

УДК 551.35.552.3(265.53.)

ПЛИОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫЙ ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОИДНЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЦУСИМСКОЙ КОТЛОВИНЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ: НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ И ГЕОДИНАМИКЕ

© 2020 г. Т. А. Емельянова^{1, *}, **Е. П. Леликов**^{1, *}, А. А. Пугачев^{1, **}¹Тихоокеанский океанологический институт
им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

*e-mail: emelyanova@poi.dvo.ru

**e-mail: puigachev@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 17.04.2018 г.

После доработки 22.08.2019 г.

Принята к публикации 16.12.2019 г.

Приводятся и анализируются оригинальные данные по составу петрогенных и редких элементов в плиоцен-голоценовых щелочных базальтоидах Цусимской котловины Японского моря, полученные методом “мокрой химии” и методами атомно-эмиссионной спектрометрии и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой. На основе интерпретации этих данных были установлены геохимические и геодинамические особенности этого этапа вулканизма, выявлен источник магмогенезиса, представленный гранатовыми перидотитами. Установлена внутриплитная плюм-континентальная природа щелочных базальтоидов, на что указывает высокая щелочность и калиево-натриевый порода, Ta–Nb максимум, высокие значения нормированных La/Yb (22–28) и La/Sm (3–6), а также высокие Ti/V, Nb/Y, Zr/Y, Zr/Hf, Th/Yb и близкие к хондритовым показатели Nb/Ta. Внутриплитная природа также в той или иной степени подтверждается близостью химических свойств цусимских базальтоидов с вулканическими породами вулканов Цинбоху и Удалянчи Центрально-Азиатской внутриплитной провинции (ЦАВП), которая располагается к западу от Японского моря и сформировалась в позднем кайнозое под воздействием Северо-Азиатского суперплюма.

Ключевые слова: Японское море, Цусимская котловина, щелочные базальтоиды, геохимия, геодинамика, суперплюмы, плюм-континентальный, плюм-океанический вулканизм

DOI: 10.31857/S0030157420020021

ВВЕДЕНИЕ

В Японском море широко развиты вулканические породы, слагающие подводные вулканические хребты, постройки (и острова), а также лавовые и пирокластические потоки на крупных возвышенностях (полигоны драгирования; рис. 1а). Преобладают кайнозойские вулканы. В соответствии с радиоизотопным возрастом и с учетом химического состава среди них выделяются несколько вулканических комплексов: позднеолигоцен-раннемиоценовый (27–18 млн лет), среднемиоцен-плиоценовый (13–4.5 млн лет) и плиоцен-голоценовый (3.5–2.3 млн лет до современного периода). Радиоизотопный возраст двух последних комплексов приведен в табл. 1. Результаты изучения вышеперечисленных комплексов опубликованы в многочисленных статьях [1, 3–5, 8, 9, 13, 17, 20 и др.]. В большинстве из них акцент сделан на среднемиоцен-плиоценовый этап вулканизма, проявленный в постспрединговую стадию формирования котловины Японского моря. Продуктами этого этапа стали окраинно-мор-

ские (ОМ) толеиты, химический состав которых близок составу щелочно-базальтоидных вулканических океанических островов (ОИВ). В то время как плиоцен-голоценовый щелочно-базальтоидный вулканизм Цусимской котловины юго-западной части Японского моря долгое время не привлекал к себе должного внимания из-за незначительного своего проявления. Оставались актуальными и требовали своего решения вопросы, касающиеся источников магмогенезиса, отличительных черт геодинамики и механизмов, провоцирующих тектономагматическую активность в этот период. В последние годы авторами были получены результаты химических анализов на петрогенные, редкие элементы и изотопы, которые использованы в этой статье наряду с литературными данными с целью установления роли этого этапа вулканизма в формировании котловины Японского моря.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для лабораторных исследований использовались образцы вулканических пород из коллекции

Таблица 1. Результаты определения радиоизотопного возраста окраинно-морских толеитов Центральной котловины (1–12) и щелочных базальтоидов Цусимской котловины (13–15)

№	№ обр.	Сев. широта	Вост. долгота	Породы	K% ± σ, %	⁴⁰ Ar _{рад} ± σ, нг/г	K–Ar возраст
1	1679-1	40°40.5′	132°03.0′	Базальты	1.33	0.011446	12.4
2	7734-1	40°33.8′	132°05.0′	»	0.80	0.00661	10.2
3	7753	40°14.8′	131°17.8′	»	0.66	0.00569	12.4
4	7749	40°09.5′	132°08.8′	»	0.66	0.00375	8.2
5	52-23-3	42°05.04′	131°51.44′	»	1.34	1.052	11.3 ± 0.4
6	1147-г	41°46.2′	132°22.4′	»	1.01	0.012142	13 ± 0.7
7	1567	42°07.9′	133°44.2′	Трахиты	4.21	3.30	11.2 ± 0.5
8	1155-1	42°04.0′	133°42.32′	Трахиандезиты	1.91	0.08178	10.9
9	2055-4	42°39.5′	136°16.5′	Трахиты	2.55	1.82	10.2 ± 0.5
10	7714-а	42°36.1′	136°17.4′	Базальты	1.02	0.76	10.7 ± 0.5
11	2068	41°25.2′	134°58.0′	»	0.95	0.023053	12 ± 1.0
12	2070-а	41°26.1′	134°59.0′	»	1.21	0.38	4.5 ± 0.5
13	936	37°31.0′	131°21.5′	»	2.49	0.006027	3.5
14	1208	37°11.3′	132°15.7′	Трахиты	4.74	0.0112	3.4
15	1212-б	37°13.9′	132°18.2′	Базальты	2.50	0.003928	2.3

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ИГЕМ РАН [1, 9, 20].

Тихоокеанского океанологического института ДВО РАН, полученные в результате драгирования вулканических построек и подводных частей островов Цусимской котловины Японского моря в 20-м и 21-м рейсах НИС “Первенец” в 1973 и 1974 гг. (рис. 1б).

Лабораторные исследования заключались в просмотре прозрачных шлифов и определении состава петрогенных и редких элементов, а также изотопов Nd и Sr. Петрогенные элементы определялись методом “мокрой химии” в ЦЛ ППГО (г. Владивосток) и методом атомно-эмиссионной спектроскопии в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток). Состав редких элементов определялся на спектрометре Agilent 7500 с (Agilent Technologies, США) в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток). Анализы на изотопы Sr и Nd проводились в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН и в лаборатории ГЕОХИ РАН (г. Москва). Радиоизотопный возраст вулканических пород определялся K–Ar методом в ИГЕМ РАН (г. Москва), аналитики М.М. Аракелянц, В.А. Лебедев. Определение содержания радиогенного аргона проводилось на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трассера ³⁸Ar; определение калия – методом пламенной спектрофотометрии. При расчете возраста использованы константы: $K = 0.581 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, $\gamma = 4.962 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, $^{40}\text{K} = 0.01167 \text{ (ат. \%)}$.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Плиоцен-голоценовые щелочные базальтоиды слагают острова Уллындо и Лианкур, а также

возвышенность Глебова и гайот Оки [1, 2, 11], располагающиеся на северном замыкании Цусимской котловины (рис. 1б). Эта котловина имеет округлую форму диаметром 250 км, глубина над ее дном достигает 2000 м. Геофизическими методами установлена мощность земной коры, составляющая 10–12 км, что соответствует утолщенной океанической коре [6], образовавшейся в период окраинно-морского спрединга [21]. В 120 км от Корейского полуострова расположен остров (вулкан) Уллындо площадью 73 км². Его высота относительно дна Цусимской котловины составляет 3000 м, а над уровнем моря он возвышается на 984 м. Формирование данного вулкана началось около 2.5 млн лет назад, а последнее извержение произошло 5000 лет назад [21]. Вулканы этого возраста, представленные пикробазальтами, были подняты в результате драгирования крутого восточного склона – станция 373 [2]. В 40 км к востоку от острова Уллындо находится подводная возвышенность Глебова, к юго-востоку от которой располагаются острова Лианкур и гайот Оки. Плоская вершина гайота имеет округлую форму и находится на глубине 150–250 м. Со склонов указанных структур были подняты обломки базальтоидов – станции 936, 1864, 1865, 1208, 1209, 1212 и 1214.

Хотя вулканическая деятельность на юго-западе Японского моря продолжалась вплоть до голоцена, в целом, формирование щелочных базальтоидов произошло в период от 2.3 до 3.5 млн лет [17]. Согласно исследованиям предшественников, данные породы на островах Уллындо, Лианкур и гайоте Оки образуют ряд от пикритовых базальтов до щелочных трахитов [1]. Суммируя результаты петрографических иссле-

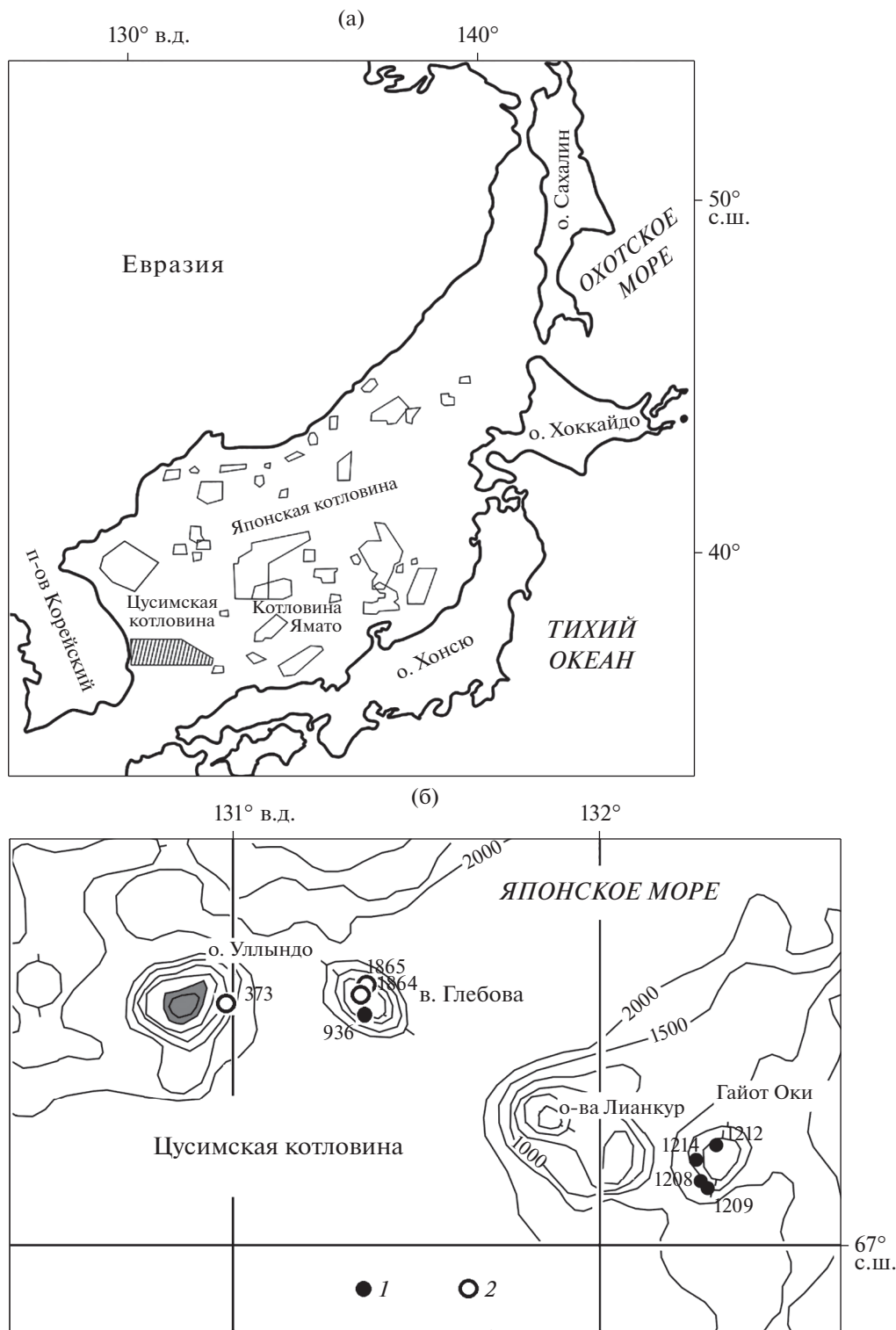


Рис. 1. Морфоструктурная схема Японского моря (а) с полигонами драгирования вулканических пород по [1], район исследования заштрихован; схема расположения станций драгирования плиоцен-голоценовых щелочных базальтоидов в Цусимской котловине (б): 1 – табл. 2; 2 – 1864, 1865 по [1]; 373 по [11]. Диаграмма щелочи-кремнезем (в) для щелочных базальтоидов: 1 – табл. 2; 2 – по [1] и 3 – ОМ толеитов по [1, 9]. Римскими цифрами обозначены области вулканических пород различной щелочности по [22]: I – тефриты, базаниты, II – пикробазальты, III – трахибазальты, IV – базальты, V – андезибазальты, VI – трахиандезибазальты, VII – андезиты, VIII – дациты, IX – риолиты, трахириолиты, X – трахиандезиты, XI – трахиты, трахидациты, XII – феолиты, XIII – тефрифеолиты, XIV – феоитерфиты, XV – фондиты.

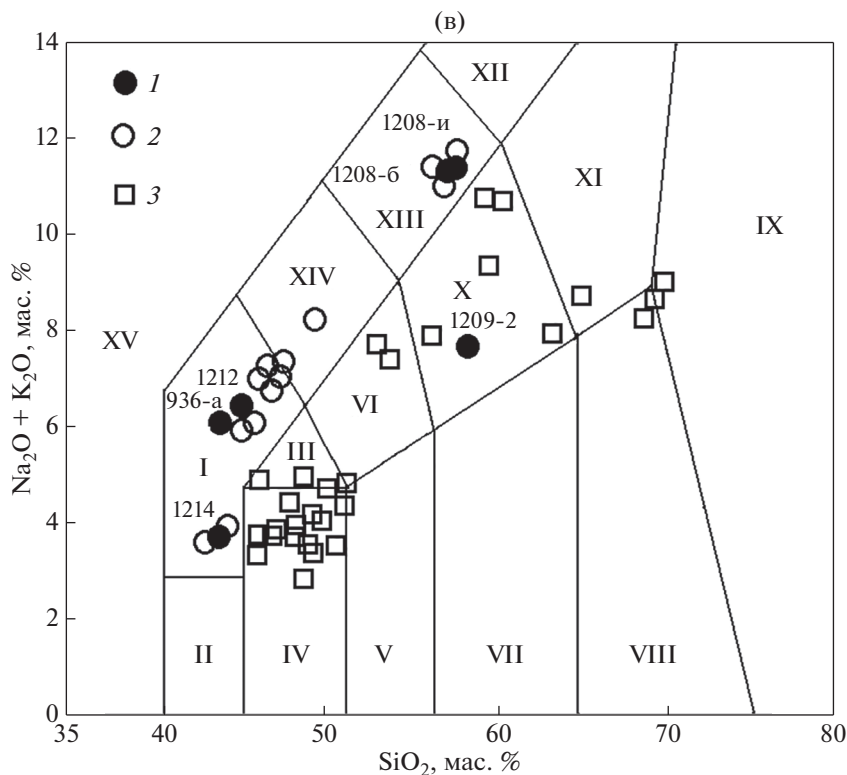


Рис. 1. Окончание

дований, проведенных нами и опубликованных в работах [1, 17 и др.], пикробазальты и щелочные базальты характеризуются небольшой пористостью, порфировой или афировой структурой и подразделяются на оливиновые, оливин-клинопироксеновые, реже клинопироксен-плагиоклазовые и амфиболовые разновидности с титаномagnetитом. В отличие от них щелочные трахибазальты и трахиты обладают обильной пористостью, преимущественно порфировой структурой и гиалопилитовой или микролитовой основной массой. Вкрапленники (25–30%) представлены плагиоклазом, нефелином и клинопироксеном. В трахитах к ним добавляется санидин и титаномagnetит, а также акцессорные минералы – апатит, турмалин и хромшпинелиды (?), а вулканическое стекло основной массы раскристаллизовано в щелочно-полевошпатовый агрегат. Главной особенностью минерального состава щелочных базальтоидов является отсутствие кварца и ортопироксенов, что позволяет отнести данные породы к низкремнеземистым образованиям. Присутствие в парагенезисе санидина и нефелина свидетельствует о высокой щелочности, характерной для вулканитов внутриплитных обстановок – континентальных рифтов.

Установлено, что щелочные базальтоиды характеризуются содержаниями SiO₂, колеблющимися от 42.39 до 59.68 мас. % (табл. 2) и до

60.11 мас. % [1, 11 и др.]. Преобладают значения 44–51, соответствующие щелочным базальтам и трахибазальтам. Породы обладают высокой щелочностью (мас. %), что отражено на классификационной диаграмме (рис. 1в). В пикробазальтах показатели щелочности и калиевости составляют 3.53–3.94 и 1.20–1.69, в щелочных базальтах и трахибазальтах – 6.32–8.64 и 2.91–4.80 и в щелочных трахитах – 11.63–12.70 и 6.14–6.60 соответственно. В щелочных базальтах в сумме щелочей преобладает Na₂O, в трахитах – K₂O. Содержания Al₂O₃ составляют (мас. %): в пикробазальтах 13.79–15.58, в щелочных базальтах 16.20–17.00; а в трахитах повышены до 19.03–19.20. Пикробазальты и щелочные базальты характеризуются высокими содержаниями (мас. %): TiO₂ (1.80–3.30), CaO (6.83–10.87), MgO (5.87–11.36), ΣFe (9.57–11.91); в трахитах эти показатели понижаются: TiO₂ до 0.18–0.55, CaO до 1.37–1.98, MgO до 0.29–0.85, ΣFe до 2.73–4.51. В целом описываемые породы относятся к умеренноглиноземистым высокотитанистым высококалийным образованиям щелочной вулканической серии.

Щелочные базальтоиды обладают повышенными содержаниями крупноионных литофильных элементов (LILE), варьирующими в пределах (г/т): Rb от 23.05 до 109.3, Ba от 538.4 до 773.72 (в трахитах 69.0–73.67) и Sr от 517 до 1030 (в трахитах 80.28–81.32), и высокими концентрациями

Таблица 2. Содержания петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в плиоцен-голоценовых щелочных базальтоидах Цусимской котловины

№ обр./ элементы	1214	936-а	1212	1208-б	1208-и	1209-2
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	42.39	44.18	46.24	59.63	59.68	59.40
TiO ₂	3.27	3.30	3.21	0.55	0.56	0.81
Al ₂ O ₃	15.58	18.59	18.98	17.46	17.47	13.11
Fe ₂ O ₃	5.65	4.39	3.64	4.37	4.51	5.23
FeO	6.26	6.28	4.84	—	—	—
MnO	0.12	0.16	0.17	0.08	0.08	0.27
MgO	9.62	5.20	3.40	0.57	0.59	1.41
CaO	10.87	9.08	8.60	1.37	1.36	1.83
Na ₂ O	2.25	3.23	3.87	5.40	5.31	3.82
K ₂ O	1.69	3.10	3.25	6.23	6.19	3.47
P ₂ O ₅	Не опр.	0.02	0.75	0.06	0.07	0.16
п.п.п.	1.77	1.87	1.95	3.39	3.29	8.0
H ₂ O	0.42	Не опр.	Не опр.	0.55	0.48	2.66
Сумма	99.92	99.40	99.30	99.67	99.57	100.17
Rb	23.05	55	59.72	109.3	102.3	72.28
Ba	538.4	640	773.72	73.67	69	549.8
Sr	598.7	1030	761.61	80.28	81.32	309.7
Sc	28.19	Не опр.	Не опр.	3.54	2.18	7.494
Th	4.00	Не опр.	Не опр.	26.4	24.01	18.08
U	0.787	Не опр.	Не опр.	7.94	3.68	5.20
Pb	8.41	Не опр.	Не опр.	23.04	20.54	23.49
Zr	170.2	360	271.34	670.3	617.6	390.9
Hf	4.06	Не опр.	5.30	13.67	12.5	8.24
Nb	43.18	78	74.45	142	131.7	84.89
Ta	2.56	Не опр.	4.89	8.53	8.67	5.9
Y	18.26	29	19.98	19.72	19.97	20.07
Co	48.77	Не опр.	26.07	13.93	9.11	8.33
Cr	278	74	76.01	5.17	6.02	52.51
Ni	142.5	45	42.11	15.54	9.82	26.22
V	257.6	170	135.12	13.19	14.95	77.85
La	38.8	89	52.34	98.77	94.89	70.17
Ce	78.48	160	109.35	164.4	153.4	124.3
Pr	9.78	Не опр.	11.24	15.47	14.67	12.84
Nd	38.6	61	43.41	47.13	43.08	41.29
Sm	7.54	11	7.17	7.30	6.91	6.88
Eu	2.39	3.03	2.21	1.64	1.41	1.38
Gd	7.05	Не опр.	8.11	6.51	5.88	6.17
Tb	0.933	1.3	0.90	0.729	0.720	0.766
Dy	4.68	Не опр.	4.42	4.47	4.20	3.78
Ho	0.784	Не опр.	0.76	0.832	0.840	0.821
Er	2.03	Не опр.	2.07	2.37	2.25	1.92
Tm	0.265	Не опр.	0.24	0.376	0.337	0.325
Yb	1.59	2.1	1.56	2.36	2.54	2.32
Lu	0.217	0.27	0.21	0.353	0.323	0.335

Примечание. Вулканические породы: 1 – пикробазальты (гайот Оки); 2, 3 – щелочные оливиновые базальты (2 – возвышенность Глебова; 3 – гайот Оки); 4–6 – щелочные трахиты (гайот Оки). 4, 5, 6 – суммарное содержание железа в форме Fe₂O₃. 1–3 – Петрогенные элементы по [1]. Анализы на петрогенные элементы (4–6) и редкие элементы выполнялись в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток).

некоторых высокозарядных элементов (HFSE): Zr 160–360 (в трахитах до 400–670), Nb 32.5–82.8 (в трахитах до 131.7–142.0) и Ta 2.56–4.89 (в трахитах до 8.53–8.67). На многокомпонентных диа-

граммах редких и распределения редкоземельных (REE) элементов щелочные базальтоиды образуют позитивные Ta–Nb, Zr, Hf, Ti, Gd, Ce, Nd и негативные Sr- и Eu аномалии (рис. 2, 3) и харак-

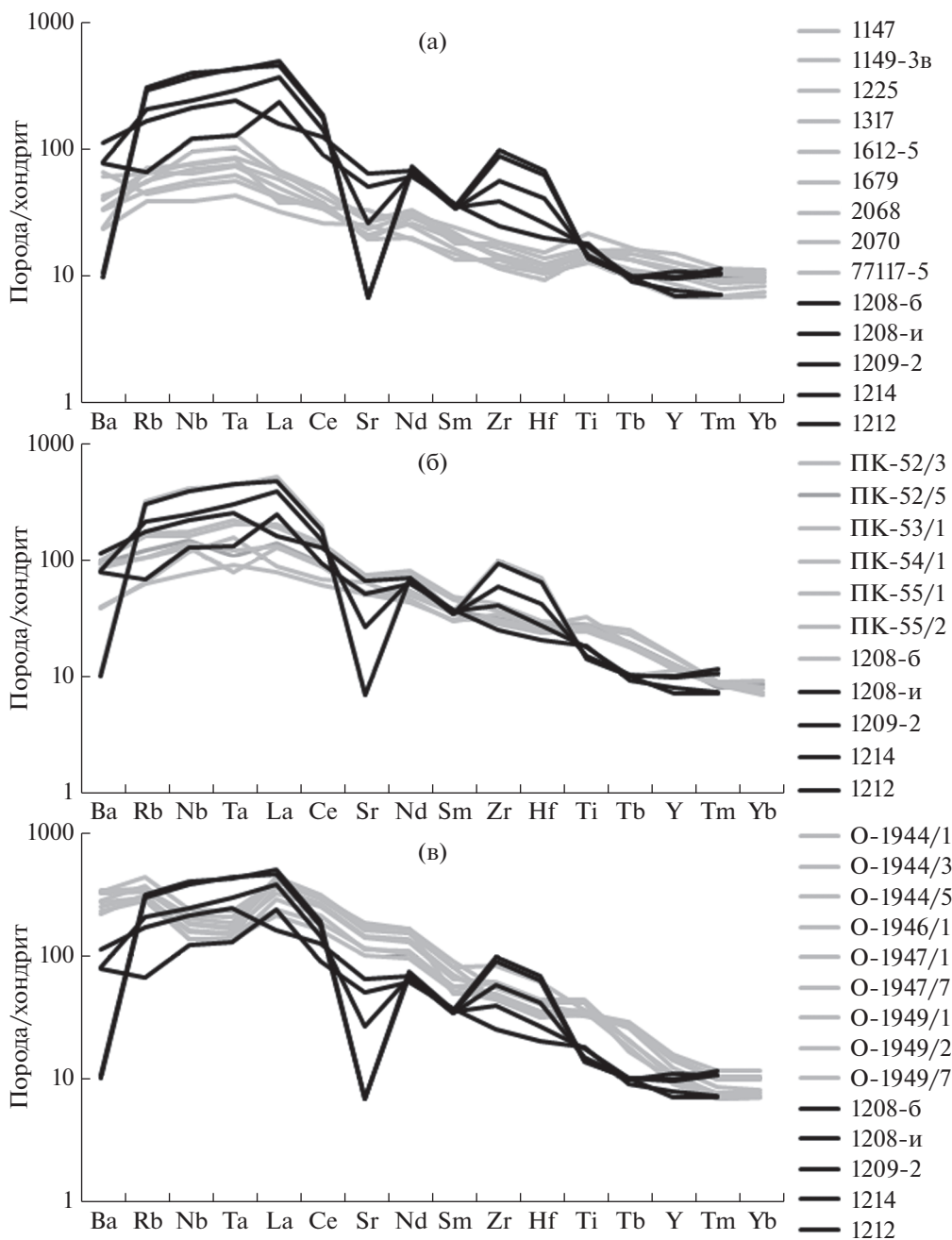


Рис. 2. Многокомпонентная диаграмма редких элементов для плиоцен-голоценовых щелочных базальтоидов Цусимской котловины Японского моря (обозначены черным), ОМ толеитов (а) [9], а также щелочных базальтоидов вулканов Цинбоху (б) и Удалянчи (в) [12]. Составы элементов нормированы к хондритовому стандарту по [27].

теризуются резко дифференцированным спектром REE с явным преобладанием LREE над HREE. Это подтверждается высокими значениями отношений $(La/Sm)_N$ 3.21–6.37 и $(La/Yb)_N$ 18.92–28.80. Пикробазальтам и щелочным базальтам свойственны высокие концентрации элементов группы Fe, которые в трахитах резко снижаются, что характерно для пород внутриплитной геодинамической обстановки (WPB).

На дискриминантной диаграмме Ti–V фигуративные точки описываемых пород располагаются в области с высокими показателями Ti/V (более 100), превышающими таковые в вулканитах океанических островов – OIB (рис. 4а). По щелочности, калиевости, концентрациям LILE, LREE и HFSE япономорские щелочные базальтоиды вполне сопоставимы с породами щелочно-базальтоидной формации по классификации [8].

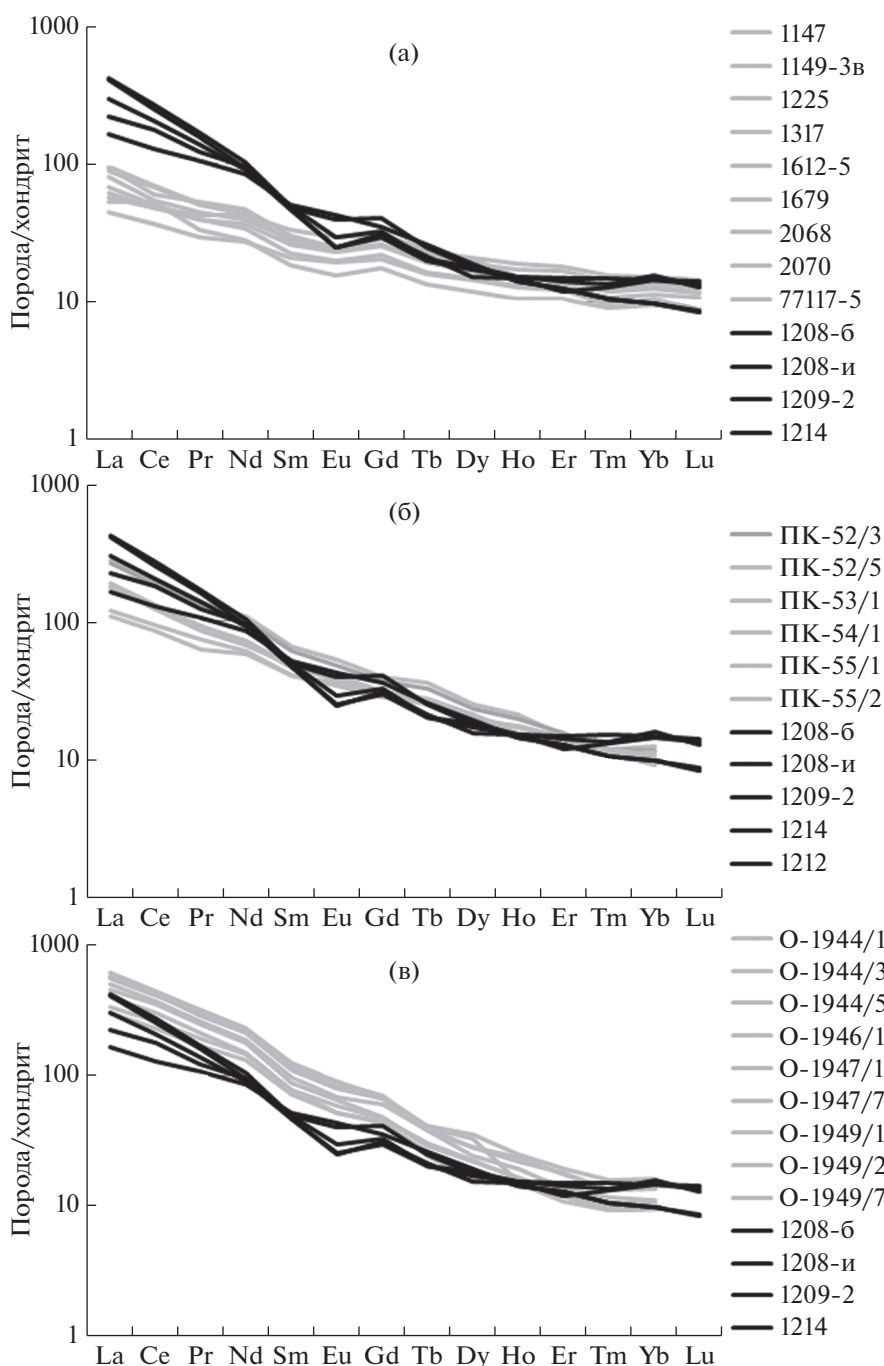


Рис. 3. Многокомпонентная диаграмма распределения REE для щелочных базальтоидов; составы нормированы к хондритовому стандарту по [15]. Условные обозначения см. рис. 2.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как было сказано выше, в Японском море установлены два типа базальтоидных вулканических пород высокой щелочности (рис. 1в), формирование которых происходило во внутриплитной обстановке (WPB): среднемиоцен-плиоценовые окраинно-морские толеиты и плиоценоголоценовые щелочные базальтоиды (рис. 4б)

[1, 3–5, 9, 13, 17]. Первые развиты в основном в пределах котловины Японской (Центральной), вторые – в пределах Цусимской котловины. В мантийном источнике обеих групп пород обнаруживаются гранатовые перидотиты, что подтверждает диаграмма (La/Sm)–(Lu/Hf) (рис. 5). Но на этой диаграмме хорошо видны и отличия. Щелочные базальтоиды располагаются вдоль тренда гранатовых перидотитов и характеризуются

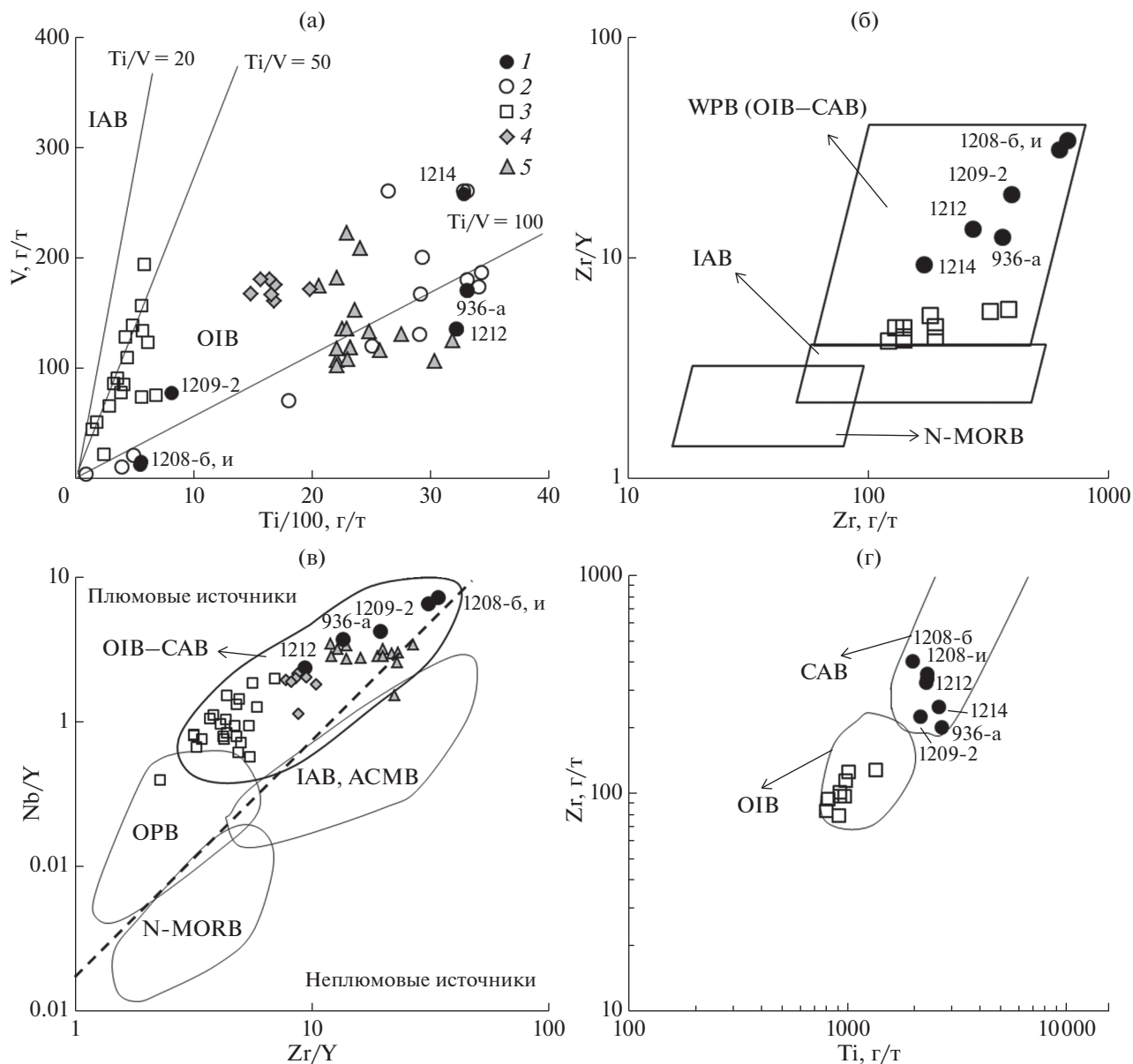


Рис. 4. Диаграммы Ti–V [25] (а); Zr–(Zr/Y) [23] (б); (Zr/Y)–(Nb/Y) [16] (в); Ti–Zr [10] (г) для щелочных базальтоидов Цусимской котловины: 1 – табл. 2; 2 – по [1] и 3 – ОМ толеитов [1, 9]; для щелочных базальтоидов вулканов [12]: 4 – Цинбоху и 5 – Удалянци. Поля базальтов геодинамических обстановок: WPB – океанических островов (OIB) и континентальных рифтов (CAB); IAB, ACMB – вулканических дуг и активных континентальных окраин; OPB – океанических плато; N-MORB – срединно-океанических хребтов. Пунктирная линия разделяет области плюмовых и неплюмовых мантийных источников.

ся весьма низкой степенью частичного плавления (0.05–1.5%). Крайинно-морские толеиты занимают пространство между трендами гранатовых и шпинелевых перидотитов. Степень частичного плавления повышена до 0.5–5%.

Цусимские базальтоиды характеризуются значительно более высоким уровнем щелочности и калиевости по сравнению с крайинно-морскими толеитами [4, 5]. Им свойственны гораздо более высокие значения $(La/Yb)_N$, достигающие 28.80, против 7.35 в ОМ базальтоидах. Параметры

Sm/Yb (1.57–5.50), Ce/Y (5.47–6.25), Zr/Y (12.39–13.58) и Nb/Y (1.96–3.73) также более высокие, а Zr/Nb (3.64–4.72), Y/Nb (0.14–0.42) и Lu/Hf (до 0.04) более низкие. В то время как в ОМ базальтоидах значения Zr/Nb, Y/Nb и Lu/Hf повышены до 9.47, 1.74 и 0.1–0.16, а Ce/Y, Zr/Y и Nb/Y, напротив, понижены до 1.12–2.42, 4.32–6.96 и 0.82–1.99 соответственно. Отношения Zr/Hf в щелочных базальтоидах также выше, по сравнению с таковыми в крайинно-морских и составляют 47.44–51.20 и 38.55–45.71 соответственно. Зна-

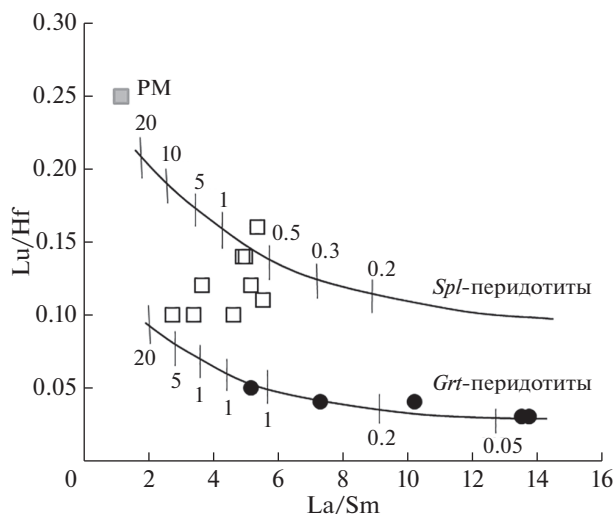


Рис. 5. Диаграмма $(La/Sm)-(Lu/Hf)$ [24]. Вертикальными линиями и цифрами обозначена степень ЧП источника. Условные обозначения см. рис. 4.

чения Nb/Ta в тех и других породах близки к хондритовым ($Nb/Ta=17.7$) и попадают в пределы 15–19, установленные для щелочных вулканических пород – производных плюмовых мантийных источников океанов и континентов [19]. Многокомпонентные диаграммы иллюстрируют очевидную разницу составов редких (в т.ч. редкоземельных) элементов: в щелочных базальтоидах концентрации большинства LILE, HFSE и LREE заметно выше таковых в ОМ толеитах (рис. 2а, 3а).

Отличительные черты проявлены и в концентрациях элементов группы Fe. С учетом опубликованных материалов [1, 3, 4 и др.] и новых данных (табл. 2) в ОМ толеитах содержания (г/т) Cr достигают 280–396, Ni 91–123, V 150–300, а в щелочных базальтах содержания Cr составляют 107–150, Ni 55–98, V 120–200. Состав этих элементов близок к таковому в плюм-океанических толеитах и плюм-континентальных щелочных базальтах по [18]: Cr – 318 и 160 г/т, Ni – 110 и 85 г/т, V – 290 и 250 г/т соответственно.

На большинстве диаграмм точки цусимских базальтоидов и ОМ толеитов располагаются на значительном расстоянии друг от друга. В первую очередь это хорошо отражено на диаграммах Ti–V, Zr–(Zr/Y) и (Zr/Y)–(Nb/Y) (рис. 4а–4в). На первой и второй диаграммах разброс точек обусловлен более высокими концентрациями Ti и Zr в щелочных базальтоидах по сравнению с окраинно-морскими толеитами. Диаграмма (Zr/Y)–(Nb/Y) демонстрирует принадлежность обеих групп пород к областям щелочных базальтов океанических островов (ОИВ) и континентальных щелочных базальтов (САВ), т.е. к области внутриплитных геодинамических обстановок (WPВ) океанов и континентов. На этой диаграмме щелочные базальтоиды Цусимской котловины и ОМ толеиты располагаются в поле производных нижнемантийных плюмовых источников. Однако и здесь породы образуют отдельные друг от друга ореолы, характеризующаясь разными концентрациями Zr и Nb, которые явно преобладают в щелочных ба-

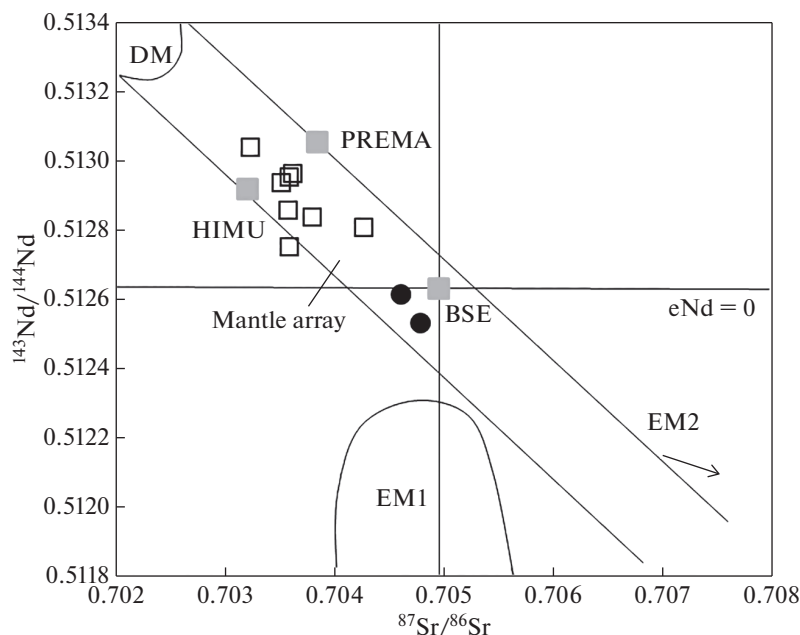


Рис. 6. Диаграмма $(^{87}Sr/^{86}Sr)-(^{143}Nd/^{144}Nd)$. Составы изотопов Nd и Sr [3, 4, 9]. Мантийные источники: DM – деплецированная мантия, BSE – валовый состав силикатной части Земли, PREMA – преобладающая мантия, HIMU – обогащенная U мантия, EM1 и EM2 – обогащенная внутриплитной и субдукционной компонентами мантия соответственно. Условные обозначения см. рис. 4.

зальтоидах. Если на вышеприведенных диаграммах породы обеих групп образуют разброс точек в поле одной WPB обстановки, то на диаграмме Ti–Zr каждая группа попадает в область собственной геодинамической обстановки, подчеркивая свою принадлежность: ОМ толеиты – к ОИВ, а щелочные базальтоиды – к САВ (рис. 4г).

По сравнению с окраинно-морскими толеитами щелочные базальтоиды Цусимской котловины характеризуются более низкими $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и, в целом, более высокими $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношениями, которые составляют 0.5125–0.5126 и 0.7046–0.7047 соответственно (рис. 6). Большинство образцов ОМ толеитов характеризуются более высокими значениями отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.5128–0.5130) и более низкими – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7032–0.7035). Несмотря на видимую разницу в составах изотопов Nd и Sr в рассматриваемых группах пород, на диаграмме ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)–($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) их фигуративные точки располагаются в плюмовой области по [26].

Отличаясь от окраинно-морских толеитов, щелочные базальтоиды Цусимской котловины демонстрируют сходство геохимических характеристик с щелочно-базальтоидными породами вулканов Цинбоху и Удалянчи бассейна Сунляо [12]. Этот бассейн является одной из депрессионных структур, возникших в позднем кайнозое под влиянием Северо-Азиатского суперплюма [14], область распространения которого совпадает с выделенной в Центральной и Восточной Евразии Центрально-Азиатской внутриплитной провинцией [7]. Данная провинция, а следовательно, и Северо-Азиатский суперплюм, располагаются к западу от Японского моря, а их юго-восточная граница проходит через южную часть моря (Цусимскую котловину), в которой и установлены плиоцен-голоценовые щелочные базальтоиды.

Щелочные базальтоиды Цусимской котловины и вулканов Цинбоху и Удалянчи характеризуются высоким уровнем общей щелочности. Исключением является концентрация K_2O , который в породах вулканов Цинбоху ниже такового в породах Цусимской котловины и вулканов Удалянчи, в которых K_2O часто преобладает в сумме щелочей. Близкие химические свойства щелочных базальтоидов всех трех регионов хорошо иллюстрируют многокомпонентные диаграммы редких элементов и распределения REE (рис. 2б, 2в; 3б, 3в соответственно), на которых спектр цусимских базальтоидов совпадает со спектром пород вулканов Цинбоху и незначительно отличается от спектра пород вулканов Удалянчи по концентрациям некоторых LILE, HFSE и LREE. Характеризуясь более низкими концентрациями Ti и более высокими Nb и Zr, цусимские базальтоиды, тем не менее, образуют почти единые ореолы с породами вулканов Цинбоху и особенно Удалянчи в областях плюмовых источников ОИВ и САВ на

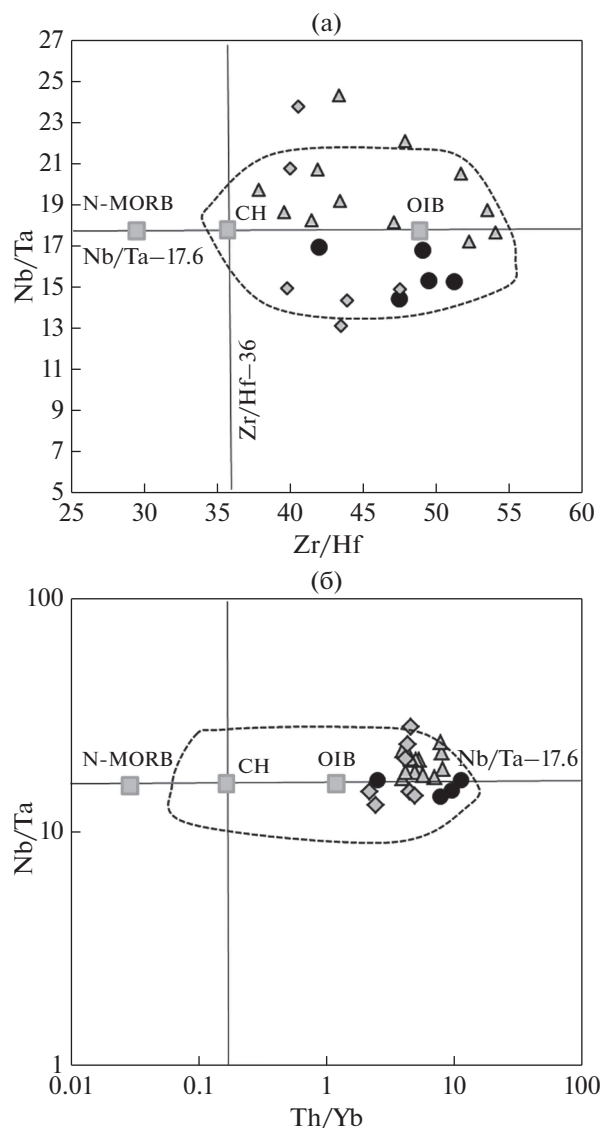


Рис. 7. Диаграммы (Zr/Hf)–(Nb/Ta) (а) и (Th/Yb)–(Nb/Ta) (б). Квадратами обозначены средние составы базальтов: CH – хондрита, N-MORB – срединно-океанических хребтов, OIB – океанических островов; пунктирной линией – ореол щелочных вулканитов Красного моря. Отношения Nb/Ta–17.6 и Zr/Hf–36 для хондрита по [19]. Условные обозначения см. рис. 4.

диаграммах Ti–V и (Zr/Y)–(Nb/Y) (рис. 4а, 4в). Близкие химические свойства, а также плюмо-континентальную природу щелочных базальтоидов всех трех областей подтверждают и значения Zr/Hf, Nb/Ta и Th/Yb, которые обуславливают расположение точек в ореоле распространения вулканических пород такого континентального рифта, каким является Красное море. Это хорошо видно на диаграммах (Zr/Hf)–(Nb/Ta) и (Th/Yb)–(Nb/Ta) (рис. 7).

Таким образом, приведенные выше доказательства свидетельствуют о близости химических

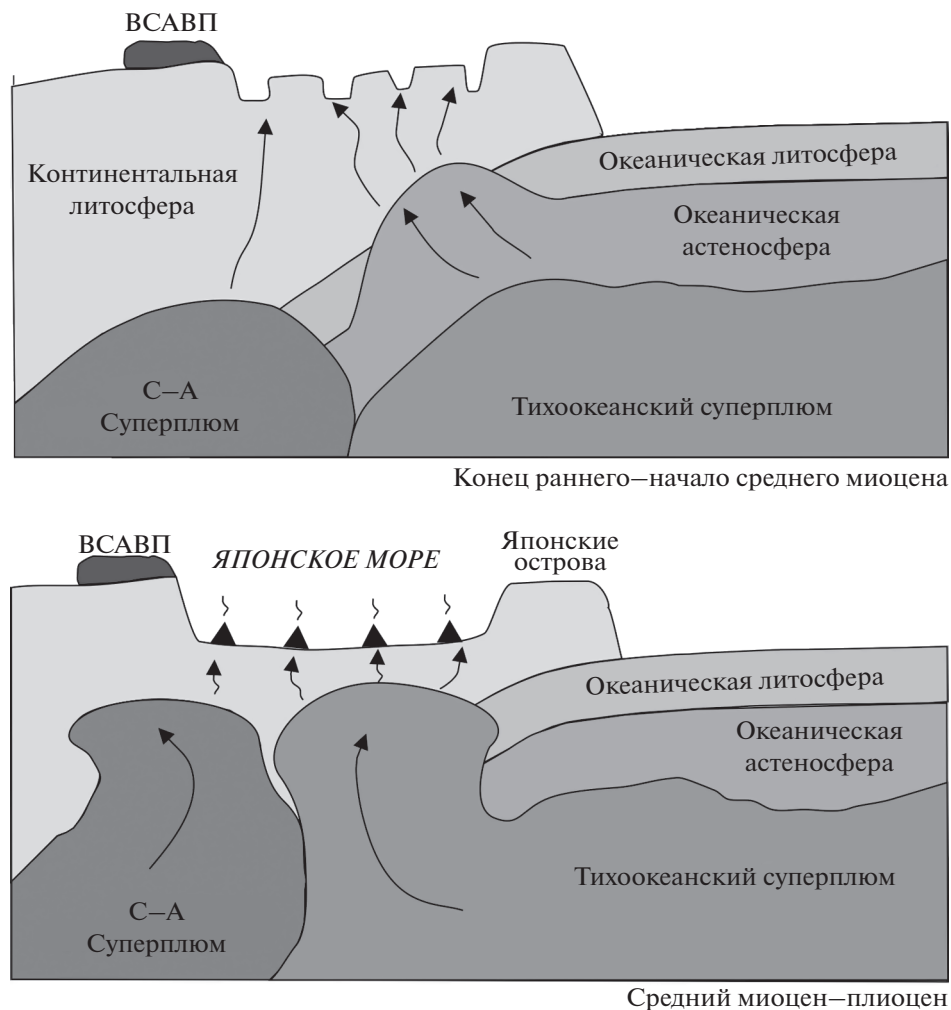


Рис. 8. Эволюция котловины Японского моря с конца раннего миоцена до плицена. ВСАВП – Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс; С-А – Северо-Азиатский суперплюм.

свойств щелочных базальтоидов Цусимской котловины Японского моря и вулканов Цинбоху и Удалянци Центрально-Азиатской внутриплитной провинции, что указывает на плюм-континентальную природу описываемых пород, сформировавшихся под влиянием Северо-Азиатского суперплюма. В предыдущих публикациях авторами приводятся многочисленные доказательства в пользу того, что ОМ толеиты котловин Японской и Ямато в Японском море проявляют свойства щелочно-базальтоидных пород океанических островов (ОИВ) и являются производными апофизы Тихоокеанского суперплюма [3–5, 9].

Наличие “следов” апофиз двух разных по геохимической специфике суперплюмов Северо-Азиатского континентального и Тихоокеанского в пределах Японского моря наводит на мысль об их столкновении, которое привело к максимальному окраинно-морскому спредингу и формированию котловины Японского моря. Максимальный спрединг пришелся на конец раннего – на

чало среднего миоцена (рис. 8), на что указывает обнаружение в скважинах глубоководного бурения деплетированных вулканических пород соответствующего возраста, по составу близких к N-MORB [13]. В постспрединговую стадию максимальный подъем к поверхности апофизы Тихоокеанского суперплюма и ее плавление привело в среднем миоцене–плицене к проявлению окраинно-морского вулканизма, продуктами которого стали ОМ толеиты с ОИВ свойствами (рис. 8). На юго-западе Японского моря щелочно-базальтоидный вулканизм (СAB), спровоцированный плавлением апофизы Северо-Азиатского суперплюма, пришелся на более поздний плицен-голоценовый период.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Плиоцен-голоценовые щелочные базальтоиды Цусимской котловины Японского моря характеризуются близкими химическими свойствами с

щелочными базальтоидами вулканов Цинбоху и Удалянци сопредельной территории – Центрально-Азиатской внутриплитной провинции, возникшей в позднем кайнозое под влиянием Северо-Азиатского суперплюма и распространяющейся с запада в пределы Японского моря. Изотопно-геохимические черты щелочных базальтоидов Цусимской котловины и окраинно-морских толеитов котловин Японской и Ямато указывает на внутриплитную (WPB) природу тех и других пород, подразумевающую выплавки из нижнемантийного плюмового источника. Однако корреляционный анализ выявил и существенные различия. Они позволяют сделать вывод о том, что плиоцен-голоценовые щелочные базальтоиды относятся к плюм-континентальным, а среднемиоцен-плиоценовые окраинно-морские толеиты к плюм-океаническим образованиям и являются производными Северо-Азиатского и Тихоокеанского суперплюмов соответственно.

Источник финансирования. Работа проводилась по программе Фундаментальных научных исследований ТОИ ДВО РАН (тема № 0271-2016-0005), № Государственной регистрации АААА-А17-117030110033-0 и при финансовой поддержке грантов “Дальний Восток” (проекты № 18-1-008 и № 18-2-020).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берсенева И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л. и др. Геология дна Японского моря. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
2. Васильев Б.И., Карп Б.Я., Строев П.А., Шевалдин Ю.В. Строение подводной возвышенности Ямато (Японское море) по геофизическим данным. М.: Изд-во МГУ, 1975. 95 с.
3. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Миоцен-плейстоценовый вулканизм глубоководных котловин Японского и Охотского морей // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 2. С. 58–69.
4. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Вулканизм как индикатор глубинного механизма формирования Японского и Охотского морей // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 2. С. 63–72.
5. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Вулканизм и происхождение Японского и Охотского морей как результат влияния Тихоокеанского суперплюма // Докл. РАН. 2014. Т. 456. № 2. С. 181–183.
6. Карп Б.Я. Строение земной коры дна Японского моря по сейсмическим данным // Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГЕОС, 2002. С. 352–354.
7. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Абсолютные палеогеографические реконструкции Сибирского континента в фанерозое: к проблеме оценки времени существования суперплюмов // Докл. РАН. 2011. Т. 437. № 1. С. 68–73.
8. Лазаренков В.Г. Щелочные плюмы континентов и океанов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1240–1248.
9. Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Пугачев А.А. Вулканизм и тектоника Центральной глубоководной котловины Японского моря // Океанология. 2018. Т. 58. № 1. С. 129–144.
10. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
11. Новые данные по геологии Дальневосточных морей / Отв. ред. Берсенева И.И. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1979. 166 с.
12. Сахно В.Г. Новейший и современный вулканизм юга Дальнего Востока (позднеплейстоцен-голоценовый этап). Владивосток: Изд-во Дальнаука, 2008. 128 с.
13. Филатова Н.И. Закономерности динамики окраинно-морского магматизма (Корейско-Японский регион) // Литосфера. 2004. № 3. С. 33–56.
14. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Северо-Азиатский суперплюм и платиноносность юго-востока России // Докл. РАН. 2011. Т. 436. № 3. С. 356–359.
15. Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: meteoritic and Solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 197–214.
16. Condie K.C. Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: Tracking deep mantle sources and continental growth rates with time // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2003. V. 4. Iss. 1. P. 1–18.
17. Geology and geophysics of the Japan Sea / N. Isezaki, I.I. Bersenev, K. Tamaki et al. Tokio: Terra Science. Publishing Company (TERRAPUB), 1996. P. 372–375.
18. Hess P.C. Origins of igneous rocks. London: Harvard University Press, 1989. 336 p.
19. Kamber B.S., Collerson K.D. Role of 'hidden' deeply subducted slabs in mantle depletion // Chemical Geology. 2000. V. 166. P. 241–254.
20. Kaneoka I., Takigami Y., Takaoka N. et al. ⁴⁰Ar–³⁹Ar analysis of volcanic rocks recovered from the Japan Sea floor: constraints on the age of formation of the Japan Sea // Proc. ODP, Sci. Results, 1992. V. 127/128. Iss. 2. P. 819–836.
21. Lee G.H., Kim H.J., Suh M.C., Hong J.K. Crustal structure, volcanism and opening mode of the Ulleung Basin, East Sea (Sea of Japan) // Tectonophysics. 1999. V. 308. P. 503–525.
22. Le Maitre R.W., Bateman S.L., Dudek A. et al. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford: Blackwell, 1989. 193 p.
23. Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // Orogenic andesites and related rocks / Ed. Thorpe R.S. Chichester, England: John Wiley and Sons, 1982. P. 528–548.
24. 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. Iss. 1. P. 113–140.
25. Shervais I.W. Ti–V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // Earth. Planet. Sci. Lett. 1982. V. 59. Iss. 1. P. 101–118.
26. Tatsumi Y. The subduction factory: How it operates in the evolving Earth // GSA Today 2005. V. 15. Iss. 7. P. 4–10.
27. Thompson R.N. Dispatches from Tertiary volcanic province // Scott. J. Geology. 1982. V. 18. P. 49–107.

Pliocene-Holocene Alkaline-Basaltoid Volcanism of the Tsusimskaya Basin of the Sea of Japan: New Data of Geochemistry and Geodynamics

T. A. Emelyanova^{a, #}, **Е. П. Lelikov^a**, A. A. Pugachev^{a, ##}

^a*Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia*

[#]*e-mail: emelyanova@poi.dvo.ru*

^{##}*e-mail: puigachev@poi.dvo.ru*

The paper contains original data of the petrogenic and rare elements composition in the Pliocene-Holocene alkaline basaltoids of the Tsusimskaya basin of the Sea of Japan. These data were obtained with using of method of atomic-emissive spectrometry and method of mass-spectrometry with inductively contacted plasma. The geochemical and geodynamic features of this volcanism stage are determined on basis of interpretation of the new geochemical data. The magmagenesis source (garnet peridotite) and the within-plate type (WPB) of the alkaline basaltoids are determined. The basaltoids of the Tsusimskaya basin are characterized by high alkalinity and high concentration of K₂O. These basaltoids are characterized by Ta–Nb maximum, and high ratio of (La/Yb)_N и (La/Sm)_N made up 22–28 and 3–6 accordingly. These basaltoids are characterized by high ratio of Ti/V, Nb/Y, Zr/Y, Zr/Hf, Th/Yb, and Nb/Ta ratio analogical to the chondrite. The research basaltoids chemical features are similar to features of the volcanic rocks of the Zinbochu and Udalyanche volcanos of the Central-Asian Within-Plate Province. This province is located to the west from the Sea of Japan, and it was formed under the influence of the North-Asian superplume in the Late Cenozoic.

Keywords: Sea of Japan, Tsusimskaya basin, alkaline basaltoids, geochemistry, geodynamics, superplumes, plume-continental, plume-oceanic volcanism