

СОСТАВ ИСТОЧНИКОВ КИНКИЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ ПО ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2019 П.И. Федоров¹, Д.В. Коваленко², А.Б. Перепелов³, С.И. Дриль³

¹ФГБУН Геологический институт РАН, Москва, 119017, e-mail: pi_fedorov@mail.ru;

²ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, 119017; e-mail: Dmitry@igem.ru;

³ФГБУН Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, e-mail: alper@igc.irk.ru

Изучен изотопно-геохимический состав эоценовых вулканитов кинкильского комплекса Западной Камчатки. Особенности распределения высокозарядных и тяжелых редкоземельных элементов и их отношения, изотопный состав Sr, Nd и Pb предполагают формирование первичных расплавов из деплетированных или слабо обогащенных по изотопному составу источников мантийного клина, в разной степени контаминированных кварц-полевошпатовыми сиалическими осадками. Выявлены два типа зависимости ϵNd в вулканитах комплекса от степени дифференциации пород и межэлементных отношений. Первый связан с сильной контаминацией магматических расплавов кварц-полевошпатовыми осадками, второй — с фракционированием изотопно-(Nd)-обогащенного магматического источника при слабой контаминации расплавов коровым терригенным материалом. Распределение крупноионных элементов характерно для источников расплавов обогащенных водным флюидом и формировавшихся с участием вещества метасоматизированного мантийного клина.

Ключевые слова: вулканизм, активная континентальная окраина, эоцен, Западная Камчатка.

ВВЕДЕНИЕ

Геодинамическое развитие Западной Камчатки в раннем-среднем палеогене относится к спорным вопросам. Ряд исследователей считают, что территория представляла собой активную континентальную окраину, а формирование магматических комплексов, слагающих вулканоплутонические ареалы сопровождало процесс субдукции ((Федоров и др., 2008; Филатова, 1988), другие (Леднева и др., 2006) — процесс происходил в условиях трансформной континентальной окраины. Полученные новые результаты изотопных (Pb, Nd и Sr) и геохимических исследований магматических пород региона способствуют расшифровке данной проблемы.

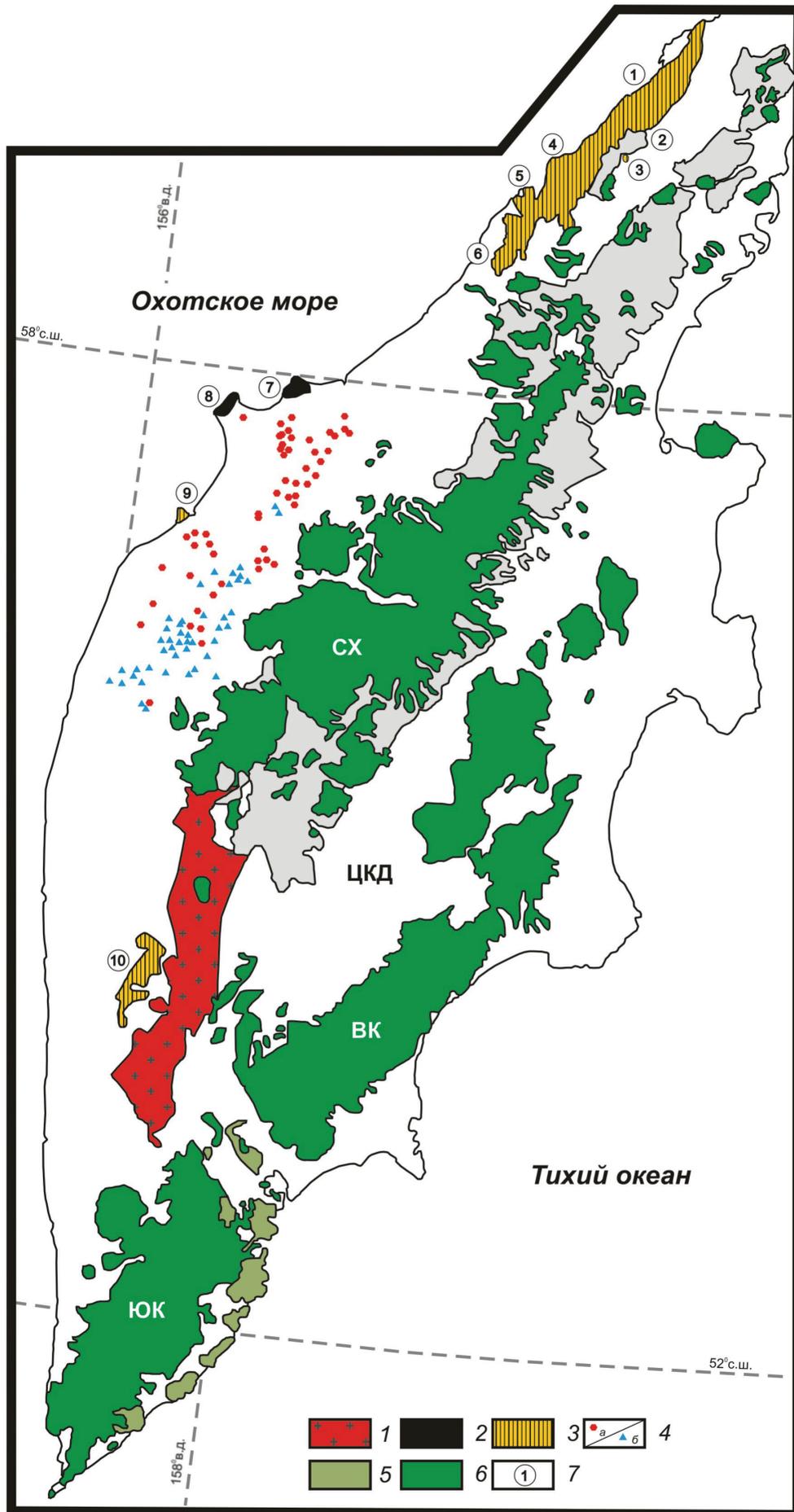
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КИНКИЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

Вулканические ареалы кинкильского комплекса распространены преимущественно вдоль побережья Охотского моря от мыса Хайрюзова и

устья р. Анадырка (мыс Кинкильский) до бухты Подкагерной и вдоль залива Шелихова, а также вдоль западного склона Срединного хребта перешейка Камчатки (рис. 1). Исключение составляет ареал горы Черной бартон-приабонского возраста, расположенный на западном склоне Срединного хребта на Центральной Камчатке. Вулканисты часто наследуют поля распространения более ранних (палеоэоценовых) вулканических проявлений, перекрывая с резким региональным угловым несогласием сложно деформированные более древние породы. Ареалы сложены субаэральными лавами дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой ассоциации, лавобрекчиями и глыбовыми агломератовыми туфами (Шанцер, Федоров, 1999).

В наиболее полных разрезах вулканиты несогласно залегают на верхнемеловых терригенных отложениях лесновской серии (Гладенков и др., 1997). Здесь нижняя часть разреза образована кварц-содержащими амфибол-биотитовыми дацитами и риолитами, сменяющимися двупироксеновыми андезитами и базальтами. Видимая мощность разреза достигает 1500 м. В ряде

СОСТАВ ИСТОЧНИКОВ



разрезов ареалы полностью образованы потоками базальтов и андезибазальтов. Наряду с породами эффузивной фации в составе комплекса присутствуют силлы долеритов и гранитоидные интрузивы. Возраст вулканических пород, определенный К-Аг методом, изменяется от ипрютетского веков в разрезах Усть-Хайрюзова до бартона на мысе Тэви и центральной части перешейка Камчатки, и приабонского века в силлах п-ова Островного (Багдасарян и др., 1994; Федоров и др., 2011). В целом, возраст пород кинкильского комплекса принят как средне-верхнеэоценовый.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Петрогенные элементы были определены классическим методом «мокрой» химии в Геологическом институте РАН. Концентрации редких и редкоземельных элементов определялись методом ICP-MS в Институте аналитического приборостроения РАН (Санкт-Петербург) с относительной погрешностью 5–10%.

Изотопный состав Nd и Sr был исследован в Геологическом институте КНЦ РАН (Апатиты) под руководством Т.Б. Баяновой, Pb — в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН (Иркутск), рук. С.И. Дриль.

Sm-Nd метод. Определения изотопного состава Nd проводились на семиканальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan - MAT 262 (RPQ) в статическом двухленточном режиме на коллекторах с использованием Ta+Re лент. Использовался метод изотопного разбавления с применением трассера $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$. Погрешность определений воспроизводимости одиннадцати анализов изотопного состава Nd стандарта La Jolla = 0.511833 ± 6 (2 σ , N=11) не превысила 0.0024 % (2 σ). Такая же погрешность получена при измерении сорока четырех параллельных анализов нового японского стандарта JNd₁ = 0.512072 ± 2 (2 σ , N=44). Погрешность анализов (2SD) не превысила 0.0024 %.

Rb-Sr метод. Измерение изотопного состава Sr и определение содержаний Rb и Sr проводились на масс-спектрометре МИ-1201-Т в одноленточном режиме на танталовых лентах методом изотопного разбавления с применением смешанного трассера $^{85}\text{Rb}/^{84}\text{Sr}$. Погрешности изотопного состава (95%-ный доверительный интервал) Sr не превышают 0.04%, определения Rb-Sr отношений — 1.5%. Холостое внутривлабораторное загрязнение по Rb равно 2.5 нг и по Sr — 1.2 нг. Измеренные результаты были нормализованы к величине, рекомендованной NIST SRM-987, равной 0.71034 ± 0.00026 .

U-Pb метод. Определения изотопного состава свинца пород проводились на многоколлекторном с индуктивно связанной плазмой масс-спектрометре MC-ICP-NEPTUNE plus методом двойного изотопного разбавления с применением трассера $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Многократные измерения стандартного образца NIST SRM-981 (n=27) дали следующие результаты: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9376 \pm 0.0022$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4918 \pm 0.0022$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.695 \pm 0.006$. Погрешность анализов (2SD) составила 0.017–0.019%.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Подробный петрографический анализ рассматриваемых пород кинкильского комплекса был проведен ранее (Федоров и др., 2008). Все изученные представители кинкильского комплекса — это существенно мезо- и лейкократовые порфиновые породы образующие сильно дифференцированную базальт-андезит-дацит-риолитовую серию. Вкрапленники в базальтах и андезибазальтах представлены оливин-плагноклаз-двупироксеновым парагенезисом, в андезитах появляется амфибол, в дацитах — биотит, в риолитах — кварц. Минералы-окислы представлены ильменитом, магнетитом и титаномагнетитом. Для основной массы характерна плагноклаз-клинопироксеновая ассоциация

Рис. 1. Схема размещения раннекейнозойских магматических комплексов в пределах Западной Камчатки: 1 — гранитно-метаморфические комплексы Центральной Камчатки; 2–6 — магматические комплексы континентальной окраины Камчатки: 2 — палеоценовые, 3 — среднеэоценовые, 4 — среднеэоцен-раннеолигоценные (а) и позднепалеоген-раннемиоценовые (б) (магматические тела вне масштаба), 5 — миоценовые, 6 — плиоцен-четвертичные вулканические пояса Южной Камчатки (ЮК), Восточной Камчатки (ВК) и Срединного хребта (СХ); 7 — районы исследования раннекейнозойских комплексов. 1 — бухта Подкагерная, 2 — истоки р. Шаманка, 3 — Шаманкинский интрузив, 4 — мыс Ребро, 5 — мыс Тэви, 6 — устье р. Анадырка—Кинкильский мыс, 7 — мыс Омгон, 8 — Утлоковский п-ов, 9 — мыс Хайрюзова, 10 — гора Черная.

Fig. 1. Allocation map of the Early Cenozoic magmatic complexes within the Western Kamchatka: 1 — granite metamorphic complexes of Central Kamchatka; 2–6 — magmatic complexes of the Kamchatka continental margin: 2 — Paleocene, 3 — Middle Eocene, 4 — Middle Eocene–Early Oligocene (a) and Late Paleogene–Early Miocene (igneous bodies out of scale), 5 — Miocene, 6 — Pliocene-Quaternary volcanic belts of South Kamchatka (ЮК), of Eastern Kamchatka (ВК) and Sredinnyi Range of Kamchatka (СХ); 7 — studied areas: 1 — Podkagernaya Bay, 2 — upper reaches of the Shamanka River, 3 — Shamanka intrusion, 4 — Cape Rebro, 5 — Cape Tevi, 6 — the mouth of the Anadyrka River—Cape Kinkil, 7 — Omgon Cape, 8 — Utkholok Peninsula, 9 — Cape Khairuzov, 10 — Mount Chernaya.

минералов. Вторичные изменения в породах проявлены неравномерно и в целом незначительно.

Петрогенные элементы. Породы комплекса (табл. 1) образуют непрерывный ряд от базальтов до риолитов и классификационных диаграммах ($\text{SiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$ и $\text{FeO}^*\text{--FeO}^*/\text{FeO}^*+\text{MgO}$, (Федоров и др., 2008) располагаются в области известково-щелочных серий. По соотношению $\text{K}_2\text{O--SiO}_2$ вулканиты всех ареалов, за исключением мыса Хайрюзова относятся к умеренно-калиевой известково-щелочной серии (рис. 2). Вулканиты мыса Хайрюзова в целом более калиевые и группируются на границе высококалиевой и умереннокалиевой известково-щелочных серий. Породы разных ареалов комплекса различны также по содержанию TiO_2 . Зависимость $\text{TiO}_2\text{--SiO}_2$ образует широкий негативный тренд, причем составы вулканитов устья р. Анадырка – Кинкильского мыса и мыса Хайрюзова наименее титанистые (1% и меньше), а мыса Тэви наиболее титанистые (TiO_2 до 1.4 мас.%), тогда как породы остальных районов по содержанию TiO_2 попадают как в относительно низко-, так и в относительно высокотитанистую группу. Зависимости Fe_2O_3 и CaO от SiO_2 в породах образуют негативные тренды. Содержание глинозема варьирует в широких пределах (14.3–20.0% Al_2O_3), причем отмечается рост Al_2O_3 в андезибазальтах и андезитах и его уменьшение при переходе к дацитам и риолитам. В большинстве рассматриваемых ареалов присутствуют высокомагнезиальные породы основного и среднего состава ($\text{Mg}\# > 60\%$); часть из них, а на мысе Хайрюзова все проанализированные образцы, могут рассматриваться как высокомагнезиальные андезиты.

Редкие элементы. Сходство и различие состава пород рассматриваемого комплекса наиболее наглядно демонстрируют спайдерграммы (рис. 3), построенные по значениям содержаний некогерентных элементов нормированных к примитивной мантии (($\text{Ci}/\text{C}_{\text{pm}}$), Sun, McDonough, 1989)). На спайдерграммах наблюдаются как признаки принадлежности состава пород к «островодужному» геохимическому типу, так и сходство состава между породами отдельных ареалов. Все породы обогащены крупноионными литофильными элементами, в том числе легкими редкоземельными, по сравнению с толеитами срединно-океанических хребтов (N-MORB) и обеднены высокозарядными элементами. Эти особенности их состава отражены в появлении на спайдерграммах резких минимумов по Nb, Ta, а также Ba и Th. Подобное распределение элементов характерно для источников расплавов обогащенных водным флюидом и формировавшихся с участием вещества метасоматизированного мантийного клина. Однако, часть высокомагнезиальных вулканитов несколько обогащена

относительно N-MORB Zr и Nb (центральная часть Камчатского перешейка). Спектры средних и тяжелых редкоземельных элементов деплетированы относительно N-MORB. В целом, для большинства литофильных элементов наблюдается рост концентраций элементов при увеличении SiO_2 до 60–62% и их убывание при дальнейшем увеличении кремнекислотности. Исключение составляют Y и тяжелые редкоземельные элементы (HREE): в вулканитах мыса Тэви, центральной части Камчатского перешейка и мыса Хайрюзова (рис. 1) наблюдается уменьшение концентраций этих элементов с увеличением кремнекислотности расплавов, что, вероятно, связано с фракционированием из расплава клинопироксена и роговой обманки. Распределение редкоземельных элементов (REE) фракционированное, с обогащением легкими REE. La_n/Yb_n отношения в базальтах изменяются от 2.9 до 6.4, в андезитах — от 3.3 до 8.4, в дацитах — от 6.1 до 9.9.

Изотопный состав Sr, Nd и Pb. Вулканиты кинкильского комплекса характеризуются широкими вариациями отношений изотопов неодиима (ϵNd изменяется от +7.2 до –1.5) и варьирующими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$ (0.7038–0.7050, рис. 4а, табл. 2). Различаются два типа корреляции ϵNd с кремнеземом: первая — величины ϵNd образуют четко выраженную отрицательную зависимость от концентрации SiO_2 с экстраполяцией в область составов позднемиловых-раннекайнозойских кварц-полевошпатовых субаркозовых осадочных пород, служащих фундаментом для раннекайнозойских вулканических комплексов; вторая — величины ϵNd не демонстрирует отчетливых зависимостей от SiO_2 и располагаются параллельно оси абсцисс (рис. 4б). В целом Sr–Nd изотопные составы пород образуют отрицательную последовательность от резко деплетированных до обогащенных, близких к изотопным составам кварц-полевошпатовых осадков Западной Камчатки.

Отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в породах кинкильского комплекса меняются в интервале 18.245–18.408, 15.483–15.529, 38.005–38.357, соответственно (табл. 3). На диаграммах изотопных отношений Pb (рис. 5) фигуративные точки кинкильских вулканитов смещены, относительно плиоцен-четвертичных и современных вулканитов Камчатки, в область более обогащенных составов.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ

Данные микроэлементного состава свидетельствуют, что вулканические породы кинкильского комплекса Западной Камчатки обладают геохимическими признаками, свойственными

Таблица 1. Состав эоценовых пород кинкильского комплекса (1–16, по (Федоров и др., 2011)) и палеоцен-эоценовых терригенных пород (17–20) Западной Камчатки.**Table 1.** Chemical composition of volcanics from the Kinkil complex (1–16, by Fedorov et al., 2011) and Paleocene-Eocene quartz-feldspathic sediments (17–20) of Western Kamchatka.

Компо- ненты	8158	0987	4482	8117-05	8140	3982-2	1651	515	516	20-6
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	52.98	55.21	50.85	59.75	64.75	54.83	63.14	60.70	67.80	54.61
TiO ₂	0.98	0.65	1.22	1.18	1.08	0.80	0.62	0.94	1.05	1.01
Al ₂ O ₃	16.33	17.49	17.17	17.49	15.67	16.57	16.07	15.76	14.89	17.36
FeO _{общ.}	8.03	7.67	7.85	5.73	3.49	7.42	5.78	5.33	5.27	7.68
MnO	0.31	0.09	0.17	0.10	0.04	0.14	0.10	0.11	0.04	0.06
MgO	9.79	7.37	9.36	2.26	2.82	6.45	3.36	3.73	0.79	6.26
CaO	7.62	7.48	9.40	5.96	5.59	9.85	4.37	5.51	4.74	7.43
Na ₂ O	2.80	2.88	2.69	4.05	4.09	2.51	3.50	5.20	2.90	3.36
K ₂ O	0.62	0.72	0.91	2.31	1.98	1.02	2.29	2.26	1.81	1.46
P ₂ O ₅	0.17	0.09	0.07	0.72	0.14	0.11	0.13	0.18	0.16	0.18
Cr	485.6	7.1	477.3	7.7	83.0	361.6	155.2	189.5	141.5	322.1
Ni	170.9	2.2	142.8	6.2	73.1	79.0	105.4	68.0	35.7	112.4
Co	42.0	3.9	40.7	8.4	15.8	29.2	17.3	21.1	11.6	35.3
Sc	27.9	1.6	27.3	9.6	13.0	26.4	н.а.	11.5	19.5	24.8
V	154.1	1.2	168.6	70.9	87.7	168.6	89.0	62.7	5.9	137.4
Cs	0.65	0.24	0.38	1.83	4.97	0.67	3.34	2.71	1.17	0.73
Rb	16.27	12.13	18.49	38.12	67.40	17.16	76.93	52.50	30.26	27.39
Ba	196.20	315.28	218.49	1324.82	448.21	230.45	554.74	563.82	516.56	346.55
Sr	318.00	278.61	272.14	891.37	392.10	271.52	403.50	310.21	284.98	355.70
U	0.51	0.74	0.65	2.19	1.82	0.88	1.31	2.22	1.38	1.60
Th	1.46	1.81	2.10	5.88	5.51	1.95	7.00	5.05	4.18	3.04
Pb	2.66	6.09	3.49	16.79	12.36	7.59	н.а.	13.74	9.34	10.74
Ta	0.32	0.34	0.29	0.51	0.44	0.19	0.71	0.41	0.28	0.33
Nb	4.21	4.27	3.68	5.91	5.23	2.15	7.35	4.61	3.23	3.69
Hf	2.51	3.22	2.88	4.96	3.57	2.94	5.33	4.56	3.28	3.18
Zr	97.31	112.35	95.66	156.89	126.44	87.86	202.32	158.60	110.77	110.28
Y	16.96	9.74	17.84	22.28	13.10	13.85	19.48	11.36	18.94	15.23
La	8.61	11.48	9.39	22.13	16.39	7.37	19.89	14.44	16.26	11.40
Ce	20.87	24.95	22.23	48.75	34.50	15.60	42.10	30.76	31.39	24.42
Pr	2.64	3.02	3.00	6.52	3.98	2.38	5.01	4.00	5.07	3.26
Nd	11.57	12.29	13.18	28.75	15.49	10.72	19.54	16.82	22.47	14.31
Sm	3.16	2.34	3.38	6.08	3.29	3.05	4.07	4.01	4.83	3.37
Eu	1.02	0.86	1.08	1.81	0.99	0.90	1.12	1.04	1.11	0.97
Gd	2.83	2.23	3.60	5.15	3.05	2.88	3.71	3.16	4.54	3.22
Tb	0.56	0.34	0.58	0.81	0.44	0.53	0.54	0.47	0.72	0.56
Dy	3.16	1.76	3.30	4.77	2.72	2.94	3.13	2.60	3.91	3.14
Ho	0.64	0.35	0.72	0.98	0.50	0.63	0.64	0.51	0.73	0.59
Er	1.72	0.93	1.83	2.75	1.31	1.73	1.78	1.54	2.11	1.65
Tm	0.21	0.12	0.26	0.45	0.20	0.25	0.26	0.20	0.25	0.26
Yb	1.57	0.93	1.99	2.51	1.35	1.54	1.72	1.36	1.81	1.72
Lu	0.26	0.14	0.29	0.40	0.20	0.23	0.28	0.18	0.27	0.25

СОСТАВ ИСТОЧНИКОВ

Таблица 1. Окончание

Table 1. Continued

Компо- ненты	8173-4	0388	105/00	118/00	110/00	129/00	22/98	PP-3018	PP-3023	PP-3008/1
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	58.17	53.75	57.22	55.81	51.97	60.59	67.82	74.61	72.16	69.50
TiO ₂	1.17	0.87	0.72	0.77	0.86	0.72	0.82	0.64	0.67	0.89
Al ₂ O ₃	17.52	17.85	15.69	15.78	15.75	15.93	16.40	13.50	15.22	17.25
FeO _{общ.}	6.64	8.05	6.49	6.77	8.42	3.92	6.57	4.11	4.55	5.16
MnO	0.07	0.14	0.11	0.12	0.30	0.15	0.05	0.04	0.04	0.04
MgO	4.01	6.35	7.09	7.30	8.85	6.42	2.15	1.16	1.53	1.62
CaO	6.72	8.67	6.50	7.33	9.11	6.08	0.45	0.75	0.76	1.21
Na ₂ O	3.19	2.80	3.43	3.45	3.19	3.51	3.78	3.18	2.97	2.01
K ₂ O	2.01	1.02	1.90	1.77	0.48	2.15	1.84	1.86	1.95	2.16
P ₂ O ₅	0.20	0.16	0.15	0.15	0.15	0.09	0.15	0.16	0.16	0.15
Cr	83.7	148.9	362.8	402.4	405.1	270.8	72.8	101	58	105
Ni	50.3	84.6	118.8	149.2	104.3	96.4	57.0	30	30	37
Co	19.7	40.7	32.2	38.0	35.5	27.0	13.9	15	10	14
Sc	20.8	30.0	21.0	25.4	25.9	16.2	н.а.	11	9	13
V	95.3	243.4	161.6	171.4	151.9	117.8	108.9	101	79	106
Cs	4.24	1.23	2.76	3.37	3.19	9.69	2.00	1.65	2.12	3.74
Rb	69.79	34.54	72.52	60.64	6.99	101.54	50.22	49	51	68
Ba	551.46	241.54	355.37	373.98	169.92	411.91	352.63	462	484	420
Sr	315.89	398.33	314.29	400.36	343.14	326.55	159.18	162	154	198
U	1.41	0.91	2.22	1.81	0.86	2.08	1.55	1.30	1.18	1.93
Th	5.39	2.10	4.57	4.55	2.67	4.89	5.15	4.11	4.26	5.89
Pb	6.49	5.79	12.12	10.37	5.40	13.03	н.а.	10.4	11.4	15.0
Ta	0.43	0.23	0.29	0.32	0.25	0.29	0.46	0.38	0.44	0.56
Nb	6.04	3.28	3.99	4.74	3.58	4.34	8.15	5.9	6.6	8.5
Hf	2.59	2.59	3.58	3.57	2.61	2.93	4.66	2.40	2.29	3.15
Zr	108.45	93.04	116.04	127.78	95.44	108.93	186.90	87	82	85
Y	23.88	17.11	15.25	15.91	16.63	12.76	20.89	13	14	20
La	18.01	9.53	14.21	15.52	10.02	13.72	16.75	16.15	16.57	21.63
Ce	40.98	21.44	30.61	33.32	24.36	32.90	38.12	34.19	35.31	45.84
Pr	4.98	2.56	3.98	4.18	3.13	3.95	4.50	4.14	4.23	5.83
Nd	20.44	11.37	16.96	17.48	13.70	15.58	17.16	16.60	17.14	23.08
Sm	4.98	2.74	3.80	4.17	3.34	3.73	3.47	3.42	3.39	4.47
Eu	1.24	1.00	1.12	1.05	1.03	1.04	0.88	0.83	0.80	1.12
Gd	4.45	3.13	3.50	3.57	3.27	3.32	3.22	3.00	2.98	4.10
Tb	0.74	0.59	0.54	0.55	0.53	0.43	0.52	0.47	0.45	0.62
Dy	4.26	3.13	3.25	3.16	2.63	2.33	3.17	2.51	2.50	3.61
Ho	0.82	0.69	0.67	0.63	0.69	0.51	0.67	0.50	0.49	0.74
Er	2.39	2.00	1.61	1.73	1.64	1.42	1.95	1.35	1.35	2.09
Tm	0.36	0.27	0.30	0.28	0.25	0.17	0.31	0.21	0.20	0.32
Yb	2.19	1.99	1.79	1.64	1.57	1.30	2.01	1.33	1.30	2.04
Lu	0.35	0.29	0.24	0.27	0.25	0.21	0.30	0.20	0.20	0.31

Примечание. 1–16 — кинкильский комплекс, ареалы: 1 — бухта Подкагерная, 2 — Мыс Ребро, 3 — п-ов Островной, 4–6 — центральная часть перешейка Камчатки, 7 — Шаманкинский массив, 8–11 — мыс Тэви, 12 — мыс Кинкиль-устье р. Анадырки, 13–16 — мыс Хайрюзова, 17–20 — терригенные отложения снатольской свиты Западной Камчатки. н.а. — не анализировалось.

Note. 1–16 — Kinkil complex, areas: 1 — Podkagernaya Bay, 2 — Cape Rebro, 3 — Ostrovnoy Peninsula, 4–6 — central Kamchatka Isthmus, 7 — Shamanka intrusion, 8–11 — Cape Tevi, 12 — mouth of the Anadyrka River—Cape Kinkil, 13–16 — Cape Khairyuzov, 17–20 — terrigenous sediments of Snatol formation, Western Kamchatka. n.a. — not analyzed.

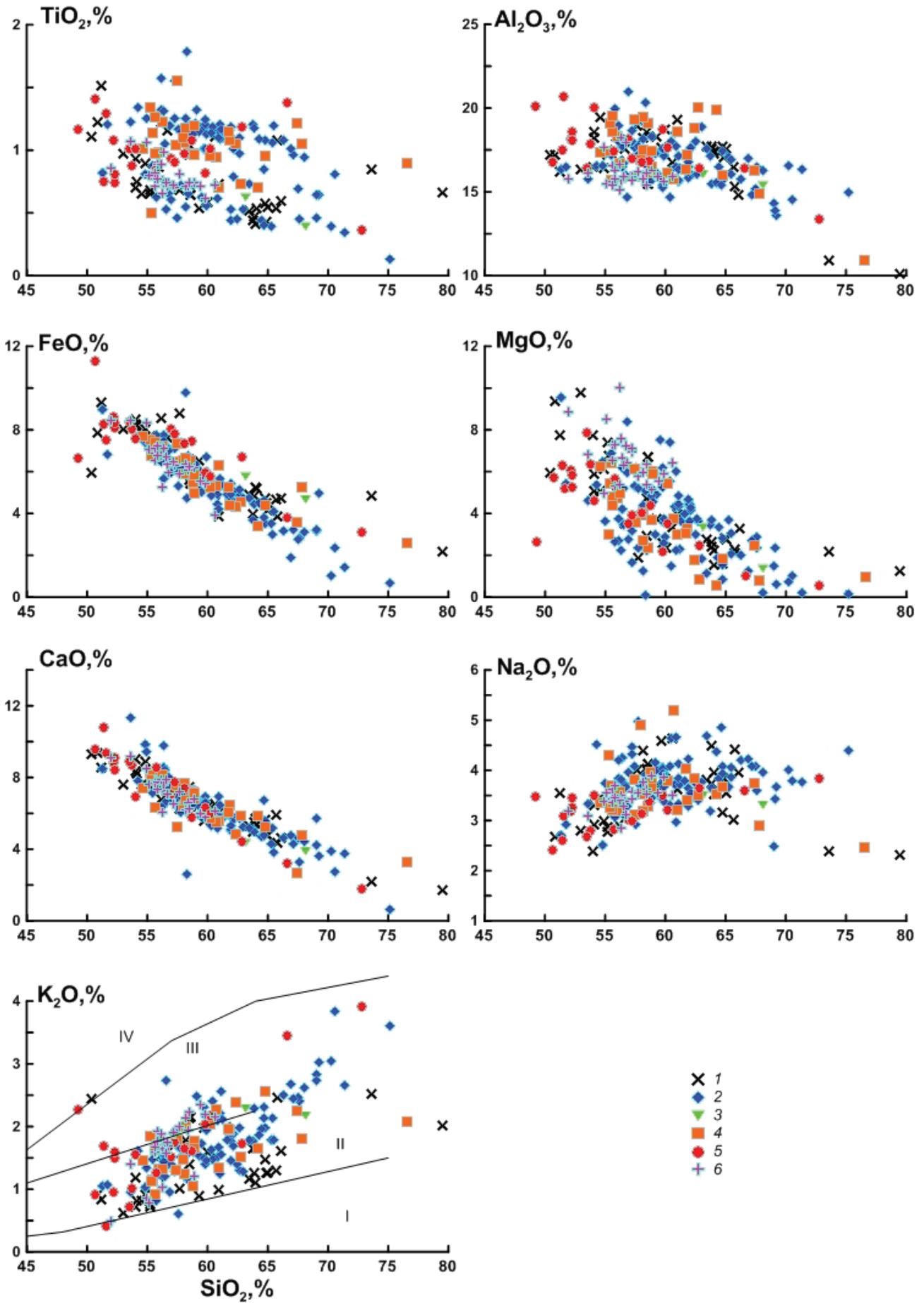


Рис. 2. Вариации петрогенных элементов в магматических породах кинкильского комплекса Западной Камчатки: 1 — мыс Ребро — бухта Подкагерная; 2 — центральная часть Камчатского перешейка; 3 — Шаманкинский интрузив; 4 — мыс Тэви; 5 — устье р. Анадырка — Кинкильский мыс; 6 — мыс Хайрюзова. $K_2O - SiO_2$. Вулканические серии (Peccerillo, Taylor, 1976): I — низкокалийевая, II — умереннокалийевая известково-щелочная, III — высококалийевая известково-щелочная, IV — шохонитовая.

Fig. 2. Variations in the concentrations of major elements in Kinkil magmatic rocks of Western Kamchaka: 1 — Cape Rebro — Podkagernaya Bay, 2 — central Kamchatka Isthmus, 3 — Shamanka intrusion, 4 — Cape Tevi, 5 — the mouth of the Anadyrka River — Cape Kinkil, 6 — Cape Khairyuzov. $K_2O - SiO_2$. Volcanic series (Peccerillo, Taylor, 1976): (I) low-potassium, (II) moderate-potassium calc-alkaline, (III) high-potassium calc-alkaline, (IV) shoshonite.

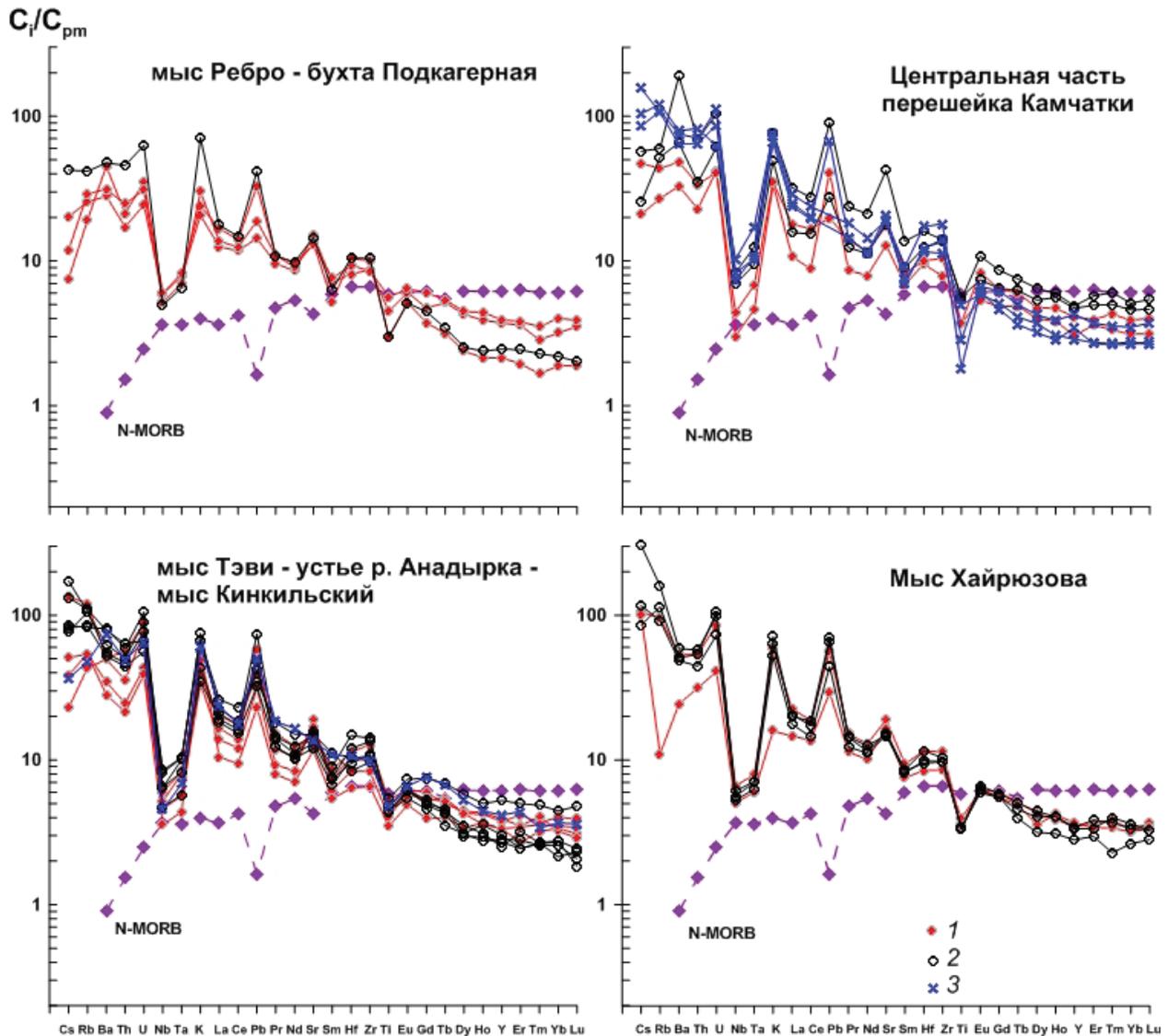


Рис. 3. Распределение несовместимых элементов в вулканических породах кинкильского комплекса Западной Камчатки: 1 — базальты и андезибазальты; 2 — андезиты; 3 — дациты. Содержания некогерентных элементов в породах нормированы к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989).

Fig. 3. Distribution of incompatible element in the magmatic rocks of the Kinkil complex of Western Kamchatka: 1 — basalts and basaltic andesites, 2 — andesites, 3 — dacites. Incompatible element contents in the rocks were normalized to primitive mantle (Sun, McDonough, 1989).

вулканитам надсубдукционных геодинамических обстановок. Однако, изотопно-геохимические характеристики пород указывают, что в образовании магм участвовали различные компоненты или их соотношения. Для распознавания участия и определения вклада каждой составляющей источника использовались отношения некоге-

рентных элементов с близкими коэффициентами распределения, позволяющими при первом приближении оценить состав источника.

Для оценки источников магм кинкильского комплекса использовался ряд парных отношений наиболее несовместимых элементов, слабо чувствительных к малоуглубинной фракционной

Таблица 2. Результаты Sm/Nd и Rb/Sr изотопных исследований магматических пород кинкильского комплекса Западной Камчатки и палеоцен-эоценовых терригенных пород.

Table 2. The results of the Sm/Nd and Rb/Sr isotope analyses of volcanics from the Kinkil complex and Paleocene-Eocene quartz-feldspathic sediments of Western Kamchatka.

№ образца	Порода	Содержание, ppm				Изотопные отношения					
		Sm	Nd	Rb	Sr	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	εNd	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	ISr ₍₀₎
Мыс Ребро – бухта Подкагерная – п-ов Островной											
4482	Базальт	3.069	12.481	20.04	289.5	0.148631	0.512847±38	4.35	0.200299	0.70436	0.70423
8158	Базальт	2.783	11.593	16.07	327.6	0.145107	0.512992±9	7.20	0.141917	0.70384	0.70375
Центральная часть перешейка Камчатки											
8117-5	Андезит	5.075	23.907	48.44	861.2	0.12833	0.512825±19	4.04	0.162774	0.70421	0.70410
8140	Дацит	2.776	13.184	61.53	355.95	0.127307	0.512541±32	-1.49	0.500303	0.70469	0.70437
270/01	Песчаник	3.730	18.339			0.126721	0.512328±21	-5.4	н.а.	н.а.	н.а.
274/01	Песчаник	3.116	16.278			0.135471	0.512348±21	-5.1	н.а.	н.а.	н.а.
Устье р. Шаманка											
3982-2	Базальт	2.485	9.483	23.120	253.25	0.158418	0.512845±16	4.26	0.264176	0.70465	0.70448
Шаманкинский интрузив гранодиоритов											
1651	Гранодиорит	4.073	19.541			0.124162	0.512738±15	2.3	н.а.	н.а.	н.а.
Мыс Тэви											
20/6	Базальт	2.873	12.048	31.529	323.76	0.144145	0.512795±15	3.36	0.281951	0.70496	0.70478
515	Андезит	3.265	15.377	76.427	336.45	0.128372	0.512822±20	3.98	0.657123	0.70539	0.70497
516	Дацит	4.088	18.333	27.213	276.21	0.134795	0.512877±23	5.02	0.2851	0.70431	0.70413
Мыс Хайрюзова											
105/00	Андезит	3.095	13.61	64.23	286.02	0.137481	0.512768±16	2.91	0.64985	0.70518	0.70472
111/00	Андези-базальт	2.887	12.293	63.975	299.38	0.141973	0.512745±17	2.44	0.618299	0.70514	0.70470
118/00	Базальт	4.171	17.483	51.648	353.21	0.133400	0.512832±21	4.19	0.42301	0.70448	0.70418
110/00	Базальт	3.12	13.112	7.555	374.63	0.143844	0.512919±11	5.82	0.058354	0.7042	0.70416
129/00	Андезит	3.364	15.319	86.157	344.74	0.132733	0.512791±21	3.39	0.723193	0.70519	0.70468
хребет Омгон – бассейн р. Рассошина											
135/98	Песчаник	2.427	11.513			0.131183	0.512501±50	-2.1	н.а.	н.а.	н.а.
148/98	Песчаник	2.933	13.441			0.129822	0.512586±21	-0.4	н.а.	н.а.	н.а.
22/98	Песчаник	3.467	17.159			0.123165	0.51256±31	-0.9	н.а.	н.а.	н.а.
10/98	Песчаник	3.686	17.548			0.126964	0.512594±20	-0.2	н.а.	н.а.	н.а.
Утхолокский полуостров											
23/99	Песчаник	5.411	21.668			0.149205	0.512605±28	-0.3	н.а.	н.а.	н.а.
бассейн р. Быстрая-Хайрюзовская											
ПП-3018	Песчаник	3.29	16.45	46.915	158.94	0.1203	0.512570	-0.9	0.85489	0.707108	0.706562
ПП-3023	Аргиллит	3.31	16.93	48.994	150.95	0.1176	0.512672	1.1	0.94006	0.707202	0.706601
ПП-3008/1	Аргиллит	4.28	22.80	64.564	194.52	0.1131	0.512620	0.1	0.96133	0.707523	0.706909

Примечание. Возраст пород, используемый при расчете начальных изотопных отношений (млн лет): мыс Тэви — 45, мыс Хайрюзова — 50, устье р. Шаманка — 45, мыс Ребро — бухта Подкагерная — 45, центральная часть перешейка Камчатки — 45, осадки Западной Камчатки, бассейн р. Быстрая-Хайрюзовская — 45 (среднепалеогеновые напанская и снатолевская свиты). н.а. — не анализировалось.

Note. Age of rocks used in calculating initial isotope ratios (million years): Cape Tevi — 45, Cape Khairyuzov — 50, mouth of the Shamanka River — 45, Cape Rebro-Podkagernaya Bay — 45, central Kamchatka Isthmus — 45, Middle Paleogene terrigenous sediments of Snatol and Napan formations, rivers Bustraya and Khairyuzovskay, Western Kamchatka. н.а. — not analyzed.

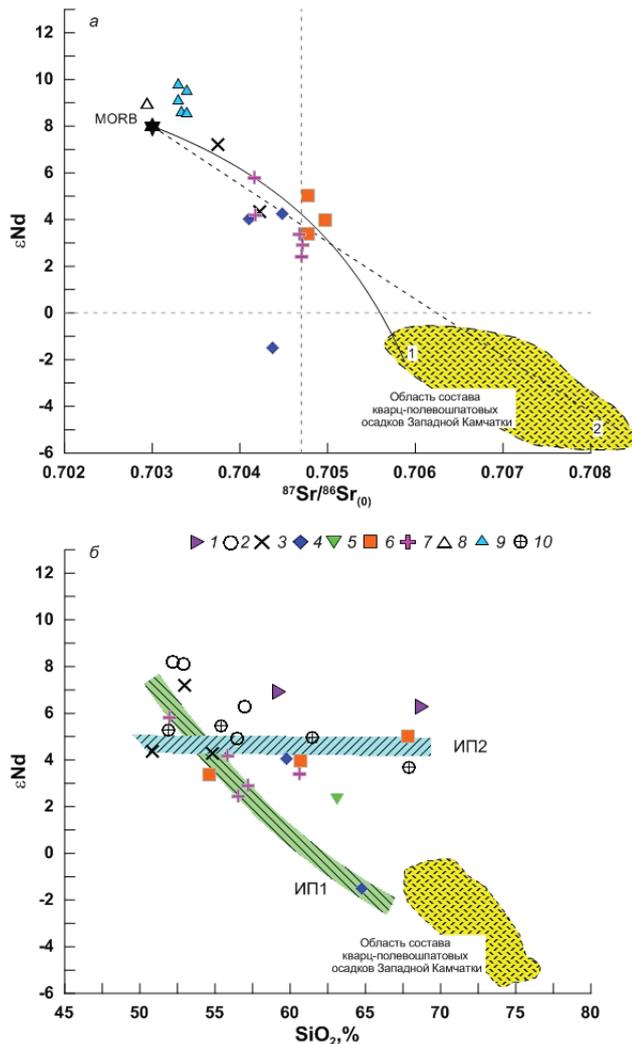


Рис. 4. Зависимости $\epsilon\text{Nd} - {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}_{(0)}$ (а) и $\epsilon\text{Nd} - \text{SiO}_2$ (б) в магматических породах кинкильского комплекса Западной Камчатки: 1 — палеоценовый утхолокский комплекс; 2 — габбро-долериты хребта Омгон; 3–7 — кинкильский комплекс, ареалы: 3 — мыс Ребро—бухта Подкагерная, 4 — центральная часть Камчатского перешейка, 5 — Шаманкинский интрузив, 6 — мыс Тэви, 7 — мыс Хайрюзова; 8 — среднеэоцен-раннеолигоценные К-Na щелочные базальтоиды Западной Камчатки (Перепелов, 2014); 9 — позднепалеоген-раннемиоценовые К-щелочные базальтоиды (Перепелов, Иванов, 2006); 10 — эоценовые вулканы г. Черной (Федоров и др., 2011). ИП1-ИП2 — изотопные последовательности 1–2, 1 и 2 — линии смешения, рассчитанные для составов MORB и разных групп кварц-полевошпатовых осадков Западной Камчатки.

Fig. 4. Dependences between $\epsilon\text{Nd} - {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}_{(0)}$ (a) and $\epsilon\text{Nd} - \text{SiO}_2$ (b) in the magmatic rocks of the Kinkil complex of Western Kamchatka: 1 — Paleocene volcanic complex of the Utkholok Peninsula, 2 — gabbro-dolerites of the Omgon Range, 3–7 — the Kinkil complex, areas: 3 — Cape Rebro-Podkagernaya Bay, 4 — central Kamchatka Isthmus, 5 — Shamanka intrusion, 6 — Cape Tevi, 7 — Cape Khairyuzov, 8 — Middle Eocene-Early Oligocene K-Na alkaline basaltoids of Western Kamchatka (Perpelov, 2014), 9 — Late Paleogene-Early Miocene K-rich basaltoids (Perpelov, Ivanov, 2006), 10 — Eocene volcanic rocks of Mt. Chernaya. IP1 and IP2 are isotopic successions 1 and 2. 1 and 2 mixing lines calculated for MORB compositions and various groups of quartz-feldspathic sediments of Western Kamchatka.

кристаллизации, таким образом, раскрывающих поведение выбранных элементов в мантийном источнике.

Информативными при выделении обогащенного (мантийно-плюмового) и деплетированного мантийных источников служат межэлементные соотношения Nb, Zr, Y (Condie, 2005; Pearce et al., 1999).

Дж. Фиттон с соавторами (Fitton et al., 1997) установили, что базальты Исландии, имеющие мантийно-плюмовые изотопные характеристики ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ на диаграмме Nb/Y–Zr/Y занимают определенное узкое поле, ограниченное снизу линией, описываемое уравнением регрессии: $\log(\text{Nb}/\text{Y}) = 1.92 \times \log(\text{Zr}/\text{Y}) - 1.74$. Для характеристики мантийно-плюмовой компоненты было предложено использовать параметр ΔNb , определяемый как $\Delta\text{Nb} = \log(\text{Nb}/\text{Y}) + 1.74 - 1.92 \times \log(\text{Zr}/\text{Y})$, и при котором значения $\Delta\text{Nb} > 0$ соответствуют базальтам с обогащенной (плюмовой) компонентой, а значения $\Delta\text{Nb} < 0$ отвечают базальтам, генерированным при частичном плавлении деплетированной верхней мантии. На диаграмме Nb/Y–Zr/Y (рис. 6а) фигуративные точки базальтоидов кинкильского комплекса располагаются

ниже границы ΔNb , занимая область островодужных базальтов.

Известно, что Nb/Ta и Zr/Hf отношения в примитивной мантии и MORB близки к хондритовым (Nb/Ta~17.6 и Zr/Hf=36–37) (Sun, McDonough, 1989). В надсубдукционных вулканиках вариации Nb/Ta связаны с особенностями мантийного источника, взаимодействующего с субдукционным компонентом, в составе которого в различных пропорциях присутствуют водный флюид и расплав. Установленные различия для рутила при фракционировании Nb и Ta в расплав и во флюид (DNb/DTa рутил/расплав < 1 ; DNb/DTa рутил/флюид > 1) (Münker, 1998) предполагают, что взаимодействие мантийного субстрата с субдукционным компонентом, равновесным с рутил-содержащей ассоциацией, приведет к изменению отношений данных элементов в источнике: так, высокие Nb/Ta отношения свидетельствуют о преобладании в субдукционном компоненте расплава, низкие — водного флюида. Наблюдаемые в базальтоидах кинкильского комплекса пониженные Nb/Ta (11–15) относительно источника MORB указывают на определенную роль водного флюида в источнике Zr/Hf отношения ниже хондритовых (30–42, рис. 6б).

Мантийные и коровые выплавки резко различаются между собой по соотношению ниобия, урана, церия и свинца. В мантийных океанических

Таблица 3. Результаты U/Pb изотопных исследований магматических пород кинкильского комплекса Западной Камчатки и эоценовых терригенных пород.
Table 3. The results of the U/Pb isotope analyses of volcanics from the Kinkil complex and Eocene quartz-feldspathic sediments of Western Kamchatka.

№ образца	Порода	Содержание, ppm			Изотопные отношения					
		U	Th	Pb	Измеренные			Начальные		
					$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Мыс Ребро – Бухта Подкагерная – п-ов Островной										
4482	Базальт	0.65	2.1	3.49	18.3117	15.5088	38.1808	18.229	15.505	38.093
8158	Базальт	0.51	1.46	2.66	18.2597	15.4907	38.0644	18.175	15.487	37.985
1087/2	Андезибазальт	0.74	1.81	6.09	18.2445	15.4867	38.0138	18.191	15.484	37.971
0987	Андезибазальт	0.74	1.81	6.09	18.2616	15.4835	38.0047	18.208	15.481	37.962
Мыс Тэви										
20/6	Базальт	1.6	3.04	10.74	18.3499	15.5260	38.2635	18.284	15.523	38.222
515	Андезит	2.22	5.05	13.74	18.3602	15.5082	38.1863	18.289	15.505	38.133
8173-4	Андезит	1.41	5.39	6.49	18.4080	15.5286	38.3565	18.312	15.524	38.235
20/3	Андезибазальт	1.80	4.95	11.54	18.2800	15.4955	38.1101	18.211	15.492	38.048
мыс Кинкиль-устье р. Анадырки										
0388	Андезибазальт	0.91	2.1	5.79	18.3295	15.5194	38.2245	18.260	15.516	38.172
Мыс Хайрюзова										
105/00	Андезит	2.22	4.57	12.12	18.3247	15.5157	38.2376	18.235	15.511	38.177
118/00	Базальт	1.81	4.55	10.37	18.3155	15.5109	38.2215	18.230	15.507	38.151
110/00	Базальт	0.86	2.67	5.4	18.2989	15.5011	38.1565	18.221	15.497	38.077
бассейн р. Быстрая-Хайрюзовская										
ПП-3018	Песчаник	1.19	4.22	10.23	18.272	15.5158	38.2354	18.221	15.513	38.175
ПП-3023	Аргиллит	1.18	4.38	11.25	18.2645	15.5203	38.2397	18.218	15.518	38.183
ПП-3008/1	Аргиллит	1.76	6.05	14.86	18.3191	15.5271	38.2887	18.267	15.525	38.229

СОСТАВ ИСТОЧНИКОВ

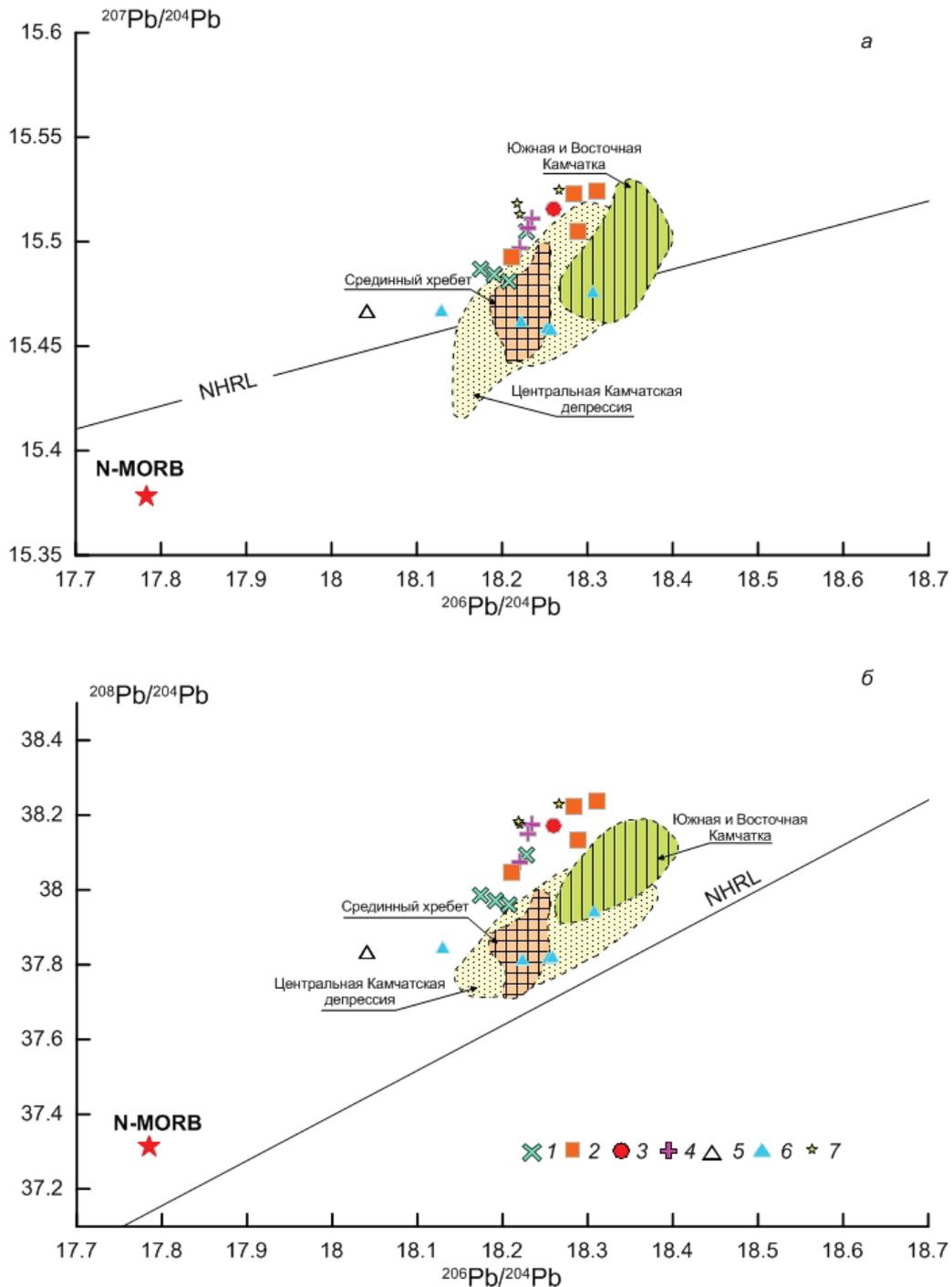


Рис. 5. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208-(207)}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ изотопные характеристики вулканических пород кинкильского комплекса Западной Камчатки: 1-4 — кинкильский комплекс, ареалы: 1 — мыс Ребро — бухта Подкагерная, 2 — мыс Тэви, 3 — устье р. Анадырка—Кинкильский мыс, 4 — мыс Хайрюзова; 5 — среднеэоцен-раннеолигоценовые K-Na щелочные базальтоиды Западной Камчатки (Перепелов, 2014); 6 — позднепалеоген-раннемиоценовые K-щелочные базальтоиды (Перепелов, Иванов, 2006); 7 — кварц-полевошпатовые осадки Западной Камчатки. Поля состава плиоцен-четвертичных базальтов и андезитов Камчатки (по литературным данным). MORB Командорского бассейна по (Yogodzinski et al., 1995). NHRL — линия раздела MORB Тихого и Индийского океанов (Hart, 1988).

Fig. 5. Variation $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208-(207)}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ for the magmatic rocks of the Kinkil complex of Western Kamchatka: 1-4 — the Kinkil complex, areas: 1 — Cape Rebro—Podkagernaya Bay, 2 — Cape Tevi, 3 — mouth of the Anadyrka River—Cape Kinkil, 4 — Cape Khairyuzov; 5 — Middle Eocene-Early Oligocene K-Na alkaline basalts of the Western Kamchatka (Perpelov, 2014), 6 — Late Paleogene-Early Miocene K-rich basalts (Perpelov, Ivanov, 2006), 7 — quartz-feldspathic sediments of Western Kamchatka. Fields of Pliocene-Quaternary basalts and andesites of Kamchatka (according to literary data). Komandor basin MORB by (Yogodzinski et al., 1995). NHRL is Northern Hemisphere Reference Line by (Hart, 1988).

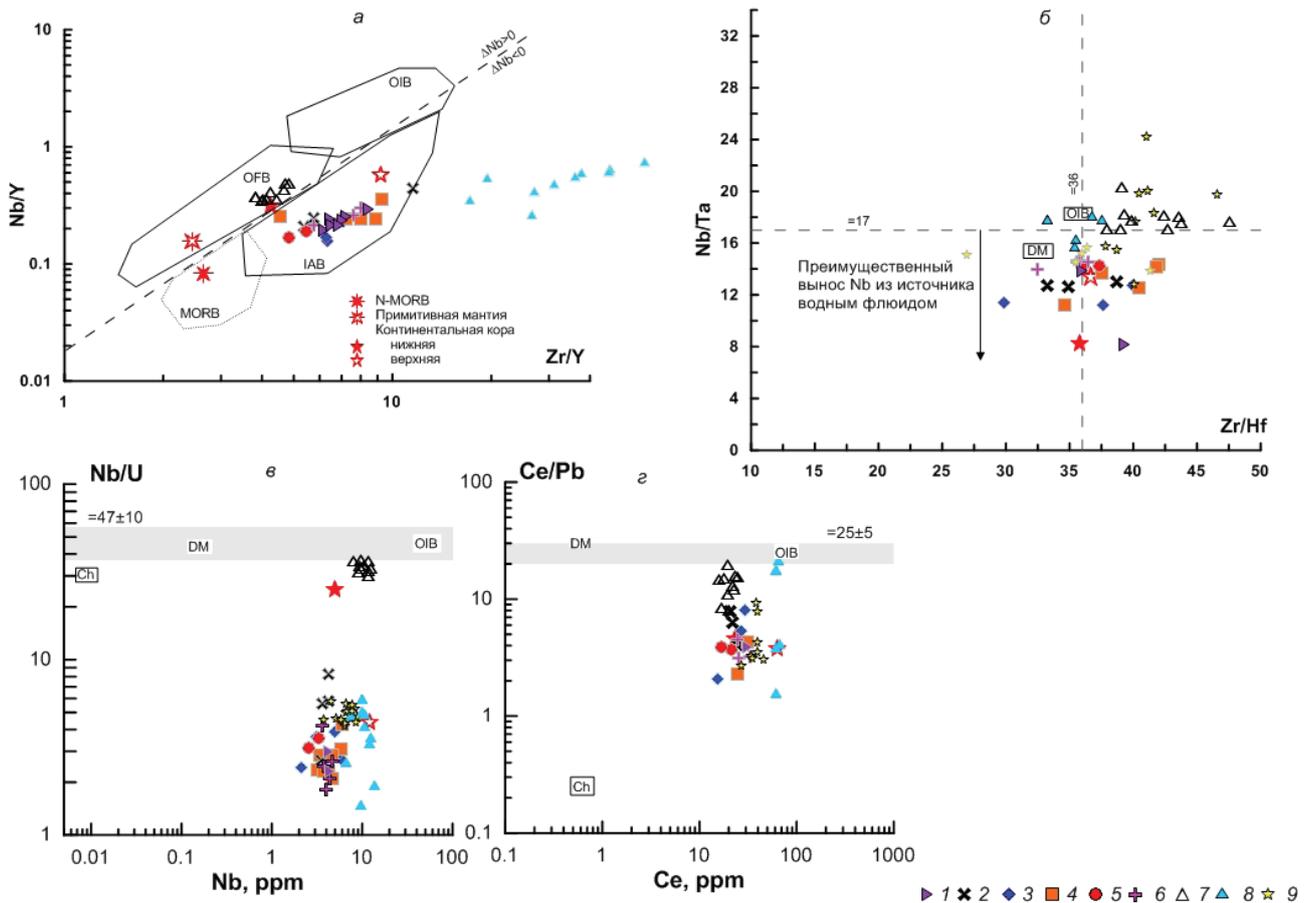


Рис. 6. Межэлементные отношения в базальтоидах кинкильского комплекса Западной Камчатки: 1 — палеоценовый утхолокский комплекс; 2–6 — кинкильский комплекс, ареалы: 2 — мыс Ребро — бухта Подкагерная, 3 — центральная часть Камчатского перешейка, 4 — мыс Тэви, 5 — устье р. Анадырка—Кинкильский мыс, 6 — мыс Хайрюзова; 7 — среднеэоцен-раннеолигоценовые К-Na щелочные базальтоиды Западной Камчатки (Перепелов, 2014); 8 — позднепалеоген-раннемиоценовые К-щелочные базальтоиды (Перепелов, Иванов, 2006); 9 — кварц-полевошпатовые осадки Западной Камчатки. Диаграмма Nb/Y—Zr/Y (a). Поля составов разных типов базальтов по (Condie, 2005). Средние составы: N-MORB, примитивной мантии, хондрита по (Sun, McDonough, 1989), континентальной коры по (Rudnick, Gao, 2003). OIB — базальты океанических островов, IAB — базальты островных дуг, OFB — базальты океанического дна. Остальные обозначения см. текст. Диаграмма Zr/Hf-Nb/Ta (б). Zr/Hf и Nb/Ta отношения в примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989). Диаграмма Nb/U-Nb (в). Nb/U отношения по (Hofmann et al., 1986). Диаграмма Ce/Pb-Ce (г). Ce/Pb отношения по (Miller et al., 1994).

Fig. 6. Interelement ratios in the basaltic rocks from the Kinkil complex of Western Kamchatka: 1 — Paleocene volcanic complex of the Utkholok Peninsula, 2–6 — the Kinkil complex, areas: 2 — Cape Rebro-Podkagernaya Bay, 3 — central Kamchatka Isthmus, 4 — Cape Tevi, 5 — the mouth of the Anadyrka River—Cape Kinkil, 6 — Cape Khairyuzov; 7 — Middle Eocene-Early Oligocene K-Na alkaline basaltoids of the Western Kamchatka (Perpelov, 2014), 8 — Late Paleogene-Early Miocene K-rich basaltoids (Perpelov, Ivanov, 2006), 9 — quartz-feldspathic sediments of Western Kamchatka. (a) diagrams Nb/Y—Zr/Y. Fields with compositions of basalts of different types according to (Condie, 2005). Average compositions: N-MORB, primitive mantle according to (Sun, McDonough, 1989), continental crust according to (Rudnick, Gao, 2003). OIB, oceanic-island basalts, IAB, island arc basalts, OFB, ocean floor basalts. For other symbols see in the text; (б) Zr/Hf-Nb/Ta. Zr/Hf and Nb/Ta are primitive mantle normalized (Sun, McDonough, 1989) ratios; (в) Nb/U-Nb. Nb/U ratios by (Hofmann et al., 1986); (г) Ce/Pb-Ce. Ce/Pb U ratios by (Miller et al., 1994).

базальтах $Nb/U = 47 \pm 10$, $Ce/Pb = 25 \pm 5$, а в породах континентальной коры — ~ 10 и 3–5, соответственно (Hofmann et al., 1986) (рис. 6в). На конвергентных границах снижение Nb/U отношения в породах могло быть обусловлено привнесом урана, миграция которого определяется его высокой подвижностью в окислительных условиях, тогда как отношение Ce/Pb снижается

за счет гидротермального переноса свинца в магматические источники (Miller et al., 1994).

В базальтоидах кинкильского комплекса Nb/U (2–8) и Ce/Pb (2–8) отношения близки такому в палеоценовых терригенных отложениях Западной Камчатки (4–5 и 7–9, соответственно) и показывают существенный вклад коровой компоненты в магматический источник (рис. 6г).

Геодинамическая природа раннепалеогенового магматизма, представленного на Западной Камчатке известково-щелочными сериями, предполагает их образование в обстановке активной континентальной окраины. Основная проблема, с которой приходится сталкиваться всем исследователям — положение зоны субдукции при формировании разрозненных ареалов магматических пород. По мнению М.Н. Шапиро и А.В. Соловьева (2011) предположение о существовании под Кинкильским поясом зоны субдукции океанической литосферы предполагает наклон зоны субдукции на северо-запад и, следовательно, ее выход на поверхность к юго-востоку от самого пояса, в глубоководном желобе в основании континентального склона Камчатки к северо-западу от Командорской котловины. Ведущим механизмом здесь, ответственным за перемещение океанической литосферы в зоны субдукции, мог быть активный спрединг в Командорской котловине. С другой стороны, остается неясным вопрос о протяженности пояса и обоснованности объединения разрозненных ареалов, отличающихся сильно изотопной гетерогенностью (Федоров и др., 2011).

Полученные в последние годы геологические данные показали, что тектоническая перестройка Азиатско-Тихоокеанской окраины после столкновения континентальных блоков с Азией, с инверсией субдукционного режима на режим относительного скольжения литосферных плит (Ханчук и др., 1997), привела в результате коллапса к формированию зон растяжения (Варнавский, Малышев, 1986; Федоров, Филатова, 1999). Изменение геодинамической обстановки должно было привести к смене глубинных источников, связанных с формированием их в результате декомпрессионного плавления астеносферного диапира, и отличающихся от типично надсубдукционных геохимическими характеристиками MORB и OIB (Федоров, Филатова, 1999; Ханчук, Иванов, 1999). Изменчивость геохимических признаков вулканитов зон скольжения литосферных плит определяется прежде всего рядом факторов, включающих как предшествующую историю развития территории, так и состав астеносферного диапира.

В пределах Западной Камчатки достоверно датированные маастрихт-палеоценовым возрастом вулканические ареалы представлены утхолокским вулканогенно-осадочным комплексом ((64–60, 56 млн лет, K/Ar, определения А. А. Ельщикова (Гладенков и др., 1997)) и раннепалеоценовыми силлами мыса Омгон ((62.5 и 60.9 млн лет, трековый анализ, (Леднева и др., 2006)). Неясным остается вопрос о возрасте игнимбригов верхней части анадырской свиты (севернее устья р. Анадырки), и вулканитов Кахтанинского мыса.

В отличие от позднеэоцен-олигоценых (?) ареалов дифференцированных известково-щелочных вулканитов Корякского нагорья, сменивших маастрихт-среднеэоценовые рифтогенные, преимущественно базальтоидные комплексы, на западной Камчатке в составе кинкильских вулканитов наблюдается унаследованность геохимических признаков палеоценового этапа вулканизма. Так, на спайдерграмме построенной по значениям содержаний некогерентных элементов, нормированных к примитивной мантии видно, что состав базальтов кинкильского комплекса полностью совпадает с составом базальтов утхолокского ареала и ильменитовых габбро-долеритов мыса Омгон (рис. 7). Аналогичное поведение вулканитов утхолокского ареала прослеживается и по ряду межэлементных отношений.

Вулканиты кинкильского комплекса по геохимическим особенностям относятся к надсубдукционному геохимическому типу, характеризуясь обогащением крупноионными литофильными элементами, в том числе легкими редкоземельными, по сравнению с толеитами срединно-океанических хребтов (N-MORB) и обеднением высокозарядными элементами. Эти особенности их состава отражены в появлении на спайдерграммах резких минимумов по Nb ($Nb/Nb^*=0.11-0.39$)¹, Ta ($Ta/Ta^*=0.18-0.53$) и Ti, и в меньшей степени Zr, Hf при наличии максимумов по K, Pb ($Pb/Pb^*=1.3-4.7$) и Sr ($Sr/Sr^*=1.2-2.6$). В свою очередь, кинкильские базальты резко отличны от маастрихт-раннеэоценовых базальтоидов Корякского нагорья (Федоров, Филатова, 1999), Восточной Чукотки (Федоров, Смирнов, 2014), приуроченным к сдвиговым структурам типа пулл-апарт, для которых общей чертой является смешение внутриплитных, N-MORB и надсубдукционных геохимических признаков (рис. 7), проявившихся при участии астеносферного диапира, надсубдукционного клина и слэба в процессе магмообразования.

В целом, предполагается, что источником расплавов вулканитов кинкильского комплекса являлась умеренно деплетированная мантия: гранат-содержащие перидотиты (Федоров и др., 2008), подвергнувшиеся в доэоценовое время метасоматической переработке и плавлению в области протекания субдукционных процессов.

¹Nb/Nb* — способ выражения аномалий Nb при анализе нормированных к примитивной мантии концентраций малых элементов. Nb — измеренное содержание элемента в породе, а Nb* — теоретическое его содержание, рассчитанное на основе непрерывного спектра в области соседствующих на спайдерограммах элементов. $Nb/Nb^* = Nb_n / [(Th_n^*)(La_n)]^{1/2}$. Аналогичным образом рассчитываются другие аномалии Zr/Zr*, Sr/Sr* и т. д.

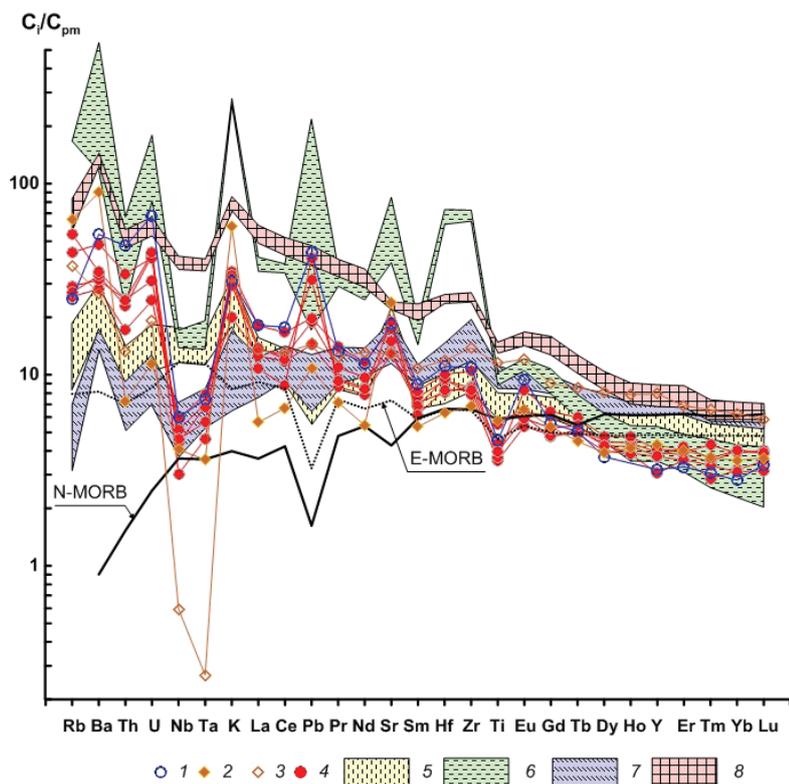


Fig. 7. Distribution of incompatible element in basalts from the Kinkil complex of Western Kamchatka and Paleogene basalts of North-Eastern Asia: 1 — Paleocene volcanic complex of the Utkholok Peninsula, 2–3 — the Omgon Range, 2 — ilmenite gabbro-dolerites, 3 — titanomagnetite gabbro-dolerites, 4 — the Eocene Kinkil complex, 5 — Middle Eocene–Early Oligocene K–Na alkaline basaltoids of Western Kamchatka (Perepelov, 2014), 6 — Late Paleogene–Early Miocene K-rich basaltoids (Perepelov, Ivanov, 2006), 7–8 — Paleocene–Early Eocene basalts of extension zones of the Northeast Asia: 7 — Rarytkinsky, the Koryak highlands (Fedorov, Filatova, 1999), 8 — Kolyuchin–Mechigmen graben, Chukotka Peninsula (Fedorov, Smirnov, 2014). N-, E-MORB after (Sun and McDonough, 1989).

Рис. 7. Сравнение нормированных к примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989) концентраций несовместимых элементов в базальтах кинкильского комплекса Западной Камчатки и палеогеновых базальтах Северо-востока Азии: 1 — палеоценовый утхолокский комплекс; 2–3 — палеоценовые габбро-долериты мыса Омгон (Леднева и др., 2006): 2 — ильменитовые, 3 — титан-магнетитовые; 4 — эоценовый кинкильский комплекс; 5 — среднеэоцен-раннеолигоценные K-Na щелочные базальтоиды Западной Камчатки (Перепелов, 2014); 6 — позднепалеоген-раннемиоценовые K-щелочные базальтоиды (Перепелов, Иванов, 2006); 7–8 — палеоцен-раннеэоценовые базальты зон растяжения: 7 — хр. Рарыткин, Корякское нагорье (Федоров, Филатова, 1999), 8 — Колючинско-Мечигменский грабен, Чукотский полуостров (Федоров, Смирнов, 2014). Состав N-MORB и E-MORB по (Sun, McDonough, 1989).

Отрицательная зависимость ϵNd от SiO_2 (рис. 4б) показывает, что деплетированные мантийные магмы были контаминированы сиалическими породами, обогащенными радиогенным Nd. Так как тренд первой корреляции экстраполируется в область составов позднемеловых-раннекайнозойских кварц-полевошпатовых субаркозовых осадочных пород, служащих фундаментом для раннекайнозойских вулканических комплексов, можно предположить, что именно они являлись источником контаминации эоценовых надсубдукционных магм. Вероятно, внедрение основных расплавов в коровые магматические очаги сопровождалось анатектическим плавлением вмещающих пород.

Картина гетерогенности магмогенерирующего субстрата палеогенового вулканизма Западной Камчатки отчетливо проявляется при анализе изотопного состава $(^{143}Nd/^{144}Nd)_T$ и $(^{206}Pb/^{204}Pb)_T$ (рис. 8). Так, вулканы кинкильского комплекса характеризуются умеренно деплетированным составом, образуя тренд к компоненте ЕМП, располагаясь в области состава нижнекоровых ксенолитов из щелочных лав Охотского сектора Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Акинин и др., 2013). Наблю-

даемый тренд изменения изотопного состава свинца может быть результатом смешения деплетированного мантийного и обогащенного корового компонентов источника.

Результаты проведенных исследований позволяют проследить основные закономерности развития палеогенового вулканизма на территории Западной Камчатки. В меловое время на северо-восточной окраине Азии происходит формирование протяженных окраинно-континентальных вулканогенных поясов. В позднем маастрихте, столкновение позднемеловой Западно-Камчатской дуги и Камчатского блока с Азиатским континентом привело к формированию на территории Западной Камчатки сложно построенной шовной зоны сочленения (Чехович, Сухов, 2005). В это же время, в результате коллапса возникают условия растяжения, выразившиеся в формировании в Пенжинско-Анадырско-Корякском регионе и северном Приохотье рифтогенных вулкаников и интрузивов с геохимическими признаками внутриплитного магматизма (Федоров, Филатова, 1999).

В центральной части Западной Камчатки, в палеоцене (64–56 млн лет) локально проявлен известково-щелочной вулканизм, породы

даек и крупных субвулканические тел щелочных базальтоидов, основные ареалы которых располагаются от бассейна р. Тигиль на севере до р. Белоголовая на юге (рис. 1).

Возраст даек К-На щелочных базальтов ((46–31 млн лет (Перепелов, 2014)) установлен $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ методом датирования, что соответствует среднеэоценовому возрасту (Гладенков и др., 1991) вмещающей терригенно-осадочной снатольской свите. Особенности дайкового комплекса являются наличие взаимоотношений между отдельными телами по типу «дайка в дайке» с контактами в виде зеркал скольжения, а также образование дайками тонких апофиз, межпластовых раздувов и пластичная деформация осадков на контактах свидетельствующая о внедрении тел в слабо литифицированную и, вероятно, в увлажненную осадочную толщу (Перепелов, 2014). К-На щелочные *ne*-нормативные базальтоиды (щелочные базальты, гавайиты, фонотефриты, фонолиты) характеризуются повышенными содержаниями высокозарядных элементов (HFSE) (Ti, Ta, Nb) и умеренными — крупноионных элементов (LILE) при отсутствии Ta и Nb минимумов, низкой степенью фракционирования REE, сближающие их с породами E-MORB (обогащенный MORB) типа. Индикаторные межэлементные отношения также указывают на сходство К-На базальтоидов с E-MORB и WPB (внутриплитными базальтами) типами магматических образований, отличаясь несколько большим обогащением Ba, K, Pb и Sr (рис. 7). Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.702945–0.703120), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.513101) и $^{206-208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18.041; 15.467; 37.834, соответственно) характеризуют мантийные источники магм как деплетированные.

Среди пород олигоцен-раннемиоценовой ((35–17 млн лет (Перепелов, Иванов, 2006)) калиевой щелочной серии выделяются трахобазальты, абсарокиты, меланократовые и лейкократовые шонкиниты, порфириовидные шонкиниты, а также сиениты. Породы отличаются высокими содержаниями LILE, а также Zr и Hf и низкими концентрациями других HFSE (Ta, Nb), что отражается в высоких величинах индикаторных микроэлементных отношений (напр. Ba/Nb=90–260) и в присутствии на мультиэлементных графиках отрицательных аномалий Ta, Nb. В отличие от К-На щелочных базальтов Западной Камчатки К-щелочные базальтоиды имеют существенно более высокий уровень фракционирования REE (рис. 7). Величины изотопных отношений в К-щелочных базальтоидах демонстрируют их некоторое отличие от изотопных характеристик резервуара MORB и слабо выраженное участие в образовании магм источника типа EM-II ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ =

0.512979–0.513019; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ =0.70344–0.70395, $^{206-208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ =18.129–18.307; 15.5–457–15.466; 37.809–37.940, соответственно) (Перепелов, 2014).

Таким образом, в конце палеогена процессы растяжения литосферы, формирования мантийных «окон» (slab-window) и внедрения в литосферную мантию горячей океанической астеносферы, обусловили формирование щелочного магматизма, представленного на Западной Камчатке как К-На, так и К-щелочными базальтоидами (Перепелов, 2014).

ВЫВОДЫ

Изучение изотопно-геохимических характеристик палеогеновых магматических пород Западной Камчатки позволяют сделать следующие выводы.

Магматические породы эоценового (45–53 млн лет) кинкильского комплекса Западной Камчатки характеризуются геохимическими признаками надсубдукционного вулканизма, унаследованными от предыдущего, палеоэоценового ((56–64 млн лет, Удско-Утхолокская островная дуга (Богданов, Чехович, 2002)), этапа развития континентальной окраины. Их изотопный состав Sr, Nd и Pb, низкие концентрации HFSE и HREE относительно состава MORB, предполагают формирование первичных расплавов из деплетированных или слабо обогащенных по изотопному составу источников мантийного клина, в разной контаминированных кварцполевошпатовыми сиалическими осадками. Распределение LIL-элементов в породах комплекса характерно для источников расплавов обогащенных водным флюидом.

Геодинамическая природа позднепалеогенового щелочного магматизма, представленного на Западной Камчатке как К-На, так и К-щелочными базальтоидами, предполагает реализацию процессов рассеянного рифтогенеза.

Работа выполнена в рамках государственного плана научно-исследовательских работ, проект № 0135-2014-0069 (ГИН РАН) и при частичной финансовой поддержке РФФИ, грант № 17-05-00883.

Список литературы [References]

- Акинин В.В., Андроников А.В., Мукаса С.Б., Миллер Э.Л. Меловая нижняя кора континентального обрамления северной Пацифики: петролого-геохронологические данные по нижне-среднекоревым ксенолитам // Петрология. 2013. Т. 21. № 1. С. 34–73. <https://doi.org/10.7868/S0869590313010032> [Akinin V.V., Andronikov A.V., Mukasa S.B., Miller E.L. Cretaceous lower crust of the continental margins of the northern Pacific: Petrological and geochronological data on lower to middle crustal xenoliths // Petrology.

2013. V. 21. № 1. P. 28–65. <https://doi.org/10.1134/S0869591113010013>].
- Багдасарян Г.П., Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е.* Изотопное датирование вулканогенных толщ палеогена и неогена Камчатки // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1994. Т. 2. № 3. С. 87–91. [*Bagdasaryan G.P., Gladenkov Yu.B., Shantser A.E.* Isotope Dating of the Paleogene and Neogene Volcanogenic Sequences of Kamchatka // Stratigr. Geol. Korrelyatsiya. 1994. V. 2. № 3. P. 87–91 (in Russian)].
- Богданов Н.А., Чехович В.Д.* О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Геотектоника. 2002. № 1. С. 72–85 [*Bogdanov N.A., Chekhovich V.D.* On the collision of the West Kamchatka and the Sea of Okhotsk plates // Geotectonics. 2002. № 1. P. 72–85 (in Russian)].
- Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф.* Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеанская геология. 1986. № 3. С. 3–13 [*Varnavskii V.G., Malyshev Yu.F.* Eastern Asia Graben Belt // Tikhookeanskaya Geologia. 1986. № 3. P. 3–13 (in Russian)].
- Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е. и др.* Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 184 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 467). [*Gladenkov Yu.B., Sinelnikova V.N., Shantser A.E. et al.* Eocene of Western Kamchatka. Moscow: Nauka, 1991 (in Russian)].
- Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др.* Нижний палеоген западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС, 1997. 366 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 488). [*Gladenkov Yu.B., Shantser A.E., Chelebaeva A.I. et al.* Lower Paleogene of Western Kamchatka. Moscow: GEOS, 1997. 366 p. (in Russian)].
- Леднева Г.В., Носова А.А., Соловьев А.В.* «Известково-щелочной» магматизм хребта Омгон: свидетельство о раннепалеогеновом растяжении // Петрология. 2006. Т. 14. № 2. С. 168–202 [*Ledneva G.V., Nosova A.A., Soloviev A.V.* «Calc-Alkaline» Magmatism of the Omgon Range: Evidence for Early Paleogene Extension in the Western Kamchatka Segment of the Eurasian Continental Margin // Petrology. 2006. V. 14. № 2. P. 154–186. <https://doi.org/10.1134/S0869591106020020>].
- Перепелов А.Б.* Кайнозойский магматизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок. Дисс. докт. геол.-мин. наук. Иркутск: Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН? 2014. 361 с. [*Perpelov A.B.* Cenozoic magmatism of Kamchatka at the stages of changing geodynamic settings. Thesis submitted for the degree of Dr. of Geology at the A.P. Vinogradov Ins. of Geochemistry Siberian Branch of RAS. 2014. 361 p. (in Russian)].
- Перепелов А.Б., Иванов А.В.* Магматические образования обстановок трансформных континентальных окраин: Западно-Камчатский ареал калиевого щелочного магматизма (эоцен – олигоцен) // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Отв. ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука. 2006. С. 369–382 [*Perpelov A.B., Ivanov A.V.* Magmatic formations of settings of transform continental margins: potassium alkaline magmatism of Western-Kamchatka (eocene-oligocene) / Geodynamics, magmatism and metallogeny of Eastern Russia (Ed. by A. I. Khanchuk) / Vladivostok: Dal'nauka, 2004. P. 369–382 (in Russian)].
- Федоров П.И., Коваленко Д.В., Агеева О.А.* Западнокамчатско-Корякский окраинно-континентальный вулканогенный пояс: возраст, состав и источники формирования // Геохимия. 2011. № 8. С. 813–838 [*Fedorov P.I., Kovalenko D.V., Ageeva O.A.* Western Kamchatka–Koryak Continental-Margin Volcanogenic Belt: Age, Composition, and Sources // Geochemistry Int. 2011. V. 49. № 8. P. 768–792. <https://doi.org/10.1134/S0016702911060036>].
- Федоров П.И., Коваленко Д.В., Баянова Т.Б., Серов П.А.* Раннекайнозойский магматизм континентальной окраины Камчатки // Петрология. 2008. Т. 16. № 3. С. 277–295 [*Fedorov P.I., Kovalenko D.V., Bayanova T.B., Serov P.A.* Early Cenozoic Magmatism in the Continental Margin of Kamchatka // Petrology. 2008. V. 16. № 3. P. 261–278. <https://doi.org/10.1134/S086959110803003X>].
- Федоров П.И., Смирнов В.Н.* Раннекайнозойский вулканизм Колючинско-Мечигменского грабена (Чукотский полуостров) // Петрология. 2014. Т. 22. № 1. С. 60–71. <https://doi.org/10.7868/S0869590314010038> [*Fedorov P.I., Smirnov V.N.* Early Cenozoic Volcanism of the Kolyuchin–Mechigmen Graben, Chukotka Peninsula // Petrology. 2014. V. 22. № 1. P. 54–64. <https://doi.org/10.1134/S0869591114010032>].
- Федоров П.И., Филатова Н.И.* Геохимия и петрология позднемеловых-кайнозойских базальтов зон растяжения на континентальной окраине Северо-Востока Азии // Геохимия. 1999. № 2. С. 115–132 [*Fedorov P.I., Filatova N.I.* Geochemistry and Petrology of Late Cretaceous and Cenozoic Basalts from Extensional Zones at the Continental Margin of Northeastern Asia // Geochemistry Int. 1999. V. 37. № 2. 1999. P. 91–107 (in Russian)].
- Филатова Н.И.* Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Наука, 1988. 264 с. [*Filatova N.I.* Peri-oceanic Volcanogenic Belts. Moscow: Nauka, 1988. 264 p. (in Russian)].
- Шанцер А.Е., Федоров П.И.* Геохимия нижнекайнозойских вулканических пород Западной Камчатки // Бюллетень МОИП. Сер. геология. 1999, Т. 74. Вып. 6. С. 20–28. [*Shantser A.E., Fedorov P.I.* Geochemistry of the Lower Cenozoic Volcanic Rocks of Western Kamchatka // Byull. Mosk. O-va Ispyt. Priro., Otd. Geol. 1999. V. 74. № 6. P. 20–28 (in Russian)].
- Шапиро М.Н., Соловьев А.В.* Кайнозойские вулканические пояса северной Камчатки и их роль в региональных моделях субдукции // Геотектоника. 2011. № 3. С. 48–63 [*Shapiro M.N., Solov'ev A.V.* Cenozoic volcanic rocks of North Kamchatka: In search of subduction zones // Geotectonics. 2011. V. 45. № 3. P. 210–224. <https://doi.org/10.1134/S0016852111030071>].
- Ханчук А.И., Иванов В.В.* Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофиз. 1999. Т. 40. № 11. С. 1635–1645 [*Khanchuk A.I., Ivanov V.V.* Meso–Cenozoic geodynamic settings and gold mineralization of the Russian Far East // Geol. Geofiz. 1999. V. 40. № 11. P. 1635–1645 (in Russian)].
- Чехович В.Д., Сухов А.Н.* О некоторых нерешенных вопросах геологического развития Западной

- Камчатки в позднемезозойское-раннепалеогеновое время // Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. Отв. ред. Ю.Б. Гладенков, С.А. Паланджан. М.: Научный мир, 2005. С. 195–220 [*Chekhovich V. D., Sukhov A.N.* On some unresolved issues of the geological development of Western Kamchatka in the Late Mesozoic–Early Paleogene time. In: *Western Kamchatka: Tectonic Evolution in the Mesozoic.* (Ed. by Yu. B. Gladenkov and S. A. Palandzhan). Moscow: Nauchnyi Mir, 2005. P. 195–220 (in Russian)].
- Condie K.* High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos.* 2005. V. 79. P. 491–504. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.014>.
- Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J. et al.* Thermal and chemical structure of the Iceland plume // *Earth and Planetary Science Letters.* 1997. P. 153. P. 197–208. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00170-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00170-2).
- Hart S.R.* Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies // *Earth and Planetary Science Letters.* 1988. V. 90. P. 273–296. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90131-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90131-8).
- Hofmann A.W., Jochum K.P., Seufert M., White W.M.* Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution // *Earth and Planetary Science Letters.* 1986. V. 79. № 1–2. P. 33–45. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(86\)90038-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90038-5).
- Miller D.M., Goldstein S.L., Langmuir C.H.* Cerium/lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of lead in the continents // *Nature.* 1994. V. 368. P. 514–520. <https://doi.org/10.1038/368514a0>.
- Münker C.* Nb/Ta fractionation in a Cambrian arc/back arc system, New Zealand: source constraints and application of refined ICPMS techniques // *Chemical Geology.* 1998. V. 144. № 1–2. P. 23–45. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00105-8](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00105-8).
- Pearce J.A., Kempton P.D., Nowell G.M., Noble S.R.* Hf-Nd element and isotope perspective on the nature and provenance of mantle and subduction components in Western Pacific arc-basin systems // *Journal Petrology.* 1999. P. 40. P. 1579–1611. <https://doi.org/10.1093/ptroj/40.11.1579>.
- Peccerillo A., Taylor S.R.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 1976. V. 58. P. 63–81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>.
- Rudnick R., Gao S.* Composition of the continental crust. In: *The crust* (ed. R.L. Rudnick). 2003. V. 3. *Treatise on Geochemistry* (eds. H.D., Holland and K.K., Turekian). Elsevier-Pergamon, Oxford, pp.1–64. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4>.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts. In: *Magmatism in ocean basin.* Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Geol. Soc. Spec. Publ. London.* 1989. V. 42. P. 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Yogodzinski G.M., Kay R.W., Volynets O.N. et al.* Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: implications for slab melting and processes in the mantle wedge // *Geological Society of America Bulletin.* 1995. V. 107. P. 505–519. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1995\)107<0505:MAITWA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1995)107<0505:MAITWA>2.3.CO;2).
- Zindler A., Hart S.* Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth and Planetary Science Letters.* 1986. V. 14. P. 493–571. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.14.050186.002425>.

COMPOSITION OF SOURCES IN THE KINKIL COMPLEX OF WESTERN KAMCHATKA BASED ON THE ISOTOPIC-GEOCHEMICAL DATA

P.I. Fedorov¹, D.V. Kovalenko², A.B. Perepelov³, S.I. Dril³

¹*Geological Institute RAS Moscow 119017, e-mail: pi_fedorov@mail.ru*

²*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, 119017; e-mail: Dmitry@igem.ru*

³*Vinogradov Institute of Geochemistry Siberian Branch RAS, Irkutsk 650033; e-mail: alper@igc.irk.ru*

The authors studied the isotope-geochemical composition of the Eocene volcanic rocks from the Kinkil complex of Western Kamchatka. The peculiarities of the distribution of high field strength and heavy rare-earth elements and their ratio, as well as the isotopic composition of Sr, Nd and Pb suggest the formation of primary melts from depleted or poorly enriched in isotopic composition of the mantle wedge sources in different contaminated quartz-feldspathic sialic sediments. Two types of dependences of ϵ_{Nd} in volcanic rocks of the complex on the degree of differentiation of rocks and inter-element relations are revealed. The first is associated with strong contamination of igneous melts with quartz-feldspathic sediments, the second relates to the fractionation of an isotopic (Nd)-enriched magmatic source with weak contamination of the melts with a crustal terrigenous material. The distribution of large-ion (LILE) elements is typical for sources of melts enriched with aqueous fluid and formed with the participation of a substance of a metasomatized mantle wedge.

Keywords: calc-alkaline volcanism, active continental margin, Eocene, Western Kamchatka.