

ВУЛКАНИЗМ И ТЕКТОНИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ГЛУБОКОВОДНОЙ КОТЛОВИНЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ

© 2018 г. **Е. П. Леликов**, Т. А. Емельянова, А. А. Пугачев

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия
e-mail: emelyanova@poj.dvo.ru

Поступила в редакцию 19. 05. 2016 г., после доработки 01. 11. 2016 г.

В статье приведены результаты изучения вулканизма хребтов, расположенных в Центральной (Японской) глубоководной котловины Японского моря. Хребты возвышаются над акустическим фундаментом котловины на 500–600 м, формируясь на блоках редуцированной континентальной коры вдоль глубинных разломов, пересекающих Центральную котловину и материковую часть Приморья в субмеридиональном направлении. Погружение морфоструктур котловины под уровень моря началось в среднем миоцене, а в плиоцене они “заняли” современное положение. Вулканизм Центральной котловины проявился, главным образом, в среднем миоцене-плиоцене и выразился в формировании окраинно-морских базальтоидов преимущественно с характеристиками вулканитов океанических островов, указывающими на нижнемангтийную плюмовую природу данных пород. Наблюдается тенденция более четкой выраженности свойств вулканитов океанических островов в окраинно-морских базальтоидах на востоке Центральной котловины, в области развития новообразованной коры океанического типа, возникновение которой, возможно, связано с подъемом и плавлением апофизы Тихоокеанского суперплюма.

DOI: 10.7868/S0030157418010124

ВВЕДЕНИЕ

Японское море является одним из наиболее изученных в геологическом отношении окраинных морей Тихого океана. В его исследованиях принимали участие российские и зарубежные геологи и геофизики. В 70–90-х годах прошлого столетия проводились планомерные геолого-геофизические работы в пределах акватории Японского моря сотрудниками Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева ДВО РАН в рейсах на научно-исследовательских судах “Первенец”, “Профессор Богоров” и “Профессор Гагаринский”. Кроме того, в 2005, 2010–2013 гг. был выполнен небольшой объем геологических исследований в Японском море в рейсах НИС “Академик М. Лаврентьев”. На основании этих данных с использованием материалов японских исследователей [34, 35] был изучен рельеф морского дна, строение земной коры и геологическое строение шельфа и основных морфоструктур. В строении Японского моря выделяются [3]: шельф с континентальным типом земной коры мощностью до 30 км; подводные возвышенности – Восточно-Корейское плато, Ямато, Кита-Оки, Витязя с сокращенной континентальной корой (24–26 км); вулканические хребты; глубоководные котловины – Центральная (Японская), Ямато (Хонсю) и Цусимская. В Японском море широко развиты вулканические породы различного состава и возраста [7, 18, 20, 24, 26].

В настоящей статье проведена систематизация геолого-геофизического материала по Центральной глубоководной котловине, полученного в разные годы. Кроме того, использованы результаты дополнительного изучения минерального и химического составов базальтоидов вулканических хребтов, которые могут сыграть определяющую роль в понимании происхождения Япономорской впадины.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геофизические исследования акватории Центральной котловины включали съемку методом непрерывного сейсмопрофилирования (НСП), гравимагнитные измерения и эхолотный промер по профилям, пересекающим глубоководную котловину с севера на юг.

Геологическое опробование в рейсах выполнялось путем драгирования морского дна цилиндрической драгой диаметром 60 см штатной судовой траловой лебедкой. Драгирование выполнялось по ранее разработанной методике, которая заключалась в выборе по данным эхолотного промера и сейсмического профилирования крутых не перекрытых современными осадками участков морского дна. Поднятые в драге горные породы документировались, отбирались образцы для дальнейшей обработки и изучения в лабораторных условиях.

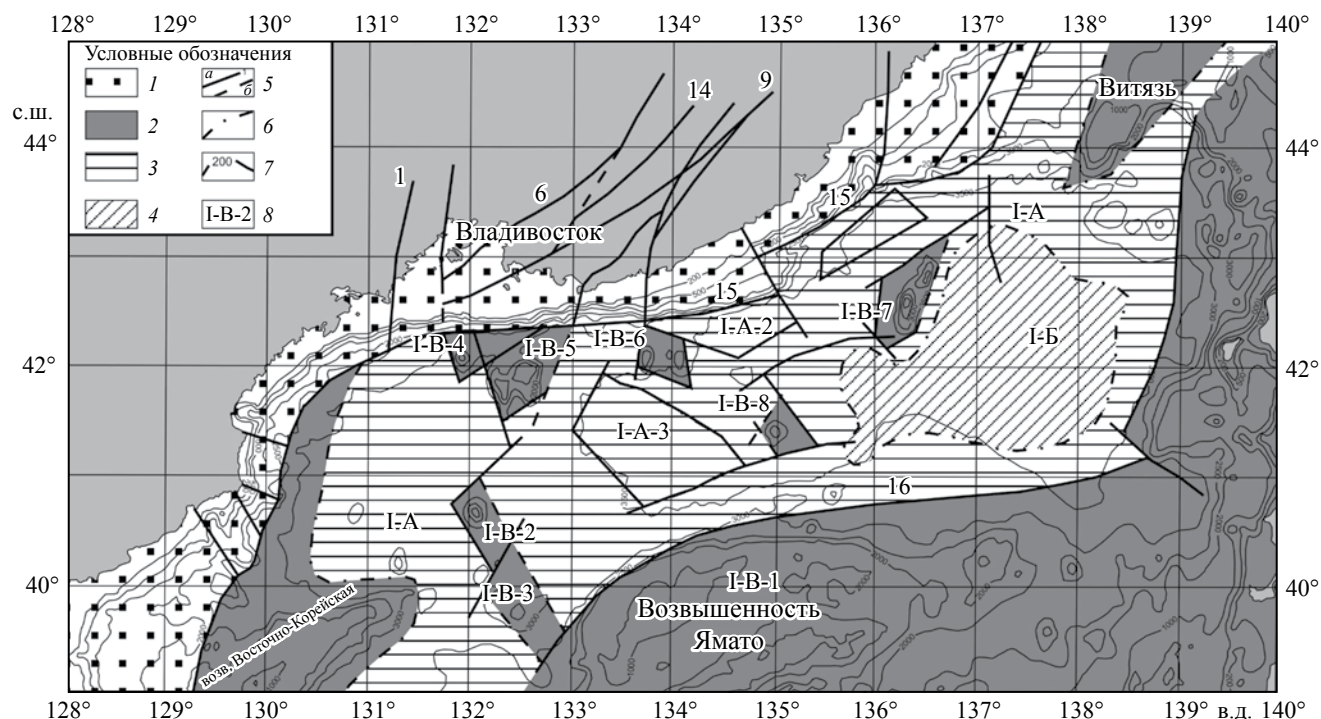


Рис. 1. Схема тектонического районирования Центральной глубоководной котловины Японского моря. 1–4 – области с различными типами земной коры [11]: 1 – континентальной, 2 – редуцированной (сокращенной) континентальной корой, 3 – растянутой континентальной корой, 4 – океанической; 5 – разломы и их номера: Западно-Приморский (1), Западный Сихоте-Алинский (5), Арсеньевский (6), Центральный Сихоте-Алинский (9), Прибрежный (13), Северо-Японморский (15), Яматинский (16); прочие разломы: достоверные (а), предполагаемые (б); 6 – границы областей с различным типом земной коры, 7 – изобаты, 8 – структурно-формационные зоны по [11] с подзонами: Главной (I-A) с прогибами: Северным (I-A-1), Южным (I-A-2), и Западным (I-A-3); Восточной подзоной (I-B). Подводные возвышенности: Ямато (I-B-1), Гэбасс (I-B-2), Кольцо (I-B-3), гора Петра Великого (I-B-4), Первенца (I-B-5), Берсенева, Васильковского (I-A-6), Богорова (I-A-7), Беляевского (I-A-8). Карта составлена с использованием данных [2–4, 11, 19].

Лабораторные исследования заключались в петрографическом изучении, химических анализах на петрогенные элементы методом “мокрой химии” в Центральной лаборатории Приморгеологии (г. Владивосток), на редкие, в том числе редкоземельные элементы – методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе ICP-MS Elan DRC II Perkin Elmer (США) в инновационно-аналитическом центре в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН (г. Хабаровск), а также на спектрометре Agilent 7500 с (Agilent Technologies, США) в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток). Анализы на изотопы Sr и Nd производились в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН и в лаборатории ГЕОХИ РАН. Радиоизотопное определение возраста выполнялось в лаборатории ИГЕМ РАН. При этом определение содержания радиогенного аргона проводилось на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трасера ^{38}Ar ; определение калия – методом пламенной спектрофотометрии.

При расчете возраста использованы константы: $K = 0.581 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, $\gamma = 4.962 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, $^{40}\text{K} = 0.01167 \text{ (ат.%)}$.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ГЛУБОКОВОДНАЯ КОТЛОВИНА

Центральная (Японская) глубоководная котловина – наиболее крупная структура Японского моря, протягивающаяся в северо-восточном направлении на 900 км при средней ширине 250 км. Дно котловины представляет собой наклоненную на северо-восток равнину, глубина моря над которой увеличивается с запада на восток от 3400 до 3600 м. Сочленение котловины с материковым склоном и возвышенностью Ямато происходит по зонам глубинных разломов – Северо-Японморскому и Яматинскому. Первый прослеживается вдоль подножья материкового склона, и его простирание повторяет направление береговой линии. В гравитационном поле он выражается непрерывной зоной минимумов силы тяжести

от -20 до -40 мгал [16], а в магнитном – в виде положительных аномалий интенсивностью $100-300$ нТл [4]. Ямагинский разлом проходит вдоль подножья северного склона возвышенности Ямато, отделяя его от Японской котловины. Зона разлома отчетливо выражается в магнитном поле в виде узкой полосы положительных аномалий ($100-300$ нТл) [4]. На склоне возвышенности под неоген-четвертичным осадочным чехлом наблюдаются сбросы, по которым формируются ступени акустического фундамента и происходит последовательное опускание блоков фундамента в сторону глубоководной котловины. На крутых участках склона обнажаются породы консолидированного фундамента.

На континентальном обрамлении Японского моря в Южном Приморье выделяются Лаолин-Гродековская и Сихоте-Алинская складчатые системы, которые в свою очередь подразделяются на несколько структурно-формационных зон: Западно-Приморскую, Муравьевско-Дунайскую, Сергеевскую, Кривинскую и Прибрежную [2]. Материковые структуры по геофизическим данным прослеживаются под водами моря и кайнозойскими отложениями на шельфе, а выходы слагающих их пород обнажаются на отдельных участках материкового склона [16, 19]. Эти структурно-формационные зоны продолжены до основания материкового склона, как и разделяющие их разломы, которые прослеживаются и в глубоководной котловине (рис. 1).

Земная кора в пределах котловины неоднородна. В ее восточной части мощность коры составляет 6.0 км (без водного слоя) характерной для земной коры океанов. Это подтверждается также наличием здесь линейных магнитных аномалий [34] и позволяют считать земную кору востока Японской котловины вновь образованной океанической корой [14]. Мощность земной коры в западной части котловины составляет 8.0 км, а в центральной – 7.5 км, что приблизительно на $1.5-2.0$ км больше мощности коры на востоке, в первую очередь, за счет повышенной толщины нижней коры, и здесь она рассматривается как сильно растянутая континентальная кора [11, 14]. Под подводными возвышенностями земная кора составляет $17-20$ км (Первенца, Богорова) и относится к редуцированной (сокращенной) континентальной коре [16]. Мощность осадочного чехла в восточной части составляет $1.75-2.5$ км, иногда достигая 2.95 км, а в западной колеблется в пределах $1.75-2.0$ км [11]. На северном склоне котловины пробурена скважина 795, которая вскрывает раннемиоценовые вулканы ($23.7-17$ млн лет), а осадконакопление на основной ее площади начинается предположительно с низов среднего миоцена [29]. Рельеф акустического фундамента котловины по данным НСП характеризуется сложным строением. В его составе

выделяются положительные структуры возвышенностей Гэбасс, Первенца, Богорова, Беляевского, вулкана Петра Великого, хребтов Берсенева и Васильковского, основания которых представляют собой “пьедесталы” гораздо большие по площади, чем их апикальные части. Все эти возвышенности характеризуются положительными магнитными аномалиями $300-500$ нТл [4] и образуют вулканические хребты, вытянутые в субмеридиональном направлении. Формирование их происходило в результате вулканических извержений по глубинной разломам, прослеживающимся с материковой части Приморья (рис. 1). Остальная область Центральной котловины представлена чередованием депрессий и поднятий акустического фундамента [11]. Вдоль материкового склона выделяется Окраинная депрессия, разделенная возвышенностью Богорова на южный и северный прогибы, которые представляют собой рифтовые зоны и в рельефе фундамента имеют асимметричное строение. Южный прогиб длиной около 100 км имеет широтное простирание, а северный протяженностью более 120 км – северо-восточное. Акустический фундамент северного и южного прогибов расположен на глубинах $5.25-5.85$ км и $5.25-5.5$ км соответственно. В центральной части котловины выделена Главная депрессия северо-восточного простирания, которая разделяется возвышенностью Беляевского на западную и восточную части. Фундамент западной части залегает на глубине $5.25-5.7$ км, а восточной – на глубине $5.85-6.5$ км. Окраинная депрессия и западный участок Главной депрессии характеризуется сильно растянутой континентальной корой [11, 14], а восточная часть Главной депрессии – новообразованной корой океанического типа (рис. 1). Данные по особенностям строения земной коры и вещественного состава пород подводных хребтов могут свидетельствовать, что эти депрессии представляют собой элементы континентального рифта различной стадии развития. Наиболее полно он проявился в западной части Главной депрессии, где рифтогенез дошел до стадии спрединга с образованием коры океанического типа [11].

Подводные возвышенности отделены от котловины сбросами (рис. 1), вдоль которых смещены породы акустического фундамента.

Возвышенность Гэбасс расположена в юго-западной части Центральной котловины. Она вытянута в субмеридиональном направлении (рис. 2а). Ее основание ограничено изобатой 3000 м. В серии возвышенностей Кольцо она занимает крайнее (северное) положение со стороны возвышенности Ямато, располагаясь на приподнятом на $500-600$ м относительно фундамента блоке. Возвышенность сложена оливин-плагиоклазовыми, плагиоклазовыми базальтами, ферробазальтами,

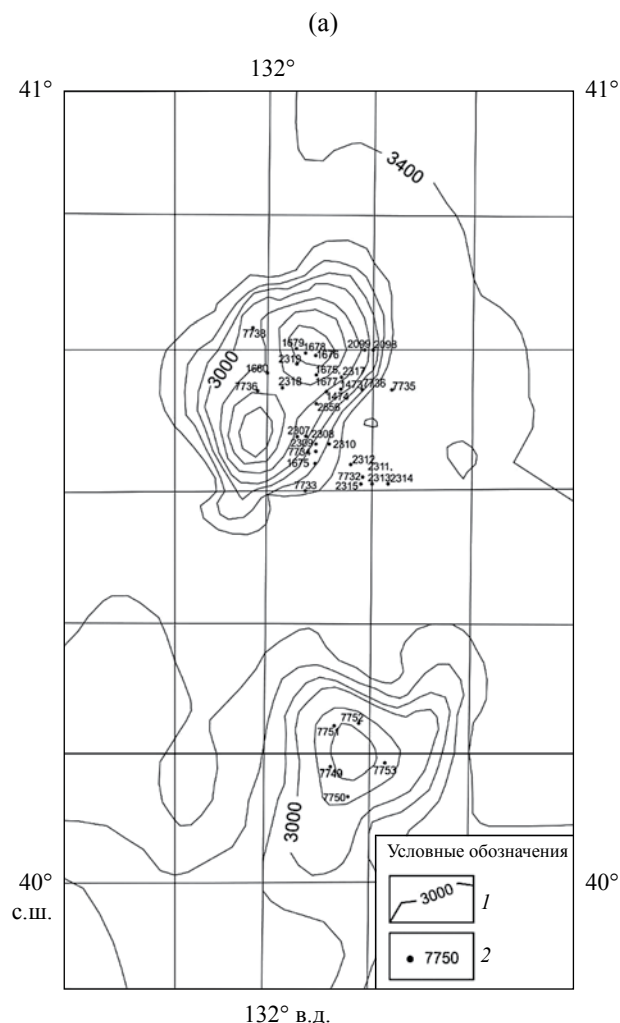


Рис. 2. Карты подводных возвышенностей: (2а) – Гэбасс, Кольцо, (2б) – Первенца и гора Петра Великого: 1 – изобаты, 2 – станции драгирования и их номера. Рельеф дна по [11], станции драгирования по [15] с добавлением по [21, 25].

трахиандезитами [5]. Наряду с вулканическими породами на ней обнаружены гранитоиды ранне-мелового возраста, которые, вероятно, вынесены в виде ксенолитов жерловой фации вулканов [17].

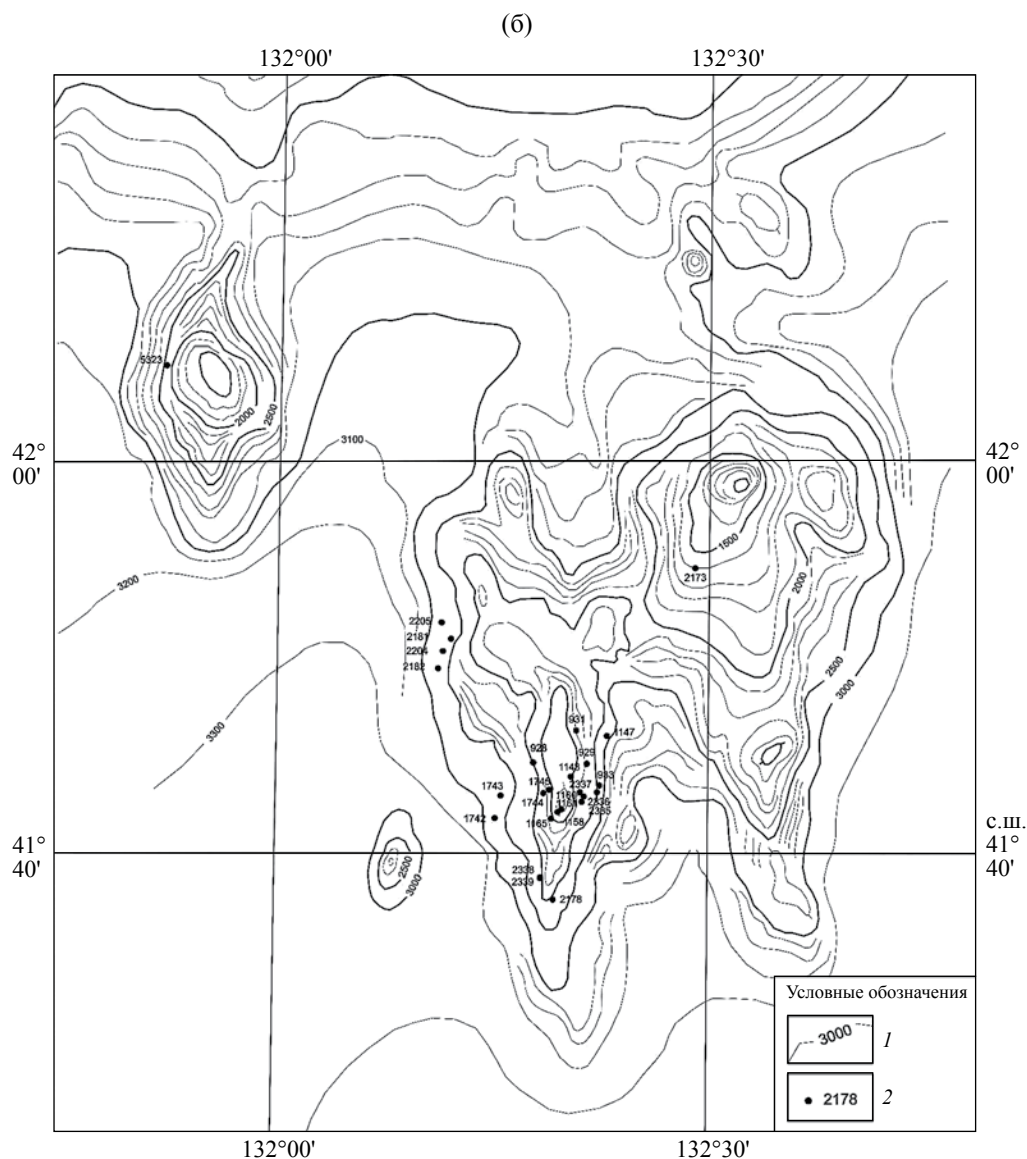
Возвышенность Кольцо находится к югу от возвышенности Гэбасс и представляет собой вулканическую постройку овальной формы с плоской вершиной, расположенной на глубине 2200 м. Она возвышается над днищем глубоководной котловины на 1200–1300 м, имеет пологие склоны, осложненные небольшими уступами (рис. 2а). С этих уступов при драгировании в интервале глубин 2300–2400 и 2500–2900 м были подняты образцы пористых и плотных оливин-плагиоклазовых базальтов и трахиандезитов [6].

Гора Петра Великого расположена в южной части залива Петра Великого в 80 милях от г. Владивостока (рис. 2б). Геологические работы на этой горе были проведены впервые в 2010 г. в 52-м рейсе НИС “Академик М. Лаврентьев”. Они заключались в проведении эхолотных промеров с целью уточнения рельефа горы и последующего драгирования. Гора представляет собой вулканическую постройку округлой конусовидной формы, вытянутой в субмеридиональном направлении. Она расположена в северной части Центральной котловины, возвышаясь над её дном на 2000 м, а минимальная глубина над её вершиной составляет 1430 м. Ее северо-западный склон характеризуется значительной крутизной, а юго-восточный – своей выположенностью.

По сейсмическим данным наблюдаются выходы акустического фундамента в районе этой горы, а по данным гидромагнитной съемки над ней заметна положительная магнитная аномалия в 150–200 нТл [4]. С северо-западного склона (станция Lv 52–23) подняты угловатые обломки плотных массивных базальтов и глыба (25х25х20 см) мелкозернистых полимиктовых песчаников, вероятно, представляющая собой ксенолит, вынесенный жерловой фацией вулкана. Породы акустического фундамента перекрыты рыхлыми отложениями позднего миоцена – раннего плиоцена [21].

Возвышенность Первенца расположена в северо-западной части Центральной котловины; ее основание оконтурено изобатой 3000 м и имеет почти квадратную форму – 50х50 км (рис. 2б). Возвышенность отделилась от континента не позднее раннего миоцена, о чем свидетельствует мощность и строение осадочного слоя в области между возвышенностью и материковым склоном, аналогичные таковым в Центральной котловине, где осадконакопление началось со среднего миоцена. Возвышенность расположена на основании, которое приподнято над акустическим фундаментом котловины на 600 м, граничит с последним по серии сбросов [11] и представляет собой блок континентальной коры мощностью до 20 км. В его основании установлены предположительно юрские осадочные породы, прорванные позднемеловыми гранитами. Разрывные нарушения, ограничивающие фундамент возвышенности, проявляются и в осадочном комплексе [11].

На возвышенности Первенца сформированы два вулканических хребта высотой до 1500 м, ориентированные в субмеридиональном направлении и сложенные порфировидными оливин-плагиоклазовыми, плагиоклазовыми и оливин-клинопироксен-плагиоклазовыми базальтами и андезитами среднемиоцен-плиоценового возраста. На склонах данной структуры установлена осадочная толща



отделяющимся от акустического фундамента котловины зонами разломов. Этот своего рода пьедестал длиной 80 и шириной 30 км приподнят на 300–500 м над дном котловины, имеет сложные очертания и своим западным краем соприкасается с материковым склоном Приморья [11]. Она сложена плагиоклазовыми и оливин-пироксен-плагиоклазовыми базальтами и трахитами.

Возвышенность Беляевского (рис. 3в) расположена в центральной части Центральной котловины к югу от возвышенности Богорова. Она представляет собой вулканический хребет субмеридионального простирания длиной до 35 км. Поверхность хребта возвышается над дном котловины на 1400–1500 м. Его подножие находится на глубине 3500 м, а отдельные вершины – на 2100–2000 м. Возвышенность Беляевского сложена пористыми (пористость 10–25%, до 40%), реже плотными стекловатыми базальтами оливин-плагиоклазового состава. Базальты формируют лавы с шаровой отдельностью и стекловатыми корками закалывания, что может указывать на их излияния в подводных близповерхностных условиях.

Наличие пьедесталов, возвышающихся над акустическим фундаментом котловины на 500–600 м, развитие редуцированной континентальной коры под некоторыми из них (Первенец, мощность коры – 20 км, Богоров – 17 км), а также поднятые со склонов ряда возвышенностей граниты и осадочные породы мезозойского возраста могут свидетельствовать о формировании этих хребтов на блоках редуцированной континентальной коры, оставшихся в процессе рифтогенного образования япономорской впадины. А сами вулканические хребты формировались вдоль глубинных разломов,

продолжающихся с Южно-Приморской зоны в сторону Японского моря (рис. 1) [3, 19]. Наличие шаровой отдельности и стекловатых корок закалывания в базальтах может указывать на их излияния в подводных, вероятно, близповерхностных условиях (пористость до 40%). Появление на вершинах ряда вулканических построек (Гэбасс, Берсенева, Первенец) плиоценовых отложений может указывать на завершение процесса вулканической активности к этому периоду [12, 13].

По микропалеонтологическим данным, начиная со среднего миоцена до плиоцена произошло погружение глубоководной котловины и расположенных в ее пределах вулканических хребтов, и в плиоцене они достигли современного уровня [12].

СРЕДНЕМИОЦЕН-ПЛИОЦЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Определение радиоизотопного возраста (табл. 1) и петрографические исследования показали, что вулканические породы, слагающие вышеперечисленные возвышенности (вулканические хребты и постройки) Центральной котловины, сложены в основном оливин-плагиоклазовыми, плагиоклазовыми, реже оливин-клинопироксен-плагиоклазовыми и двупироксен-плагиоклазовыми базальтами среднемиоцен-плиоценового возраста. Изредка встречаются более кислые дифференциаты оливиновых базальтов (ферробазальты, трахиандезиты и трахиты). Все эти породы были выделены в 80-е годы прошлого столетия как комплекс окраинно-морских (ОМ) толеитов, широко распространенный в котловинах Японского моря [24].

Таблица 1. Результаты определения радиоизотопного возраста окраинно-морских базальтоидов Центральной котловины Японского моря [3, 7, 18]

№	№ обр.	Сев. Широта	Вост. Долгота	Породы	K% ± σ, %	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}} \pm \sigma$, 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	0.006661	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

Примечание. Возвышенности: 1, 2 – Гэбасс; 3, 4 – Кольцо; 5 – гора Петра Великого; 6 – Первенец; 7–10 – Богорова; 11, 12 – Беляевского. Анализы выполнены в лаборатории ИГЕМ РАН [3, 7, 18].

Таблица 2. Содержание петрогенных (масс.%) элементов в среднемиоцен-плиоценовых окраинно-морских базальтоидах Центральной котловины

Образцы/ элементы	2099–1	11–28	1679–4	18–47	7–10	1679–1a	14–28
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	47.70	47.29	48.90	49.07	50.96	51.12	57.03
TiO ₂	1.60	1.48	2.40	1.78	2.06	2.47	1.03
Al ₂ O ₃	16.58	18.09	13.39	18.61	16.02	14.81	17.64
Fe ₂ O ₃	3.91	5.45	7.83	5.15	6.95	10.00	4.50
FeO	6.21	4.42	7.56	2.60	4.75	2.88	2.37
MnO	0.22	0.19	0.34	0.14	0.21	0.17	0.12
MgO	7.94	6.82	4.20	4.06	4.00	3.65	1.55
CaO	8.72	9.53	8.97	10.84	8.34	8.42	5.05
Na ₂ O	3.19	2.78	2.92	2.93	3.19	3.67	4.64
K ₂ O	1.15	1.07	1.06	1.24	1.11	1.23	3.24
H ₂ O ⁻	0.23	Не опр.	0.65	Не опр.	Не опр.	0.57	Не опр.
п.п.п	1.32	Не опр.	1.46	Не опр.	Не опр.	0.80	Не опр.
Сумма	99.77	97.12	99.67	96.42	97.59	99.79	97.17
Σ щел.	4.34	3.85	3.98	4.17	4.30	4.90	7.88

продолжение таблицы 2

Образцы/ элементы	2–2	1676–3	1474	4–7	7749-a	1147-a	2205–1
	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	64.80	66.10	69.70	69.51	49.10	46.09	49.14
TiO ₂	0.21	0.14	0.11	0.15	2.27	1.78	1.89
Al ₂ O ₃	13.37	13.27	13.26	13.29	18.27	18.93	16.65
Fe ₂ O ₃	1.89	1.09	0.30	1.28	3.21	6.98	6.60
FeO	1.63	1.29	1.11	1.12	3.39	2.38	2.79
MnO	0.29	0.16	0.18	0.10	0.23	0.10	0.15
MgO	0.76	0.59	0.38	0.48	4.82	6.68	5.80
CaO	1.37	1.77	1.25	1.32	10.28	9.05	10.14
Na ₂ O	4.18	4.52	3.97	3.89	2.96	2.75	3.29
K ₂ O	4.32	4.41	4.80	4.67	0.64	0.64	0.80
P ₂ O ₅	–	–	–	–	–	–	0.60
H ₂ O ⁻	–	1.18	0.27	–	1.15	0.67	2.39
п.п.п	–	4.51	4.42	–	2.22	1.91	2.90
Сумма	99.53	99.53	99.75	95.81	100.59	99.56	100.24
Σ щел.	8.50	8.93	8.77	8.56	3.60	3.39	4.09

Однако многие вопросы о происхождении этих пород до настоящего времени оставались нерешенными, и исследования в этом направлении продолжают.

Дополнительное изучение минерального и химического состава окраинно-морских базальтоидов по вулканическому хребтам Центральной котловины показали следующее. Наиболее распространенные оливин-плаггиоклазовые базальты представляют собой пористые породы, состоящие из вкрапленников плаггиоклаза, оливина и красно-бурой шпинели. Основная масса по структуре интерсервальная или гиалопилитовая сложена игольчатыми кристаллами плаггиоклаза, микрочерными оливина

и черно-бурым вулканическим стеклом (20–35%). Реже встречающиеся оливин-клинопироксен-плаггиоклазовые базальты и двупироксен-плаггиоклазовые базальты и андезиты сложены плаггиоклазом (30–40%), оливином (0–10%), клинопироксеном (10–20%), ортопироксеном (0–12%), магнетитом (5–8%) и вулканическим стеклом (5–15%). Фенокристаллы (10–20%) представлены выше перечисленными минералами; основная масса толеитовая, состоит из микролитов плаггиоклаза, клинопироксена, магнетита и вулканического стекла [7].

Окраинно-морские базальтоиды Японского моря характеризуются повышенной щелочностью (Na₂O + K₂O – 5–9, до 11 мас.% в трахитах) и кали-

продолжение таблицы 2

Образцы/ элементы	1147-г	1147	52–23–5а	52–23–6	52–23–3	1149–3в	1155
	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	51.10	50.48	49.3	49.97	51.49	49.98	53.38
TiO ₂	1.80	1.64	2.83	2.97	2.76	1.78	1.77
Al ₂ O ₃	17.01	18.32	13.29	13.78	13.27	17.13	19.00
Fe ₂ O ₃	5.45	5.44	15.16	13.59	13.02	5.73	5.22
FeO	2.55	2.72	–	–	–	4.02	1.94
MnO	0.08	0.12	0.2	0.2	0.17	0.08	0.11
MgO	4.76	5.10	3.58	3.59	3.36	2.75	2.11
CaO	8.65	8.94	8.28	8.74	8.29	10.15	7.37
Na ₂ O	3.57	3.36	1.51	1.56	3.21	2.92	3.84
K ₂ O	1.07	1.03	3.27	3.47	1.42	1.44	2.91
P ₂ O ₅	0.48	0.28	0.44	0.59	0.58	0.60	–
п.п.п	3.48	2.33	2.06	1.49	1.1	1.93	1.46
H ₂ O	2.55	–	–	–	0.85	2.78	0.56
Сумма	100.06	89.76	99.92	99.95	99.51	99.36	99.66
Σ щел.	4.39	4.78	5.03	4.63	4.36	4.64	7.5

окончание таблицы 2

Образцы/ элементы	1567-а	7714-А	2055–4	2055–2	9–8	2068	2070
	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂	59.86	47.36	52.56	59.05	60.03	47.05	49.21
TiO ₂	1.05	2.03	1.97	0.65	0.81	1.58	1.60
Al ₂ O ₃	18.51	20.23	17.90	18.03	17.34	19.44	21.50
Fe ₂ O ₃	3.34	6.54	5.94	3.78	4.42	4.88	3.36
FeO	1.01	2.59	2.67	2.03	1.49	3.32	2.40
MnO	0.07	0.005	0.10	0.11	0.08	0.14	0.12
MgO	0.60	1.98	1.55	1.60	0.65	5.69	2.53
CaO	3.50	4.09	6.96	2.22	2.73	10.28	10.99
Na ₂ O	5.19	4.43	4.20	5.24	5.56	2.82	3.05
K ₂ O	4.27	2.40	3.10	5.47	5.10	1.24	1.39
P ₂ O ₅	0.49	0.21	0.86	–	–	–	–
п.п.п	0.79	1.78	2.15	0.97	–	1.23	1.08
H ₂ O	99.66	1.07	0.70	0.48	–	1.90	2.34
Сумма	99.95	99.37	99.96	99.63	98.21	99.57	99.57
Σ щел.	9.46	6.83	7.30	10.71	10.66	4.06	4.44

Примечание. Возвышенности: 1–11 – Гэбасс, 12 – Кольцо, 13–16 – Первенец, 17–19 – гора Петра Великого, 20–22 – Берсенева, 23–26 – Богорова, 27–28 – Беляевского, 2099–1, 1147, 1147-а, 1147-г, 1149–3в, 2205–1, 2068 – оливин-плагиоклазовые базальты; 52–23–5а, 52–23–6, 52–23–3 – оливин-клинопироксен-плагиоклазовые базальты; 11–28, 7749-а, 7714а, 2070 – плагиоклазовые базальты; 1679–1а, 1679–4 – ферробазальты; 2055–4 – трахибазальты, 7–10, 11–55 – трахиандезиты; 14–28, 1567-а, 2055–2 – трахиты; 9–8, 1676–3 – трахидациты; 2–2, 1474, 4–7 – трахириолиты, 2068, 2070 – анализы В.Т. Съедина, остальные по [3, 18, 21]. Прочерк здесь и далее – нет данных.

евостью (K₂O – 0.6–2.91 мас.%) (табл. 2, рис 4, 5). Им свойственны повышенные или средние содержания крупноионных литофильных элементов (LILE) – Rb, Ba, Sr, высокие концентрации некоторых высокозарядных элементов (HFSE) – Zr, Ti, Ta и Nb и элементов группы Fe (г/т): Ni (40–250)

и Cr (150–500). На многокомпонентной диаграмме редких элементов данные породы образуют спектр, аналогичный спектру щелочно-базальтоидных вулканитов океанических островов (OIB) с характерной для них положительной Ta-Nb аномалией (табл. 3, рис. ба). Породы характеризуются

Таблица 3. Содержание редких элементов (г/т) в среднемиоцен-плиоценовых окраинно-морских базальтоидах Центральной котловины

Образцы/ элементы	1679	7734–1	7734–1a	1147	1147-г	1147-д	2205–1
	1	2	3	4	5	6	7
Rb	15.78	13.4	9.6	16.4	19	18.1	8.5
Sr	275.91	302	350	254.73	330	343	360
Ba	458.37	355	180	232.04	310	237	160
Zr	127.73	97	140	100.42	140	122	180
Nb	18.51	25.3	27	20.05	25	23.2	19
Y	25.55	30.7	32	21.38	33	28.9	33
Hf	3.09	–	–	2.45	–	–	–
Ta	1.15	–	–	1.25	–	–	–
Co	28.6	26.3	–	20.02	–	29	–
Cr	22.23	198.5	270	100.17	190	137.6	280
Ni	12.87	100.2	55	71.09	110	123	100
V	242.82	–	340	165.16	260	Не опр.	260
La	13.58	17.55	23	14.52	22	16.63	18
Ce	29.54	35.6	41	29.56	37	34.4	37
Pr	3.93	–	–	3.66	–	–	–
Nd	19.25	18.18	21	16.65	22	19.56	21
Sm	4.93	5.03	5.3	3.99	6	5.43	4.8
Eu	1.66	1.31	1.7	1.31	2	1.39	1.6
Gd	6.18	–	–	5.02	–	–	–
Tb	0.87	0.85	1.1	0.7	1.1	0.85	0.87
Dy	5.09	–	–	4.13	–	–	–
Ho	0.99	–	–	0.82	–	–	–
Er	2.71	–	–	2.28	–	–	–
Tm	0.36	–	–	0.3	–	–	–
Yb	2.35	2.48	3.1	2	3	2.33	3.1
Lu	0.33	0.43	0.46	0.29	0.42	0.39	0.48

продолжение таблицы 3

Образцы/ элементы	52–23–5a	52–23–6	52–23–3	1149–3в	7714-A	2068	2070
	8	9	10	11	12	13	14
Rb	33.1	33	18.07	20.04	20	22.71	19.54
Sr	306	345	271.3	231.57	540	323.83	322.45
Ba	329.6	320.4	315.8	238.4	480	286.83	302.13
Zr	225	241	177	96.45	130	96.15	113.83
Nb	22	23.4	17.1	24.5	36	27.59	33.67
Y	41.8	47.7	41.06	30.28	27	26.05	23.2
Hf	5.43	5.64	3.77	2.23	–	2.17	2.49
Ta	1.5	1.57	1.03	1.54	–	1.73	2.07
Co	23.74	20.04	14.46	23.74	15.1	20.04	14.46
Cr	93.44	111.07	94.7	93.44	130	111.07	94.7
Ni	25.3	28.44	20.71	25.3	39	28.44	20.71
V	216.74	198.92	213.15	216.74	260	198.92	213.15
La	27.2	32	27.24	19.11	27	22.06	20.89
Ce	61.8	68.2	70.81	33.43	48	36.94	41.42

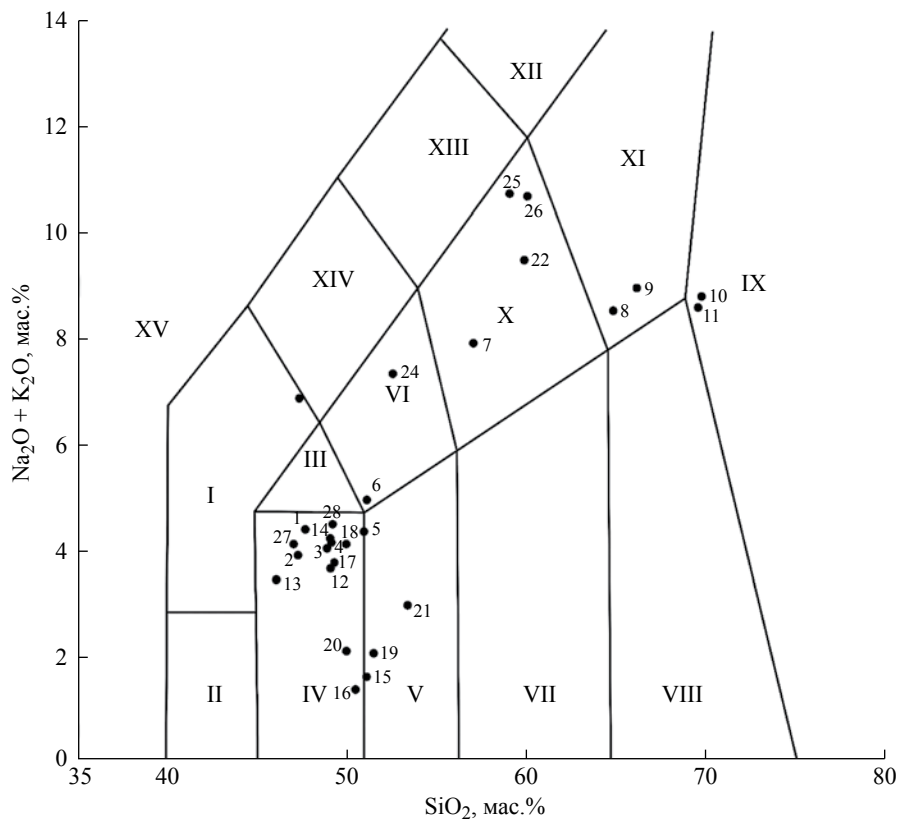


Рис. 4. Диаграмма “щелочи-кремнезем” для вулканических пород. Римскими цифрами обозначены области вулканических пород различной щелочности: I – тефриты, базаниты; II – пикробазальты, III – трахибазальты, IV – базальты, V – андезибазальты, VI – трахиандезибазальты, VII – андезиты, VIII – дациты, IX – риолиты, трахириолиты; X – трахиандезиты, XI – трахиты, трахидациты; XII – фонолиты, XIII – тефрифонолиты, XIV – фонотерфиты, XV – фондиты. Номера проб отвечают номерам анализов в табл. 2.

окончание таблицы 3

Образцы/ элементы	52–23–5а	52–23–6	52–23–3	1149–3в	7714-А	2068	2070
	8	9	10	11	12	13	14
Pr	7.67	8.69	6.96	4.13	–	4.95	4.76
Nd	33	37.2	30.12	18.26	24	21.3	19.81
Sm	8.06	8.99	6.73	4.25	5.2	4.43	4.04
Eu	2.53	2.76	2.06	1.4	1.7	1.38	1.35
Gd	9.45	10.6	7.95	5.94	–	5.78	5.14
Tb	1.5	1.67	1.15	0.84	0.93	0.79	0.7
Dy	8.64	9.74	6.83	5.16	–	4.71	4.17
Ho	1.78	1.98	1.39	1.04	–	0.95	0.82
Er	5.03	5.76	3.85	2.92	–	2.66	2.36
Tm	0.712	0.776	0.53	0.39	–	0.35	0.31
Yb	4.58	5.06	3.31	2.47	2.5	2.24	2.09
Lu	0.651	0.721	0.44	0.36	0.39	0.32	0.3

Примечание. Анализы проб 1–7, 11–14 – выполнены в аналитическом центре ИТиГ ДВО РАН (г. Хабаровск), 8–10 – в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток).

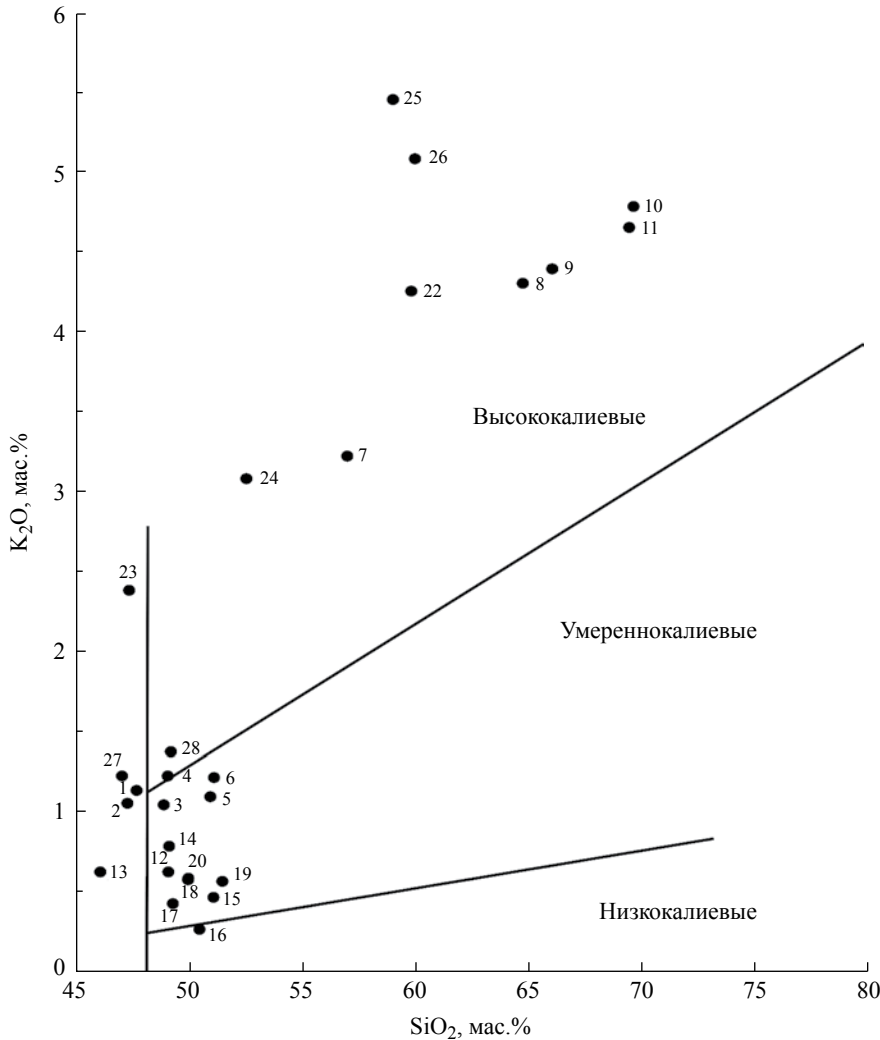


Рис. 5. Диаграмма отношения K₂O-SiO₂. Условные обозначения см. на рис. 4.

также резко фракционированным спектром распределения редкоземельных элементов (REE) с накоплением легких (LREE) относительно тяжелых (HREE) (рис. 6б). Значения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ повышены и составляют 1.72–3.23 и 3.94–6.79 соответственно, что является одним из признаков наличия граната в источнике.

На OIB природу OM базальтоидов указывает и ряд других диаграмм. На диаграмме (Zr/Hf)-(Nb/Ta) фигуративные точки OM базальтоидов располагаются вдоль линии значений Nb/Ta = 17.6, характеризующейся близкими отношениями этих элементов, в среднем составляющими 16–17 (рис. 7). Такие показатели свойственны вулканическим породам — производным закрытого мантийного источника типа OIB [28, 30, 31]. На дискриминантной диаграмме Ti-V окраинно-морские базальтоиды также лежат в области OIB, характеризующейся повышенными значениями Ti/V, в пределах от 50 до 100 (рис. 8).

Однако на диаграмме (Zr/Hf)-(Nb/Ta) некоторые образцы отклоняются в сторону более низких значений Nb/Ta, составляющих 15–16, а на диаграмме Ti-V — в сторону области базальтов активных континентальных окраин (АСМВ). На диаграмме (Ba/La)-(La/Nb)_N [26] большинство точек базальтоидов тяготеют к внутриплитной компоненте 2 (WPB + OIB) (рис. 9). Но небольшая часть точек отклоняется как в сторону компоненты 1, отражающей деплетированный состав базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB), так и в сторону надсубдукционной известково-щелочной компоненты 3. Такое неоднозначное “поведение” OM базальтоидов на вышеприведенных диаграммах свидетельствует о сложном составе описываемых пород. Большинство из них демонстрируют OIB свойства, что указывает на нижнемантийную плюмовую природу источника [9, 10]. Но наличие в некоторых образцах известково-щелочных и N-MORB “меток” свидетельствует о присутствии

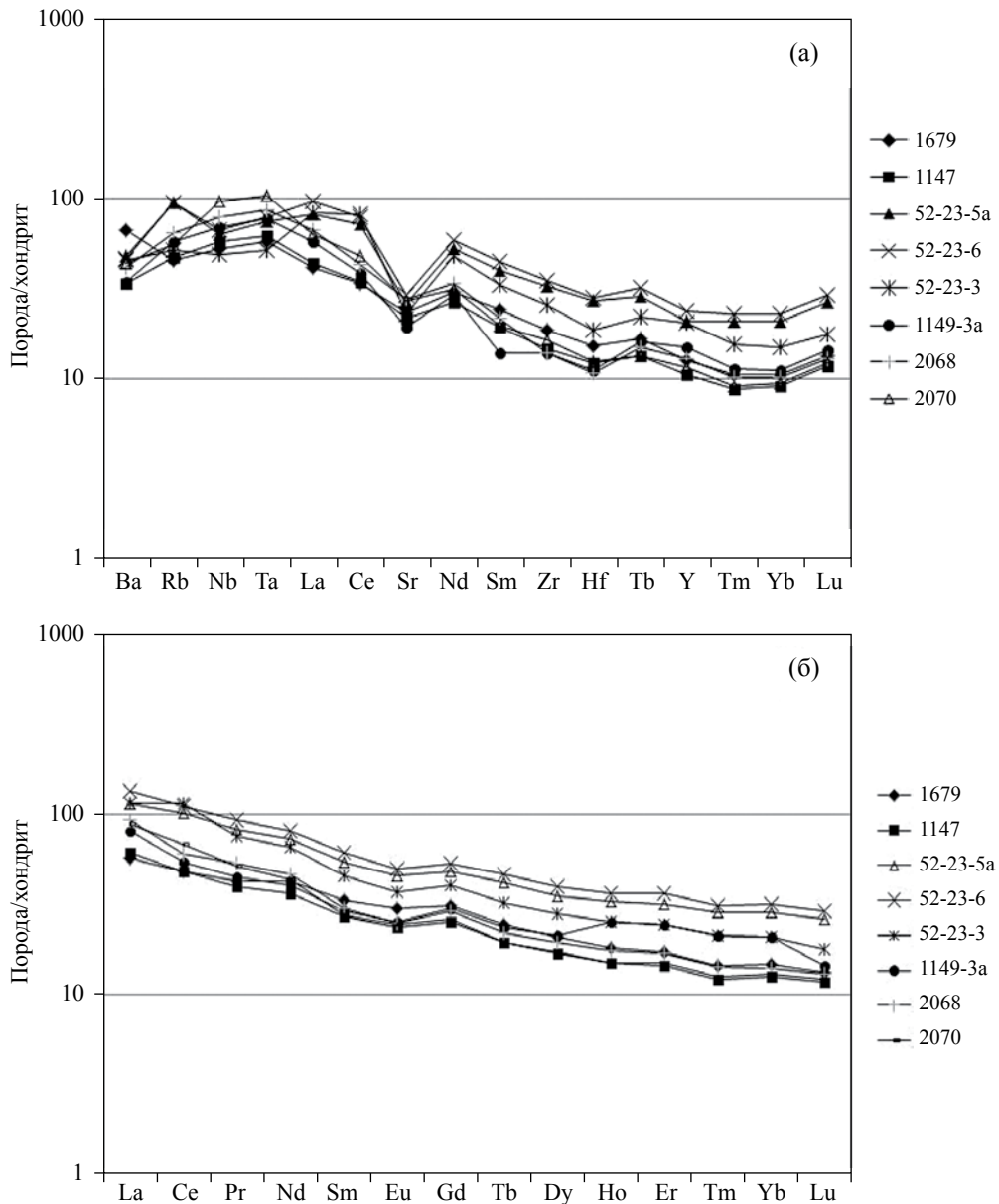


Рис. 6. Многокомпонентные диаграммы редких (а) и редкоземельных (б) элементов для миоцен-плиоценовых вулканитов вулканических хребтов и построек Центральной котловины. Редкие элементы нормированы к хондриту по [37], редкоземельные – по [27].

в той или иной степени в среднемиоцен-плиоценовых ОИВ магматических расплавах остаточных известково-щелочных магм предшествующего поздне мелового субдукционного режима [1, 23] и деплетированных магм максимального окраинноморского спрединга [26].

По соотношениям изотопов Sr и Nd большинство ОМ базальтоидов характеризуются высокими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.704612–0.705027) и низкими – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.512695–0.512807), располагаясь на диаграмме ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)-($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) в области между плюмовыми источниками Prevalent mantle наиболее примитивным составом мантии,

сохранившимся с самой ранней стадии развития Земли (PREMA) и мантии с высоким изотопным соотношением U/Pb отношением (HIMU) (табл. 4) [8]. Однако единичные образцы демонстрируют пониженные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.703225–0.703573) и повышенные – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.512961–0.513037), тяготея к области деплетированного источника (DM).

Необходимо отметить, что наблюдается четкая закономерность увеличения ОИВ свойств в ОМ базальтоидах с запада (возвышенность Гэбасс, Петра Великого и др.) на восток (возвышенность Беляевского), в сторону появления новообразованной

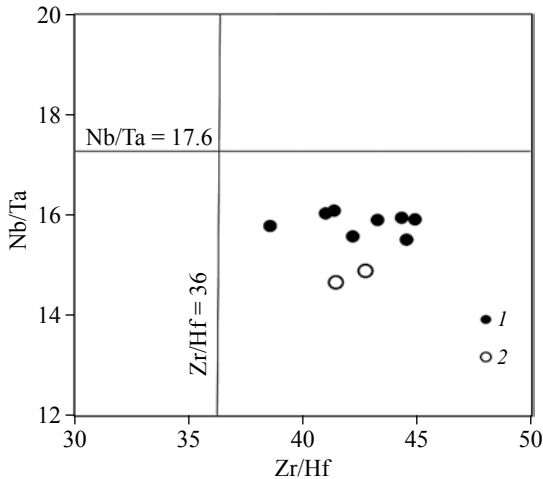


Рис. 7. Диаграмма $(Zr/Hf)-(Nb/Ta)$ [32] для окраинно-морских базальтоидов морфоструктур Центральной котловины (1) и горы Петра Великого (2). Вертикальная и горизонтальная линии – хондритовые значения $Zr/Hf = 36$ и $Nb/Ta = 17.6$ по [31].

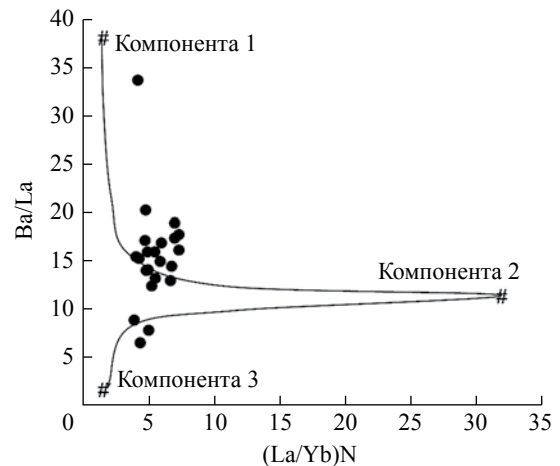


Рис. 9. Диаграмма $(La/Yb)_N-(Ba/La)$ для среднемиоцен-плиоценовых ОМ базальтоидов. Компоненты по [26]: компонента 1 – метасоматоз надсубдукционными флюидами, компонента 2 – WPB + OIB свойства, компонента 3 – деплетированные составы, включая MORB.

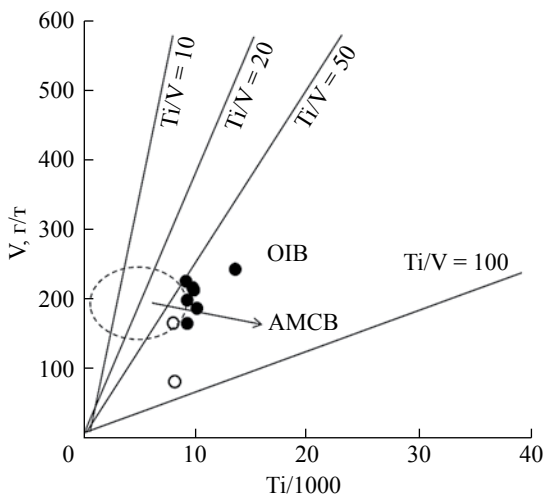


Рис. 8. Дискриминантная диаграмма Ti-V [33] для среднемиоцен-плиоценовых вулканитов Центральной котловины. Геодинамические обстановки: OIB – океанических островов, АСМВ – активных континентальных окраин. Схематичный контур АСМВ [22].

океанической коры в Центральной котловине, и уменьшение в этом направлении известково-щелочных свойств. Так, для базальтоидов возвышенности Гэбасс, сформировавшейся на редуцированной континентальной коре (рис. 1, блок I-B-2), характерны более низкие значения отношений $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ (рис. 6б) по сравнению с такими возвышенности Беяевского, располагающейся в тектоническом блоке океанической коры (рис. 1; I-B). Для базальтоидов возвышенности

Петра Великого (рис. 1; блок I-B-4) характерна Sr аномалия (рис. 6а; обр. 53–23–5а, 6), указывающая на фракционирование расплава, в источнике которого присутствовал амфибол. Как известно, последний формируется в результате метасоматоза надсубдукционного клина водными флюидами субдуктирующей океанической плиты.

Таким образом, среднемиоцен-плиоценовые ОМ базальтоиды сочетают в себе известково-щелочные черты поздне меловой надсубдукционной обстановки, деплетированные свойства максимального окраинноморского спрединга и внутриплитные (OIB) свойства постспредингового режима, обусловленные плавлением нижнемантийного субстрата апофизы Тихоокеанского суперплюма, максимально поднявшейся к поверхности в области Центральной котловины [9, 10].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Японское море представляет собой кайнозойскую рифтогенную систему, сформировавшуюся на коре континентального типа [11, 14]. На это указывает мощность коры под некоторыми возвышенностями (17–20 км) и поднятые с их склонов обломки гранитов мезозойского возраста. Центральная глубоководная котловина – наиболее крупная структура Японского моря – осложнена многочисленными вулканическими постройками и хребтами, которые развиты вдоль глубинных разломов субмеридионального направления, прослеживающихся с материковой части Приморья.

Таблица 4. Значения отношений изотопов Sr и Nd в среднемиоцен-плиоценовых базальтоидах Центральной котловины

№	№ образца	Порода	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$
1	2070-А	Базальты	0.703513 ± 15	0.512935 ± 13
2	7714-А	-'-	0.703583 ± 14	0.512952 ± 12
3	931-1-г	-'-	0.703577 ± 15	0.512751 ± 8
4	1149-3	-'-	0.704647	0.512695
5	1679	-'-	0.705027	0.512674

Примечание. Анализы выполнены: 1–4 – в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН; 5 – в лаборатории ГЕОХИ РАН. Образец 931–1–г – возвышенность Первенца, остальные см. в табл. 1 [8].

Слагающие хребты вулканические породы представлены окраинно-морскими базальтоидами с преимущественным развитием оливин-плаггиоклазовых и плаггиоклазовых базальтов среднемиоцен-плиоценового возраста. Геохимические свойства, а именно повышенные концентрации LILE, LREE, HFSE (в том числе Ta-Nb максимум) и элементов группы Fe (Cr и Ni), а также высокие значения отношений $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$, Ti/V, одинаковые показатели Nb/Ta (16–17) и низкие – Ba/La указывают на OIB природу данных пород, а, следовательно, и на их отношение к производным нижнемантийного плюмового источника, каким, возможно, являлась апофиза Тихоокеанского суперплюма. В меньших объемах встречающиеся оливин-клинопироксен-плаггиоклазовые и двупироксен-плаггиоклазовые базальтоиды несут в себе известково-щелочные “метки” остаточных позднемиоценовых надсубдукционных магматических расплавов. Наблюдается четкая закономерность уменьшения в ОМ базальтоидах известково-щелочных и “нарастание” OIB свойств с запада на восток Центральной котловины, в сторону появления океанической коры, т.е. максимального подъема апофизы Тихоокеанского суперплюма к поверхности.

Работа выполнена при финансовой поддержке “Дальний Восток” (гранты № 15-И-1-009 и № 15-И-1-006).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканического пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290.
2. Бажанов В.А. Схема тектонического районирования Южно-Сихоте-Алинской и Ханкайской серии. Владивосток: ДВО РАН, 2000. С. 23–31.
3. Берсенев И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л. и др. Геология дна Японского моря. Владивосток, 1987. 139 с.
4. Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: Научный мир, 2004. 108 с.
5. Геологическое строение западной части Японского моря и прилегающей суши. Владивосток: Дальнаука, 1993. 208 с.
6. Евланов Ю.Б., Коновалов Ю.И., Маркевич П.В., Свининников А.И. Новые данные о строении подводных вулканических гор в пределах котловин Японского моря // Геологическое строение дна Японского и Филиппинского морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 114–119.
7. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Миоцен-плейстоценовый вулканизм глубоководных котловин Японского и Охотского морей // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 27. № 4. С. 63–71.
8. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Магматизм и его роль в формировании структур окраинных морей Тихого океана // Литосфера. 2010. № 3. С. 21–35.
9. 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.
10. 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.
11. Карнаух В.Н., Карп Б.Я. Тектоника Японской котловины по результатам сейсмических исследований (Японское море) // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 5. С. 10–24.
12. Карнаух В.Н., Карп Б.Я., Цой И.Б. Сейсмостратиграфия осадочного чехла и процессы осадконакопления на возвышенности Первенца и ее окрестностях (Японского моря) // Океанология. 2004. Т. 44. № 6. С. 1–14.
13. Карнаух В.Н., Карп Б.Я., Цой И.Б. Структура фундамента и сейсмостратиграфия осадочного чехла северной части Японской котловины в районе возвышенности Тарасова (Японского моря) // Океанология. 2007. Т. 47. № 5. С. 1–14.
14. Карп Б.Я. Строение земной коры дна Японского моря по сейсмическим данным // Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГЕОС, 2002. С. 352–354.
15. Каталог станций драгирования дна Японского моря. Владивосток: ТОИ, 1993. 43 с. (препринт).

16. Кулинич Р.Г., Валитов М.Г. Аномалии силы тяжести и строение земной коры Японского моря // Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГЕОС, 2002. С. 347–352.
17. Леликов Е.П., Маляренко А.Н. Гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1994. 268 с.
18. Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Съедин В.Т. и др. Новые данные по радиоизотопному датированию вулканитов Японского и Охотского морей // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20, № 5. С. 118–122.
19. Леликов Е.П. Геология и тектоника зоны перехода от Южного Приморья к Японскому морю // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. М.: ГЕОС, 2005. С. 378–381.
20. Леликов Е.П., Емельянова Т.А. Вулканогенные комплексы Охотского и Японского морей (сравнительный анализ) // Океанология. 2007. Т. 47. № 2. С. 294–303.
21. Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Цой И.Б. Геологическое строение горы Петра Великого (Японское море) // Физика геосфер. Восьмой Всероссийский симпозиум. Владивосток, 2013. С. 272–275.
22. Мартынов Ю.А., Чащин А.А., Симаненко В.П., Мартынов А.Ю. Маастрихт-датская андезитовая серия Восточного Сихотэ-Алиня: минералогия, геохимия и вопросы петрогенеза // Петрология. 2007. Т. 15. № 3. С. 282–303.
23. Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. Т. 13. № 1. С. 1–16.
24. Съедин В.Т. Формационно-геохимические типы кайнозойских базальтоидов Японского моря // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 6. С. 1441–1446.
25. Съедин В.Т., Лобанов В.Б., Коптев А.А. и др. Результаты геологических исследований в 58-м рейсе НИС “Академик М. Лаврентьев” (Центральная котловина Японского моря) // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 3. С. 99–104.
26. Филатова И.И. Закономерности динамики окраинно-морского магматизма (Корейско-Японский регион) // Литосфера. 2004. № 3. С. 33–56.
27. Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: meteoritic and Solar // *Geochem. Cosmochim. Acta*. 1989. V. 53. P. 197–214.
28. Kamber B.S., Collerson K.D. Role of ‘hidden’ deeply subducted slabs in mantle depletion // *Chemical Geology*. 2000. V. 166. P. 241–254.
29. Kaneoka I., Takigami Y., Takaoka N. et al. ^{40}Ar – ^{39}Ar 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(2). P. 819–836.
30. Kent A.J., Elliott T.R. Melt inclusion from Marianas arc lavas: implications for the composition and formation of island arc magmas // *Chemical Geology*. 2002. V. 183. P. 263–286.
31. Munker 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. P. 23–45.
32. Munker C., Worner G., Yagodzinsky G., Churikova T. Behaviour of high field strength elements in subduction zone: constraints from Kamchatka – Aleution arc lavas // *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. V. 224. P. 275–293.
33. Shervais I.W. Ti-V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 59. № 1. P. 101–118.
34. Tamaki K. Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implication // *Bull. Geol. Survey of Japan*. 1988. V. 39. P. 269–365.
35. Tamaki K., Kobayashi K. Geomagnetic anomaly lineation in the Japan Sea // *Mar. Sci. Monthly*. 1988. V. 20. P. 705–710.
36. Tamaki K., Suyehiro K., Allan J. et al. Tectonic synthesis and implication of Japan sea ODP drilling // *Proc. ODP, Sci. Results* 1992. V. 127/128(2). P. 1333–1348.
37. Thompson R.N. Dispatches from Tertiary volcanic province // *Scott. J. Geol.* 1982. V. 18. P. 49–107.

Volcanism and Tectonics of the Central Deep-Sea Basin of the Japan Sea

E. P. Lelikov, T. A. Emelyanova, A. A. Pugachev

The paper contains results of study of the geomorphological structure, tectonic setting, and volcanism of the volcanos and volcanic ridges of the Central deep-sea basin of the Japan Sea. The ridges rise above the acoustic basement of the basin on 500–600 m. These ridges were formed on the fragments of the reduced continental crust along the deep-sea faults crossed in submeridional direction the Central basin and neighboring continental part of the Primorye. The basin morphostructures began to dip below sea level in the Middle Miocene, and they reached a contemporary position in the Pliocene. The Central basin volcanism is mostly showed in the Middle Miocene–Pliocene. This volcanism formed the marginal-sea basaltoids with OIB geochemical characteristics pointed to the Low Mantle plume specifics of these rocks. The OIB features of the basaltoids are mostly proved to the eastern part of the Central basin where the neogenic oceanic crust is developed. Genesis of this crust is connected to rise and melting of the Pacific superplum apophysis.