

**ГЕОХИМИЯ НЕОГЕНОВЫХ ВУЛКАНИТОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-КАМЧАТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА****П.И. Федоров<sup>1</sup>, А.В. Колосков<sup>2</sup>, Д.В. Коваленко<sup>3</sup>**<sup>1</sup>ФГБУН Геологический институт РАН, Пыжевский пер. 7, г. Москва, 119017; e-mail: pi\_fedorov@mail.ru<sup>2</sup>ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пийна 9, г. Петропавловск-Камчатский, 683006<sup>3</sup>ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер. 35, г. Москва, 119017; e-mail: Dmitry@igem.ru

Поступила в редакцию 10 марта 2022 г.

Представлены новые геологические и геохимические материалы о возрасте и составе неогеновых пород северной части Центрально-Камчатского вулканического пояса (ЦКВП). К-Аг датирование вулканических пород определило возраст всех изученных вулканитов как позднемиоценовый. Геохимические характеристики пород показывают, что для северной части ЦКВП характерна сложная геологическая история, при которой процессы магмогенерации обусловлены различными типами мантийного вещества. Наиболее «ранние» среди позднемиоценовых пород, слагающих умуваямский и толятоваямский комплексы (6.7–9.0 млн лет), представлены типичными островодужными породами. Более «поздние» (5.4–7.7 млн лет) вулканиты алнейского и веемгетверского комплексов характеризуются ассоциацией пород с высокой долей обогащения источника типа ОИВ. Источник магм отвечал по составу шпинелевому лерцолиту. Обогащение вулканитов крупноионными литофильными элементами объясняется ролью флюидов, привнесенных в расплавы в ходе плавления надсубдукционного мантийного клина, вероятно также претерпевшего модификацию в результате надсубдукционного метасоматоза в геологическом прошлом.

**Ключевые слова:** К-Аг датирование, вулканизм, геохимия, миоцен, Срединный хребет, п-ов Камчатка.

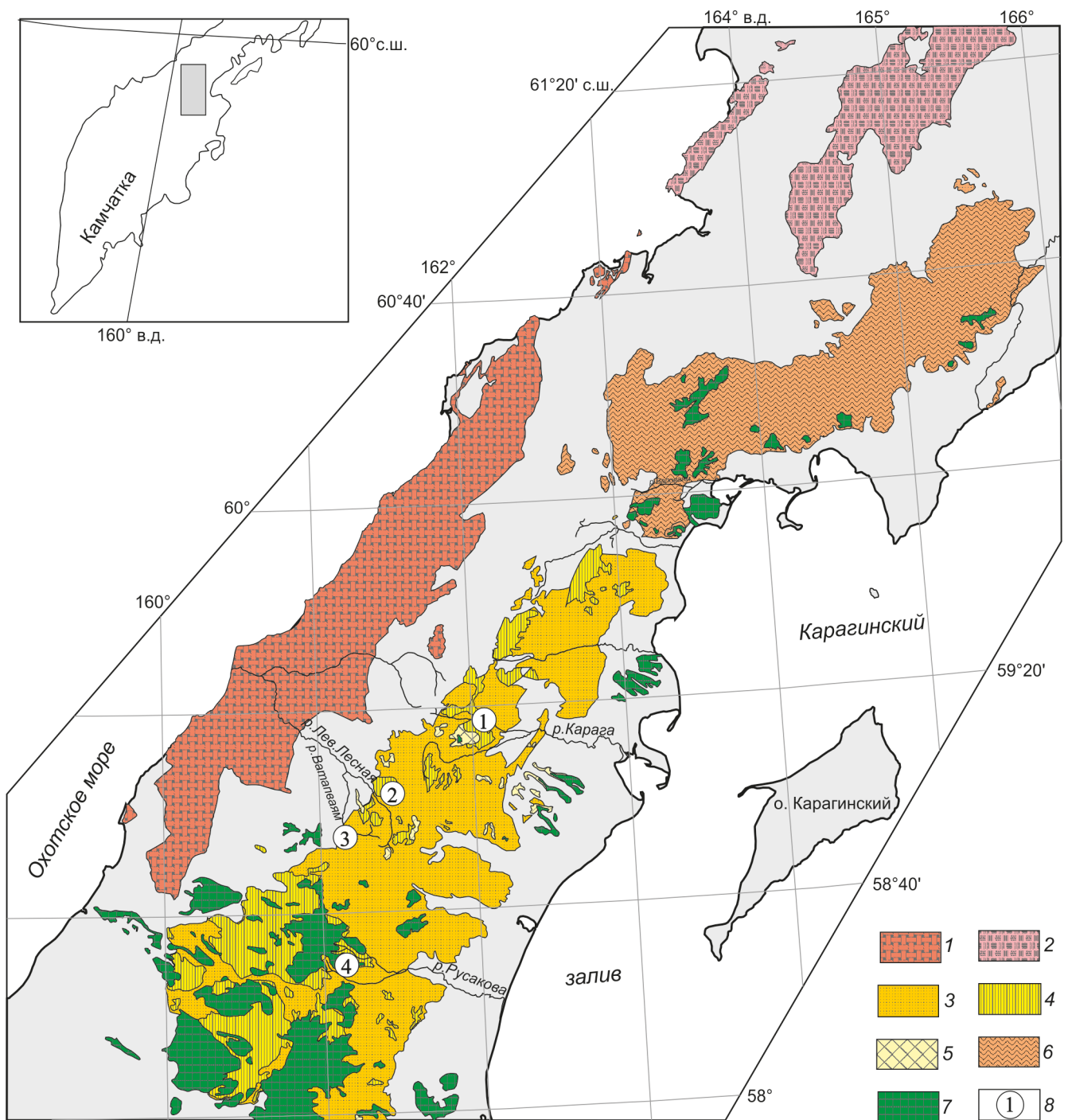
**ВВЕДЕНИЕ**

Проблема эволюции вулканических поясов и их роль в формировании континентальной коры относится к числу наиболее актуальных фундаментальных проблем в науках о Земле. Наряду с вопросами геохимической типизации вулканических серий, возрастная корреляция магматических событий является ключевым вопросом при изучении вулканизма в любых регионах тектономагматической деятельности. В этом отношении примечательны проявления неогенового вулканизма Центрально-Камчатского вулканического пояса (ЦКВП), крупнейшей вулканотектонической структуры полуострова [4]. Структурно ЦКВП подразделяется на две части: северную и южную, границей которых является серия Алеутских трансформных разломов [13]. Вулканиты в пределах ЦКВП прослеживаются от р-на р. Кихчик (юго-западное обрамление Срединно-Камчатского метаморфического массива) [5] на юге до бассейна реки Валоваям на севере (рис. 1). По петрохимическим данным, большая часть

неогеновых вулканических пород пояса характеризуется типичными надсубдукционными признаками [1, 11, 16]. Однако предварительные результаты изучения неогеновых вулканических пород района Камчатского перешейка свидетельствуют [16], что на миоценовом уровне наряду с типичными островодужными сериями присутствуют породы, близкие по составу окраинно-континентальным рифтогенным эффузивам.

Ранее было показано [16], что неогеновый вулканизм северной части ЦКВП мог быть связан с погружением Командорского блока Северо-Американской плиты под Камчатку. Предложенная модель субдукции и спрединга в Командорской котловине, объясняет единство ЦКВП, сформированного олигоцен-раннемиоценовой [13, 33] субдукцией разных плит – Тихоокеанской на большей части пояса, до зоны трансформных разломов, и Командорской – на севере.

Задача данной публикации заключается в оценке времени проявления неогенового вулканизма в



**Рис. 1.** Схема размещения раннекайнозойских магматических комплексов в пределах северной части Центрально-Камчатского вулканического пояса, по [4].

1–2 – эоценовые вулканогенные комплексы: 1 – кинкильский, 2 – велнолькский; 3–6 – неогеновые вулканические комплексы: 3–5 – Центрально-Камчатского вулканический пояс: 3 – миоцен, 4 – поздний миоцен–плиоцен, 5 – плиоцен; 6 – Ветроаямский вулканический пояс; 7 – четвертичные–современные вулканииты; 8 – изученные вулканические ареалы: 1 – Верхнекарагинский, 2 – Леволесновский, 3 – Ваплавьямский, 4 – Русаковский. На врезке показано расположение вулканических ареалов, показанных на рис. 2.

северных ареалах ЦКВП, анализе пространственно-временного распределения пород с различными геохимическими характеристиками, выяснении возможных геодинамических условий формирования пояса в той части, где субдукция Тихоокеанской плиты была исключена или, по крайней мере, маловероятна.

#### КРАТКИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ

В пределах перешейка Камчатки (рис. 2) неогеновые вулканогенно-осадочные образования при проведении среднемасштабных геолого-съемочных работ традиционно рассматривались в составе миоценовой березовской и миоцен-плиоценовой алнейской серий. Позднее, А.К. Боровцевым при геологической съемке в верховьях р. Карага неогеновые вулканиты были расчленены на три толщи: умуваямскую ( $N_1^{2-3}$ ), толятоваямскую ( $N_1^3$ ) в составе березовской серии и веемгетверскую ( $N_2$ ) в составе алнейской. При составлении листов О-57, О-58 Геологической карты масштаба 1:1 000 000 3-его поколения [14, 15] на основании палеомагнитных исследований и разрозненных К-Аг датировок толщи были объединены в соответствующие вулканогенные комплексы. В настоящей работе мы придерживаемся в основном классификации А.К. Боровцева, рассматривая изученные вулканиты Верхнелесновского и Ватапваямского ареалов в составе алнейского комплекса.

**Верхнекарагинский** ареал расположен в верховьях р. Карага в северо-восточной части ЦКВП и включает породы умуваямского, толятоваямского и веемгетверского комплексов (рис. 2, а).

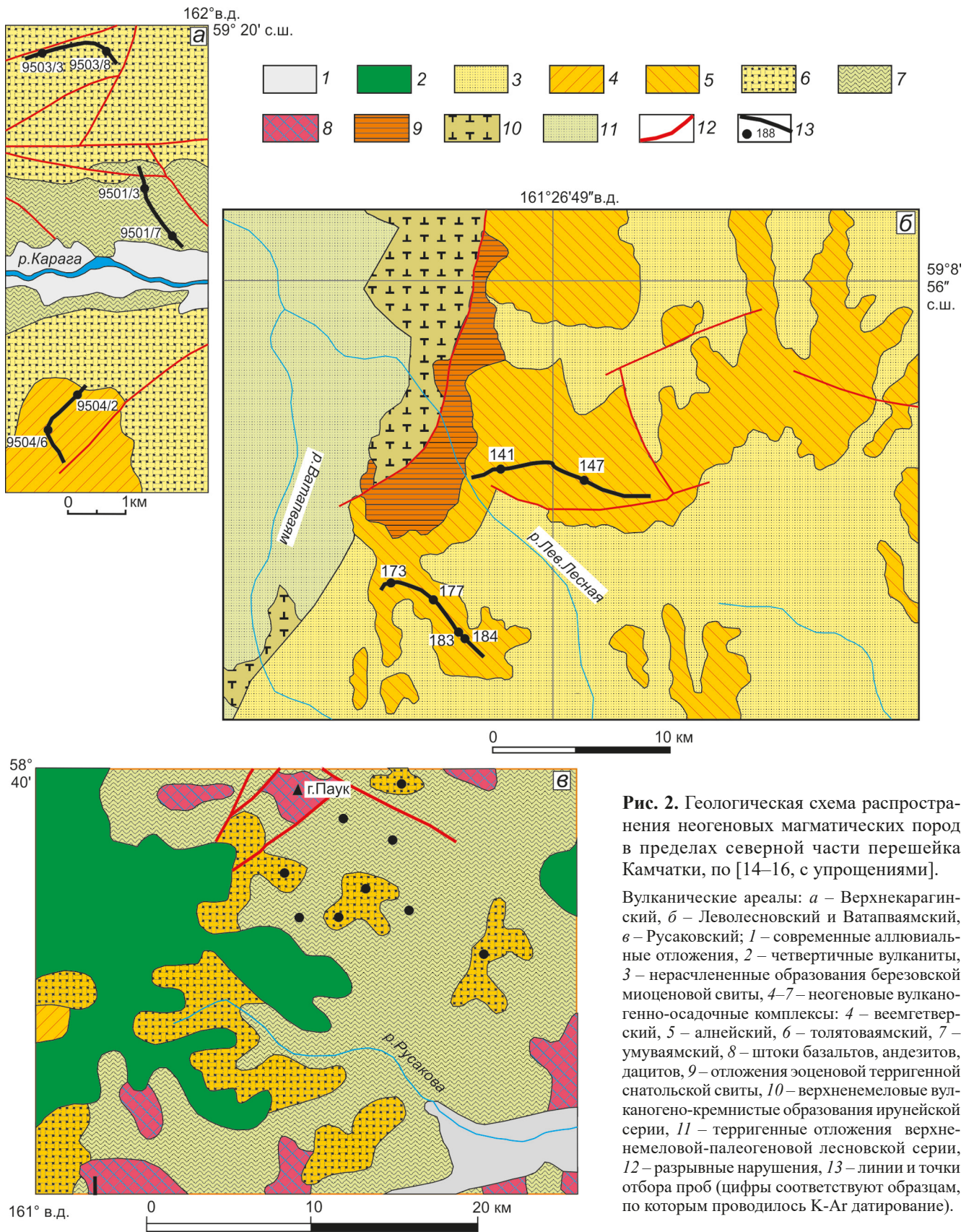
Умуваямский и толятоваямский комплексы, развитые в бортах долины Караги, образуют моноклинал с относительно крутым ( $25-30^\circ$ ) падением пород на север [16]. Умуваямский комплекс (мощностью свыше 400 м) образован чередованием потоков базальтов (реже андезибазальтов и андезитов) с туфами и туффитами смешанного, реже кислого состава, содержащими линзы туфодиазомитов и углистых аргиллитов. К-Аг датировки пород умуваямского комплекса составляют 8.1–9.0 млн лет (табл. 1). Вулканические покровы толятоваямского комплекса, общей мощностью свыше 600 м, в основании часто сложены мощным пластом дацитовых игнимбритов и, в целом, представлены чередованием потоков андезитов, дацитов, андезибазальтов и базальтов с подчиненными пачками грубообломочных туфов смешанного состава. Их возраст 6.5–9.0 млн лет. Породы веемгетверского комплекса развиты главным образом на правом борту долины Караги и залегают почти горизонтально. В нижней части представлены чередованием потоков базальтов (реже – андезибазальтов) с грубообломочными туфобрекчиями и глыбовыми туфоконгло-

мератами смешанного состава. Изредка встречаются непротяженные линзы дацитов. Вверх по разрезу туфовые прослои уменьшаются в мощности и числе, и комплекс сложен главным образом шлаковидными базальтами и лавовыми брекчиями. Общая мощность комплекса превышает 500 м. К-Аг возраст пород веемгетверского комплекса составляет 6.6–7.0 млн лет. Таким образом, современные результаты К-Аг датирования показали позднемиоценовый возраст пород трех комплексов (6–9 млн лет, табл. 1).

**Леволесновский и Ватапваямский** ареалы расположены на водоразделе р. Левая Лесная и ее левого притока р. Ватапваям (рис. 2, б), где неогеновые вулканиты рассматривались как алнейская серия, а ныне включены в состав умуваямского и толятоваямского комплексов [14]. Как будет показано ниже, особенности состава вулканитов на изученных участках позволяют рассматривать их в качестве алнейского комплекса.

Алнейский комплекс на изученных участках включает три толщи покровов [16]. Нижняя представлена массивными базальтами и андезибазальтами. С ними ассоциируют кристаллолитокластические и шлаковые туфы основного состава. Мощность толщи до 320 м. Средняя толща мощностью до 300 м сложена агломератовыми туфами и туфобрекчиями. Верхняя толща представляет собой чередование лав андезибазальтового и андезитового состава с кислыми литокристаллокластическими и витрокластическими туфами. В подчиненном количестве присутствуют андезидациты. Мощность толщи свыше 200 м. Вулканогенные образования несогласно залегают на пенепленизированной предплиоценовой поверхности выравнивания и перекрыты нижнечетвертичными вулканогенными образованиями. Возраст исследованных образцов нижней и верхней толщ оказался также позднемиоценовым (5.4–7.0 млн лет, табл. 1).

**Русаковский вулканический ареал** расположен в осевой части Срединного хребта на южном склоне горы Паук в истоках р. Хухлотваям (левый приток р. Сановаям (Русакова)) (рис. 2, в), где обнажается мощная вулканогенно-осадочная толща [18]. Ее подошва не вскрыта. В неясном залегании гипсометрически ниже наблюдаются отдельные выходы глыбовых агломератовых туфов базальтового состава. Видимая мощность вулканогенно-осадочной толщи около 650 м. Толща залегают с углами падения не более  $15^\circ$ . Разрез ее представлен как вулканитами, так и осадочно-пирокластическими образованиями (смешанными породами). Вверх по разрезу количество вулканитов, как и мощность их отдельных прослоев, увеличивается, причем резко преобладают псефопсаммитовые туфы, значительно реже встречаются



**Рис. 2.** Геологическая схема распространения неогеновых магматических пород в пределах северной части перешейка Камчатки, по [14–16, с упрощениями].

Вулканические ареалы: *a* – Верхнекарагинский, *б* – Леволесновский и Ватапваямский, *в* – Русаковский; 1 – современные аллювиальные отложения, 2 – четвертичные вулканиды, 3 – нерасчлененные образования березовской миоценовой свиты, 4–7 – неогеновые вулканогенно-осадочные комплексы: 4 – всемгетверский, 5 – алнейский, 6 – толятоваямский, 7 – умуваямский, 8 – штоки базальтов, андезитов, дацитов, 9 – отложения эоценовой терригенной снатольской свиты, 10 – верхнемеловые вулканогено-кремнистые образования ирунейской серии, 11 – терригенные отложения верхнемеловой-палеогеновой лесновской серии, 12 – разрывные нарушения, 13 – линии и точки отбора проб (цифры соответствуют образцам, по которым проводилось К-Аг датирование).

**Таблица 1. Результаты определения К-Аг возраста миоценовых вулканических пород северной части Среднего хребта Камчатки.**

Комплекс	№ образца	Порода	Калий, % ±σ	<sup>40</sup> Аг <sub>рад</sub> , нг/г ±σ	<sup>40</sup> Аг <sub>атм</sub> , % (обр.)	Возраст, млн лет ± 2σ
Леволесновский и Ватапвайский ареалы						
алнейский	141	андезибаза́лт	1.92 ± 0.02	0.929 ± 0.008	70.5	7.0 ± 0.2
алнейский	147	андезибаза́лт	1.18 ± 0.02	0.443 ± 0.003	65.0	5.4 ± 0.2
алнейский	173	андезибаза́лт	1.13 ± 0.02	0.459 ± 0.003	23.6	5.9 ± 0.2
алнейский	177	базальт	0.654 ± 0.015	0.260 ± 0.002	47.1	5.7 ± 0.3
алнейский	183	базальт	0.775 ± 0.015	0.303 ± 0.002	65.6	5.6 ± 0.2
алнейский	184	андезибаза́лт	0.790 ± 0.015	0.324 ± 0.002	67.3	5.9 ± 0.2
Верхнекарагинский ареал						
умуваямский	9501/3	базальт	2.41 ± 0.03	1.361 ± 0.005	45.6	8.1 ± 0.2
умуваямский	9501/7	базальт	1.28 ± 0.02	0.803 ± 0.016	89.0	9.0 ± 0.5
толятоваямский	9503/3	андезит	2.52 ± 0.03	1.553 ± 0.006	40.1	8.9 ± 0.2
толятоваямский	9503/8	андезибаза́лт	2.12 ± 0.03	0.979 ± 0.004	41.1	6.7 ± 0.2
веемгетверский	9504/2	риодацит	3.55 ± 0.04	1.886 ± 0.006	21.7	7.64 ± 0.18
веемгетверский	9504/6	андезит	1.88 ± 0.02	0.777 ± 0.003	49.9	5.95 ± 0.14

*Примечание.* Определение содержания радиогенного Аг проводили в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трасера <sup>38</sup>Аг; определение К – методом пламенной спектрофотометрии [7]. Для анализов использованы валовые пробы пород. Плавление проб происходило при температуре 1600–1800 °С. Чистота трассера – моноизотопа <sup>38</sup>Аг – составляла 97.5 %. Доля воздушного аргона была в пределах 60–90 %. При расчёте возраста использовали константы: λК = 0.581 × 10<sup>-10</sup> год<sup>-1</sup>, λβ = 4.962 × 10<sup>-10</sup> год<sup>-1</sup>, <sup>40</sup>К = 0.01167 (ат. %) [43].

лавовые потоки. Как вулканиты, так и смешанные породы сильно сцементированы и в значительной степени изменены. Возраст толщи, на основании макроостатков ископаемых растений, близких флоре кавалинской свиты Центральной Камчатки, отвечает среднему миоцену [18]. На Геологической карте масштаба 1:1 000 000 [14] изученные породы выделены в составе умуваямского комплекса.

На среднемиоценовых вулканогенно-осадочных отложениях с размывом, а часто и с отчетливым угловым несогласием, залегают толща вулканитов преимущественно кислого состава предположительно раннеплиоценового возраста [18]. В основании разреза часто залегают глыбовые лахары с обломками и глыбами плагиоклазовых дацитов. Подавляющее большинство разрезов – эффузивно-игнибритовые. Лавы чаще всего представлены риолитами, реже дацитами и базальтоидами. Данная толща рассматривается в составе толятоваямского комплекса [14].

Таким образом, современные К-Аг датировки неогеновых вулканитов изученных ареалов камчатского перешейка позволяют предположить преимущественно позднемиоценовое время развития вулканизма.

#### ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Химический состав вулканических пород был определен в Лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН (Мо-

сква) под руководством С.М. Ляпунова. Главные элементы были определены методом РФА на рентгенофлюоресцентном спектрометре S4 Pioneer (аналитики Б.В. Ермолаев и М.В. Рудченко). Определение п.п. проводилось весовым методом. Концентрации микроэлементов были исследованы методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на приборе ICP-6500 (аналитик О.И. Окина) по методике [27]. Образцы вулканических пород Русаковского ареала были любезно предоставлены А.Е. Шанцером и А.И. Челебаевой.

Химический состав пород представлен в таблице 2 и на рис. 3–5. Вулканические породы рассматриваемых вулканических комплексов образуют в разной степени дифференцированные вулканические серии (рис. 3, а). Большая часть неогеновых вулканических пород камчатского перешейка являются субщелочными и относятся к известково-щелочной серии, реже занимают область толеитовых пород (рис. 3, б). Отношение К/Na в основном варьирует от 0.2 до 0.6. Коэффициент агпаитности (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, мол. кол-ва) во всех типах пород значительно ниже 1. Однако среди вулканитов отдельных комплексов наблюдаются определенные различия. На диаграмме K<sub>2</sub>O–SiO<sub>2</sub> (рис. 4) точки составов лав умуваямского и толятоваямского комплексов Верхнекарагинского ареала, за исключением части базальтов, лежат в поле высококалиевых лав, тогда как вулканиты веемгетверского

Таблица 2. Состав миоценовых вулканических пород северной части Центрально-Камчатского вулканического пояса.

	Леволесновский и Ватапвямский ареалы						Верхнекарагинский ареал		
	175 <sup>*)</sup>	183	177	147	141	173	9501-7	9501-3 <sup>*)</sup>	9503-3
SiO <sub>2</sub>	48.66	51.64	52.22	54.62	55.44	55.70	51.15	51.85	60.23
TiO <sub>2</sub>	1.34	1.26	1.41	1.24	0.79	1.15	1.18	1.00	0.63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.32	16.96	17.31	15.90	15.97	15.94	18.10	16.86	16.92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.89	3.44	2.44	2.85	5.28	2.50	4.30	6.32	2.91
FeO	3.47	5.12	5.84	4.75	1.95	4.70	5.22	0.20	1.20
MnO	0.13	0.14	0.14	0.12	0.15	0.12	0.20	0.15	0.11
MgO	7.93	6.94	5.95	5.83	3.87	5.95	4.51	2.89	2.51
CaO	8.75	8.16	8.50	7.04	7.67	7.04	8.59	8.32	6.00
Na <sub>2</sub> O	3.25	3.55	3.50	3.54	3.00	3.79	2.58	3.48	4.63
K <sub>2</sub> O	0.86	1.00	0.80	1.38	1.30	1.36	1.50	2.70	2.88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.34	0.31	0.30	0.32	0.41	0.30	0.31	0.26	0.23
П.п.п.	1.65	1.10	1.44	2.00	3.79	1.04	0.11	3.55	
Сумма	99.59	99.62	99.85	99.59	99.62	99.59	97.75	97.58	98.25
Cr	297.5	173.7	109.9	161.7	33.4	213.1	17.4	21.4	7.2
Ni	154.7	89.5	61.1	102.4	121.0	127.1	7.0	8.2	6.1
Co	41.1	35.3	34.9	31.6	10.8	33.1	24.9	17.3	3.7
Sc	25.5	28.4	25.5	19.7	15.5	20.4	29.6	20.7	13.1
V	177.3	178.2	173.3	121.5	119.9	116.8	313.8	212.5	86.3
Cs	0.188	0.352	0.307	0.771	0.184	0.533	0.975	4.387	1.491
Rb	10.8	15.5	12.1	23.2	38.8	21.6	42.8	66.3	58.4
Ba	450.5	273.7	243.3	336.8	1220.1	625.6	997.6	1147.9	1133.6
Sr	527.9	383.8	436.5	399.1	710.2	377.8	738.7	680.5	446.1
U	0.32	0.57	0.49	0.78	0.95	0.89	1.02	1.34	1.51
Th	0.86	1.26	0.97	1.77	2.66	2.05	1.88	4.31	4.09
Pb	2.32	3.34	2.68	3.52	12.31	4.51	5.33	12.40	10.99
Ta	0.64	0.34	0.36	0.61	0.33	0.53	0.23	0.35	0.31
Nb	10.06	5.50	5.59	9.23	4.89	8.66	3.11	5.36	4.34
Hf	2.95	2.93	3.50	3.33	3.25	3.68	3.18	3.43	4.89
Zr	149.7	144.3	164.4	180.4	136.2	174.9	129.8	143.3	198.1
Y	21.9	20.7	21.3	21.2	21.9	19.3	25.7	22.4	26.0
La	10.83	9.62	9.90	12.36	20.44	12.72	10.44	18.39	18.70
Ce	24.81	22.82	24.66	27.35	44.48	29.99	26.26	41.36	34.85
Pr	3.55	3.12	3.32	3.69	5.66	3.78	3.91	5.65	5.58
Nd	15.37	13.28	14.45	15.02	23.60	14.92	17.76	22.55	22.60
Sm	3.81	3.29	3.70	3.53	5.32	3.41	4.78	5.35	5.68
Eu	1.31	1.14	1.31	1.16	1.54	1.16	1.51	1.52	1.55
Gd	3.87	3.54	4.09	3.51	4.47	3.53	4.73	4.52	5.20
Tb	0.62	0.55	0.65	0.56	0.60	0.54	0.72	0.65	0.77
Dy	3.63	3.45	3.96	3.41	3.60	3.25	4.58	3.88	4.62
Ho	0.74	0.69	0.80	0.67	0.70	0.66	0.90	0.76	0.95
Er	2.02	1.97	2.20	1.95	1.98	1.91	2.65	2.16	2.55
Tm	0.29	0.28	0.31	0.27	0.29	0.27	0.38	0.31	0.39
Yb	1.86	1.81	2.00	1.76	1.90	1.73	2.46	2.06	2.57
Lu	0.28	0.28	0.31	0.26	0.29	0.28	0.39	0.32	0.43

Таблица 2. (Продолжение).

	Верхнекарагинский ареал		Русаковский ареал						
	9504-6	9504-2 <sup>*)</sup>	7920-1	7909-1	7908-1	2779-3	2579-3	5879-3	1979
SiO <sub>2</sub>	60.41	68.97	49.52	50.36	51.53	52.30	52.96	53.21	53.26
TiO <sub>2</sub>	1.26	0.43	1.25	0.89	0.94	0.88	1.02	1.03	0.78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.69	16.08	17.38	16.73	17.94	17.78	17.32	19.06	19.80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.98	2.41	6.36	3.84	4.21	3.44	4.95	5.03	3.32
FeO	2.27	0.12	3.23	4.96	4.82	5.39	4.17	2.14	3.52
MnO	0.09	0.08	0.18	0.17	0.12	0.15	0.16	0.07	0.11
MgO	2.00	0.48	3.68	5.62	4.46	5.21	5.17	2.04	4.40
CaO	3.97	2.10	10.08	8.40	10.10	7.84	8.12	5.77	9.30
Na <sub>2</sub> O	5.27	4.48	3.37	2.09	2.71	3.75	3.68	4.39	3.51
K <sub>2</sub> O	2.02	4.22	0.80	1.75	0.89	1.11	1.18	2.71	0.60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.30	0.10	0.75	0.23	0.28	0.50	0.51	0.62	0.14
П.п.п.	1.00	0.45	3.35	4.53	1.48	1.06	0.76	3.47	1.36
Сумма	99.26	99.92	99.95	99.57	99.48	99.41	100.00	99.54	100.10
Cr	< 3	< 3	88.7	107.6	87.1	69.1	126.3	27.6	75.3
Ni	< 0.5	< 0.5	67.3	39.4	23.4	60.2	69.5	8.7	53.7
Co	10.2	2.1	27.9	28.4	24.5	29.6	26.9	15.8	20.7
Sc	11.1	3.8	22.1	27.0	31.2	25.5	23.6	17.6	17.9
V	90.6	19.0	238.6	248.5	328.5	234.0	226.9	211.7	158.8
Cs	0.776	2.190	0.174	2.152	0.380	0.343	0.423	1.032	0.333
Rb	39.8	98.4	3.3	27.7	11.8	14.8	15.7	33.3	6.1
Ba	483.4	1368.1	459.9	627.6	345.5	472.6	495.9	1232.5	196.4
Sr	186.1	383.3	681.7	443.7	700.4	652.3	552.3	802.9	654.3
U	1.52	3.10	0.39	0.80	0.37	0.58	0.59	1.28	0.47
Th	3.19	7.45	0.78	1.48	0.64	1.44	1.36	2.67	1.23
Pb	6.35	14.77	5.78	7.76	5.26	5.49	6.38	7.68	3.41
Ta	0.72	0.48	1.08	0.25	0.21	0.62	0.61	0.61	0.38
Nb	10.22	6.83	9.10	3.39	1.90	7.95	8.26	7.44	2.88
Hf	6.19	5.39	3.82	2.85	1.88	3.74	3.93	5.34	2.01
Zr	288.1	239.1	182.6	121.2	75.8	179.7	192.1	240.4	87.4
Y	31.1	17.8	25.3	20.7	19.3	24.1	25.9	33.5	12.3
La	15.82	19.94	17.71	9.59	7.38	16.52	16.99	19.15	7.70
Ce	33.33	40.11	42.21	23.90	18.18	37.96	39.30	47.78	15.75
Pr	5.45	5.38	6.09	3.51	2.78	5.30	5.47	6.89	2.37
Nd	22.43	19.86	26.73	15.60	13.24	23.06	23.91	30.97	10.37
Sm	5.14	3.98	5.94	3.90	3.51	5.26	5.41	7.04	2.50
Eu	1.50	1.18	1.81	1.15	1.16	1.59	1.59	1.82	0.90
Gd	5.49	3.31	5.57	4.12	3.87	5.17	5.30	6.81	2.60
Tb	0.90	0.50	0.79	0.60	0.55	0.76	0.77	0.95	0.38
Dy	5.50	3.02	4.81	3.78	3.58	4.56	4.76	5.82	2.29
Ho	1.13	0.61	0.95	0.77	0.72	0.89	0.95	1.16	0.46
Er	3.24	1.87	2.71	2.25	2.11	2.54	2.80	3.38	1.30
Tm	0.46	0.29	0.39	0.33	0.31	0.37	0.40	0.49	0.19
Yb	3.05	2.00	2.43	2.10	1.99	2.36	2.58	3.14	1.21
Lu	0.48	0.33	0.37	0.32	0.29	0.36	0.39	0.47	0.18

Таблица 2. (Продолжение).

	Русаковский ареал								
	7911	4479	7906-3	7910	7925-5	7926-5	2379-12	2379-2	2579
SiO <sub>2</sub>	54.36	54.98	57.80	61.82	52.89	53.32	53.60	54.24	54.34
TiO <sub>2</sub>	0.69	0.68	0.94	0.59	0.97	0.95	0.75	0.82	0.86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.06	16.77	16.57	15.94	18.96	17.21	17.13	16.94	17.84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.60	3.76	2.11	2.95	4.16	5.43	6.31	4.80	2.01
FeO	4.65	4.31	4.31	2.44	3.09	3.45	2.30	3.52	4.68
MnO	0.10	0.14	0.17	0.11	0.10	0.17	0.12	0.15	0.16
MgO	3.67	3.23	2.35	2.67	2.85	5.15	3.37	4.67	6.34
CaO	9.37	7.34	5.41	4.42	6.77	7.64	8.00	6.86	8.04
Na <sub>2</sub> O	2.84	3.40	3.39	3.76	3.92	3.80	3.20	3.04	3.67
K <sub>2</sub> O	0.31	1.45	3.10	2.85	2.67	1.21	1.23	0.87	1.18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.23	0.58	0.23	0.74	0.64	0.56	0.53	0.28
П.п.п.	2.88	3.16	2.85	1.95	2.28	0.72	2.85	3.64	0.10
Сумма	99.75	99.45	99.58	99.73	99.40	99.69	99.42	100.08	99.50
Cr	50.8	40.8	21.0	76.0	23.2	124.6	77.8	84.0	118.9
Ni	15.5	10.6	4.8	29.5	6.6	52.5	46.2	48.8	80.6
Co	21.0	20.4	13.5	12.6	15.9	25.1	22.3	23.4	26.9
Sc	23.4	20.8	19.1	13.6	20.1	23.4	20.9	21.2	21.9
V	252.2	238.3	170.3	110.7	214.4	212.4	195.3	186.2	208.8
Cs	2.195	0.177	1.516	0.570	0.443	0.342	0.129	0.679	0.352
Rb	9.3	21.9	54.7	41.5	46.3	13.7	10.3	12.2	20.9
Ba	366.1	644.0	801.4	883.1	970.5	608.3	596.7	513.8	427.7
Sr	712.1	600.4	569.8	409.5	729.3	606.0	590.3	555.9	538.5
U	0.60	1.00	1.09	1.34	1.87	0.58	0.65	0.68	0.77
Th	1.11	1.61	2.19	2.56	2.97	1.36	1.40	1.38	1.83
Pb	5.44	9.08	8.41	9.76	12.86	7.95	8.39	8.50	6.15
Ta	0.34	0.53	0.48	0.66	0.38	0.72	0.62	1.00	0.53
Nb	2.37	2.50	6.44	7.49	5.04	8.99	8.30	8.33	5.97
Hf	2.21	2.86	5.30	5.28	4.76	4.32	4.61	4.49	3.51
Zr	92.0	113.1	233.4	239.9	204.0	213.4	229.5	216.3	166.6
Y	16.5	21.1	35.4	26.1	25.9	28.5	27.6	27.5	21.0
La	8.08	10.94	19.09	17.00	19.39	21.97	21.77	20.54	13.47
Ce	18.30	25.72	47.12	39.41	45.32	49.55	49.66	49.00	31.04
Pr	2.64	3.71	7.04	5.34	6.46	7.13	6.85	6.81	4.28
Nd	11.75	16.84	31.90	21.82	29.06	30.98	28.55	28.46	18.18
Sm	2.96	4.14	7.39	4.82	6.57	6.63	6.09	6.07	4.17
Eu	0.95	1.23	1.91	1.22	1.79	1.86	1.77	1.70	1.27
Gd	3.21	4.23	7.37	4.61	6.09	6.50	5.81	5.72	4.33
Tb	0.48	0.61	1.03	0.70	0.82	0.90	0.84	0.83	0.63
Dy	2.96	3.76	6.39	4.50	4.82	5.43	5.02	4.99	3.91
Ho	0.63	0.77	1.29	0.92	0.95	1.08	1.01	1.00	0.81
Er	1.83	2.26	3.75	2.77	2.72	3.08	2.88	2.83	2.31
Tm	0.27	0.33	0.54	0.42	0.40	0.44	0.42	0.42	0.34
Yb	1.75	2.14	3.53	2.72	2.54	2.87	2.73	2.73	2.15
Lu	0.28	0.34	0.54	0.42	0.39	0.43	0.42	0.42	0.33



Таблица 2. (Окончание).

	Русаковский ареал				
	2379-4	3879	4879-1	2079-1	2579-4
SiO <sub>2</sub>	54.81	55.10	57.08	66.40	66.66
TiO <sub>2</sub>	0.88	0.74	0.71	0.59	0.61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.02	16.73	14.94	15.42	15.35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.67	3.54	5.17	2.23	3.08
FeO	2.50	3.46	2.86	0.79	0.50
MnO	0.14	0.13	0.17	0.10	0.13
MgO	3.58	3.89	4.85	0.89	0.93
CaO	7.44	7.67	7.00	3.02	2.28
Na <sub>2</sub> O	3.31	3.01	3.23	4.25	4.85
K <sub>2</sub> O	1.56	1.90	1.44	2.83	3.85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.51	0.22	0.18	0.12	0.12
П.п.п.	3.04	3.20	1.97	3.14	1.00
Сумма	99.46	99.59	99.60	99.78	99.36
Cr	65.3	37.1	104.0	13.3	44.2
Ni	35.7	14.8	34.5	< 2	13.8
Co	20.8	22.3	24.1	2.7	1.7
Sc	19.7	24.4	26.8	6.8	10.7
V	183.8	247.4	226.4	30.4	47.1
Cs	0.381	0.501	0.331	1.333	0.605
Rb	20.2	29.5	25.7	57.4	61.3
Ba	655.6	604.0	387.4	819.4	1321.4
Sr	564.6	575.5	369.4	260.6	246.6
U	0.82	1.47	1.00	1.83	1.63
Th	1.76	2.25	2.11	4.43	2.86
Pb	9.94	8.64	10.58	13.21	11.96
Ta	0.86	0.61	0.27	1.27	0.62
Nb	9.51	2.50	2.69	10.06	8.03
Hf	5.13	3.22	3.80	5.33	6.64
Zr	248.3	125.3	151.9	240.5	283.8
Y	29.6	19.6	24.0	24.6	38.6
La	24.04	10.59	9.83	22.39	19.55
Ce	54.72	25.66	23.90	45.88	45.78
Pr	7.54	3.67	3.47	5.98	6.86
Nd	31.45	16.18	15.60	23.40	30.00
Sm	6.62	3.87	3.99	4.80	7.04
Eu	1.83	1.10	1.03	1.15	1.74
Gd	6.41	4.00	4.47	4.40	7.08
Tb	0.87	0.58	0.66	0.65	1.06
Dy	5.45	3.53	4.25	4.14	6.78
Ho	1.10	0.73	0.89	0.87	1.40
Er	3.17	2.10	2.66	2.58	4.26
Tm	0.46	0.31	0.39	0.39	0.63
Yb	2.94	2.04	2.53	2.64	4.32
Lu	0.45	0.30	0.40	0.43	0.67

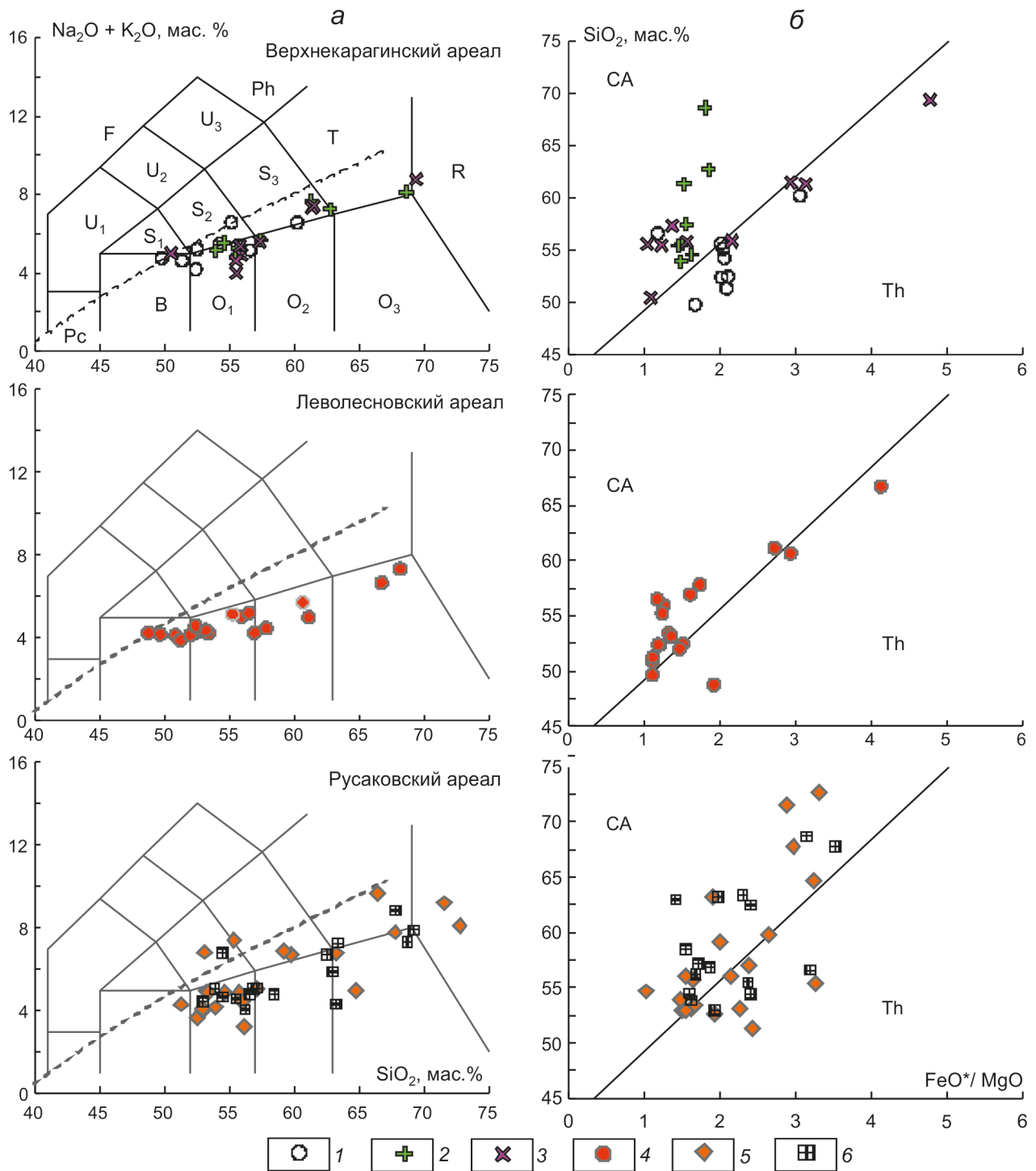
Примечание. \* – главные элементы по [1]. Оксиды – в мас. %, элементы – в ppm.

комплекса и алнейского Леволесновского ареала характеризуются более низкими содержаниями калия и располагаются в поле умереннокалиевой известково-щелочной серии, и лишь наиболее кремнекислые разновидности классифицируются как высококалиевые риодациты. Концентрации TiO<sub>2</sub> и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в базальтоидах варьируют от 0.7 до 1.8 и 0.14 до 0.75 мас. %, соответственно, причем породы алнейского и веемгетверского комплексов отличаются более высокими концентрациями оксидов (> 1.3 и > 0.3 мас. %). Преобладают высокоглиноземистые породы (коэффициент глиноземистости Al<sup>1</sup> = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO + MgO) > 1). Возрастание глиноземистости базальтоидов сопряжено с увеличением их кремнекислотности. Необходимо также подчеркнуть сходство трендов дифференциации в породах рассматриваемых вулканических комплексов.

Базальты и андезибазальты характеризуются высокой магнезиальностью (mg<sub>#</sub> = 0.52–0.64), при варьирующих содержаниях когерентных элементов. Так, в базальтоидах Ватапваямского, Леволесновского и Русаковского ареалов концентрации хрома, никеля и кобальта составляют 60–300 ppm, 40–170 ppm и 16–42 ppm, соответственно, тогда как для вулканитов униваямского и толятоваямского комплексов Верхнекарагинского ареала они существенно более низкие (Cr = 12–74 ppm, Ni = 7–10 ppm, Co = 17–25 ppm).

Вариации некогерентных элементов в вулканитах, нормированные к N-MORB (C<sub>i</sub>/C<sub>N-MORB</sub>, [44]), показаны на рис. 5. На спайдерграммах наблюдаются как признаки принадлежности состава пород к «островодужному» геохимическому типу, так и сходство состава между породами отдельных ареалов. Относительно состава N-MORB все вулканические породы обогащены крупноионными литофильными (LIL) элементами, легкими и средними редкоземельными, большей частью высокозарядных (HFS), за исключением Ti, и обеднены тяжелыми редкоземельными элементами. Эти особенности состава отражены в появлении на спайдерграммах резких минимумов Ti, Nb и Ta при наличии максимумов Pb, Sr и отчасти Zr и Hf, что характерно как для вулканитов окраинно-континентальных поясов, где субконтинентальная мантия региона отражает многоэтапные процессы более раннего надсубдукционного флюидного метасоматоза, так и для вулканизма тыловых зон современных островодужных систем [10].

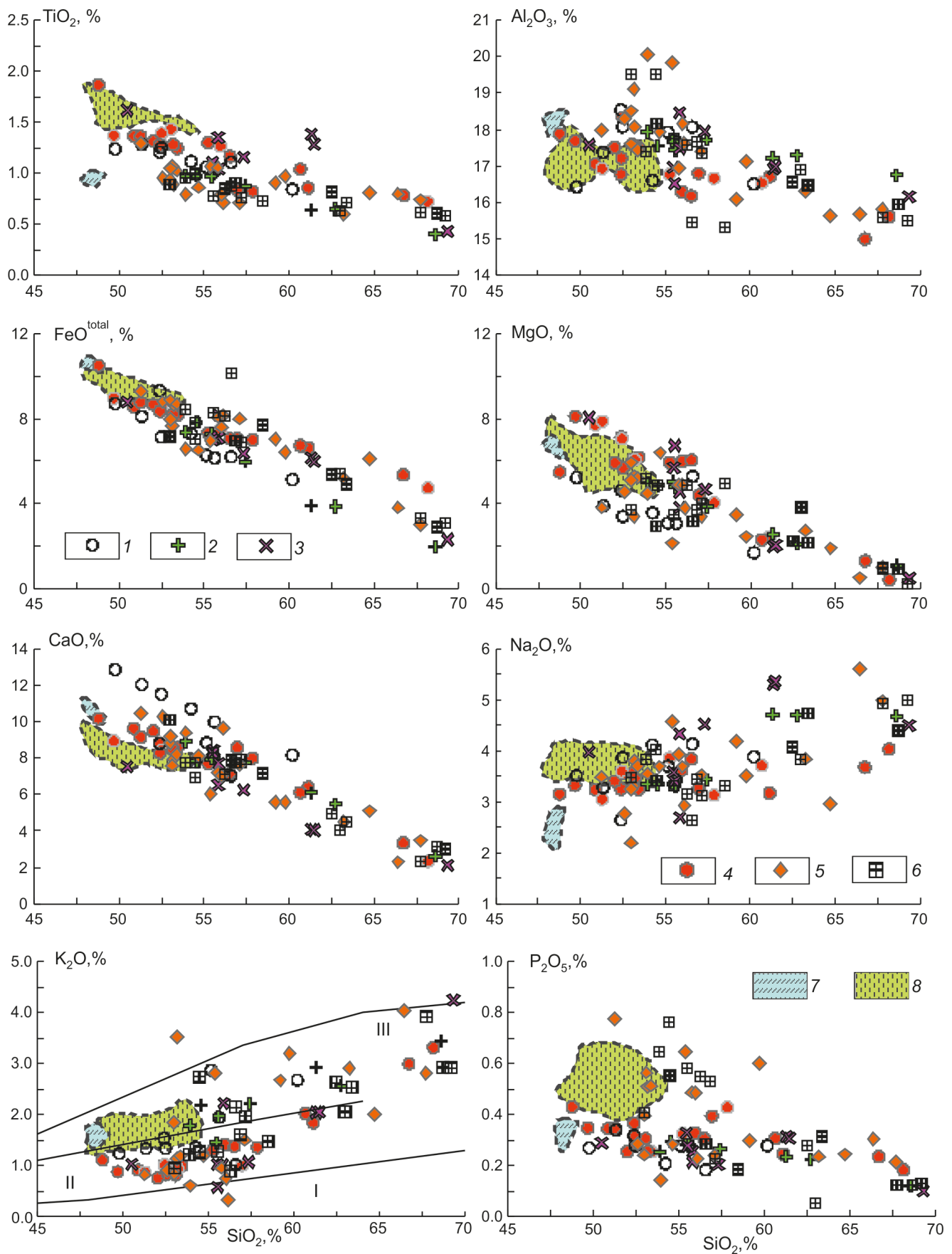
По концентрации редкоземельных элементов вулканиты перешейка Камчатки характеризуются слабым обогащением легкими элементами по отношению к тяжелым и сходными спектрами распределения редких земель. В базальтах и андезибазальтах



**Рис. 3.** Классификационные диаграммы для неогеновых вулканических пород северной части ЦКВП.

1–3 – Верхнекарагинский ареал, комплексы: 1 – умываемский, 2 – толятовьяемский, 3 – всемгетверский; 4 – Леволесновский и Ватаповьяемский ареалы; 5, 6 – Русаковский ареал, вулканы: 5 – среднемиоценовые (?), 6 – плиоценовые (?).

*a* –  $\text{SiO}_2$ – $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  диаграмма [34]: F – фойдиты, Pc – пикробазальты, B – базальты,  $\text{O}_1$  – андезибазальты,  $\text{O}_2$  – андезиты,  $\text{O}_3$  – дациты, R – риолиты,  $\text{S}_1$  – трахибазальты,  $\text{S}_2$  – трахиандезибазальты,  $\text{S}_3$  – трахиандезиты, T – трахиты и трахидациты,  $\text{U}_1$  – базаниты и тефриты,  $\text{U}_2$  – фонотефриты,  $\text{U}_3$  – тефрифонолиты, Ph – фонолиты. Линия раздела субщелочных и щелочных пород – по [30];  
*б* –  $\text{SiO}_2$ – $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  диаграмма. Линия раздела пород толеитовой (Th) и известково-щелочной (CA) серий – по [36].



величины  $La_n/Sm_n$  и  $La_n/Yb_n$  отношений, нормированные по составу хондрита [26], составляют 1.3–2.5 и 3.0–8.9, соответственно. Андезиты и дациты имеют сходные значения отношений ( $La_n/Sm_n = 1.5–3.6$ ,  $La_n/Yb_n = 3.3–8.8$ ).

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Данные химического состава свидетельствуют, что позднемиоценовые вулканические породы северной части Центрально-Камчатского вулканического пояса обладают геохимическими признаками, свойственными вулканитам надсубдукционных геодинамических обстановок. Однако геохимические характеристики пород указывают, что в образовании магм могли участвовать различные компоненты – надельбобая, OIB и N-MORB, по отдельности или в различных их соотношениях. Для распознавания участия и определения вклада каждой составляющей источника использовался ряд парных отношений наиболее несовместимых элементов, слабо чувствительных к малоглубинной фракционной кристаллизации, раскрывающих, таким образом, поведение выбранных элементов в мантийном источнике (рис. 6, 7). В качестве сравнительного материала рассматриваются неогеновые вулканиты верховьев р. Озерной [45] и Ичинского вулканического массива [1, 22, 46 и др.], отражающие северный и южный участки ЦКВП.

При выделении обогащенного (мантийно-плюмового) и деплетированного мантийных источников служат межэлементные соотношения Nb, Zr, Y. Показано [23], что базальтоиды, имеющие мантийно-плюмовые  $^3\text{He}/^4\text{He}$  изотопные характеристики, на диаграмме Nb/Y–Zr/Y (рис. 6, а) располагаются выше линии, описываемой уравнением регрессии:  $\log(\text{Nb}/\text{Y}) = 1.92 \times \log(\text{Zr}/\text{Y}) - 1.74$ . Для характеристики мантийно-плюмовой компоненты используется параметр  $\Delta\text{Nb}$ , определяемый как:  $\Delta\text{Nb} = \log(\text{Nb}/\text{Y}) + 1.74 - 1.92 \times \log(\text{Zr}/\text{Y})$ , при котором значения  $\Delta\text{Nb} > 0$  соответствуют базальтам с плюмовой компонентой, а  $\Delta\text{Nb} < 0$  – базальтам, генерированным при частичном плавлении истощенной верхней мантии. Позднемиоценовые базальтоиды Камчатского перешейка располагаются ниже границы состава пород мантийно-плюмового генезиса, занимая в основном область развития надсубдукционных пород, в отличие от миоценовых базальтов Озерновского вулканического поля северной

части Срединного хребта [42], тяготеющих к области наименее «деплетированных» составов.

Определенную характеристику изменчивости состава источника расплавов дают соотношения ниобия, урана, церия и свинца (рис. 6, б). В мантийных океанических базальтах  $\text{Nb}/\text{U} = 47 \pm 10$ ,  $\text{Ce}/\text{Pb} = 25 \pm 5$ , а в породах континентальной коры –  $\sim 10$  и 3–5, соответственно [29]. В породах, развитых на континентальных окраинах, снижение Nb/U отношения могло быть обусловлено привнесением урана, миграция которого определяется его высокой подвижностью в окислительных условиях, тогда как отношение Ce/Pb снижается за счет гидротермального переноса свинца в магматические источники [35].

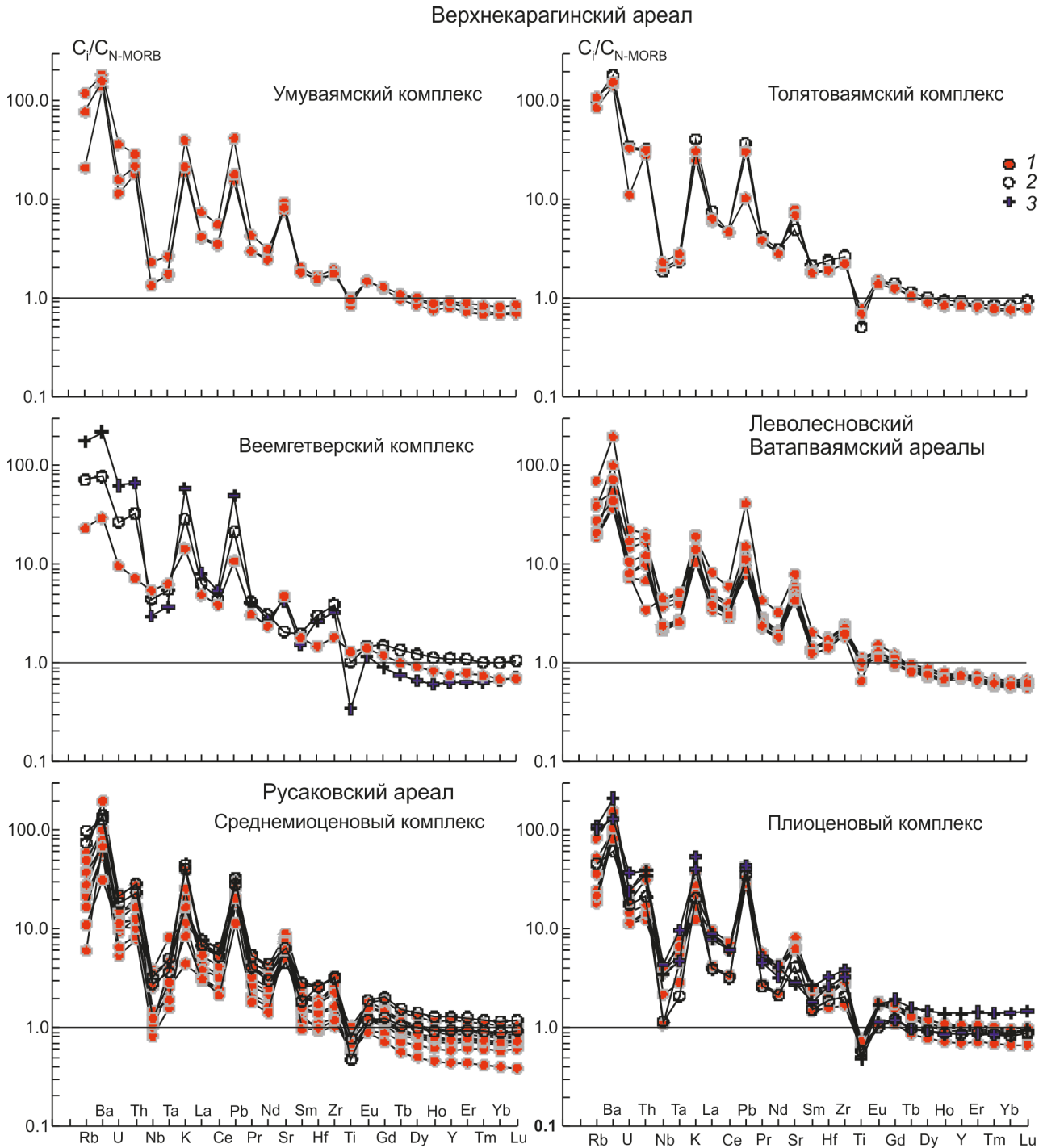
В базальтоидах умуваямского и толятоваямского комплексов определены интервалы значений Nb/U и Ce/Pb отношений (3–4 и 3–11). Такие низкие отношения свойственны материалу коры и надсубдукционного мантийного клина (рис. 6, в). Напротив, «более молодые» базальтоиды алнейского и веемгетверского комплексов характеризуются более высокими отношениями ( $\text{Nb}/\text{U} = 10–65$  и  $\text{Ce}/\text{Pb} = 7–15$ ), свидетельствующими о существенной роли внутриплитной составляющей.

Принадлежность позднемиоценовых базальтоидов к вулканитам, образовавшимся при частичном плавлении истощенной верхней мантии, также подтверждается низкими, но варьирующими Nb/Yb отношениями, позволяющими оценить степень обогащения глубинного источника «внутриплитной» компонентой до его контаминации коровой или субдукционной составляющей [25, 28, 37]. Так, для базальтов Русаковского ареала, умуваямского и толятоваямского комплексов Верхнекарагинского ареала Nb/Yb отношения составляют 1.0–3.2 (рис. 6, в), отличая их от базальтов р. Озерной (0.4–1.2, [45]). В базальтах Леволесновского, Ватапваямского ареалов (алнейский комплекс), веемгетверского комплекса Верхнекарагинского ареала прослеживается закономерность к увеличению доли обогащенного мантийного источника: Nb/Yb отношения варьируют в пределах 2.8–7.7, что характерно для неогеновых базальтов Ичинского вулканического массива (5.5–10.5, [22, 46]).

Та же тенденция отмечается и на дискриминантной диаграмме Th/Yb–Ta/Yb (рис. 6, г), где базальтоиды умуваямского и толятоваямского комплексов

**Рис. 4.** Распределение главных элементов в зависимости от содержания  $\text{SiO}_2$  в неогеновых вулканических породах северной части ЦКВП.

1–6 – см. рис. 3; 7, 8 – состав неогеновых вулканических пород Срединного хребта Камчатки, ареалы: 7 – Озерновский, по [45], 8 – Ичинский вулканогенный массив, по [1, 22, 46 и др.]. На диаграмме  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  классификационные поля вулканитов по [39]: I – низкокальциевых, II – умереннокальциевых известково-щелочных, III – высококальциевых известково-щелочных.



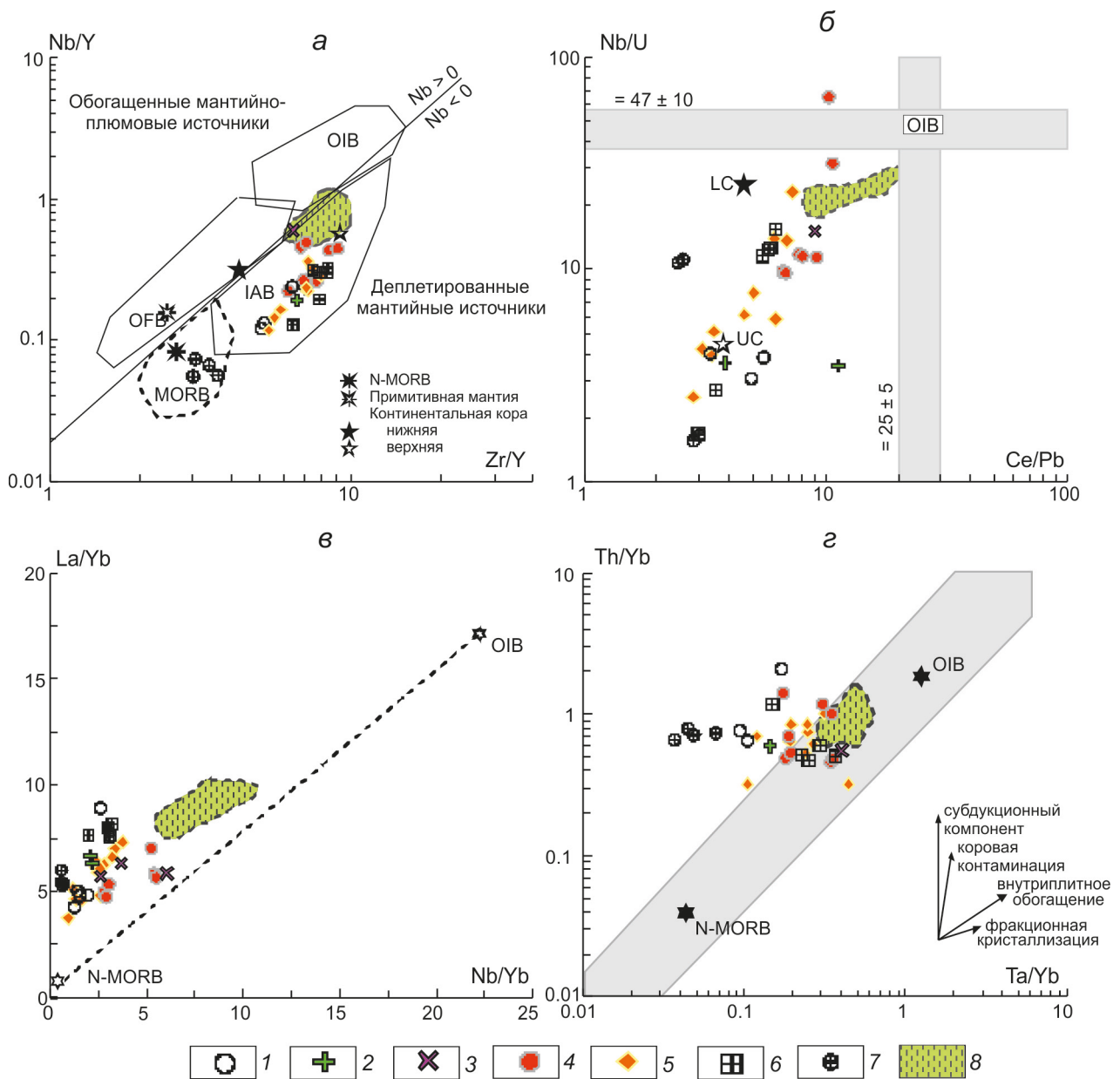
**Рис. 5.** Распределение некогерентных примесных элементов в неогеновых вулканических породах северной части ЦКВП, нормированных на концентрации в N-MORB, по [44].

1 – базальты и андезибазальты, 2 – андезиты, 3 – дациты.

отличаются наиболее низкими Ta/Yb отношениями, располагаясь в поле надсубдукционных базальтов. Напротив, большая часть базальтоидов веемгетверского, алнейского комплексов, а также часть базальтоидов Русаковского ареала демонстрируют прямую

зависимость между параметрами Th/Yb–Ta/Yb, свидетельствующую об их обогащении внутриплитной компонентой.

Известно, что индикатором низкотемпературного флюидного субдукционного компонента (SED-



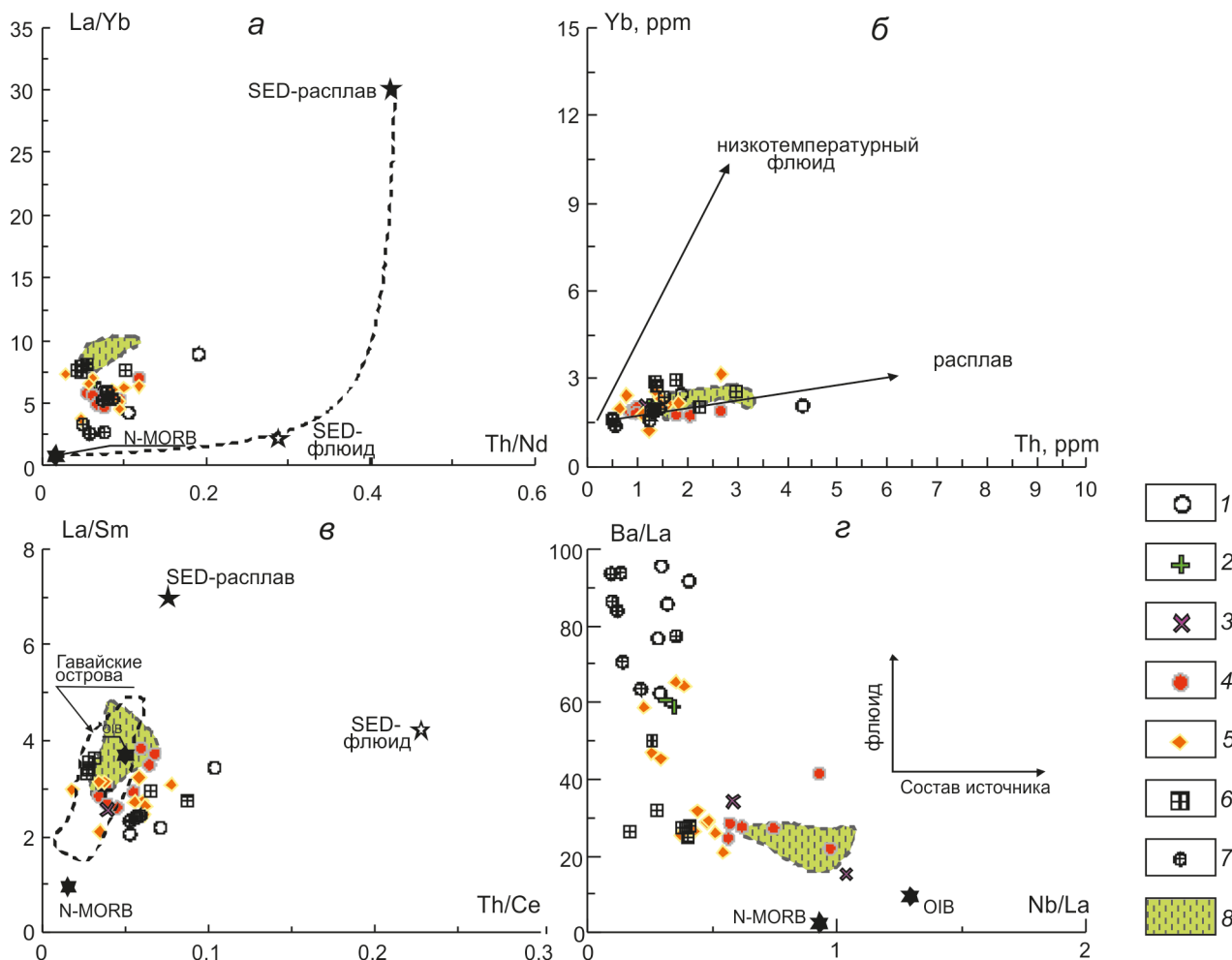
**Рис. 6.** Диаграммы Nb/Y–Zr/Y (а), Nb/U–Ce/Pb (б), La/Yb–Nb/Yb (в), Th/Yb–Ta/Yb (г) для неогеновых базальтоидов северной части ЦКВП.

1–3 – Верхнекарагинский ареал, комплексы: 1 – умуваямский, 2 – толятоваямский, 3 – всегетверский; 4 – Леволесновский и Ватаповаямский ареалы, алнейский комплекс; 5, 6 – Русаковский ареал, вулканиты: 5 – среднемиоценовые (?), 6 – плиоценовые (?); 7 – Озерновский ареал, по [45]; 8 – Ичинский вулканогенный массив, по [1, 22, 46 и др.].

а – диаграмма Nb/Y–Zr/Y, поля составов разных типов базальтов, по [23]; б – диаграмма Nb/U–Ce/Pb, Nb/U отношения – по [29], Ce/Pb – по [35]; в – диаграмма La/Yb–Nb/Yb, значения N-MORB и OIB – по [44]; г – диаграмма Th/Yb–Ta/Yb, по [38]. OIB – базальты океанических островов, IAB – базальты островных дуг, OFB – базальты океанического дна; LC – нижняя континентальная кора, UC – верхняя континентальная кора – по [41].

флюид) служат концентрации флюидномобильных элементов – Ba, U, Cs, Sr, а также их отношения к HFSE, тогда как важным геохимическим индикатором вклада в генезис островодужных магм расплава, образовавшегося в результате плавления осадков (SED-

расплав), является Th [например, 31, 32]. В позднемиоценовых базальтоидах содержания флюидномобильных элементов превышают таковые в N-MORB, что свидетельствует об участии флюидов/расплавов в процессе магмогенерации (рис. 5).



**Рис. 7.** Диаграммы La/Yb–Th/Nd (а), Yb–Th (б), La/Sm–Th/Ce (в), Ba/La–Nb/La (г) для неогеновых базальтоидов северной части ЦКВП.

Усл. обозн. см. рис. 6. Средние составы: N-MORB, OIB по [44], нижней (LC) и верхней (UC) континентальной коры – по [41], состав флюида, образовавшегося при дегидратации измененной океанической коры (AOC fluid) и осадка (SED fluid), расплава, связанного с плавлением осадка (SED melt), – по [31]. Поле состава базальтов Гавайских островов – по [http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/].

Для выяснения роли флюида и расплава, участвующих в процессе магмогенерации, был использован ряд дискриминационных диаграмм (рис. 7, а–г). Так, на диаграмме La/Yb–Th/Nd (рис. 7, а) фигуративные точки базальтоидов располагаются вблизи линии смешения составов N-MORB и SED-расплава, что также подтверждается соотношением Th и Yb (рис. 7, б), при котором состав камчатских пород располагается вдоль субгоризонтального тренда, обусловленного составом океанических осадков и продуктов их плавления [9].

Вместе с тем, наблюдаются определенные различия в степени обогащения флюидомобильными элементами среди базальтоидов рассматриваемых вулканических комплексов (рис. 7, в, г). Так, породы «ран-

ней» миоценовой ассоциации (умуваямский и толятоваямский и часть базальтоидов Русаковского ареала) отличаются наиболее высокими Ba/La отношениями (рис. 7, г), демонстрируя типичный островодужный характер, тогда как «более молодые» (веемгетверский и алнейский комплексы) базальтоиды в большей степени подвержены влиянию источника обогащенного типа, хотя и здесь в определенной степени ощущается влияние флюида.

Для оценки минерального состава и степени плавления глубинного источника были использованы отношения Dy/Yb–La/Yb, Sm–Yb и Lu/Hf относительно Sm/Yb как наиболее чувствительные к присутствию граната и степени плавления мантийных пород. Известно, что для состава граната характерны высо-

кие концентрации тяжелых редкоземельных (HREE) элементов относительно легких (LREE). В результате частичного плавления гранатового (Gr-) перидотита значительная часть HREE будет сохраняться в гранате рестита, а мантийные выплавки базитовых расплавов в свою очередь будут обедняться этими элементами. В результате такие расплавы будут иметь высокие отношения  $Dy/Yb$ ,  $Sm/Yb$  и низкие  $Lu/Hf$ . Напротив, частичное плавление шпинелевого (Sp-) перидотита не будет приводить к существенным изменениям отношения  $Dy/Yb$  в базитовых расплавах. Как видно на рис. 8, а, расплавы для пород как островодужной, так и внутриплитной (напр. базаниты Валоваямского ареала, относимого либо к северо-восточному окончанию ЦКВП, либо к ветроваямскому вулканическому поясу в составе Олюторской зоны Корякии) геохимической специализации могли образоваться при плавлении Sp-перидотитов в широком диапазоне значений. По соотношению  $Sm/Yb-La/Sm$  (рис. 8, б) позднемiocеновые базальтоиды также приближены к линии плавления Sp-перидотитов, образуя компактный тренд, параллельный тренду эволюции «черных» пироксенитов, что не исключает участие и пироксенитового источника [6]. По соотношению  $Lu/Hf-La/Sm$  (рис. 8, в) картина более сложная. Все точки рассматриваемых составов располагаются между трендами плавления Sp- и Gr-содержащих перидотитов. При этом часть фигуративных точек состава базальтоидов занимает поле плавления амфиболов, выделенное по экспериментам С. Дапле и Д. Бейкера [24], что может свидетельствовать и о наличии амфиболового контрроля при их образовании.

Подводя итог, необходимо отметить следующее. Особенности состава вулканических пород позднемiocенового возраста северной части ЦКВП позволило выделить породы, различающиеся геохимической специализацией. Так, вулканитам умуваямского и толятоваямского комплексов присущи черты, типичные для островодужных лав. Базальты и андезит-базальты характеризуются обогащением крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных литофильных и, в целом, обеднением элементами группы титана (Ti, Ta, Nb, Zr, Hf) относительно лав других геодинамических обстановок; соответственно, повышенными значениями  $Ba/Th$ ,  $Ba/La$  отношений, наличием Pb-, Sr-максимумов и глубокого Ta-Nb минимума. Более сложно стоит вопрос о геохимической типизации базальтоидов алнейского и веемгетверского комплексов. Эти породы отличаются повышенными содержаниями элементов группы титана, что сближает их с аналогичными породами окраинно-континентальных рифтов, более низкими  $Ba/Th$ ,

$Ba/La$  отношениями, пониженными содержаниями Rb, Sr. Очевидно, что общая геодинамическая ситуация зоны перехода океан-континент, контролировавшая вулканическую деятельность в позднем миоцене на севере ЦКВП, обусловила присутствие в магматических очагах нескольких глубинных компонентов, формировавших геохимический облик магматизма.

На дискриминантных диаграммах геодинамических обстановок (рис. 9), позволяющих разделять магматические породы надсубдукционного островодужного и континентально-окраинного типа (связанного с конвергентными окраинами) от пород, образованных в условиях трансформного скольжения литосферных плит [3], большая часть позднемiocеновых базальтоидов попадает в область пород границ скольжения (трансформные окраины континентов и островных дуг), как и базальтоиды Ичинского вулканического массива, реже занимая зону перекрытия обозначенных полей. Исключение составляют базальтоиды Русаковского ареала, составы которых расположены главным образом в поле пород конвергентных окраин.

Таким образом, если в южной части ЦКВП магматические породы, сопоставимые с вулканитами трансформных окраин, известны начиная с 3.5 млн лет [1, 2, 12], то на перешейке Камчатки проявления пород со смешанными (островодужными-внутриплитными) характеристиками датируются начиная с позднего миоцена.

Согласно представлениям [8, 33], в неогене ЦКВП представлял собой фронт зоны субдукции, которая закрылась в результате последовательного причленения восточных полуостровов Камчатки (Шипунского ~7, Кроноцкого 3.5–4.0 и Камчатского ~2 млн л.н.) [19]. Аккреция Кроноцкого террейна сопровождалась трансформным скольжением Тихоокеанской [17] и Командорской плит вдоль его восточной границы и погружением в северном направлении.

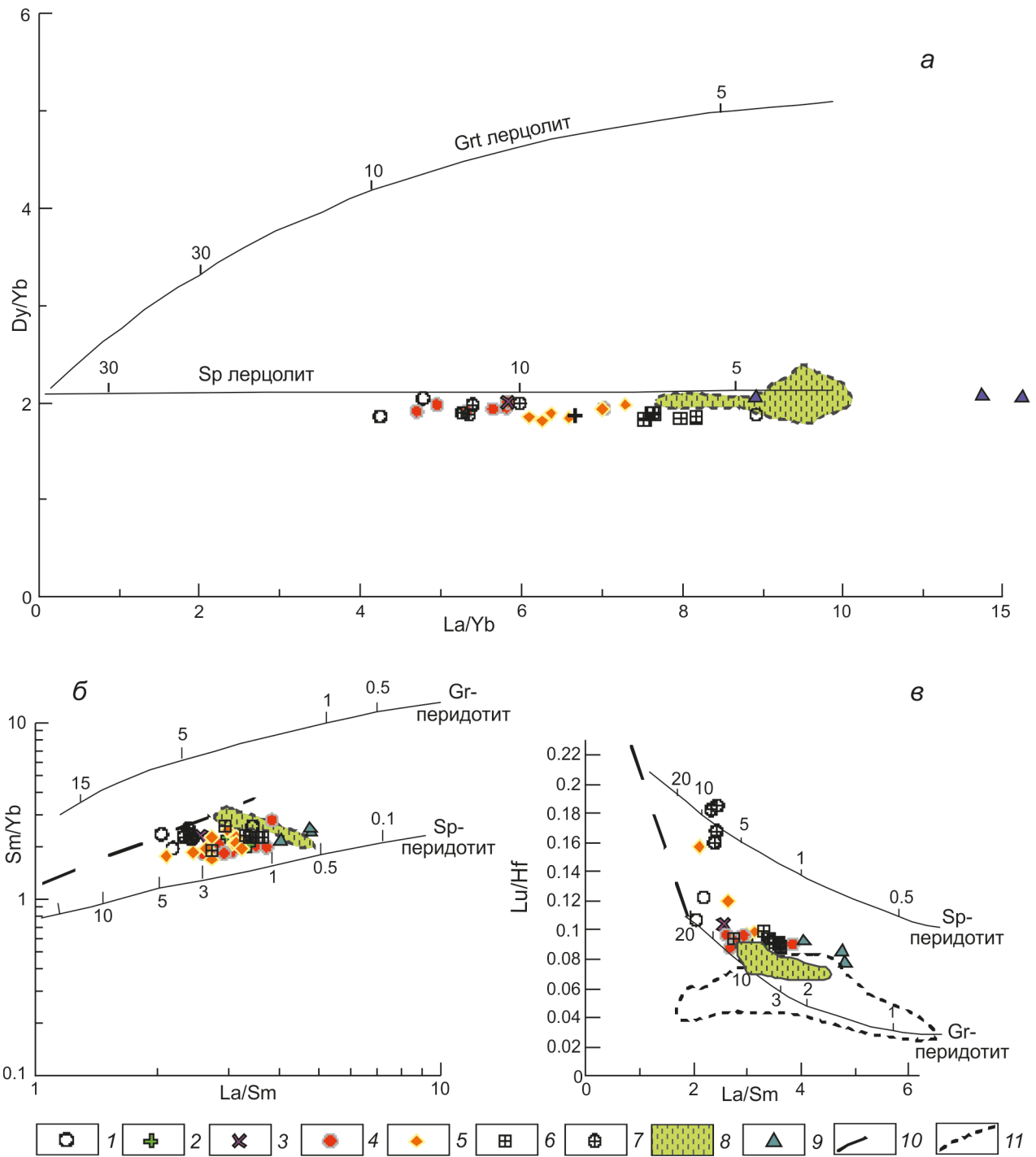
Можно предположить, что формирование трансформной окраины сопровождалось вначале разрывом, а затем отрывом слэба [17], приведшем к апвеллингу менее плотной подслэбовой астеносферы, которая плавилась слэб и определила смешанные геохимические характеристики вулканитов.

## ВЫВОДЫ

Изложенные новые данные об изотопном (K-Ar) возрасте и геохимических характеристиках неогеновых вулканических комплексов северной части Центрально-Камчатского вулканического пояса позволяет сделать следующие выводы.

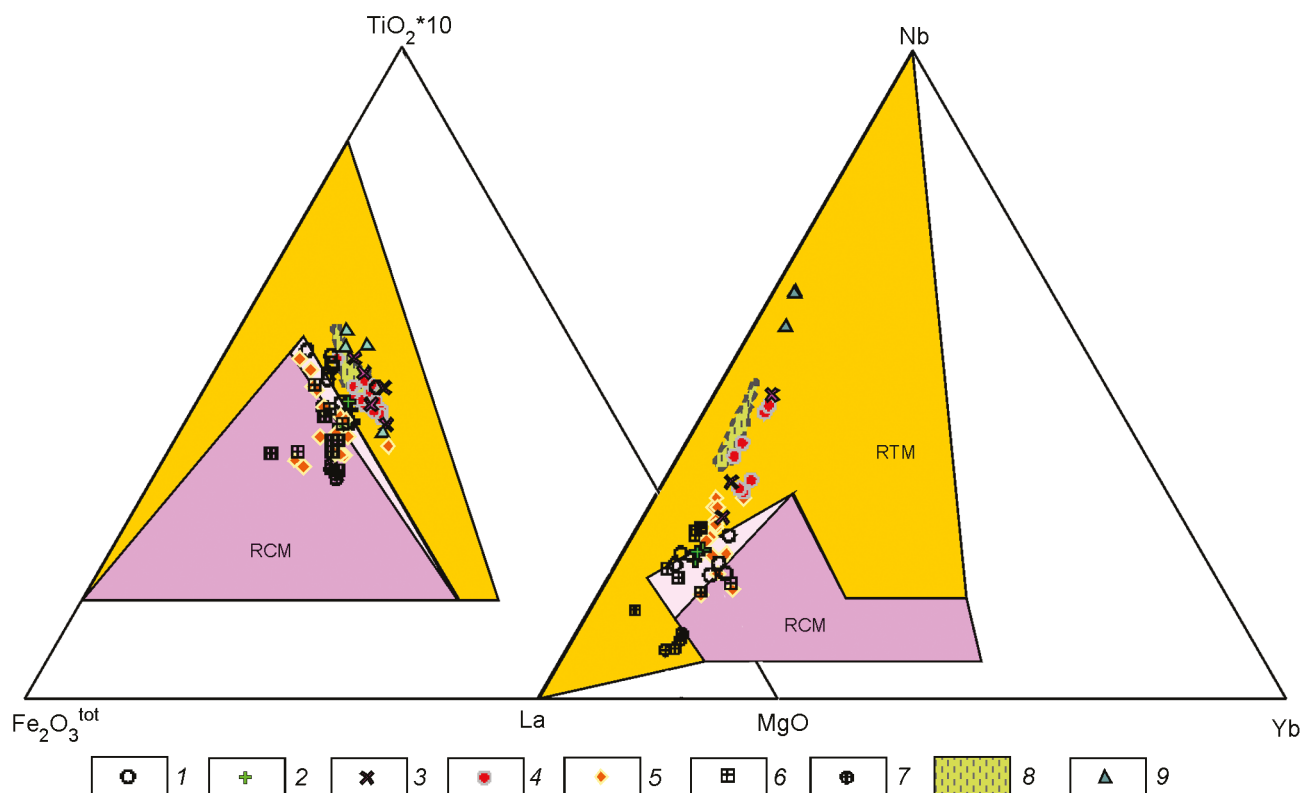
1. K-Ar датирование изученных вулканитов Верхнекарагинского, Ватапваямского и Леволеснов-





**Рис. 8.** Диаграммы Dy/Yb–La/Yb (а), Sm/Yb–La/Sm (б), Lu/Hf–La/Sm (в) для неогеновых базальтоидов северной части ЦКВП.

1–8 – см. рис. 6; 9 – Валоваянский ареал, базаниты [6], 10 – тренд состава ксенолитов «черных пироксенитов», по [6], 11 – тренд эволюции составов амфиболов, по [24]. Тренды плавления Sp–Grt перидотитов: а – по [21], б – по [20], в – по [40].



**Рис. 9.** Дискриминантные диаграммы  $\text{TiO}_2 \times 10 - \text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{total}} - \text{MgO}$  (а) и  $\text{Nb} - \text{La} - \text{Yb}$  (б) для интерпретации геодинамических обстановок магматических пород зон надсубдукционного островодужного и окраинно-континентального типов (конвергентных окраин) и магматических пород границ скольжения литосферных плит (трансформных окраин континентов, островных дуг) [3].

1–9 – см. рис. 6, 8. RCM – надсубдукционные магматические породы островных дуг и континентальных окраин (конвергентные окраины), RTM – магматические породы границ скольжения (трансформные окраины континентов и островных дуг) [3].

ского ареалов определило их возраст как позднемиоценовый (6–9 млн лет).

2. Геохимические особенности базальтоидов показывают, что для северной части ЦКВП характерна сложная геологическая история, при которой процессы магмогенерации обусловлены различными типами мантийного вещества. Так, наиболее «ранние» среди позднемиоценовых пород, слагающие умуваямский и толятоваямский комплексы (6.7–9.0 млн лет), представлены типичными островодужными породами. Напротив, более «поздние» (5.4–7.7 млн лет) вулканиты алнейского и веемгетверского комплексов характеризуются ассоциацией пород с высокой долей обогащения источника типа ОИВ. Источник магм отвечал по составу шпинелевому лерцолиту.

3. Во всех вулканических комплексах обогащение вулканитов крупноионными литофильными элементами объясняется ролью флюидов, привнесенных в расплавы в ходе плавления надсубдукционного мантийного клина, вероятно также претерпевшего моди-

фикацию в результате надсубдукционного метасоматоза в геологическом прошлом.

Авторы выражают благодарность Н.В. Цуканову (ИО РАН) и безымянному рецензенту, чьи замечания помогли существенно улучшить статью.

Исследования по геохимии выполнены за счет госubsидий по теме № 0135-2019-0078 (ГИН РАН).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волынец А.О., Певзнер М.М., Толстых М.Л., Бабанский А.Д. Вулканизм южной части Срединного хребта Камчатки в неоген-четвертичное время // Геология и геофизика. 2018. Т. 59, № 12. С. 1979–1996.
2. Волынец А.О., Певзнер М.М., Лебедев В.А. и др. Этапы активизации вулканизма на юго-восточном фланге Срединного Хребта Камчатки: Возраст, геохимия, и изотопные характеристики пород массивов Ахтанг и Костина // Геология и геофизика. 2020. Т. 61, № 7. С. 68–73.
3. Гребенников А.В., Ханчук А.И. Геодинамика и магматизм трансформных окраин Тихоокеанского типа. Основные теоретические аспекты и дискриминантные диаграммы // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40, № 1. С. 3–24.

4. Карта полезных ископаемых Камчатской области. 1:500 000 / Под ред. А.Ф. Литвинова, М.Г. Патоки, Б.А. Марковского. СПб., 1999.
5. Колосков А.В., Коваленко Д.В., Ананьев В.В. Первые данные о возрастном, редкоэлементном и изотопном составе проявлений вулканизма в верховьях р. Кихчик – краевой фланг миоцен-плиоценового вулканического пояса Центральной Камчатки // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. № 4. Вып. № 32. С. 5–19.
6. Колосков А.В., Коваленко Д.В., Ананьев В.В. Адакитовый вулканизм на континентальной окраине и его проблематика. Ч. 1. Адакиты верховьев р. Валоваям – новые возрастные и вещественные характеристики, петрологическая модель // Тихоокеан. геология. 2018. Т. 37, № 4. С. 3–27.
7. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В. и др. Геохронология извержений и источники вещества материнских магм вулкана Эльбрус (Большой Кавказ): результаты К-Аг и Sr-Nd-Pb изотопных исследований // Геохимия. 2010. № 1. С. 45–73.
8. Леглер В.А. Развитие Камчатки в кайнозой с точки зрения теории тектоники литосферных плит // Тектоника литосферных плит (источники энергии тектонических процессов и динамика плит). М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1977. С. 137–169.
9. Мартынов А.Ю. Роль задуговых процессов в формировании поперечной геохимической зональности вулканитов ранних этапов становления о-ва Кунашир // Петрология. 2013. Т. 21, № 5. С. 517–534.
10. Мартынов Ю.А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг на примере северо-западной Пацифики. Владивосток: Дальнаука, 1999. 215 с.
11. Перепелов А.Б., Чащин А.А., Мартынов Ю.А. Срединно-Камчатская зона (плиоцен-голоцен) // Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Кн. 1 // Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 382–398.
12. Перепелов А.Б. Кайнозойский магматизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок: Дис... д-ра геол.-минер. наук. Иркутск: Ин-т геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 2014. 361 с.
13. Селиверстов Н.И. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Науч. мир, 1998. 164 с.
14. Сляднев Б. И., Боровцов А. К., Сидоренко В. И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Корякско-Курильская. Лист 0-58. Усть-Камчатск: Объясн. зап.а. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 2013 256 с. + 9 вкл.
15. Сляднев Б.И., Боровцов А. К., Бурмаков Ю. А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Корякско-Курильская. Лист 0-57. Палана. Объясн. зап. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 296 с. + 7 вкл.
16. Федоров П.И., Шапиро М.Н. Неогеновые вулканиты перешейка Камчатки и геодинамика Алеутско-Камчатского сочленения // Геотектоника. 1998. № 2. С. 60–76.
17. Ханчук А.И., Гребенников А.В. Позднемиоцен-плиоценовая трансформная окраина Камчатки // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40, № 5. С. 3–15.
18. Шанцер А.Е., Краевая Т.С., Челебаева А.И. Новые данные по вулканизму, стратиграфии и тектонике северного блока Камчатского Срединного хребта // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 80–84.
19. Шапиро М.Н., Соловьев А.В. Кайнозойские вулканические пояса Северной Камчатки и их роль в региональных моделях субдукции // Геотектоника. 2011. № 3. С. 48–63.
20. Школьник С.И., Резницкий Л.З., Беличенко В.Г., Бараш И.Г. Геохимия, вопросы петрогенезиса и геодинамическая типизация метавулканитов Тункинского террейна (Байкало-Хубсугульский район) // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 9. С. 1013–1024.
21. Bogaard P.J.F., Wörner G. Petrogenesis of basanitic to tholeiitic volcanic rocks from the Miocene Vogelsberg, Central Germany // J. Petrol. 2003. V. 44. P. 569–602.
22. Churikova T.G., Dorendorf F., Wörner G. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // J. Petrol. 2001. V. 42, N 8. P. 1567–1593.
23. Condie K. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.
24. Dalpe C, Baker D. R. Experimental investigation of large-ion-lithophile-element-, high-field-strength-element-and rare-earth-element-partitioning between calcic amphibole and basaltic melt: the effects of pressure and oxygen fugacity // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V. 140. P. 233–250.
25. Di Vincenzo G., Rocchi S. Origin and interaction of mafic and felsic magmas in an evolving late orogenic setting: the Early Paleozoic Terra Nova Intrusive Complex, Antarctica // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. V. 137. P. 15–35.
26. Evensen N.M., Hamilion P.J., O’Nions R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. P. 1199–1212.
27. Fedyunina N.N., Seregina I.F., Bolshov M.A., Okina O.I., Lyapunov S.M. Investigation of the efficiency of the sample pretreatment stage for the determination of the rare earth elements in rock samples by inductively coupled plasma mass spectrometry technique // Analytica Chimica Acta. 2012. V. 713. P. 97–102.
28. Green T.H., Blundy J.D., Adam J. et al. SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2–7.5 Gpa and 1080–1200°C // Lithos. 2000. V. 53. P. 165–187.
29. Hofmann A.W., Jochum K.P., Seufert M. Nd and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1986. V. 79. P. 33–45.
30. Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification on the common volcanic rocks // Can. J. Earth Sci. 1971. V. 8. P. 523–548.
31. Ishizuka O., Taylor R. N., Milton J.A., Nesbitt R.W., Yuasa M., Sakamoto I. Variation in the mantle sources of the northern Izu arc with time and space: Constraints from high-precision Pb isotopes // J. Volcanol. and Geothermal Res. 2006. V. 156. P. 266–290.
32. Johnson M.C., Plank T. Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments // Geochemistry, Geophysics, Geosystem (G3). 1999. V. 13. doi:10.1029/999GC000014.
33. Lander A.V., Shapiro M.N. The Origin of the modern Kamchat-

- ka Subduction Zone / Volcanism and subduction // The Kamchatka region. geoph. monog. Ser. 2007. N 172. P. 57–64.
34. Le Bas M., Maitre R.L., Streckeisen A. et al. IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // *J. Petrol.* 1986. V. 27. N 3. P. 745–750.
  35. Miller D.M., Goldstein S.L., Langmuir C.H. Cerium/lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of lead in the continents // *Nature.* 1994. V. 368. P. 514–520.
  36. Miyashiro A. Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins // *Amer. J. Sci.* 1974. V. 274. P. 321–355.
  37. Münker C. Nb/Ta fractionation in a Cambrian arc/back arc system, New Zealand: source constraints and application of refined ICPMS techniques // *Chem. Geol.* 1998. V. 144, N 1–2. P. 23–45.
  38. Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries / Thorpe R.S. (Ed.) // *Andesites: Orogenic andesites and related rocks.* John Wiley and Sons Publ. 1982. P. 252–548.
  39. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1976. V. 58. P. 63–81.
  40. Regelous M., Hofmann A.W., Abouchami W. et al. Geochemistry of lavas from the Emperor seamounts, and the chemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma // *J. Petrol.* 2003. V. 44, N 1. P. 113–140.
  41. Rudnick R., Gao S. Composition of the continental crust (Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian) // *Treatise on Geochemistry.* Oxford: Elsevier-Pergamon, 2003. V. 3. 64 p.
  42. Stalder R., Foley S.F., Brey G.P., Horn I. Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900–1200° C and 3.0–5.7 Gpa: New experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1998. V. 62. P. 1781–1801.
  43. Steiger R.H., Jager H. Subcommission on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36, N 3. P. 359–362.
  44. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Magmatism in ocean basin* // *Geol. Soc. Spec. Publ. London.* 1989. V. 42. P. 313–345.
  45. Volynets A.O., Churikova T.G., Wörner G. et al. Mafic Late Miocene–Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction // *Contr. Miner. Petrol.* 2010. V. 159. P. 659–687.
  46. Volynets O.N. Geochemical types, petrology and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system // *Geol. Rev.* 1994. V. 36. P. 373–405.

*Рекомендована к печати Ю.А. Мартыновым*

после доработки 08.06.2022 г.

принята к печати 19.07.2022 г.

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

### **Geochemistry of Neogene volcanic rocks in the northern part of the Central Kamchatka volcanic belt**

New geological and geochemical data on the age and composition of Neogene rocks in the northern part of the Central Kamchatka volcanic belt are presented. K-Ar dating of volcanic rocks determined the age of all studied volcanic rocks to be Late Miocene. The geochemical characteristics of the rocks show that the northern part of the Central Kamchatka volcanic belt is characterized by a complex geological history, in which magma generation processes are governed by the type of mantle matter. The “earliest” among the Late Miocene rocks that make up the Umuyayam and Tolyatovayam complexes (6.7–9.0 Ma) are represented by typical island-arc rocks. Whereas, “later” (5.4–7.7 Ma) volcanic rocks of the Alney and Veemgetver complexes are characterized by an association of rocks with a high proportion of enrichment from the OIB-type source. The magma source corresponded in composition to spinel lherzolite. The enrichment of volcanic rocks in large-ion lithophile elements is explained by the role of fluids introduced into the melts during the melting of the supra-subduction mantle wedge, which probably also underwent modification as a result of supra-subduction metasomatism in the geological past.

**Key words:** K-Ar dating, volcanism, geochemistry, Miocene, Sredinnyi Ridge, Kamchatka peninsula.