому, это отражает известную общую закономерность, которая, например, выступает при разделении океанических толеитовых и щелочных базальтов на диаграмме $MnO-TiO_2-P_2O_5$ [37]. Щелочные базальты более обогащены P_2O_5 , а толеитовые – TiO_2 . Заметим, что фигуративные точки всех кайнозойских щелочных базальтоидов Северо-Востока России, в том числе сеймканских, на этой диаграмме сосредоточены в поле, примыкающем к вершине P_2O_5 (щелочные базальты океанических островов).

Химические черты сеймканских базанитов ярко отличают их от меловых базальтов мыгдыкитской свиты, самой верхней в стратиграфическом разрезе ОЧВП (рис. 4 а). Это очень важно отметить, потому что сеймканские дайки пересекают структуру ОЧВП, а слагающие их базаниты при визуальных наблюдениях в полевых условиях с трудом отличаются от тоже мелкозернистых известково-щелочных базальтов и андезибазальтов мыгдыкитской свиты.

Геохимические особенности сеймканских щелочных базальтоидов по-разному характеризуют вероятный источник магм. Они заметно обогащены литофильными элементами и легкими редкоземельными элементами (рис. 4 Д). Спектры сеймканских базанитов, показанные на этой диаграмме, характеризуются, как многие внутриплитные магматиты [41], выпуклым рисунком, определяющимся относительно высоким нормализованным содержанием Th, U, Nb, Ta и K при последовательном снижении нормализованных содержаний все более тяжелых редкоземельных элементов. Примечательно при этом, что в сеймканских базанитах концентрация Nb и Ta ($Nb = 42-38$ ppm, $Ta = 2.1-2.9$ ppm) меньше, чем в щелочных базальтоидах из всех остальных их проявлений на Северо-Востоке России. Еще меньше нормализованные содержания ниобия и тантала в позднемеловых андезибазальтах и базальтах мыгдыкитской свиты. Спайдерграмма для этих пород, принадлежащих ОЧВП, вообще выделяется особым рисунком – отрицательной ниобий-танталовой аномалией (вертикальная штриховка на рис. 4),

что характерно для надсубдукционных известково-щелочных магматитов. Этим подчеркивается принципиальное отличие позднемелового и кайнозойского магматизма [3].

Отличительная геохимическая черта всех исследованных базанитов Сеймканского поля – высокие содержания крупноионных литофильных элементов (Cs, Rb, Ba, K, Sr). Особенно следует отметить аномальное содержание Cs в пробах MU2 и MU5 из Мукульчанской дайки 1, примерно в 100 и 300 раз превышающее кларк этого элемента в базитах, по [24, стр. 24]. Вероятно, это связано с высокой калиевостью пород в сеймканских дайках. Заметим, что столь же повышенные концентрации Cs выявлены в близких к сеймканским по составу и возрасту (62 ± 3 млн лет) керсутитовых щелочных базальтах на Охотском массиве [17]. А более молодые и при этом более натриевые щелочные базальтоиды Энмелена, Вилиги и вулкана Рудича отличаются отрицательной цезиевой аномалией на спайдерграмме (рис. 4 д).

По уменьшению отношения La/Nb можно на диаграмме Б. Кабаниса и М. Ликолла [29] проследить последовательный ряд от Мукульчанской дайки 1 со значением 0.95–1.11, характерным для базальтов континентальных плато, к Сеймканской дайке 1 (0.87–0.89) и Мукульчанской дайке 2 (0.7–0.75) со значениями, граничными между базальтами континентальных плато и щелочными рифтовыми базальтами. В поле щелочных рифтовых базальтов с дальнейшим уменьшением отношения La/Nb последовательно выстраиваются фигуративные точки Энмеленских вулканов, вулкана Рудича и Вилигинского вулканического поля.

Почти все значения La/Nb в сеймканских дайках меньше, чем характерные для примитивной мантии (0.94 по [34]). Лишь одно из них – в Мукульчанской дайке 1, немного превосходит 0.94. Так же и отношение Zr/Nb (5.10–6.74) меньше, чем указывается для примитивной мантии (15.96, по [34]). Эти данные и прямолинейный фракционированный график распределения редкоземельных элементов в сеймканских базанитах (рис. 4 д) соответствуют нефракционированному примитивному характеру магмы [5]. Однако отношения K/P (9.51–15.69) существенно выше, чем в примитивной мантии (2.67, по [34]). Большая величина отношения K/P, как и высокие содержания всех крупноионных литофильных элементов, – это возможное следствие щелочного, существенно калиевого характера глубинного флюидного потока, либо особого состава источника выплавления. Предварительно полученные в нашей лаборатории повышенные значения первичного изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в сеймканских базанитах (в интервале от 0.7038 до 0.7053) характеризуют источник магмы как

существенно обогащенный радиогенным изотопом стронция. Повышенное значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в мантийных магмах обычно трактуется как обогащение мантийного источника компонентом EM II. В сеймканских базанитах вариации изотопных отношений стронция схожи с таковыми в Анюйских вулканах и значительно больше, чем в других щелочнобазальтовых проявлениях на Северо-Востоке России и на Аляске [5]. Однако эти предварительные измерения требуют воспроизведения на современных масс-спектрометрах высокого разрешения. При этом невысокие значения содержаний когерентных Co, Cr, Ni, Sn в сеймканских породах (табл. 1) подтверждают вывод о существенной доли в мантийном источнике пироксенитов, наряду с перидотитами [5, 39].

ОЦЕНКА P-T УСЛОВИЙ ВЫПЛАВЛЕНИЯ И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМ

Для оценки температуры и давления, при котором выплавлена щелочнобазальтоидная магма, использованы геотермометр и геобарометр К.Д. Путьрки [38]. Первый из них основан на экспериментальных данных по равновесию клинопироксен-расплав, а второй – по равновесию оливин-расплав. Сеймканские базаниты генерированы в верхней мантии при давлении от 14 до 17 кб (табл. 1), что соответствует глубине от 40–50 км при литостатическом давлении. Такая оценка давления – минимальная, в ней не учтено, что в источнике магм, кроме перидотитов (существенно оливиновых пород), скорее всего, велика доля пироксенитов [5, 39]. На это указывают относительно низкие содержания Ca и Mg в сеймканских базанитах – в сравнении с расплавами, составы которых экспериментально воспроизведены при парциальном плавлении перидотитов [30]. Указание на пироксенитовый источник сеймканских магм систематически обнаруживается при моделировании в среде программы PRIMELT2 [30]. Расчеты применительно к сеймканским базанитам показали, что фенокристы оливина начали кристаллизоваться при температуре около 1220–1240 °С, а фенокристы титан-авгита – при температуре около 1160 °С и при давлении около 8–9 кб (табл. 3). Оценка температуры для оливина, по-видимому, минимально возможная, так как коэффициент распределения Fe и Mg между оливином и валовым составом базанита (то есть расплавом) немного ниже равновесного значения 0.3±0.3 (табл. 3).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В открытом в северном Приохотье новом Сеймканском проявлении щелочных базальтоидов (оливиноклинопироксеновые базаниты, содержащие мантий-

ные ксенолиты и мегакристы) представлены наиболее древние кайнозойские щелочные базальтоиды на севере Дальнего Востока России. К-Аг возраст Сеймканской дайки 1 и Мукульчанской дайки 1 – 61–57 ± 1.3 млн лет. Мукульчанская дайка 2 моложе: 49–45 ± 1.8 млн лет, но также существенно древнее, чем самые ранние среди прочих вулканитов этой формации (около 27 млн лет).

Сеймканское проявление находится в северной части Охотоморской плиты, и его образование связано с тектонической перестройкой Охотоморского региона в позднем палеоцене. Сформированная в позднем мелу структура этого региона, элементом которой является ОЧВП, была полностью преобразована 60 млн лет назад [9]. Г.И. Говоров указывает на раскрытие сквозьлитосферных окон в северной части Охотского моря в это время, а Ю.А. Мартынов и А.И. Ханчук [18] концентрируют внимание на изменении геодинамической обстановки и начале сдвиговых деформаций. Вероятно, щелочнобазальтовый магматизм в Сеймканском проявлении связан с подобными явлениями. Петрохимические, геохимические и минералогические особенности сеймканских базанитов кардинально отличают их от позднемеловых мыгдыкитских базальтов и андезибазальтов, образование которых завершена история ОЧВП. Сеймканским магматизмом открывается новый этап геологической истории Северо-Востока России.

Сеймканские базаниты отличаются от прочих щелочных базальтоидов на Северо-Востоке России присутствием вкрапленников авгита наряду с вкрапленниками оливина, тогда как более поздние щелочные базальтоиды содержат только вкрапленники оливина. Второе отличие сеймканских базанитов – наличие биотита (микролиты в основной массе). Это, как и другие их геохимические свойства, координируется с тем, что они наиболее калиевые.

Судя по расчетам, сеймканские базанитовые магмы генерировались в верхней мантии с существенной долей пироксенитового компонента при давлении не менее 17 кб, фенокристы оливина начали кристаллизоваться на ликвидусе магм при температуре около 1240 °С, а клинопироксен – при температуре не менее 1160 °С и давлении 8–9 кб.

Сеймканские базаниты не обнаруживают сколько-нибудь существенных признаков магматической дифференциации или контаминации коровым материалом, почти не изменены в поствулканических низкотемпературных процессах. Их изучение дает материал для реконструкции условий генерации расплавов и вообще петрогенетических процессов в мантии. Хронология щелочнобазальтового вулканизма в совокупности с данными об особенностях

состава мантийных источников магмы представляет информацию для восстановления этапов деструкции континентальной коры и эволюции континентальной окраины Евразии.

Исследования выполнены при частичной поддержке гранта ДВО РАН 15-1-2-038. Авторы благодарят анонимного рецензента за полезные и предметные замечания и рекомендации, которые значительно улучшили текст статьи после переработки. Особая признательность за консультации и научную редакцию статьи – Михаилу Львовичу Гельману.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Апт Ю.Е. Позднекайнозойский щелочнобазитовый вулканизм на Северо-Востоке России // Магматизм и оруденения Северо-Востока России / Ред. С.Г. Бялобжецкий. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 155–175.
- Акинин В.В., Евдокимов А.Н., Кораго Е.А., Ступак Ф.М. Новейший вулканизм арктической окраины Северной Евразии // Изменение окружающей среды и климата; природные и связанные с ними техногенные катастрофы / Ред. В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюк, О.А. Богатиков. Т. II. Новейший вулканизм Северной Евразии: закономерности развития, вулканическая опасность, связь с глубинными процессами и изменениями природной среды и климата. М.: ИГЕМ РАН, 2008. С. 41–80.
- Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19, № 3. С. 249–290.
- Акинин В.В., Альшевский А.В. Новое местонахождение щелочных базальтов с мантийными ксенолитами в Северном Приохотье // Геология, география, биологическое разнообразие и ресурсы Северо-Востока России (к 100-летию со дня рождения А.П. Васильковского): Материалы Всерос. конф. (22–24 ноября 2011 г., г. Магадан). Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2011. С. 6.
- Акинин В.В. Позднемезозойский и кайнозойский магматизм и преобразование нижней коры в северном обрамлении Пацифики: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. М: ИГЕМ РАН, 2012. 43 с.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
- Геологическое развитие Японских островов: (пер. с англ.) / Под ред. Масао Минато, Масао Гораи, Мицуо Фунахаси. М.: Мир, 1968. 720 с.
- Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР. Геологическое описание. Кн. 2. М.: Недра, 1970. 536 с.
- Говоров Г.И. Фанерозойские магматические пояса и формирование структуры Охотоморского геоблока. Владивосток: Дальнаука, 2002. 198 с.
- Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. 2-е пересмотр. изд. М.; Л.: Изд-во и 2-я тип. Изд-ва АН СССР в М., 1950. 400 с.
- Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Макки К., Фуджита К. Сейсмо-тектонические процессы на границе литосферных плит Северо-Востока Азии и Аляски // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 2. С. 3–17.
- Кепежинская В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 400 с.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
- Леонова В.В., Вольф Ю.В., Акинин В.В. Позднекайнозойские щелочные лавы бассейна р.Вилига (Северное Приохотье) // Наука Северо-Востока России – начало века: Материалы Всерос. науч. конф., посвящ. памяти акад. К.В. Симанова и в честь его 70-летия (г. Магадан, 26–28 апреля 2005 г.). Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2005. С. 109–111.
- Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
- Магматические горные породы. Т. 2. Щелочные породы / Е.Д. Андреева, В.А. Кононова, Е.В. Свешникова, Р.М. Яшина. М.: Наука, 1984. 416 с.
- Максимов С.О., Сахно В.Г. Калиевые щелочные пикриты и базальтоиды Охотского массива (Дальний восток) // Докл. РАН. 2004. Т. 394, № 4. С. 510–517.
- Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. Кайнозойский вулканизм восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. Т. 21, № 1. С. 94–108
- Миясиро А., Аки К., Шенгер А. Орогенез. М.: Мир, 1985. 286 с.
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / Гл. ред. О.А. Богатиков, О.В. Петров. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
- Рассказов С.В., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А., Чащин А.А., Максимов С.О., Брандт И.С., Брандт С.Б., Масловская М.Н., Коваленко С.В. Развитие позднекайнозойского магматизма активной континентальной окраины Южного Приморья // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 1. С. 92–109.
- Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В., Масловская М.Н., Фефелов Н.Н., Брандт И.С., Брандт С.Б., Коваленко С.В., Мартынов Ю.А., Попов В.К. Кайнозойский магматизм Юго-Западного Приморья: импульсное плавление мантии и коры // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 6. С. 3–31.
- Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С. Мантийные источники кайнозойских вулканических пород восточной Азии: производные слэбов, подлитосферной конвекции и литосферы // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33, № 5. С. 47–65.
- Склярков Е.В. и др. / Под ред. Е.В. Скляркова. Интерпретация геохимических данных: Учеб. пособие. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
- Устиев Е.К. Позднечетвертичный вулканизм Южно-Анжуйского хребта и Восточно-Азиатская вулканическая провинция // Тр. лаб. вулканологии. АН СССР. 1958б. Вып. 13.
- Щербина В.В. Миграция элементов и процессы минералообразования. М.: Наука, 1980. С. 46.
- Akinin V.V., Sobolev A.V., Ntaflou Th., Richter W. Clinopyroxene megacrysts from Enmelen melanephelinitic volcanoes (Chukchi Peninsula, Russia): application to composition and evolution of mantle melts // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2005. V. 150. P. 85–101.
- Borkhodoev V.Ya. Accuracy of the fundamental parameter

- method for x-ray fluorescence analysis of rocks // X-Ray Spectrometry. 2002. V. 31, N 3. P. 209–218.
29. Cabanis B., Lecolle M. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8; un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale // Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie 2, Mecanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre. 1989. 309 (20), P. 2023–2029.
 30. Herzberg C., Asimow P.D. Petrology of some oceanic island basalts: PRIMELT2.XLS software for primary magma calculation // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2008. V. 9, N 9. P. Q09001.
 31. Jarosewich E., Nelson J.A., Norbers J.A. Reference samples for electron microprobe analysis. Geostandards Newsletter. 1980 V. 4. P. 43–47.
 32. Kretz R. Symbols for rock-forming minerals// Am. Mineral. 1983. V. 68. P. 277–279.
 33. Le Maitre R.W. Igneous rocks: a classification and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the systematics of igneous Rocks. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2002. 236 p.
 34. Mackey K.G., Fujita K., Hartse H.E., Stead R.J., Steck L.K., Gunbina L.V., Leyshuk N., Shibaev S.V., Koz'min B.M., Imaev V.S., Gordeev E.I., Chebrov V.N., Masal'ski O.K., Gileva N.A., Bormatov V.A., Voitenok A.A., Levin Y.N., Fokina T.A. Seismicity map of Eastern Russia, 1960-2010 // Seismological Res. Lett. 2010. V. 81, N 5. P. 761–768.
 35. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
 36. McDougall I., Harrison T.M. Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method. Oxford: Oxford Univ. Press, 1999. 269 p.
 37. Mullen E.D. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 62. P. 53–62.
 38. Putirka K. Thermometers and barometers for volcanic systems / K.D. Putirka, and F. Tepley eds. // Rev. Mineral. Geochem. 2008. V. 69. P. 61–120.
 39. Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V., Nikogosian I.K. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts // Nature. 2005. V. 434. P. 590–597.
 40. Tschegg C., Bizimis M., Schneider D., Akinin V.V., Ntaflos Th. Magmatism at the Eurasian – North American modern plate boundary: Constraints from alkaline volcanism in the Chersky Belt (Yakutia) // Lithos. 2011. V. 125, N 1–2. P. 825–835.
 41. Wilson M. Igneous petrogenesis: a global tectonic approach. London: Unwin Hyman, 1989. 466 p.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

V.V. Leonova, V.V. Akinin, A.V. Alshevsky, G.O. Polzunenkov

New localities of Cenozoic alkali basalts with mantle inclusions in Northern Priokhotie (Seimkan field)

A new occurrence of Cenozoic alkali-basaltic magmatism in North East Russia (Seimkan field) was studied. It is located on the modern Okhotsk Sea plate within the Cretaceous Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt. K-Ar dating reveals the Paleocene (about 60 Ma) and Eocene (about 50 Ma) ages for basanites, the most ancient among all Cenozoic alkali basalts known in Northeast Russia. Petrography and geochemistry of basanites is discussed. Alkali basalts were compared with those from other occurrences in North East Russia. Physico-chemical conditions for generation and crystallization of magma were estimated. Intrusion of the Seimkan basanite dikes is considered to be related to modification of the Okhotsk Sea region during the Paleocene.

Keywords: Cenozoic volcanism, alkali basalts, basanite, K-Ar dating, North East Russia.