

УДК 551.214(265)

ПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ГЛУБОКОВОДНЫЕ ВУЛКАНЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ

© 2020 г. И. В. Мелекесцев*

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пийпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

*e-mail: dirksen@kscnet.ru

Поступила в редакцию 14.04.2018 г.

После доработки 27.05.2019 г.

Принята к публикации 22.10.2019 г.

Показано, что на сопредельных с Японией, Курильскими островами, Камчаткой и Командорскими островами участках океанического дна СЗ Пацифики в плиоцене–плейстоцене происходила вулканическая активность. Наиболее интенсивно последняя проявилась на двух участках. На южном, за глубоководным Японским желобом, напротив островов Хонсю и Хоккайдо возникли и действовали, как минимум, три крупных вулкана. На центральном, на подводной возвышенности Детройт – северном окончании Императорского хребта, возникли и действовали существенно лавовые плейстоценовые стратовулканы вулканических массивов Детройт и Уэйн, а также крупная (диаметр 42 км), ранее неизвестная, вулcano-тектоническая структура – глубоководная кальдероида. Севернее, на прилежащей к глубоководному Камчатскому желобу окраине подводной возвышенности Обручева возник и действовал в плиоцене вулкан (?) с современной отметкой вершины –713 м. Доказывается, что подводная возвышенность Гора Детройт – поднятый в плиоцене в виде горста блок океанского дна с плиоцен-плейстоценовой вулканической деятельностью.

Ключевые слова: подводные вулканы, подводная тефрохронология, тефرويد, катастрофические извержения.

DOI: 10.31857/S0203030620010046

ВВЕДЕНИЕ

Полученный в мире в конце XX–начале XXI вв. огромный прирост совершенно новой геолого-вулканологической, геоморфологической и геофизической информации, массовое развитие и использование спутниковой топографии и батиметрии, усовершенствование методов многолучевого зондирования морского дна позволяют уже сейчас модернизировать или вообще изменить многие традиционные представления о происхождении и возрасте не только многих давно известных эндогенных и экзогенных морфоструктур, но и выявить неизвестные ранее образования. Этому способствуют также и результаты глубоководного бурения, массовые изотопные определения возраста вулканитов, успехи планетологии. Что особенно актуально для пока мало изученных геологических структур и форм рельефа на дне морей и океанов. Многие из того, что можно было бы кардинально изменить или успешно решить, уже реализовано. Самый яркий пример этого – открытый в 1986 г. НИС “Вулканолог” в Северо-Западной Пацифике, теперь уже знаменитый и хорошо изученный, подводный вулкан Б.И. Пийпа в Командорской котловине Берингова моря.

Но процесс использования полученного комплекса новых первичных научных данных по-прежнему продолжается с высокой продуктивностью и, несомненно, еще долго будет продолжаться. Удалось принять участие в этом процессе и автору статьи [Мелекесцев, 1979, 2018; Мелекесцев, Слезин, 2017а, б]. Примером может служить и настоящая статья. В ней предпринята попытка выделения и диагностирования в результате дополнительно проведенного целенаправленного (геологического, геоморфологического, тефрохронологического) авторского анализа и синтеза имевшихся материалов [Мелекесцев, 1979; Международный ..., 2003; Cruise Reports ..., 2009; Duncan, Keller, 2004; Inital ..., 1977; Keller et al., 1995; Proceeding ..., 1995; Shirboard ..., 2002; Tarduno et al., 2002 и др.] по трем регионам Северо-Западной Пацифики плиоцен-плейстоценовой тефры, источником которой были глубоководные вулканические формы разных типов. А также изучена и геоморфология самих этих форм. Самый южный район – за Японским глубоководным желобом (с океанской стороны), к востоку от о. Хоккайдо и северной оконечности о. Хонсю (рис. 1). Здесь на океанском дне закартированы три прекрасно выраженные в рельефе крупные подводные горы –

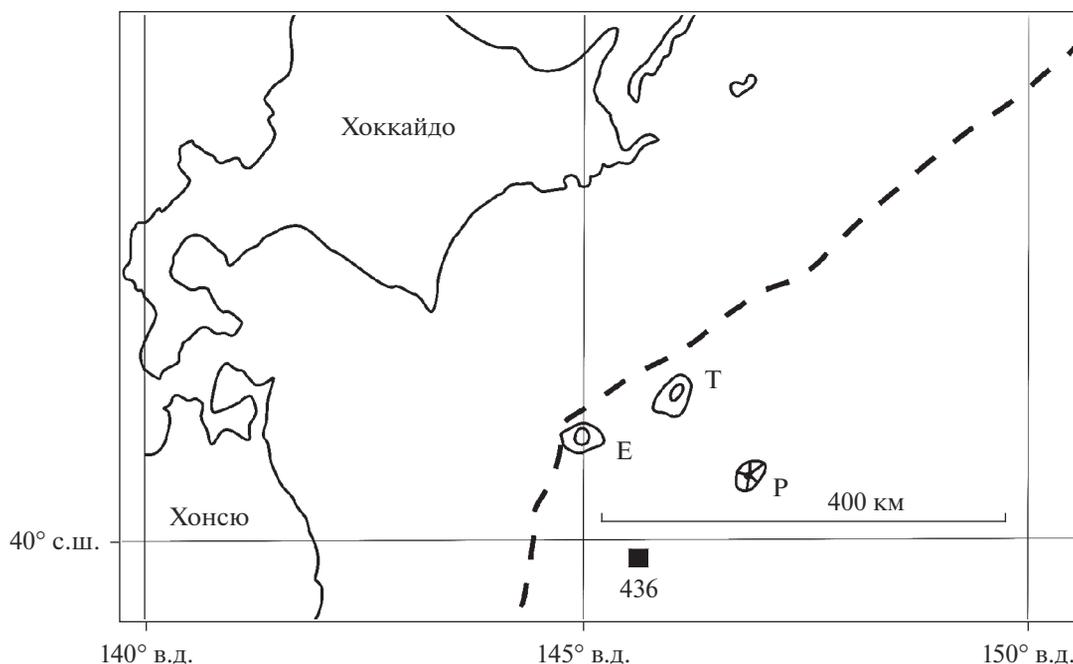


Рис. 1. Вулканы южного района СЗ Пацифики: Е – Эримо Кайдзан (Сысоева), Р – Рейху-Дайни Кайдзан (Смелякова), Т – Такуё-Дайити Кайдзан. Черный квадрат – скв. 436, пунктир – ось глубоководного Японского желоба.

вулканы [Международный ..., 2003; Carte ..., 1966; Initial ..., 1977], возраст которых ранее не был определен. Это вулканы Эримо Кайдзан (Сысоева, –3735 м), Рейху-Дайни Кайдзан (Смелякова, –1345 м) и Такуё-Дайити Кайдзан (–2565 м). Обнаружены в скв. 436 [Initial ..., 1977] и несколько мощных пачек морских плейстоценовых осадков с большой примесью тефры, а также четко выраженные горизонты тефры предположительно тех же вулканов. Второй регион – подводная возвышенность Гора Детройт (ПВД), третий – подводная возвышенность Обручева.

Наиболее интересные результаты были получены по молодым вулканическим образованиям подводной возвышенности Гора Детройт – району северного окончания тихоокеанского Императорского хребта (ИХ). Во-первых, здесь была открыта [Мелекесцев, 2018] новая вулканотектоническая морфоструктура – глубоководная кальдероида (ГК, термин автора, определение ниже) около 42 км в поперечнике. Во-вторых, удалось кардинально изменить представления о морфоструктуре и происхождении самой ПВД, которая рассматривается здесь в качестве поднятого в плиоцене в виде горста блока океанского дна с плиоцен-плейстоценовой вулканической деятельностью. Ранее ПВД считалась [Duncan, Keller, 2004; Keller et al., 1995] фрагментом аккумулятивного вулканического ИХ, имеющего здесь верхнемелового возраст. Полученные подобным образом новые материалы по всем трем регионам и рассмотрены в

последующих разделах, исключая вулкан Пийпа, которому посвящены десятки публикаций.

ВУЛКАНЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СЗ ПАЦИФИКИ

Рассматриваемый район (см. рис. 1) близок по форме в плане к квадрату между 40° и 41°30' с.ш., 144°30' и 147°30' в.д. Главные объекты исследований – три крупных подводных вулкана [Международный ..., 2003; Carte ..., 1966] неизвестного возраста и скважина глубоководного бурения 436 [Initial ..., 1977], в кернах которой обнаружены многочисленные горизонты тефры, часть которых связана с эруптивной активностью одного или нескольких из этих вулканов. Скв. 436 (39°55.96' с.ш., 145°33.74' в.д., пробурена на глубине 5240 м) находится в 120 км к ЮВ от в. Эримо Кайдзан (Erimo Kaizan, Сысоева, –3735 м, 40°52' с.ш., 144°57' в.д.), в 145 км к ЮЮЗ от в. Такуё-Дайити Кайдзан (Takuyo-Daiti Kaizan, –2565 м, 41°15' с.ш., 145°57' в.д.), в 130 км ЮЗ от в. Рейху-Дайни Кайдзан (Ryochu-Daini Kaizan, Смелякова, –1345 м, 40°38' с.ш., 146°45' в.д.). Определенные автором их параметры представлены в табл. 1, а поперечные профили вулканов, с учетом компенсированного проседания построек – на рис. 2.

Древнейшие пробуренные на глубине 397.5 м (–5637.5 м от уровня моря) осадки – кремнистые сланцы и обогащенные марганцем глины верхнемелового (?) возраста. В интервале около 360 м на них, с большим стратиграфическим перерывом и угловым несогласием, лежат среднемиоценовые

Таблица 1. Параметры вулканов Эримо Кайдзан (Erimo Kaizan, ЕК), Рейху-Дайни Кайдзан (Ryohu-Daini Kaizan, РДК), Такуё-Дайити Кайдзан (Takuyo-Daiti Kaizan, ТДК)

Название вулкана	Минимальная глубина над высшей отметкой, м (относительная высота, м)	Размер основания, км (по изобате, м)	Площадь основания, км ²	H, м	V ₁ , км ³	V ₂ , км ³
ЕК	3735 (~3300–2300)	50 × 35 (–6000)	>1500	~5500–6000	~1000	~1700
РДК	1345 (~3700)	36 × 30 (–5000)	750–800	~4700	~700	~1100
ТДК	2565 (~2400–2500)	30 × 20 (–5000)	530 530	~4000	~600 600	~900

Примечание. V₁ – объемы морфологически выраженных частей вулканических построек; H₁, V₂ – реконструированные предполагаемые полные высоты и объемы вулканических построек, с учетом компенсационного прогибания фундамента под ними.

осадки с возрастом ~14 млн лет [Initial ..., 1977], представленные окаменелой глиной, обогащенной (15–30%) вулканическим стеклом и плагиоклазом, с прослоями и линзами вулканических пеплов кислого состава. Их аккумуляция также происходила в глубоком море, но в условиях интенсивного эксплозивного вулканизма на японских островах и на погружающейся бывшей здесь (ранее 14 млн лет) суши. Судя по глубине размыва (5240 + 360 м ниже уровня моря), к настоящему времени общая амплитуда опускания, начиная со среднего миоцена, составила порядка 5600 м. Как происходило опускание, пока точно не установлено. Если основываться на фациальном составе и крупности материала ранних порций миоценовых осадков (обогащенная вулканическим стеклом глина с радиоляриями), то наиболее вероятным было быстрое погружение этой суши.

Подобная ситуация с накоплением тонкозернистых отложений сохранялась и позднее, вплоть до плейстоцена. При этом вулканическая деятельность, судя по количеству и мощности горизонтов тефры в пробуренных морских осадках, то усиливалась, то ослабевала, но никогда не прекращалась полностью. Преобладала тефра кислого состава, но в керне 9 (глубина 74.5–84 м) были обнаружены и горизонты тефры основного состава [Initial ..., 1977]: отчетливый 10-сантиметровый прослой, а также четыре линзы по 15–20 см. Значительная примесь (до 20–40%) этой тефры обнаружена в осадках по всему разрезу колонки. Источники кислой тефры – эруптивные центры не только на японских островах, но и на погруженной сейчас под воду суши, особенно в миоцене. Тефра основного состава керна 9 была извержена при формировании одного из трех названных вулканов исследуемого района. Но какого из них, точно неизвестно. Оцененный автором возраст тефры в керне 9 – плейстоценовый: 1650–1600 тыс. л.н. – в его подошве, 1450–1400 тыс. л.н. – в кровле. Наиболее вероятным потенциальным источником пиро-

кластики основного состава керна 9 представится вулкан Рейху-Дайни Кайдзан (Смеякова). Во-первых, из-за своей практически первичной морфологии. Во-вторых, в связи с тем, что его кратер находится ближе всех к поверхности воды (–1345 м). У двух других вулканов осложненные кальдерами вершинные части располагаются гораздо глубже: на –2565 и –3735 м. При этом наличие кальдер свидетельствует о большеобъемных выбросах вулканитов кислого, а не основного состава.

Вулкан Эримо Кайдзан, из двух оставшихся, сильнее расчленен и выглядит более старым. Его отличительный признак – сложно построенный вершинный кальдерный комплекс (см. рис. 2). По тефре в скв. 436 точный возраст этого комплекса определить нельзя, т.к. пока невозможно установить, какие мощные горизонты кислой тефры связаны с ним, а какие – с кальдерами островов Хонсю и Хоккайдо. Но можно допустить, что при формировании кальдер вулкана Эримо Кайдзан происходил выброс большого количества пемзовых гравия, лапилли и бомб, образовавших там на поверхности воды обширные поля плавающей пемзы. Эта пирокластика через некоторое время затонула и захоронилась в морских осадках, а при бурении скв. 436 пемзовые лапилли оказались в извлеченных кернах раннеплейстоценового возраста: на глубинах 217, 208.5, 189 м. Позже аналогичная ситуация повторилась и для предполагаемого кальдерообразующего извержения вулкана Такуё-Дайити Кайдзан. Попавшая подобным способом на морское дно пемзовая пирокластика (6 обломков) оказалась в керне 10 скв. 436, в возрастном интервале 1.9–1.7 млн лет. Следует отметить, что это произошло непосредственно перед отложением тефры основного состава вулкана Рейху-Дайни Кайдзан.

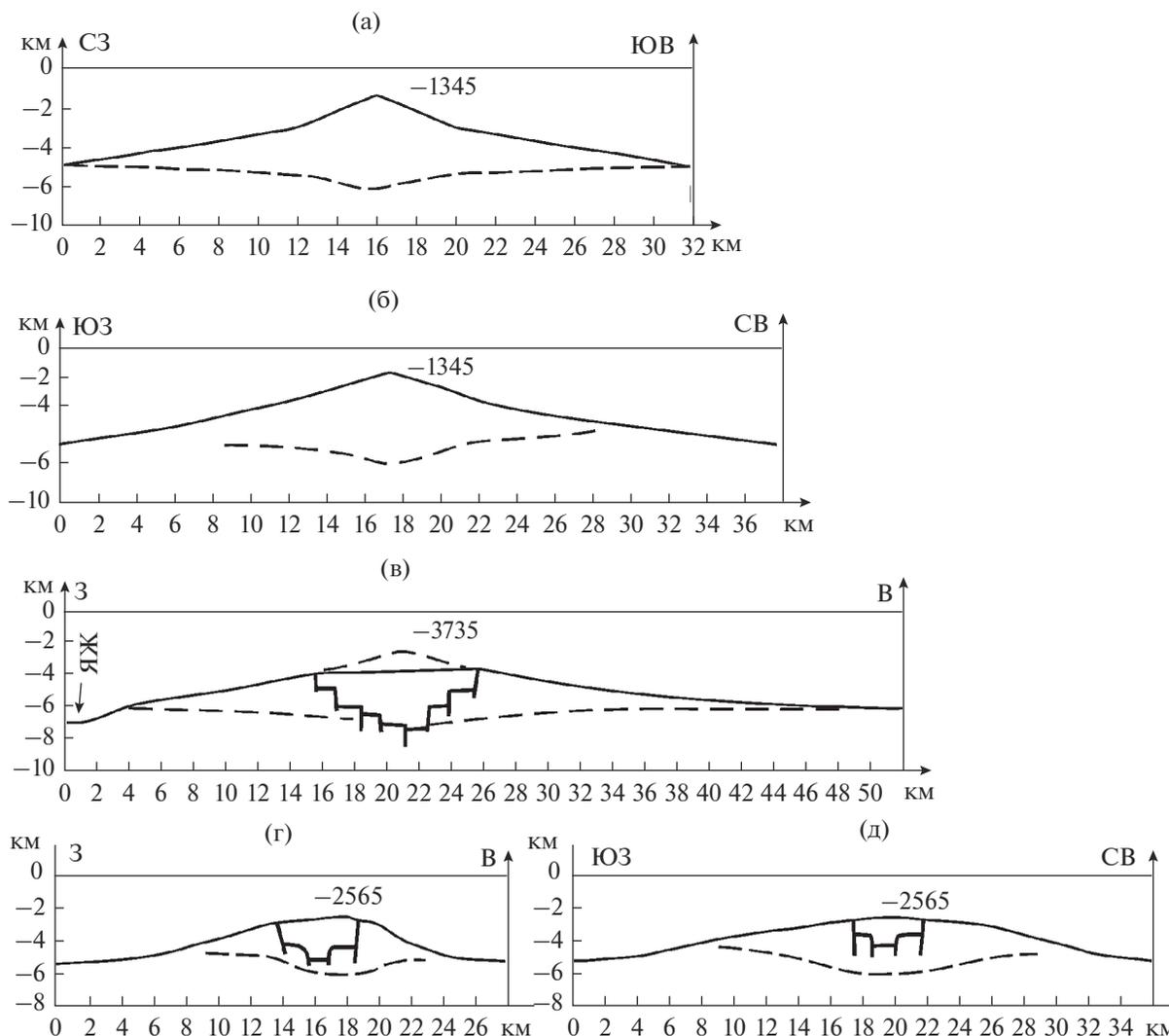


Рис. 2. Поперечные профили вулканов Рейху-Дайни Кайдзан (–1345 м – 2а, 2б), Эримо Кайдзан (–3735 м – 2в), Такуё-Дайити Кайдзан (–2565 м – 2г, 2д).

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПОДВОДНОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ ГОРА ДЕТРОЙТ

Географически подводная возвышенность Гора Детройт – самое северное звено 2500-километрового подводного Императорского хребта, который протягивается в субмеридиональном направлении от 30° до 52° с.ш. (рис. 3).

Ее название дано по высшей точке возвышенности г. Детройт (–1388 м, по [Международный ..., 2003]). Сама ПВД расположена на океанском дне в 540–730 км к ЮВ и В от разных участков тихоокеанского побережья Камчатки: в 370–390 км (северная часть) и в 570–590 км (южная часть) к югу от оси Алеутского и в 210 км – к ВЮВ от оси Камчатского глубоководного желобов. По современной морфологии ПВД – высокий горный массив с почти прямоугольным в плане основанием длиной 200–

220 км и шириной до 110–120 км, с почти прямоугольными изобатами, от –5000 до –4500 м – на юге, от –4000 до –3500 м – на севере. Ровная или слабо наклонная общая вершинная поверхность ПВД, расположенная на разных участках на глубинах от –2400 до –3200 м ниже уровня моря, на большей площади сложена мощной (до 800–850 м) толщей морских осадков палеоцен(эоцен?)–плейстоценового возраста. Она имеет относительную высоту над дном океана 2000–2500 м, а вместе с насаженными на нее вулканическими постройками: г. Детройт и г. Уэйн (–1856 м) – еще на 500–1000 м больше. По данным бурения (скважины 883, 1203, 1204 в работах [Proceeding ..., 1995; Shipboard ..., 2002]), осадочные отложения подстилаются на севере ПВД толщей верхнемеловых базальтов и вулканокластических единиц также базальтового состава. Их ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст 76–75 млн лет [Duncan, Keller, 2004; Inital ..., 1977; Keller, Fisk,

смог захоронить эти холмы и гряды. На карте ИХ, составленной S. Ladage в 2009 г. [Cruise Reports ..., 2009], с учетом данных многолучевого эхолотирования, хорошо видно, что большеобъемные ($n \cdot \text{км}^3$) отложения гигантских скальных обвалов распространялись от обвальных цирков на расстояния до 20–30 км. Это явное свидетельство того, что образование таких обвалов, как и в других районах, явно сопровождалось сильнейшими землетрясениями, а сами они имеют сейсмотектоническую природу. Имеются и выраженные в рельефе крупные аллохтоны, перемещенные на десятки километров. К ним можно, вероятно, отнести молодые подводные горы с координатами вершин $50^\circ 30' \text{ с.ш. } 167^\circ \text{ в.д.}$ и $50^\circ 45' \text{ с.ш. } 168^\circ \text{ в.д.}$ непосредственно к северу от ПВД, которые показаны на карте мощности донных отложений в работе [Международный ..., 2003] как участки с обнаженным акустическим фундаментом. Подобная морфология склонов ПВД, непогребенные обвалы с хорошо сохранившимися элементами мега- и мезорельефа, подводные горы – аллохтоны, лишённые чехла морских осадков, позволяют сделать вывод, что они возникли сравнительно недавно. Если судить по мощности перекрывающих осадков (менее 25–30 м) – в плейстоцене [Rea et al., 1995; Shipboard ..., 2002].

Ранее ПВД рассматривалась [Duncan, Keller, 2004; Keller et al., 1995] в качестве наиболее удаленного и древнего вулканического гавайско-императорского следа Гавайского горячего пятна, оказавшаяся в СЗ Пацифике после прохождения над ним в результате длительного (порядка 80 млн лет) и очень протяженного (более 6500 км – суммарная длина подводных Императорского и Гавайского хребтов) перемещения из района о. Гавайи этого участка плиты. Предполагалось, что сразу после прохождения над горячим пятном там должен был субсинхронно (в верхнемеловое время) прекратиться и вулканизм. Чтобы подтвердить это, на ПВД во время рейсов 145 и 197 Б/С “Джойдес Резольюшн” (D/V “Joides Resolution”) были пробурены скважины 882, 883, 1203, 1204, а у ее СВ подножья – скважина 884; составлены детальные батиметрические карты [Proceeding ..., 1995; Shipboard ..., 2002]. Однако такая гипотеза не подтвердилась. По данным проведенного бурения, вулканизм в конце верхнего мела там не только не прекратился, а продолжился с перерывами в эоцене–олигоцене и даже в плиоцене–плейстоцене. А по результатам палеомагнитных исследований извлеченных вулканических пород [Tarduno et al., 2002] оказалась непригодной для них, по измеренным палеоширотам (39° – 40° , а не 19° – 20°), в качестве эруптивного центра, и само Гавайское горячее пятно. После открытия у ЮВ подножья о. Гавайи нового действующего глубоководного вулкана Лоихи (Loihi, $19^\circ 55' \text{ с.ш.}, 155^\circ 16' \text{ в.д.}, -975 \text{ м}$) в 60–100 км от активных вулканов на самом острове изменилось и представ-

ление и об этом горячем пятне. Оно снова стало движущимся, как и прежде [Мелекесцев, 1979], на юго-восток.

Общая же история геологического развития всего рассматриваемого участка дна океана (вместе с расположенной в его пределах ПВД) может быть реконструирована по данным бурения и тифрохронологии, начиная с верхнего мела (кампан, маастрихт), за 81–76 млн лет. Таков $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст древнейших вскрытых вулканических пород [Duncan, Keller, 2004; Keller et al., 1995] на ПВД (скв. 883, 1203, 1204) и на океанском дне у ее СВ подножья (скв. 884, в 48 км к СВ от скв. 1203). По [Proceeding ..., 1995; Shipboard ..., 2002], вулканическая деятельность в то время в обоих случаях была весьма интенсивной, хотя и отличалась по типу и возрасту. В скважине 884Е мощность пробуренной пачки базальтов составила 87 м (842.8–929.8 м ниже дна моря, от –4678.8 до –4765.8 м ниже уровня моря), возраст 81 млн лет. Предполагаемый тип вулканической активности – частые трещинные лавовые излияния. В скважинах 1203 и 1204 на ПВД мощность пробуренных вулканических пород равна соответственно ~450 и ~140 м, а фациальный состав разнообразный. Принятый [Duncan, Keller, 2004; Keller et al., 1995] возраст ~76 млн лет, т.е. на 5 млн лет моложе. Их кровля – на глубинах от –3070 до –3200 м ниже уровня моря.

Описано более 30 единиц вулканитов: лавовые потоки разных типов, вулканокласты (базальтовые туфы, вулканические брекчии, стекловатые и вулканокластические алевриты и песчаники), диабазы. Очень разный и химический состав проанализированных образцов пород: SiO_2 42.0–50.1%, TiO_2 0.72–3.60%, MgO 2.14–28.4%, K_2O 0.71–2.19%, Na_2O 1.34–4.05%. В пробуренной толще вулканитов встречаются также прослой и линзы морских осадков с фаунистическими остатками и комплексами диатомей верхнемелового времени. Перечисленные признаки с большой вероятностью указывают на приуроченность вскрытых вулканических пород к крупной (поперечник основания не менее 60–70 км) постройке центрального типа верхнемелового возраста, с кратером, находившимся тогда на небольшой глубине под водой или над водой. Судя по особенностям строения рельефа ПВД на батиметрической карте в работах [Rea et al., 1995; Shipboard ..., 2002], с изобатами, проведенными через 100 м, в пределах возвышенности можно приблизительно реконструировать еще 6–7 подобных палеовулканических форм сходного и меньшего размеров, которые, слившись между собой, образовали ПВД. Но их породы не вскрыты. В скв. 882, пробуренной в 90 км южнее на другом палеовулкане на глубину 398 м ниже дна моря, кровля базальтов находится глубже –3652 м, предположительно на отметке –4100 м. Это примерно на 1000 м ниже, чем в настоящее время на севере ПВД, если исходить из оценки

средней суммарной мощности пробуренных надбазальтовых морских осадков 800–850 м: явный показатель большеамплитудных тектонических подвижек.

В конце мела и в палеоцене примерно до 52–20 млн л.н. [Rea et al., 1995; Shipboard ..., 2002] здесь везде была размываемая островная суша, о чем свидетельствует очень пестрый фациальный состав пробуренных отложений и на месте современной северной половины ПВД и к востоку от нее. Так, в самой нижней пачке переотложенных и перемытых отложений скв. 1204 описаны [Shipboard ..., 2002] слабо сцементированные, несортированные конгломераты с галькой и угловатыми обломками базальтов и красных песчаников, разноцветные гравелистые пески, палагониты и др. Примерно те же самые фации отложений вскрыты [Rea et al., 1995] и в скв. 884 у подножья ПВД. Только там были отмечены еще и турбидиты с расположенного к западу палеовулкана на северной части современной ПВД. Вершины вулканических построек были уничтожены, а сами они превратились в гайоты. Обширные участки размываемой суши существовали в то время и на сопредельных территориях. В частности, на месте современных Камчатки и подводной возвышенности Обручева.

Последующий этап межрегионального общего тектонического опускания гипотетической палеоценовой суши, включая дно океана на месте современной ПВД и сопредельные с ней территории, произошел в возрастном интервале от конца позднего палеоцена (?)—раннего-среднего эоцена (скв. 884) до раннего-среднего эоцена (скв. 1203). За это время здесь накопилось 800–850 м морских осадков, подошва которых находится сейчас на отметках от –3070–3200 (северная часть ПВД) до –4678.8 м (в 20 км к В от подножья ПВД) ниже уровня моря. Прогибание сопровождалось интенсивным местным вулканизмом. Так, в скв. 884 выявлено и описано в пачке мощностью 87.8 м (в интервале от –694.7 до –785.5 м) 14 горизонтов измененных пеплов мощностью от 10 до 55 см. Их возраст от среднего до верхнего эоцена, состав — андезидацитовый, андезитовый, андезибазальтовый [Rea et al., 1995]. В скв. 883В на ПВД в сходных по возрасту морских осадках выявлено и описано 24 горизонта тефры аналогичного состава [Proceeding ..., 1995]. Аномально большая мощность и средне-основной состав горизонтов тефры указывает на близость их эруптивных центров.

В более верхних пачках морских осадков олигоцен-среднемиоценового возраста скважин 883 и 884, мощностью 309.1 и 350.6 м, слои тефры отсутствуют [Rea et al., 1995]. Они снова появляются лишь после долгого (25–30 млн лет) перерыва в осадках верхнего миоцена (возраст ~6.3 млн лет). Причем, самые старые из них, судя по геохимии, имеют камчатское происхождение, а предпо-

жительно местные горизонты тефры — плиоцен-плейстоценовые, не древнее 4.5 млн лет. Их эруптивные центры находились на территории современной ПВД и в ее окрестностях. Именно вулканические, а также тектонические и магматические события последних 4–4.5 млн лет привели к возникновению здесь рассматриваемых морфоструктур — плиоцен-плейстоценового горста ПВД с насаженными на его уплощенную вершинную поверхность, также плиоцен-плейстоценовыми вулканическими массивами Детройт и Уэйн. А в северной части горста — глубоководной кальдероиды (ГК), еще одной из специфических форм проявления местного магматического диапиризма и подводного вулканизма. Вероятно, субсинхронно с ними росло и само горстовое поднятие.

Амплитуда поднятия горста на севере определялась по разнице высот кровли верхнемеловых базальтов на самой ПВД, где они были вскрыты в скважинах 883, 1203 и 1204, и ее СВ подножия, на стабильном блоке морского дна — в скв. 884. В первом случае, эта кровля находится в интервале глубин от –3070 до –3200 м, во втором — на глубине около –4680 м. Разница составляет 1500–1600 м. Это и есть амплитуда тектонического поднятия северной части ПВД, где находится ГК. В целом же для ПВД был типичен дифференцированный характер тектонических поднятий. Максимальная его амплитуда (~2500 м) — на юго-востоке ПВД: от –5000 м — на дне океана до –2500 м — на уплощенной ее вершинной поверхности. В районе седловины между двумя гайотами, где пробурена скв. 882, эта амплитуда равна ~1700–1800 м.

Судя по проведенному автором (И.В. Мелекесцев) анализу карт S.Ladage [Cruise Reports ..., 2009], горстовое происхождение имеет не только ПВД, которая сама является самым северным блоком подводного Императорского хребта, но и другие его более южные блоки, расположенные, как минимум, до 45° с.ш.

Вулканический массив Детройт (рис. 4а), изображенный на картах в работах [Международный ..., 2003; Rea et al., 1995; Tarduno et al., 2002], — крупнейшая вулканическая форма на ПВД. Он, как минимум, трехцентровый, находится на самом севере возвышенности и образован тремя слившимися между собой стратовулканами (существенно лавовыми, если судить по крутизне их склонов), размеры и высоты которых уменьшаются в северо-западном направлении. Поперечники их оснований — 15–16, 10–11 и 6–7 км, глубины над вершинами равны: –1388, –1565, –1436 м. Относительная высота стратовулканов — от 1000–1100 до 800–900 м. Приуроченность эруптивных центров вулканов к четко выраженной линии СЗ простирания (Аз. 305°) позволяет предполагать, что все они насажены на такого же простирания тектонический разлом.

Склоны вулканических построек разрушены многочисленными обвалами и оползнями. Особенно в юго-западном секторе массива, на границе с более молодой кальдерой (описание ее приведено ниже). Поэтому точный размер бывшего истинного основания вулканического массива Детройт установить невозможно. По краям обвально-оползневых толщ размер его основания — примерно 25×18 км, а площадь — около 350 км^2 . Суммарный объем пород массива — порядка $70\text{--}100 \text{ км}^3$. Их состав неизвестен. Но можно предполагать, что они, как и большинство подводных существенно лавовых стратовулканов, сложены породами андезитового или основного состава.

По данным Н.И. Селиверстова [Международный ..., 2003] мощность осадочного чехла на склонах построек массива Детройт менее 25 м. Это указывает на их плейстоценовый возраст, так как в пробуренной к ЮВ от наиболее высокого стратовулкана скважине 883 на подобной глубине осадки имеют возраст около 500 тыс. лет (нижняя часть среднего плейстоцена). В скв. 883 описано и частично изучено [Rea et al., 1995] 47 горизонтов тефры плиоцен - плейстоценового возраста (интервал от 4.41 до 0.1 млн лет). Подавляющее количество (20 из 22) проанализированных образцов вулканических стекол отвечает по химическому составу риолитам — риолито-дацитам, и только один (№ 107, глубина 188.7 м) — андезибазальтам. Последний — явно местный, поскольку пеплы андезибазальтового состава и мощностью 90 см не могли здесь отложиться из-за большой удаленности потенциальных эруптивных центров в Японии, на Камчатке, Курильских и Командорских островах. Его возраст — 3.79 млн лет. Следует отметить, что аналогичный химический состав имеют вулканические стекла более старых (34.3, 34.4, 37.7, 38.7, 45.0 млн лет) местных извержений.

В скв. 884, к востоку от массива Детройт, на океаническом дне с лучшими условиями для аккумуляции, количество изученных горизонтов тефры с андезибазальтовым составом вулканических стекол достигает в плиоцен-плейстоценовых осадках четырех. Их возраст и мощность — 3.84 млн лет (5 см), 3.1 млн лет (13 см), 1.16 млн лет (13 см) и 0.66 млн лет (6 см). Приведенные цифры возраста горизонтов тефры позволяют предполагать, что формирование вулканического массива Детройт происходило в два этапа: в плиоцене, около 3.8–3.1 млн л.н. и в плейстоцене, около 1.2–0.7 млн л.н.

Вулкано-тектоническая глубоководная кальдера (ГК) Детройт располагается непосредственно к югу и юго-западу от вулканического массива Детройт (см. рис. 4а). История ее открытия и детальное описание приведены в работе [Мелекесцев, 2018]. Поэтому здесь она будет рассмотрена в более кратком виде. Выявленная ГК приурочена к северной части ПВД и находится сейчас на глубинах от -2900 до -2200 м. Она почти круглая

диаметром около 42 км. Координаты ее центра — $51^{\circ}14'$ с.ш., $167^{\circ}27'$ в.д. Геоморфологическое строение морфоструктуры хорошо видно на батиметрической карте масштаба 1:860000 с изобатами, проведенными через 100 м в [Rea et al., 1995; Shipboard ..., 2002], и на карте ИХ S.Ladage 2009 г., с учетом данных многолучевого эхолотирования [Cruise Reports ..., 2009]. На них ГК над дном океана выглядит, в целом, как положительная форма (пологий свод) подводного рельефа с относительной высотой от 500 м в северной половине, до 200–100 м — в южной. По периметру она окружена кольцевой атриоподобной ложбиной с асимметричными склонами. Внешним — пологим, не всегда четко выраженным, сложенным морскими осадками, крутым и высоким (до 150–200 м) внутренним, который образован, предположительно, фронтальными окончаниями вязких лавовых потоков многочисленных эруптивных центров внутренней части ГК. Таких центров — преимущественно небольших вулканических построек, основания которых слились между собой, на карте 1:200000 в работе [Международный ..., 2003] изображено более 30. Их относительная высота от 50 до 150 м, размер основания от 200–300 м до 1.5 км. Распределены они, в целом, беспорядочно. Хотя в центре морфоструктуры около 20 таких центров расположены почти по кругу с внутренним диаметром 6–7 км. Большинство построек — одноактные вулканические формы, хотя некоторые, самые крупные, могут быть и многоактными вулканами. На одной из них в ЮЗ секторе ГК виден очень крупный (размер по бровке уступа 4×5 км) кратер.

Вся поверхность уступа морфоструктуры разбита разрывными нарушениями на блоки разных размеров и формы. Четко выделяется неправильной формы в плане центральный блок размером 8×11 км. К каждому блоку приурочено от 1 до 3–5 небольших вулканических построек. Отличительная черта поверхности ГК — небольшая мощность (менее 25–50 м) на ней чехла морских осадков, что указывает на ее плейстоценовый возраст. По данным бурения и возрастных определений отложений такая мощность характерна для осадков первой половины среднего плейстоцена. А это, в свою очередь, свидетельствует о том, что формирование ГК в основном завершилось в конце раннего — начале среднего плейстоцена. Объем вулканических пород морфологически выраженной верхней части кальдероиды (шаровой сегмент диаметром 42 км и высотой 350–400 м — полусумма относительных высот ГК) равен примерно 260 км^3 .

Причины возникновения и механизм формирования выявленной морфоструктуры однозначно пока не установлены из-за отсутствия необходимого объема материала. Предполагается лишь, что природа и тип этого вулкано-тектонического образования были необычными, по многим обстоятельствам. Вследствие местоположения ГК

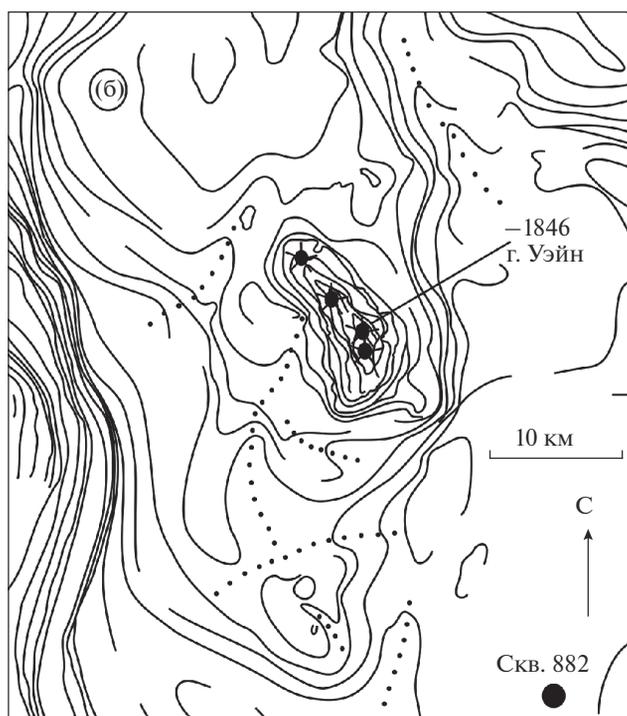
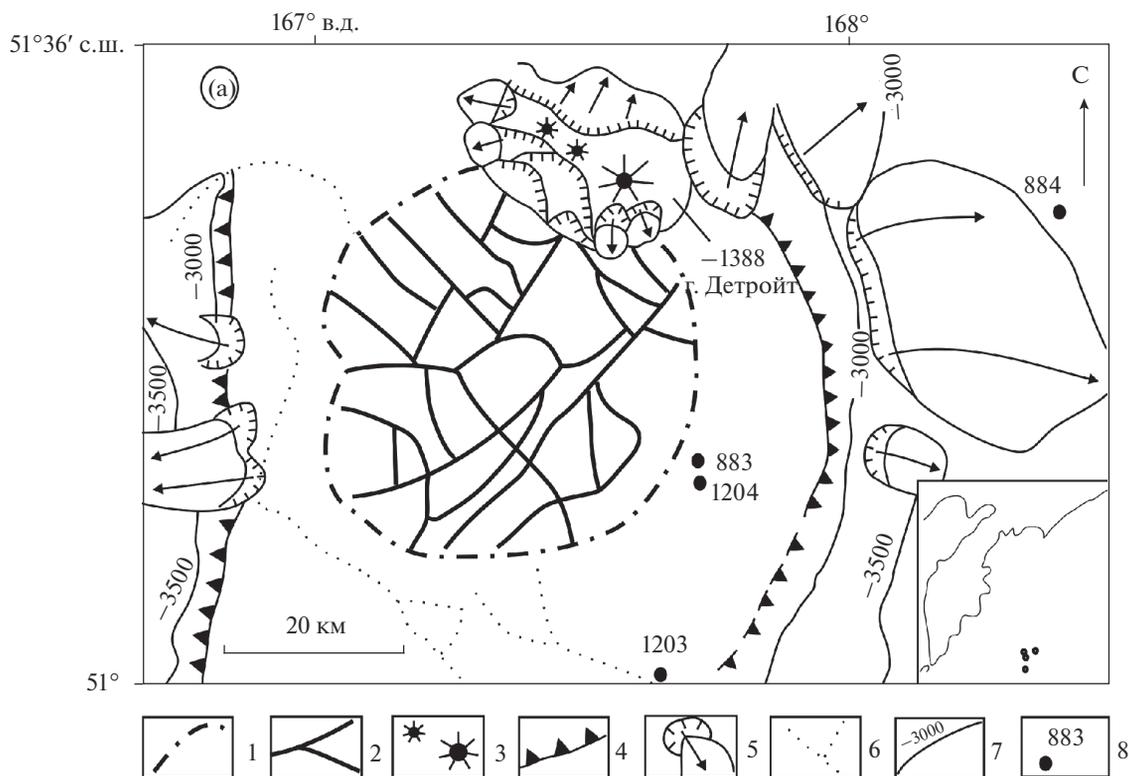


Рис. 4. Геоморфолого-вулканологическая схема массива Детройт и глубоководной кальдероиды (а), вулканического массива Уэйн (б).

1 – ось атриоподобной кольцевой впадины подножия кальдероиды; 2 – вулкано-тектонические разрывные нарушения; 3 – эруптивные центры вулканического массива Детройт; 4 – бровка главных уступов горста; 5 – скальные обвалы и оползни, стрелки указывают направление и расстояние перемещения материала; 6 – тальвеги подводных каньонов; 7 – изобаты, м; 8 – скважины глубоководного бурения и их номера. Для массива Уэйн изобаты проведены через 100 м.

на океаническом дне, специфических условий и параметров среды, где она возникла, особенностей общей истории геологического развития, истории и характера эруптивной активности в районе ПВД. Применительно к самой ГК, наибольшее значение имели события последних 4–5 млн лет. Вначале в пределах растущей или прекратившей поднятие северной части горста ПВД на месте современной ГК, на фоне общего оживления местного и межрегионального вулканизма, в результате многоактного и многоцентрового внедрения поднимающейся магмы сериально стали происходить подводные взрывы разной силы. Предполагаемая глубина центров большинства взрывов (около –3000 м) определялась, вероятно, положением на этом уровне подошвы толщи морских осадков мощностью около 800 м и кровли базальтов. Слившиеся между собой полости индивидуальных кратеров, взрывных воронок, субсинхронных провалов и проседаний фундамента создали главный объем первичной депрессии ниже дна моря. Она аппроксимирована в виде шарового сегмента диаметром 42 км, высотой 800 м (равной глубине центров взрывов) и объемом 540 км³, соответствующим объему вулканических пород ее заполнения ниже дна моря. Позднее депрессия должна была еще углубиться под суммарной нагрузкой 800 км³ приуроченных к ней вулкаников.

Из-за большого (200–300 бар) давления воды на глубине 2–3 км, соизмеримого или чуть меньшим давления магматических газов, в атмосферу могла попадать лишь тефра мощнейших взрывов. В остальных случаях по этой причине, а также из-за высокой плотности и вязкости среды выброшенная раздробленная пирокластика оставалась в водной толще, а затем оседала на морское дно, не побывав на дневной поверхности. Обе разновидности пирокластики (выпавшая из воздуха и оставшаяся в морской воде) на ровных или слабо наклонных поверхностях океанского дна отлагались в виде обычных горизонтов тефры разной мощности и крупности, а оказавшись на крутых склонах горста в условиях высокой сейсмичности, которая сопровождала тектонические поднятия и происходившие местные извержения, смывались возникшими мутьевыми потоками вниз на прилегающие абиссальные равнины. Они служили главными компонентами для формирования там четко стратифицированных пачек турбидитных отложений – тефротурбидитов. Помимо аномальной (десятки сантиметров–метры) мощности и хорошо выраженной стратификации еще их одной отличительной чертой служит наличие там двух–трех разновидностей вулканических стекол, контрастных по геохимическому составу. Последнее объясняется тем, что мутьевыми потоками чаще всего перетлагался не один только свежесыпавший пепел, а сразу несколько, включая и размываемые более древние слои тефры.

По представлению автора, минимум четыре пачки таких тефротурбидитов имеются и в пробуренных осадках скважин 884В и С. Мощность каждой из них от 30–40 до 370 см, а возраст – от 850–800 до 1800–1700 тыс. лет. Состав пирокластики тефротурбидитов от дацитового и андезитового до андезитового и андезитобазальтового.

Большееобъемного (десятки–сотни км³) вскипания магмы риолитового–дицитового состава и связанного с этим чрезвычайно интенсивного ($n \times 10^5$ – $n \times 10^6$ т/с) выброса ювенильной пирокластики, как при исторических и доисторических катастрофических эксплозивных извержениях типа Кракатау, по-видимому, ни разу не было. Во всяком случае, следы таких извержений не обнаружены.

Если исходить из описанного механизма формирования исследуемой вулкано-тектонической морфоструктуры, то он не соответствует таковым ни для кальдер опускания, ни для кальдер обрушения. Не подходит для выявленной структуры и реже употребляемый в вулканологии термин кальдрон (caldron, cauldron).

Поэтому пришлось для рассматриваемой морфоструктуры ввести [Мелекесцев, 2018] новый термин – глубоководная кальдероида, показав, что она, несмотря на некоторое внешнее морфологическое сходство с кальдерой, таковой не является. Во-первых, из-за более сложного, многокомпонентного и многоциклового механизма ее формирования. Во-вторых, из-за того, что она возникла в совершенно другой среде при иных физико-химических условиях. Не в атмосфере (ρ 1.03 кг/м³) с давлением один бар, а в морской воде (ρ 1.03 т/м³) при давлении порядка 150–200 бар, с резко отличными (в 100 раз) вязкостью, теплоемкостью и другими физико-химическими параметрами.

Согласно авторскому определению этого термина, глубоководная кальдероида – крупная полигенетическая депрессия, возникающая на большой глубине в море, перикомпенсировано заполненная (сотни км³) в течение $n \times 10^5$ – $n \times 10^6$ лет породами приуроченных к ней многочисленных вулканических построек разных типов, одноактных и многоактных.

Вулканический массив Уэйн (см. рис. 4б) находится на юге ПВД. Он – сложно построенный, многоцентровый, сильно разрушенный обвальными и обвальными оползневыми процессами. Основание массива вытянуто в северо-западном направлении, и по изобате –2500 м [Международный ..., 2003] его размер равен 16 × 8 км. Максимальная относительная высота массива не более 650 м. В пределах самой высокой его части выделяется, минимум, четыре эруптивных центра, приуроченных, предположительно, к разрывному нарушению СЗ простирания. Судя по размерам и крутизне склонов, слившиеся между

Таблица 2. Химический состав (мас. %) тефры вулканических массивов Детройт и Уэйн

Компоненты	Детройт			Уэйн						
	скв. 884В			скв. 882А						
	128	134	140	74		76		78		79
	Вал.	Вал.	Вал.	Вал.	Ст.	Вал.	Ст.	Вал.	Ст.	Вал.
SiO ₂	58.51	56.8	54.27	58.01	58.82	59.14	58.77	61.66	67.73	58.95
TiO ₂	1.05	1.33	1.055	1.13	1.24	1.19	1.23	1.32	2.39	1.39
Al ₂ O ₃	18.16	18.72	17.01	15.83	15.23	16.14	15.76	15.31	11.21	16.85
FeO*	6.53	8.31	10.88	10.55	11.47	9.03	9.37	8.32	10.06	8.83
MnO	0	0	0	0.02	0.17	0	0	0	0	0
MgO	2.34	1.59	3.52	2.81	2.12	2.47	2.8	2.05	0.32	2.68
CaO	8.31	8.09	8.52	7.6	6.7	7.37	7.26	5.74	2.2	6.51
K ₂ O	0.86	1.08	0.92	1.06	1.4	1.43	1.34	1.87	2.56	1.18
Na ₂ O	4.24	4.07	3.33	3.08	2.86	3.23	3.55	3.73	3.53	3.42
Сумма	100.00	99.99	99.505	100.09	100.01	100.00	99.99	100.00	100.00	100.01

Примечание. Вал. – валовый состав; Ст. – состав вулканического стекла; номера и возраст образцов: 128 – 0.66, 134 – 1.16, 140 – 3.1, 74 – 2.06, 76 – 2.55 млн лет. По материалам работы [Rea et al., 1995].

собой вулканические постройки были небольшими существенно лавовыми стратовулканами.

О возрасте построек можно, в первом приближении, судить по отсутствию на них мощного чехла морских осадков, толщина которого по [Международный ..., 2003] менее 25 м. Это указывает, что их формирование продолжалось еще в середине плейстоцена. Породы построек не отбирались, но условно допускается, что их состав андизитовый или еще более основной. Также предполагается, что тефра аналогичного состава, связанная с ростом рассматриваемых построек, была вскрыта при бурении скв. 882, расположенной примерно в 30–32 км к ЮВ от массива Уэйн.

Всего в скв. 882 был выделен [Сао et al., 1995] и кратко охарактеризован для временного интервала 5.2–0.1 млн лет 61 горизонт тефры мощностью от нескольких миллиметров до 20 см. Подавляющее количество проанализированных частиц вулканических стекол отвечает по составу риолитам – риодацитам (SiO₂ 72–79%) и только 5 – андезидацитам-андезитам-андезибазальтам (SiO₂ 57–68%). Последние, в целом, отличаются и большей мощностью горизонтов: 4, 16, 8, 14, 13 см. Эти горизонты характеризуются и более основным общим химическим составом: SiO₂ 58.01–61.66% при TiO₂ 1.13–1.39%, K₂O 1.06–1.87%, Na₂O 3.08–3.73% (табл. 2). Вероятность попадания в район скв. 882 такого состава и такой мощности от удаленных эруптивных центров Камчатки Курильских и Командорских островов очень мала. Поэтому считается, что здесь они имеют “детройтское” происхождение и связаны с активностью

вулканических массивов Уэйн (по большей части) и Детройт.

Хотя и не совсем понятно, как это происходило при столь значительной современной глубине воды над вершинами вулканов: –1846 м и более – для вулканического массива Уэйн, –1388 м и более – для вулканического массива Детройт. Поэтому приходится допускать, что во время роста этих вулканических массивов происходило сопровождаемое интенсивными сейсмотектоническими процессами общее тектоническое поднятие и увеличение высоты ПВД вместе с насаженными на нее вулканическими формами. Затем поднятие сменилось опусканием и общим уменьшением высоты ПВД. В таком случае, получает логическое объяснение сильное разрушение обоих массивов обвалами и оползнями.

Судя по приведенным в [Сао et al., 1995] данным, возраст перечисленных выше пяти горизонтов тефры андезидацитового-андезибазальтового состава составляет: 4.05, 4.03, 2.71, 2.55, 2.06 млн лет. Хорошо видно, что, как и при формировании массива Детройт, для массива Уэйн четко выделяются два эпизода активности – раннеплиоценовый и плейстоценовый.

ПРЕДПОЛАГАЕМЫЙ ВУЛКАН НА ПОДВОДНОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ ОБРУЧЕВА

Подводная возвышенность Обручева (ПВО) расположена (см. рис. 3) к ЮВ от побережья Кроноцкого полуострова (Камчатка) сразу за глубоководным Курило-Камчатским желобом. Ось желоба (глубина над ней –6300–6200 м) одновре-

менно служит и подножием трехкилометрового СЗ склона возвышенности, бровка которого поднимается здесь до $-2800-3000$ м. На сходном уровне находится и главная площадь выровненной вершинной поверхности ПВО с отметками глубин от -2850 до -3014 м (см. рис. 3). Расположенная на СЗ окраине ПВО предполагаемая гора-вулкан (?) с координатами $52^{\circ}42'$ с.ш., $163^{\circ}44'$ в.д., определенными по карте в [Международный ..., 2003], если она не артефакт, еще выше. Показанная на той же карте отметка ее вершины равна -713 , т.е. на $2100-1300$ м больше.

Никаких сведений о рассматриваемой подводной горе-вулкане в научных публикациях не приводится. По мелкомасштабной (1 : 10000000) карте в [Международный ..., 2003] нельзя судить и о ее размерах и морфологии. То же относится и к возрасту постройки.

Несмотря на это, автором была предпринята попытка определить, может ли быть показанная на карте вершина с отметкой -713 м вулканом. Условно было принято, что единственным косвенным указанием его существования и активности должны быть захороненные в скв. 192 глубоководного бурения специфические вулканические пеплы. Пробуренная в 1971 г. с Б/С "Гломар Челленджер" эта скважина [Initial ..., 1973] находится примерно в 120 км к ЮВ от горы -713 м и, в случае вулканической активности последней, ее тефра вполне могла там выпадать. По составу она должна быть андезитовой или более основной.

Начатая на вершинной поверхности ПВО на глубине -3014 м скв. 192 ($53^{\circ}00.57'$ с.ш., $164^{\circ}42.81'$ в.д.) прошла всю толщу морских осадков, древнейшие из которых имели верхнемеловой возраст (маастрихт) и на глубине 1044 м (4058 м ниже уровня моря) внедрилась в подстилающие базальты. Однако все 40 вскрытых в скв. 192 пепловых горизонтов оказались в верхней части толщи пробуренных морских отложений. Самый старый (ранний плиоцен, по [Initial ..., 1973]) — на глубине 236.50–236.55 м. Но по своей мощности (5 см) и минеральному составу (20% плагиоклаза; 75% темных окрашенных опаконидных зерен и измененных частиц вулканических стекол, обломков пород; 5% коричневого вулканического стекла; 1% пироксена) этот пепел для предполагаемого вулкана не годился. По всем этим параметрам он — скорее результат мощного взрыва, предварявшего катастрофическое кальдерообразующее извержение. Гораздо больше для рассматриваемого вулкана подошли бы небольшие пятна темного пепла на глубине 151–152 м с рассчитанным автором возрастом 2.6–2.7 млн лет, если бы его состав был андезитовым или андезибазальтовым. Это обусловлено тем, что пеплы подобного состава не могли быть принесены с Камчатки, когда там формировались щитообразные и щитовые вулканы [Камчатка ..., 1974] с низким коэффициентом эксплозивности. В связи с чем, вопрос о наличии на ПВО выраженного в рельефе предполагаемого

вулкана и, тем более, присутствия его тефры в скв. 192, остается открытым.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрение в статье плиоцен-плейстоценовых вулканических форм в трех районах СЗ Пацифики осуществлено, по сути дела, впервые. Главной задачей проведенных автором исследований было показать, что этот огромный регион был тогда весьма активным, а вулканические извержения и новейшие тектонические движения происходили субсинхронно и на дне океана, и на сопредельной суше. Что было, в первом приближении, подтверждено.

Описанное молодое горстовое поднятие ПВД и приуроченная к ней впервые открытая вулканотектоническая форма рельефа (морфоструктура) — глубоководная кальдероида — оказались не только интересными конкретными объектами исследований, но и объектами, которые заставляют модернизировать и даже изменить некоторые традиционные представления о геодинамике задуговой зоны СЗ Пацифики к востоку от Курило-Камчатского и к югу от Алеутского глубоководных желобов. А также о природе северного окончания подводного Императорского хребта. Так, есть основания полагать, что начиная с поздне-мелового времени (кампан, маастраخت), в течение последних 85–80 млн лет главные региональные вулканические события, тектонические поднятия и опускания, сейсмодектонические проявления происходили здесь примерно субсинхронно. Они были связаны между собой либо генетически, либо парагенетически. Что касается происхождения самой ПВД (молодой горст — поднятый в плиоцен–плейстоцене блок океанической плиты), то она может служить моделью для всего примерно 800-километрового отрезка (от 45° до 52° с.ш.) подводного Императорского хребта. Серьезные коррективы должны быть внесены и в реконструкцию направления и скорости движения Тихоокеанской океанической плиты, если исключить, по данным измерений палеошироты ($40^{\circ}-45^{\circ}$) и возрасту вулканитов, что ПВД — древний след Гавайского горячего пятна. Обнаружение глубоководной кальдероиды позволяет надеяться, что при будущем массовом проведении батиметрических работ на базе многолучевого эхолотирования подобные формы рельефа могут быть выявлены и в других участках Мирового океана.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарит своих коллег О.В. Дирксена — за полезное обсуждение проблематики статьи и Р.Р. Курмашову — за ее подготовку к печати.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках проекта № 15-05-05505.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Камчатка, Курильские и Командорские острова / Под ред. И.В. Лучицкого. М.: Наука, 1974. 440 с.

Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана / Под ред. Г.Б. Удинцева. М., СПб.: МОК (ЮНЕСКО), РАН, ФГУП ПКО “Картография”, ГУ-НиО, 2003. 193 с.

Мелекесцев И.В. Вихревая вулканическая гипотеза и некоторые перспективы ее применения // Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979. С. 125–155.

Мелекесцев И.В. Новый тип вулcano-тектонической морфоструктуры – 42-километровая глубоководная кальдероида на подводной возвышенности Гора Детройт (СЗ Пацифика) // Геоморфология. 2018. № 3. С. 82–92.

Мелекесцев И.В., Курбатов А.В. Частота крупнейших палеосейсмических событий на северо-западном побережье и в Командорской котловине Берингова моря в позднем плейстоцене–голоцене // Вулканология и сейсмология. 1997. № 3. С. 3–11.

Мелекесцев И.В., Курбатов А.В., Певзнер М.М., Сулержицкий Л.Д. Доисторические цунами и сильные землетрясения на полуострове Камчатском (Камчатка) по данным тefрохронологических исследований // Вулканология и сейсмология. 1994. № 5. С. 106–115.

Мелекесцев И.В., Слезин Ю.Б. Магматические суперполюки Берингова моря. Часть 1. Природная модель, геолого-геоморфологические признаки // Вулканология и сейсмология. 2017а. № 1. С. 3–16.

Мелекесцев И.В., Слезин Ю.Б. Магматические суперполюки Берингова моря. Часть 2. Механизм формирования и движения, особенности эволюции во времени и пространстве // Вулканология и сейсмология. 2017б. № 2. С. 14–23.

Cao L.-Q., Arculus R.J., Mckelvey B.C. Geochemistry and petrology of volcanic ashes recovered from sites 881 through 884: A temporal record of Kamchatka and Kurile volcanism // Proceeding of the Ocean Drilling Program Scientific Results / Eds D.K. Rea, L.A. Basov, D.W. Scholl, J.F. Allan. 1995. V. 145. P. 345–381.

Carte Internationale du Monde au 1 : 1000000. North Japan. Geographical Survey Institute. 1966.

Cruise Reports. Sonne Cruise SO-201. Leg 2. 2009. 134 p.

Duncan R.A., Keller R.A. Radiometric ages for basement rocks from the Emperor Seamounts, ODP Leg 197 // Geochem. Geophys. 2004. № 5. Q08L03. <https://doi.org/10.1029/2004G000704>

Initial Reports of the Deep Drilling Project. 1973. V. XIX. 913 p.

Initial core descriptions Deep Sea Drilling Project Leg 56. 1977. 95 p.

Keller R.A., Fisk M.R., Duncan R.A. Geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of basalts from ODP Leg 145, Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results, 145. 1995. P. 333–344.

Rea D.K., Basov L.A., Scholl D.W., Allan J.F. Proceeding of the Ocean Drilling Program Scientific Results. 1995. V. 145. 382 p.

Shipboard Scientific Party, Leg 197 summary, Proc. Ocean Drill. Program Initial Results. 197. 2002. 92 p.

Tarduno J.A., Duncan R.A., Scholl D.W. et al. Proceedings of the Oceans Drilling Program, Initial Reports. 2002. V. 197. 192 p.

Pliocene–Pleistocene Deep-Sea Volcanoes of North-West Pacific

I. V. Melekestsev*

Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, bulvar Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia

**e-mail: dirksen@kscnet.ru*

It is shown that volcanic activity occurred in the Pliocene–Pleistocene areas of the Pacific ocean floor adjacent to Japan, the Kuril Islands, Kamchatka and the Commander Islands. The latter was most intense in two areas. On the South, behind the deep-water Japanese trough, opposite the Islands of Honshu and Hokkaido, at least three large volcanoes arose and operated. On the Central, on the underwater elevation of Detroit – the Northern end of the Emperor ridge, lava Pleistocene stratovolcanoes of the Detroit and Wayne volcanic massifs, as well as a large (diameter of 42 km), previously unknown, volcanic-tectonic structure – a deep-sea calderoid, arose and operated significantly. To the North, on the outskirts of the underwater Obruchev hill adjacent to the deep Kamchatka trench, a volcano (?) with a modern summit mark of –713 m. It is proved that the underwater elevation of mount Detroit-raised in the Pliocene in the form of a handful of ocean floor block with Pliocene–Pleistocene volcanic activity.

Keywords: submarine volcanoes, underwater tephrochronology, afraid, catastrophic eruption.