

ЦЕНТРАЛЬНАЯ КОТЛОВИНА ЯПОНСКОГО МОРЯ: ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ И ТЕКТОНИКА

© 2018 **В.Г. Прокудин, В.Т. Съедин, М.Г. Валитов, С.Н. Медведев**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток, 690041; e-mail: sedin@poi.dvo.ru*

Выполнен анализ геолого-геофизических данных, полученных в многочисленных экспедициях при изучении Японского моря. Показано, что образование Центральной котловины обусловлено деструктивными процессами в пределах окраины континента. Формирование котловины происходило в три этапа: I. Палеоцен-средний эоцен — заложение тектонической депрессии в процессе рифтогенеза на континентальной окраине; инициальный вулканизм. II. Средний эоцен-конец раннего миоцена — нормальная седиментация в погружающемся бассейне; накопление отложений нижнего сейсмокомплекса чехла; локализация вулканизма на вулканических постройках. III. Средний миоцен-плейстоцен — чередование периодов нормальной седиментации и конденсации осадков на фоне общего погружения бассейна; накопление отложений верхнего сейсмокомплекса чехла; продолжение вулканизма на вулканических постройках. В эволюции котловины выделяется три тектоно-магматических активизации, сопровождавшиеся вулканизмом: 1 — в позднем олигоцене — раннем миоцене; 2 — в среднем миоцене — раннем плиоцене; 3 — в плиоцене — плейстоцене.

Ключевые слова: модель коры, Мохо, вулканизм, K-Ar возраст, тектоника.

ВВЕДЕНИЕ

Регион Японского моря является одним из наиболее изученных районов Западно-Тихоокеанской активной окраины. Здесь российскими и иностранными учеными выполнен значительный объем геолого-геофизических исследований, пробурено 10 скважин DSDP (Deep Sea Drilling Project) и ODP (Ocean Drilling Program) (Геология ..., 1987; Geology ..., 1996; Ingle et al., 1975; Tamaki, 1988; Tamaki et al., 1990 и др.). Центральная глубоководная котловина является самой крупной тектонической депрессией в пределах Японского моря (рис. 1). На севере и северо-западе она ограничена континентальным склоном Южного Приморья и Северной Кореи, на северо-востоке и востоке — горстами подводных возвышенностей Алпатова, Витязя, Осима и хребта Окусири, на юге, юго-западе и западе — возвышенностями Ямато и Восточно-Корейской (Геология ..., 1987; Основные ..., 1978). Дно котловины представляет собой абиссальную равнину с глубинами до 3740 м (Tamaki, 1988), в пределах которой расположены многочисленные вулканические постройки. В названиях

морфоструктурных элементов Японского моря в публикациях отечественных и зарубежных авторов существуют разночтения (Цой и др., 2013). В данной работе мы используем названия традиционные для отечественной литературы (Геология ..., 1987).

Целью работы является анализ геолого-геофизических данных, полученных при изучении Центральной котловины Японского моря для установления особенностей строения и эволюции этой структуры. Анализировались, в основном, оригинальные и литературные данные сейсмических и гравиметрических исследований, а также материалы по морфологии, особенностям строения, составу и возрасту пород вулканических построек котловины.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Первые геофизические работы на акватории Японского моря выполнены в 1937 г. под руководством профессора МГУ Л.В. Сорокина: в северной части Центральной котловины и Татарском проливе с использованием подводной

ЦЕНТРАЛЬНАЯ КОТЛОВИНА

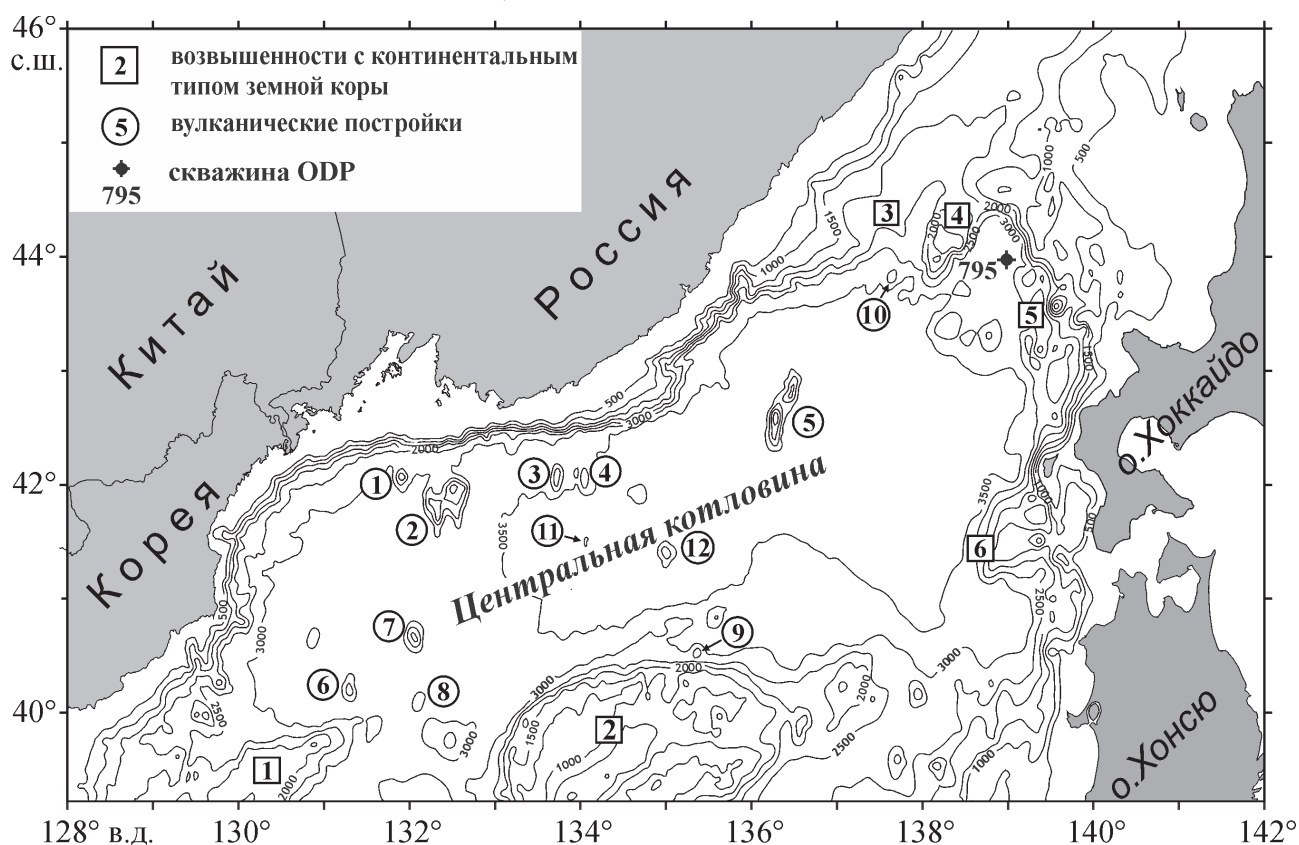


Рис. 1. Морфология Центральной котловины Японского моря. Возвышенности с континентальным типом земной коры: 1 — Восточно-Корейская, 2 — Северное Ямато, 3 — Алпатова, 4 — Витязя, 5 — хребет Окусири, 6 — плато Осима. Вулканические постройки: 1 — гора Петра Великого, 2 — возвышенность Первенца, 3 — хребет Берсенева, 4 — хребет Васильковского, 5 — хребет Богорова, 6 — возвышенность Евланова, 7 — возвышенность Гэбасс, 8 — возвышенность Кольцо, 9 — вулкан Шевалдина, 10 — горы Алпатова, 11 — горст Стащука, 12 — хребет Беляевского. Батиметрическая основа по (Цой и др., 2013) с дополнениями авторов.

Fig. 1. Morphology of the Central basin of the Sea of Japan. Elevations with a continental type of earth crust: 1 — East Korean Rise, 2 — North Yamato Rise, 3 — Alpatov Rise, 4 — Vityaz Rise, 5 — Okushiri Ridge, 6 — Oshima Plateau; II — volcanic edifices: 1 — Peter the Great Seamount, 2 — Pervenets Rise, 3 — Bersenev Ridge, 4 — Vasilkovsky Ridge, 5 — Bogorov Ridge, 6 — Evlanova Seamount, 7 — Gebass Seamount, 8 — Kol'tso Seamount, 9 — Shevaldin volcano, 10 — Alpatov Seamounts, 11 — Stashchuk Horst, 12 — Beleyaevsky Seamount. Bathymetric basis for (Tsoy et al., 2013) with the authors' additions.

лодки были проведены измерения силы тяжести в 74 пунктах (Строев и др., 2007). Планомерные геолого-геофизические исследования Центральной котловины начаты в 1949 г. экспедициями Института океанологии АН СССР (ИОАН) на НИС «Витязь» (Зенкевич, 1961). Первоначально комплекс работ включал только батиметрию и литологическое опробование донных осадков. Однако уже в 1957 г. (24 рейс НИС «Витязь») в западной части Центральной котловины, между возвышенностями Тарасова и Ямато, были выполнены работы методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) на двух профилях длиной около 60 миль каждый (Андреева, Удинцев, 1958). В период Международного геофизического года (1957–1959 гг.) была проведена мелкомасштабная аэромагнитная съемка (Гайнанов, Соловьев, 1963).

Исследования ГСЗ были продолжены в 1962–1964 гг. в западной и восточной частях котловины сотрудниками ИОАН, Института физики Земли (ИФЗ) и Сахалинского Комплексного НИИ АН СССР (СахКНИИ) (Глубинное ..., 1971; Ковылин и др., 1966). Работы проводились в двух судовом варианте: прием сигналов осуществлялся гидрофонами лежащего в дрейфе судна, а источником упругих волн служили взрывы производимые другим судном с интервалом 5–15 км. На этих же профилях с целью детального изучения осадочной толщи выполнялись работы методом точечного зондирования отраженными волнами (МОВ). В 1966 г. СахКНИИ выполнены исследования МОВ на склоне и в абиссальной части Центральной котловины (Милашин и др., 1968).

Работами МОВ было установлено двухслойное строение осадочного чехла и определены

его скоростные параметры. По этим материалам была построена первая карта мощности отложенной чехла котловины (Шаяхметов, 1972). Данные ГСЗ позволили определить мощность земной коры Центральной котловины и ее скоростную модель для продольных волн (Непрочнов и др., 1964). По этой модели граница Мохоровичича (Мохо, М) в абиссальной части котловины расположена на глубине 11–13 км от дна моря. В разрезе коры выделено два слоя: осадочный (с принятой пластовой скоростью 2.0 км/с) и «базальтовый», с пластовой скоростью 6.5 км/с. Граничная скорость Р-волн в верхах мантии 8.0–8.2 км/с. Сделан вывод, что Центральная глубоководная котловина имеет кору океанического типа. Под хребтом Богорова и континентальным склоном Приморья мощность коры увеличивается за счет появления в верхах ее консолидированной части дополнительного слоя (Глубинное ..., 1971).

В 1960–1970 гг. изучением аномального гравитационного поля Японского моря в СССР занимались, в основном, сотрудники Государственного астрономического института им. П.К. Штернберга (ГАИШ). Измерения выполнялись на разобренных полигонах и профилях в рейсах НИС «Витязь» и на подводных лодках с использованием аппаратуры, разработанной в ГАИШ и ВНИИ Геофизики (Строев и др., 2007). В восточной части Японского моря гравиметрическая съемка выполнялась Гидрографической службой Министерства обороны Японии и японскими университетами (Geology ..., 1996; Tomoda, 1973). По результатам этих работ в 1979 г. была построена серия обобщенных карт гравитационных аномалий япономорского региона масштаба 1: 2 000 000 в редукциях Фая, Буге и изостатической (Гравиметрическая ..., 1979).

В Японском море гидромагнитные исследования были начаты Токийским Университетом и Геофизической обсерваторией, расположенной в г. Майдзуру в 1964 г. (Шевалдин, 1978). В 1966–1967 гг. СахКНИИ выполнил мелко-масштабную гидромагнитную съемку Японского моря (Красный, Воробьев, 1969). С 1967 г. в Японском море проводятся комплексные полигонные геомагнитные исследования по программам Института океанологии АН СССР и его Тихоокеанского отделения (Шевалдин, 1978). В результате обработки и интерпретации имеющихся данных Ю.В. Шевалдиным была впервые составлена карта аномального магнитного поля для всего Японского моря, а также построена карта разломов Японского моря — в частности, были выделены Южно-Приморский и Северо-Яматинский разломы широтного простирания, обрамляющие Центральную котловину соответственно с севера и юга (Основные черты..., 1978; Шевалдин, 1978).

Первые геотермические исследования в Японском море выполнены японскими учеными в 1960-х гг. Позднее к изучению теплового потока различных структур моря подключились советские и американские исследователи (Основные ..., 1978; Шевалдин, 1978; Geology ..., 1996). Впервые среди отечественных геологов обобщение существующих данных по тепловому потоку Японского моря выполнил в 1970-х гг. Ю.В. Шевалдин (Основные черты ..., 1978; Шевалдин, 1978). Он пришел к следующим выводам: 1 — глубоководные котловины Японского моря «соответствуют области повышенного потока тепла, тогда как материковому шельфу и крупным подводным возвышенностям (Ямато, Оки, Ното и др.) отвечают преимущественно области «нормального» и пониженного теплового потока» (Основные ..., 1978, С. 44); 2 — «...большая часть выделенных зон повышенного потока тепла пространственно совпадает с зонами разломов, выделенных по другим геологическим и геофизическим данным» (Шевалдин, 1978, С. 65).

Обобщение данных по тепловому потоку Японского моря на начало 1990-х гг. сделано в работе (Yamano et al., 1996) в которой были использованы данные по 360 станциям измерения. В этой работе был подтвержден вывод Ю.В. Шевалдина о том, что глубоководные котловины Японского моря характеризуются более высоким тепловым потоком (обычно 80–120 мВт/м²) по отношению к крупным подводным возвышенностям.

В статье (Горнов, Гильманова, 2018) приводятся современные данные по тепловому потоку Японского моря, изменяющемуся в диапазоне от 30 до 140 мВт/м². Авторы цитируемой работы также приходят к выводу о том, что «тепловой поток окраинных морей высокий 80–150 мВт/м² и имеет общую тенденцию — во впадинах, котловинах он значительно выше, чем на поднятиях» (Горнов, Гильманова, 2018, С. 1301). Причем, в пределах собственно Центральной котловины тепловой поток распределен неравномерно — в западной части котловины (западнее 134° в.д.) он в целом ниже и составляет 60–100 мВт/м² (обычно до 90 мВт/м²), тогда как в восточных районах котловины тепловой поток обычно выше 85 мВт/м² (до 140 мВт/м²).

С конца 1960-х гг. американские, японские, а позднее и советские ученые стали активно использовать одноканальный вариант МОВ, получивший название непрерывное сейсмическое профилирование (НСП). В качестве источника упругих волн использовались, в основном, пневматические излучатели с объемом камеры 3–5 дм³. Скоростные параметры чехла определялись по годографам МОВ, которые получались на отдельных

участках профилей НСП с использованием сейсмоакустических радиобуев. Первые такие работы в Центральной котловине были проведены учеными Ламонтской геологической обсерватории (Hamilton et al., 1974; Ludwig et al., 1975). В 1977–1978 гг. японские ученые выполнили площадную съемку НСП по регулярной сетке (с расстоянием между профилями около 15 миль) преимущественно в экономической зоне Японии (Geological ..., 2001; Honza, 1977, 1978). В экономической зоне СССР (после 1991 г. — Российской) в многочисленных рейсах ТОИ ДВО РАН в пределах Центральной котловины проведены площадные исследования НСП с расстоянием между профилями ~5 миль (Дальневосточные ..., 2007). Материалы сейсмических исследований, полученные с 1957 по 1980-е гг., позволили установить структуру чехла Центральной котловины и его параметры (скорости распространения Р-волн, мощность), а также параметры земной коры в целом. Выяснилось, что двухслойная скоростная модель коры, построенная для абиссальной части котловины по материалам ГСЗ, плохо описывает ее структуру. Более достоверной является трехслойная модель, построенная с учетом данных МОВ с радиобуями, содержащая в верхней части разреза скоростной горизонт соответствующий (по общепринятой номенклатуре (Косминская, Капустян, 1975; Непрочнов и др., 1981)) 2-му слою океанической коры. Такая модель была получена С.К. Биккениной в результате переинтерпретации материалов ГСЗ 1963–1964 гг. (Тектоносфера ..., 1992).

Существенную роль в изучении зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану сыграло советско-японское сотрудничество в области морской геофизики (Удинцев и др., 1969; Evolution..., 1992). При этом рейсы ТОИ ДВО РАН выполнялись на специализированных судах «Профессор Богоров», «Профессор Гагаринский» и «Академик М.А. Лаврентьев». В 1990 и 1996 гг. выполнено два сейсмических эксперимента ГСЗ (Hirata et al., 1992; Sato et al., 2004). В последующие годы были продолжены комплексные исследования возвышенностей Первенца, Богорова, Витязя, проведены профильные и площадные геофизические исследования Центральной котловины в пределах экономической зоны России (Дальневосточные ..., 2007; Зимин, 2002; Кулинич, Валитов, 2011). Геологическое строение дна котловины изучалось, в основном, в экспедициях ТОИ ДВО РАН. Образцы пород отбирались в процессе поинтервального драгирования крутых склонов структур (Геология ..., 1987; Основные ..., 1978). Подробный каталог станций драгирования опубликован в монографии (Geology ..., 1996). В настоящей работе мы используем, в основном, материалы драгирования,

полученные с участием авторов при изучении вулканических построек котловины, а также данные глубоководного бурения (Ingle et al., 1975; Tamaki et al., 1990, 1992).]

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Сейсмический эксперимент 1990 г. выполнен в северо-восточной части Центральной котловины в пределах экономических зон СССР и Японии. Было отработано два профиля: профиль № 1 (J90_1), длиной ~210 км от хребта Богорова в юго-восточном направлении; он продолжал и частично перекрывал профили ИОАН-ИФЗ-СахКНИИ № 25-1 (соответственно обозначениям (Глубинное ..., 1971)). Профиль № 2 (J90_2), длиной ~208 км, ортогонально профилю J90_1 в северо-восточном направлении (рис. 2). На профилях было выставлено 26 донных сейсмических станций (ДСС), в том числе 6 ДСС ТОИ. В экономической зоне Японии исследования ГСЗ выполняли ученые университетов городов Чикаго и Токио (Evolution ..., 1992). Кроме того, вдоль обоих фрагментов профилей ГСЗ выполнены работы ОГТ на профилях КТ90-14-1 и КТ90-14-2. Общая длина профилей ОГТ около 250 км. В экономической зоне СССР исследования ГСЗ выполнялись сотрудниками ТОИ ДВО РАН под руководством Б.Я. Карпа (Hirata et al., 1992; Evolution ..., 1992).

В 1996 г. в совместной российско-японской экспедиции сотрудниками ТОИ ДВО РАН и университета г. Чикаго, в 18-м рейсе НИС «Профессор Гагаринский», южнее возвышенности Тарасова отработан профиль ГСЗ № 3 (J96_3) (Sato et al., 2004). На этом профиле были получены качественные материалы, позволившие получить надежные скоростные модели земной коры для Центральной котловины.

СТРУКТУРА ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА

Для расшифровки структуры верхней части коры нами использованы материалы ОГТ и опорные профили НСП. В качестве опорных были выбраны профили НСП, отработанные в рейсах ТОИ ДВО РАН вдоль расстановок ДСС и профили, пересекающие основные структурные элементы Центральной котловины (рис. 2). В обозначении профилей ТОИ ДВО РАН указан рейс и порядковый номер профиля, например: PG18_1 — 18 рейс НИС «Профессор Гагаринский», профиль № 1; PB34_8 — 34 рейс НИС «Профессор Богоров», профиль № 8. Индексация профилей НСП, выполненных японскими исследователями, приведена соответственно сводке (Tamaki, 1988).

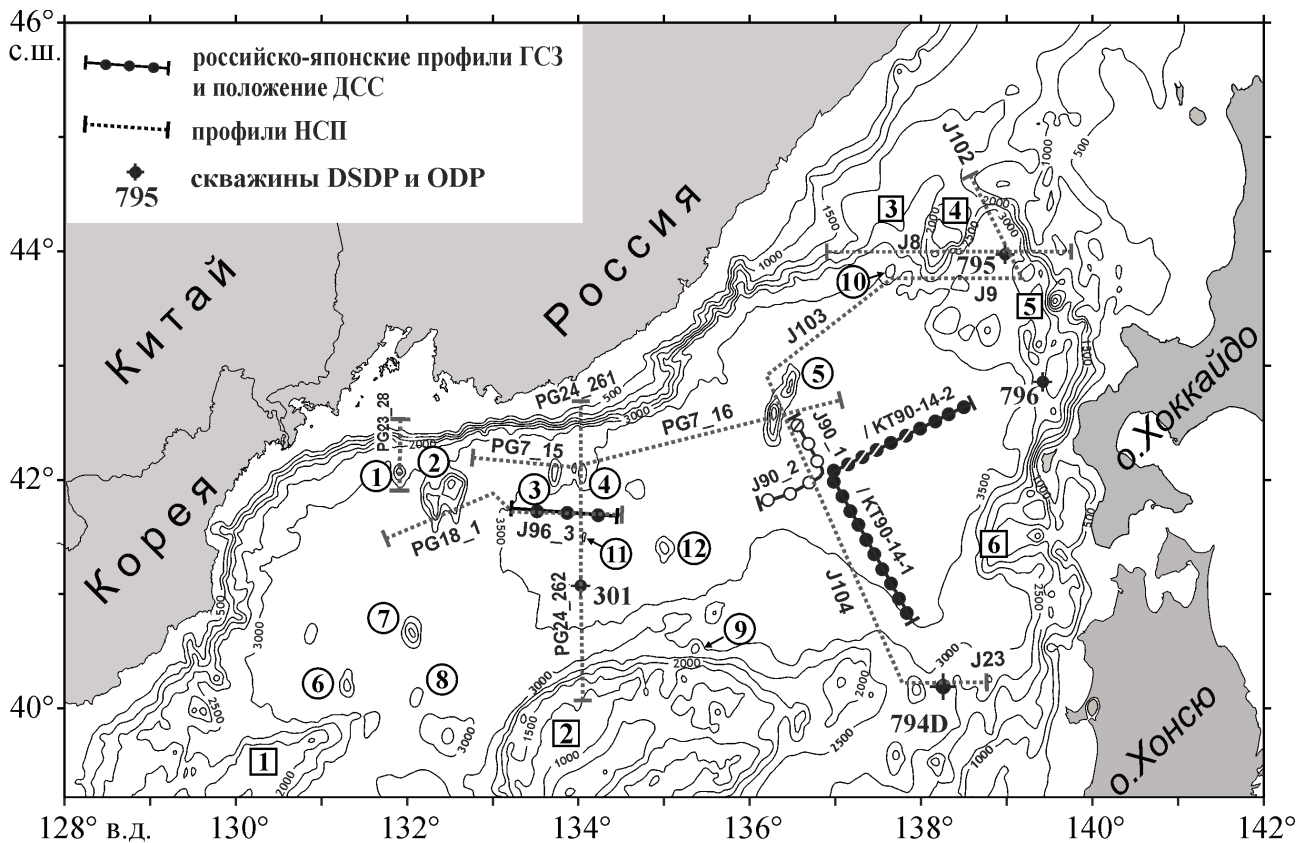


Рис. 2. Положение опорных сейсмических профилей ГСЗ и МОВ. Профили ГСЗ № 1 (J90_1) и № 2 (J90_2) советско-японского сейсмического эксперимента 1990 г. Кружками отмечено положение донных сейсмических станций (открытые кружки — ДСС ТОИ ДВО РАН, закрашенные кружки — японские ДСС, перечеркнутый кружок — данные не получены). Профиль ГСЗ № 3 (J96_3) российско-японского сейсмического эксперимента 1996 г. KT90-14-1 и KT90-14-2 — профили ОГТ вдоль японских сегментов профилей ГСЗ J90_1 и J90_2 (Evolution ..., 1992). J8 – J104 — японские профили НСП (индексация по (Tamaki, 1988)). PG7_15 — PG24_262 — профили НСП ТОИ ДВО РАН. Для профиля J102 показано только положение фрагмента, вошедшего в сводный временной разрез (рис. 7).

Fig. 2. The reference seismic profiles position of the Deep Seismic Sounding (DSS) and Method of Reflected Waves (MRW). DSS profiles №1(J90_1) and №2 (J90_2) of the 1990 Soviet-Japanese seismic experiment. The circles denote the position of the Ocean Bottom Seismic stations (OBS) (open circles denote OBS POI, painted circles denote Japanese OBS, crossed out circle denote data not received). J96_3 — profile DSS №3 of the 1996 Russian-Japanese seismic experiment. KT90-14-1 and KT90-14-2 — Method of Common Point Depth (CPD) profiles along the Japanese segments of the DSS profiles J90_1 and J90_2 (Evolution ..., 1992). J8 – J104 — Japanese Continuous Seismic Reflection Profiling (CSP) profiles (indexed according to (Tamaki, 1988)). PG7_15 — PG24_262 — CSP POI profiles. For profile J102, only the position of the fragment included in the consolidated time section is shown (Fig. 7). DSS — Deep Seismic Sounding. MRW — Method of Reflected Waves. CPD — Method of Common Point Depth. CSP — Continuous Seismic Reflection Profiling.

На временных разрезах сейсмического профилирования в отложениях чехла выделяются два сейсмокомплекса: верхний, стратифицированный, и нижний, акустически прозрачный (рис. 3а). Судя по данным глубоководного бурения (Ingle et al., 1975; Tamaki et al., 1990, 1992), верхний сейсмокомплекс сложен рыхлыми и слабо литифицированными турбидитовыми отложениями пелитовой и алевроитовой размерности, диатомитами и диатомовыми глинистыми и песчано-алевритовыми осадками с прослоями пепла. Нижний горизонт этого сейсмокомплекса вскрыт лишь скважиной ODP 795, где представлен среднемиоценовыми (14–15 млн лет) аргиллитами.

Рельеф дна на бортах котловины обусловлен активными тектоническими и эрозионными процессами. На континентальном склоне породы фундамента и чехла многочисленными дизъюнктивными дислокациями разбиты на блоки; происходит сползание отдельных блоков вниз по склону с частичным либо полным разрушением их первичной структуры, а также размыв пород мутьевыми потоками и формирование эрозионных каналов (рис. 4а). Склоны крупных подводных возвышенностей на периферии котловины также сложно дислоцированы, в том числе и на возвышенности Ямато (рис. 4б). Фундамент возвышенности Ямато разбит субвертикальными и

ЦЕНТРАЛЬНАЯ КОТЛОВИНА

PG18_1

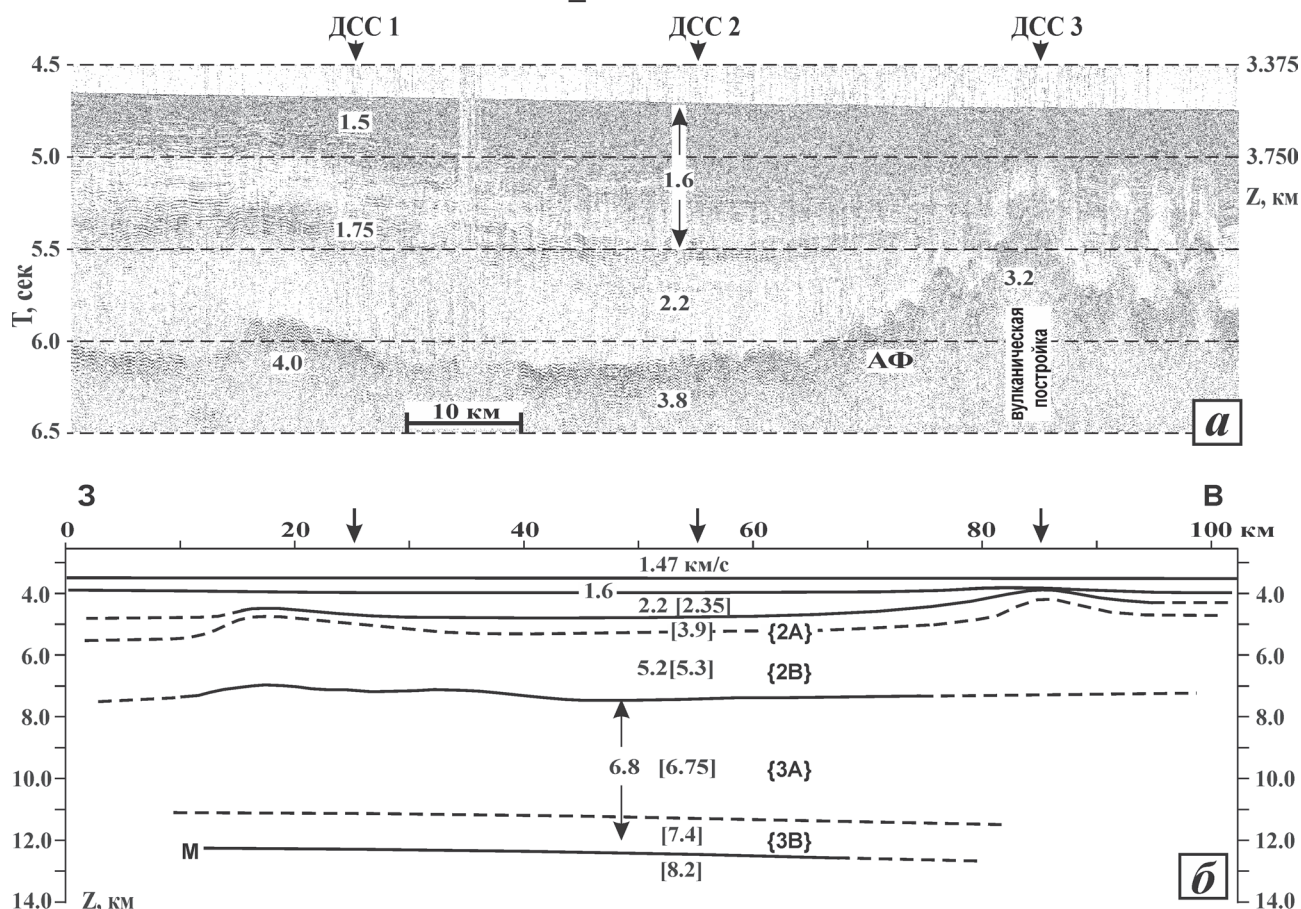


Рис. 3. Структура земной коры вдоль профиля ГСЗ № 3 (J96_3): фрагмент профиля НСП PG18_1 (а) и глубокий разрез коры по данным ГСЗ (б). АФ — акустический фундамент. Шкала глубин (Z, км) относится к водному слою. Стрелками отмечено положение ДСС. Цифры на разрезах — значения пластовых и граничных (в квадратных скобках) скоростей продольных волн. М — граница Мохо. В фигурных скобках — индексы слоев коры. Сплошными линиями показано установленное, а пунктиром — предполагаемое положение границ разреза.

Fig. 3. The structure of the earth's crust along the profile of the DSS №3 (J96_3): fragment profile CSP PG18_1 (a) and the deep section of the crust based on the DSS data (б). АФ (АФ) — acoustic basement. The depth scale (Z, km) refers to the water layer. The arrows denote the position of the OBS. The figures on the cross-section denote the values of layer and boundary (in square brackets) velocities of longitudinal waves. М — the Moho border. The indexes of the layers of the earth's crust are in curly brackets. The solid lines denote the established, and the dotted line denote the estimated position of the boundaries of the cross-section.

наклонными дизъюнктивными нарушениями на блоки с линейными размерами от сотен метров до 10–12 км. Наклон дна в интервале глубин 1.5–2.5 км $\geq 12-15^\circ$ и уменьшается в нижней части склона до $\leq 1^\circ$. В случае существенных (первые сотни метров) относительных перемещений соседних блоков, дизъюнктивные дислокации могут быть прослежены в отложениях чехла в целом, либо в его отдельных горизонтах. О дизъюнктивном характере дислокаций можно судить и по ступенчатому рельефу дна и кровли «акустического фундамента» (АФ).

В абиссальной части котловины слои осадочного чехла залегают горизонтально, прислоняясь к поверхности АФ на ее бортах (рис. 5). В верхнем сейсмокомплексе чехла на бортах котловины

отчетливо выделяется угловое несогласие. В качестве примера рассмотрим фрагмент временного разреза по профилю НСП PG24_262 (рис. 4б). Профиль пройден через скважину DSDP 301, что позволяет определить возраст пород в кровле разреза. Нижняя часть стратифицированного сейсмокомплекса обнажается на склоне возвышенности Ямато. По результатам драгирования (Цой, 2012; Geology..., 1996) она сложена алевроитами и диатомовыми глинами среднего миоцена и позднемioценовыми диатомитами и туфами. Эту толщу с подошвенным налеганием перекрывают плиоцен-плейстоценовые диатомиты и турбидитовые глинистые и алевроитовые илы (Ingle et al., 1975). Таким образом, несогласие маркирует верхнемioценовый перерыв осадконакопления.

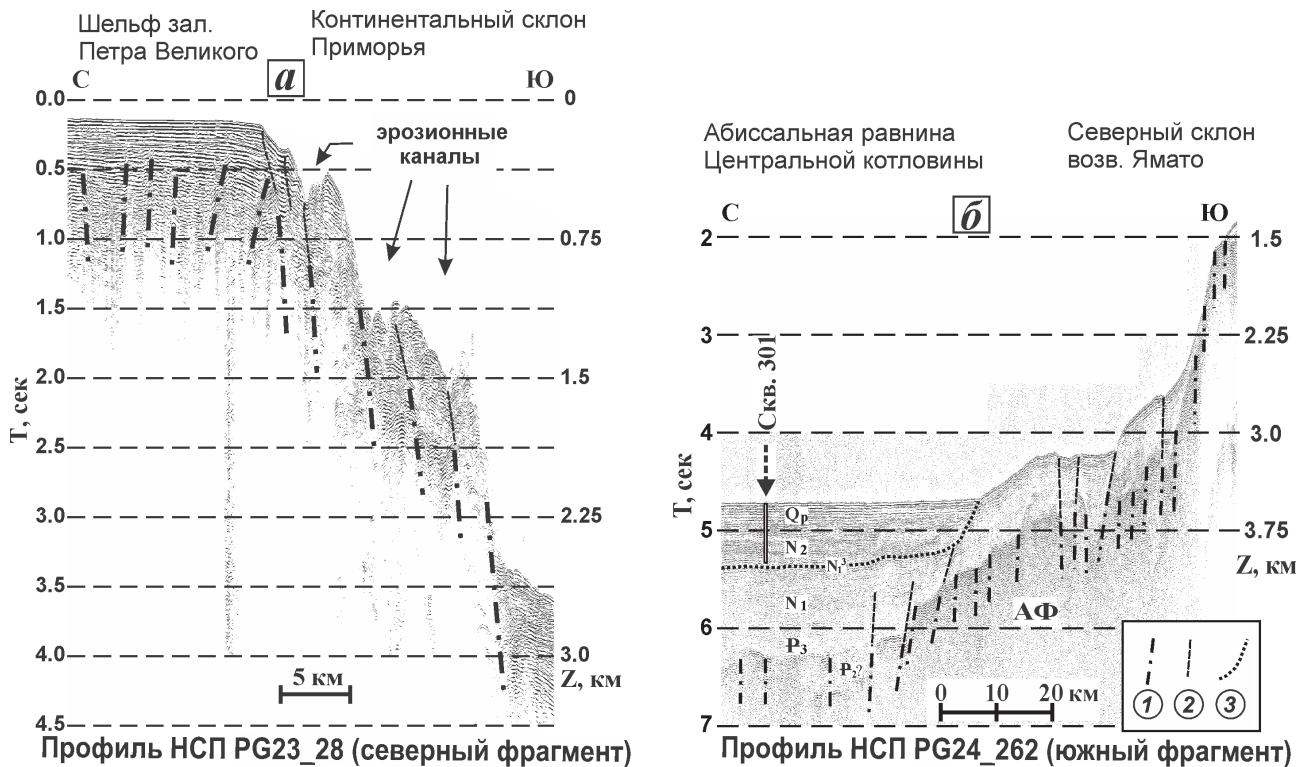


Рис. 4. Характер дислокаций верхней части коры на бортах котловины: — дислокации континентального склона на профиле НСП PG23_28 (а) и дислокации северного склона возвышенности Ямато на профиле НСП PG24_262 (б): 1 — дизъюнктивные дислокации фундамента; 2 — дизъюнктивные дислокации чехла; 3 — позднемиоценовое несогласие в стратифицированной толще чехла. Шкала глубин (Z, км) относится к водному слою. Положение профилей показано на рис. 2.

Fig. 4. The dislocations' nature of the upper crust on the basin's flanks: — dislocations of the continental slope on the CSP profile PG23_28 (a) and dislocations of the northern slope of the Yamato Rise on the CSP profile PG24_262 (b): 1 — basement's disjunctive dislocations; 2 — cover's disjunctive dislocations; 3 — Late Miocene disagreement in a stratified stratum. The depth scale (Z, km) refers to the water layer. The position of the profiles is shown in fig. 2.

Типичными структурными элементами фундамента котловины являются вулканические постройки и горсты (рис. 3а, 5). Амплитуда этих структур составляет сотни метров - первые километры (>3 км на хребте Богорова). Некоторые из этих построек полностью перекрыты отложениями чехла и в рельефе дна не выражены. Другие, погребенные лишь частично, фиксируются в виде одиночных подводных гор или хребтов. В этом случае они могут являться барьером для потоков турбидитов, формируя разноуровневые седиментационные бассейны (рис. 5). Грабены, широко представленные на Японском бордерленде, в котловине фиксируются редко и обычно в составе АФ. На временных разрезах они выявляются по отчетливой слоистости заполняющих отложений (рис. 4б). В целом фундамент испытывает ступенчатое погружение с запада на восток с суммарной амплитудой около 1 км (рис. 6). Наибольшие глубины кровли фундамента (до 6 км от поверхности моря) фиксируются на востоке котловины, южнее хребта Богорова.

Структура верхней части коры восточного участка Центральной котловины представлена

на сводном сейсмическом разрезе (рис. 7). Этот разрез проходит через скважины ODP 795 и 794, иллюстрируя латеральные изменения параметров чехла. Северный конец разреза пересекает безымянную подводную возвышенность, которая, вероятно, является фрагментом возвышенности Витязя. Пересечены также хребты Окусири и Богорова, а также ряд вулканических построек, только две из которых (г. Алпатова и г. Мейе-Дайсан) хорошо выражены в рельефе дна. Наименьшие глубины дна фиксируются на профиле J103, севернее хребта Богорова, а наибольшие глубины акустического фундамента в центральной части профиля J104. Основная часть терригенных осадков, слагающих верхний сейсмокомплекс чехла, поставляется мутьевыми потоками со стороны Японии. Этими потоками сформирован глубоководный обвалованный канал Тояма, который по данным (Tamaki, 1988) начинается у подножья островного склона, пересекает северо-восточную часть котловины Хонсю и продолжается в Центральной котловине. Длина канала превышает 400 км, глубина до 300 м, а ширина (в крест простираения) 5–6 км.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ КОТЛОВИНА

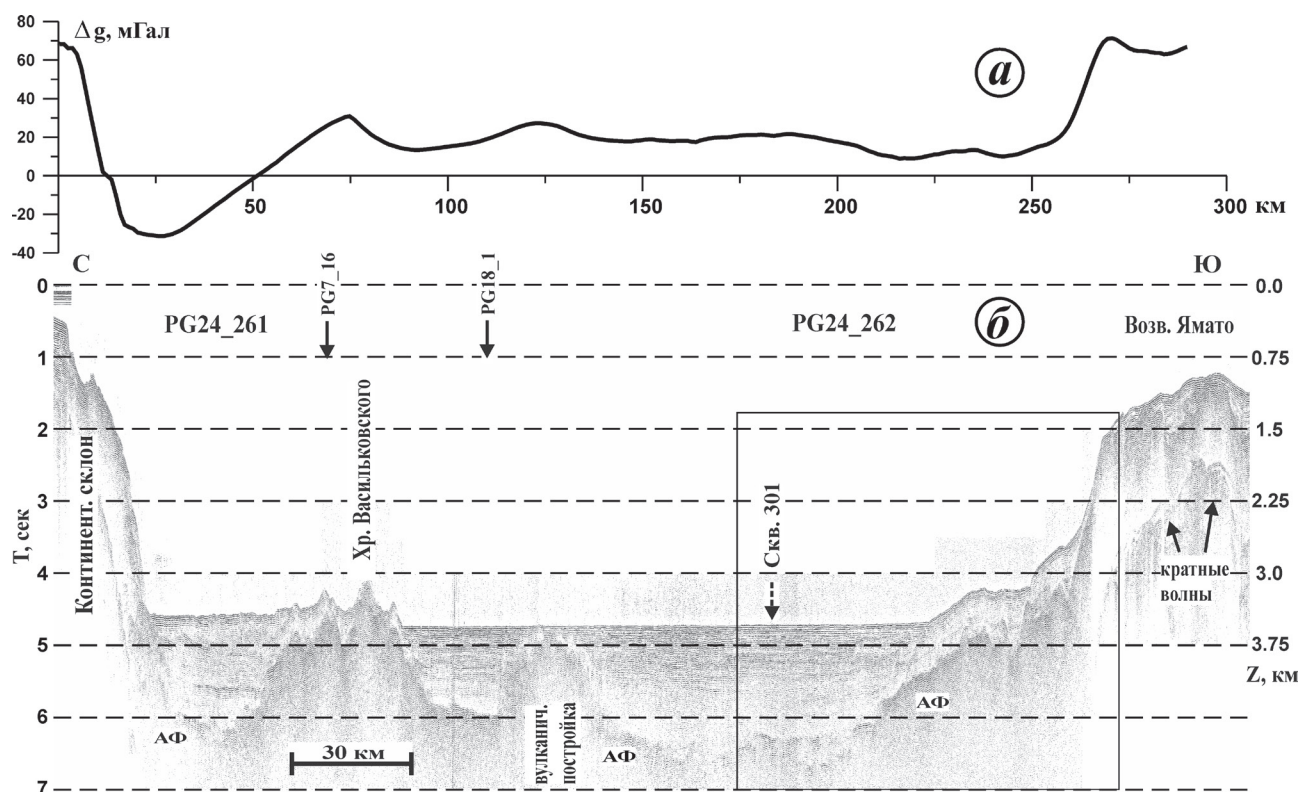


Рис. 5. Аномалии гравитационного поля в редукции Фая (а) и временной разрез по профилям НСП PG24_261 и PG24_262 (б). Сплошными стрелками отмечены места пересечения с профилями НСП PG7_16 и PG18_1. Пунктирной стрелкой отмечено положение скважины DSDP 301. Прямоугольником выделен фрагмент профиля PG24_262, представленный на рис. 4б. АФ — акустический фундамент. Шкала глубин (Z, км) относится к водному слою. Положение профилей показано на рис. 2.

Fig. 5. The gravity field's anomalies in the Fay reduction (a) and time section along the CSP profiles PG24_261 and PG24_262 (b). Solid arrows mark the intersection's position with the CSP profiles PG7_16 and PG18_1. The dashed arrow marks the position of the DSDP 301 borehole. The rectangle highlights the fragment of the profile PG24_262, shown in Fig. 4b. «АФ» denotes acoustic basement. The depth scale (Z, km) refers to the water layer. The position of the profiles is shown in fig. 2.

Видимая ширина канала Тояма на профиле J104, при косом пересечении, около 12 км (рис. 7). О составе отложений, поступающих в Центральную котловину по каналу Тояма, можно судить по материалам бурения скважины DSDP 299 (Ingle et al., 1975). Было пробурено 532 м гемипелагических осадков, представленных 475-метровой толщей позднеплиоценовых и плейстоценовых илов, перекрывающих пачку раннеплиоценовых дистальных турбидитов.

Скоростные параметры коры определены по материалам сейсмических экспериментов 1990 г. и 1996 г. Наиболее качественные материалы получены на профиле J96_3. Первые результаты интерпретации этих данных были опубликованы в работах (Дальневосточные ..., 2007; Sato et al., 2004). Нами проведена переинтерпретация материалов сейсмического эксперимента 1996 г. с использованием современных методов решения обратных кинематических задач для двумерно-неоднородной среды и с применением технологии обработки, названной кинематической миграцией (Медведев, 2015;

2016). Главным преимуществом кинематической миграции перед стандартными методами обработки сейсмических данных состоит в возможности определения по отраженным волнам средних вертикальных скоростей в отдельных слоях среды с одновременным получением изображений отражающих границ на временном и глубинном разрезе. Результат кинематической миграции материалов ГСЗ на профиле J96_3 представлен на рис. 3. Получены корректные оценки скоростных характеристик осадочного чехла. В верхнем сейсмокомплексе горизонтальные скорости возрастают от 1.5 км/с в придонном слое до 1.75 км/с в его подошве, в то время как средняя вертикальная скорость в этом комплексе составляет 1.6–1.65 км/с. Средняя вертикальная скорость в нижнем сейсмокомплексе равна 2.2 км/с, а горизонтальная скорость, найденная по преломленным волнам, около 2.35 км/с. Средняя скорость продольных волн для чехла в целом составляет 1.95–2.05 км/с.

В районе постановки ДСС 3 расположена погребенная вулканическая постройка,

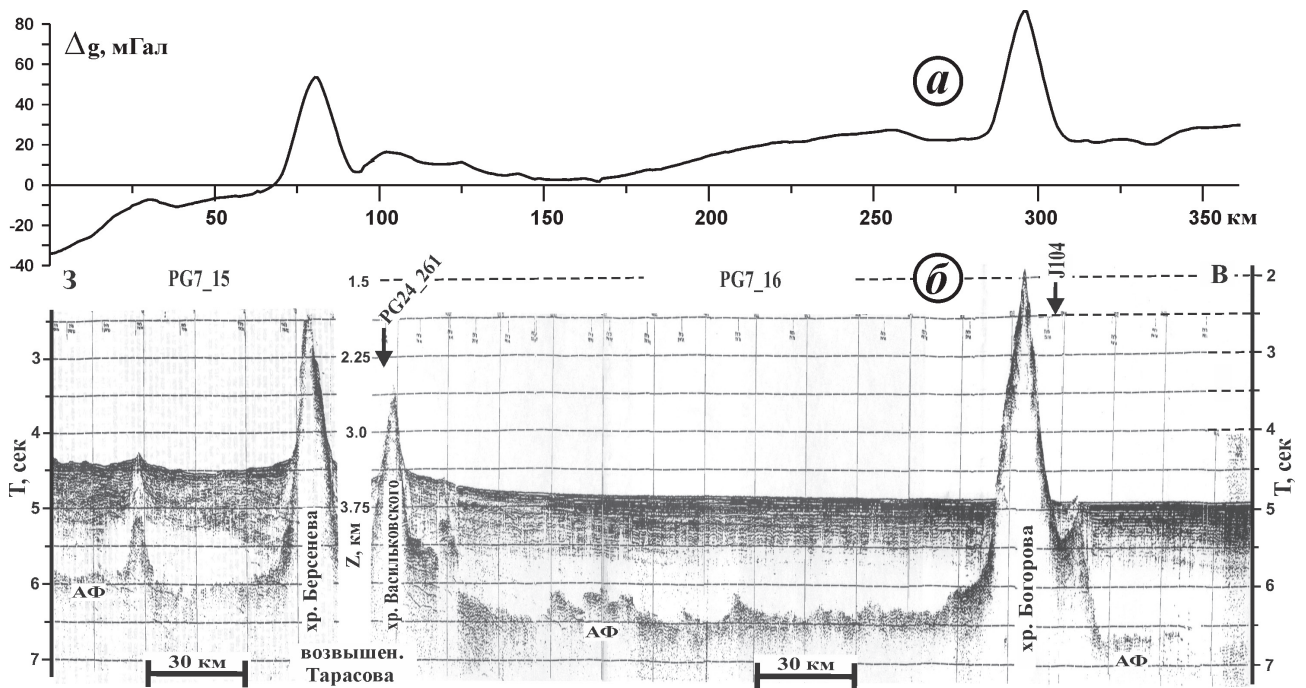


Рис. 6. Аномалии гравитационного поля в редукции Фая (а) и временной разрез по профилям НСП PG7_15 и PG7_16 (б). Стрелками отмечено положение секущих профилей НСП PG24_261 и J104. АФ — акустический фундамент. Шкала глубин (Z , км) относится к водному слою. Положение профилей показано на рис. 2.

Fig. 6. The gravity field's anomalies in the Fay reduction (a) and time section along the NSP profiles PG7_15 and PG7_16 (b). The arrows mark the intersection's position with CSP profiles PG24_261 and J104. АФ denotes acoustic basement. The depth scale (Z , km) refers to the water layer. The position of the profiles is shown in fig. 2

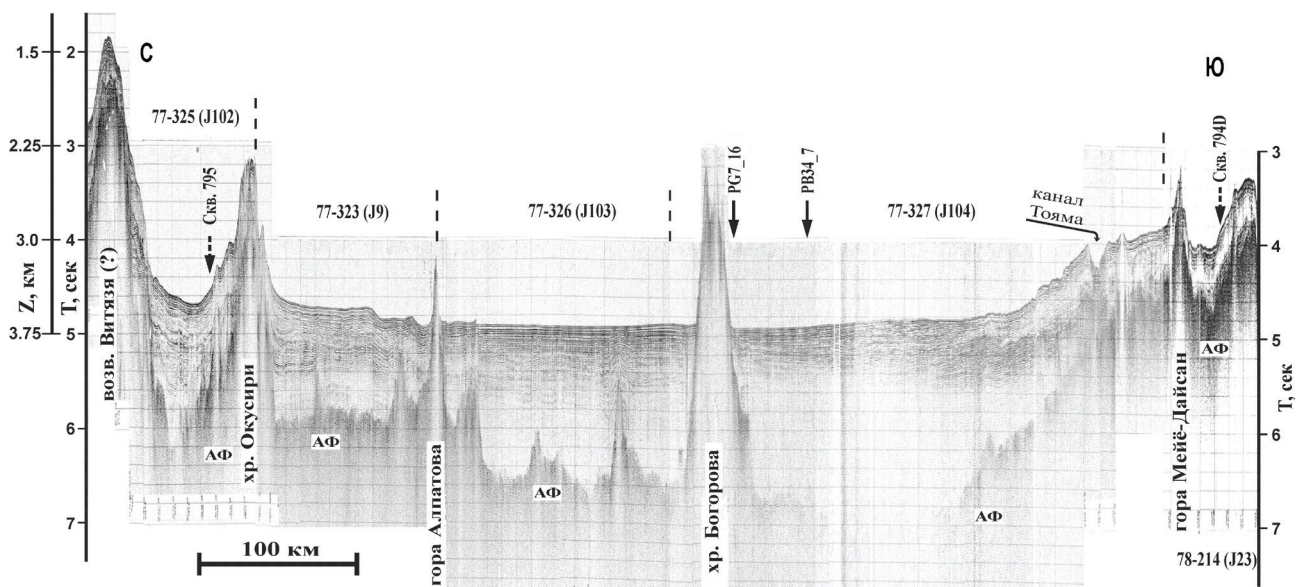


Рис. 7. Сводный временной разрез по профилям НСП, выполненным японскими учеными, в восточной части Центральной котловины. Визуализация и индексация профилей по электронной базе данных (Geological ..., 2001); в скобках дано обозначение профилей согласно публикации (Tamaki, 1988). Сплошными стрелками отмечены места пересечения с профилями НСП PG7_16 и PB34_7. Пунктирными стрелками отмечено положение скважин ODP 795 и 794. Штриховыми линиями показаны границы профилей НСП. АФ — акустический фундамент. Шкала глубин (Z , км) относится к водному слою. Положение профилей показано на рис. 2.

Fig. 7. A consolidated time profile for CSP profiles created by Japanese scientists in the eastern part of the Central Basin. Profiles' visualization and indexing by an electronic database (Geological ..., 2001); the designation of profiles according to the publication is given in brackets (Tamaki, 1988). Solid arrows mark the intersection with the CSP profiles PG7_16 and PB34_7. The dotted arrows mark the position of the wells ODP 795 and 794. The dashed lines show the boundaries of the CSP profiles. АФ denotes acoustic basement. The depth scale (Z , km) refers to the water layer. The position of the profiles is shown in fig. 2.

на склонах которой выклинивается нижний сейсмокомплекс чехла (рис. 3а). Значительная кривизна границ не позволяет проводить корректную обработку материалов ДСС 3; для этой станции определены только параметры верхней части разреза. Для остальных станций получена скоростная модель коры в целом (рис. 3б). В слоях 2 и 3 вертикальные (пластовые) скорости равны 5.2 км/с и 6.8 км/с (соответственно). При этом, горизонтальные кажущиеся скорости в верхней части слоя 2 составляют 3.2–4.0 км/с, а граничная скорость для слоя 3А — около 6.75 км/с. При обработке и интерпретации мантийных волн установлено наличие переходной зоны между корой и мантией (слой 3В).

Осадочный чехол характеризуется значительными латеральными вариациями мощности: от выклинивания на склонах подводных возвышенностей и бортах котловины до 2.0–2.3 с в восточной ее части (рисунки 5–7). Максимальная мощность чехла, 2.3 с, зафиксирована на профиле НСП 78-208 (Geological ..., 2001). С учетом скоростных параметров чехла, мощность его верхней стратифицированной толщи в абиссальной части котловины составляет 0.6–0.8 км, а нижней (акустически прозрачной) варьирует от 0.7 до 1.5 км.

Наиболее представительные материалы бурения в Центральной котловине получены для скважин DSDP 301 и ODP 795. «Акустический фундамент» достигнут только скважиной ODP 795, поэтому результаты ее бурения часто используются для обоснования возраста заложения котловины. Скважина ODP 795 расположена в районе северо-восточного замыкания котловины (рис. 2), вблизи пересечения профилей НСП J102 и J8, по материалам которых и выбиралось ее положение. Временные разрезы по профилям НСП J102 и J8 приведены на рисунке 8. Отметим два обстоятельства: — в точке бурения скважины ODP 795 чехол представлен только отложениями верхнего сейсмокомплекса; — «акустический фундамент» в районе бурения сложен породами погребенной вулканической постройки, которая отчетливо фиксируется на профиле J102.

Результаты анализа параметров разбуренных горизонтов и корреляции между сейсмостратиграфическими и литостратиграфическими единицами приведены в работах (Tamaki et al., 1990, 1992). В составе чехла выделены четыре слоя с пластовыми скоростями (сверху вниз): 1.55, 1.68, 1.75 и 1.83 км/с. Из трех границ разреза одна (верхняя) является литологической — фиксирует раздел между терригенными и диатомовыми илами, и две диагенетическими — фиксируют переходы опал А-СТ и опал СТ-кварц. Верхняя из диагенетических границ известна как

силикатная BSR (Bottom Simulating Reflector). По данным бурения акустический фундамент представлен измененными брекчированными и массивными базальтами и андезито-базальтами. Средняя скорость продольных волн в осадочной толще скважины ODP 795 около 1.7 км/с, а для пород акустического фундамента 3.4 км/с. Скоростные параметры верхней части разреза в районе бурения скважины ODP 795 близки к полученным нами по материалам сейсмического эксперимента на восточном участке профиля ГСЗ J96_3 (рис. 3б). Поскольку скоростная дифференциация чехла котловины в значительной степени обусловлена фациями диагенеза, а латеральные изменения скоростных параметров не велики — материалы бурения скважин можно использовать для определения возраста слоев чехла Центральной котловины. Так возраст пород акустического фундамента, по данным ^{40}Ar – ^{39}Ar метода, для скважины 795В — 17–24 млн лет, а возраст нижнего горизонта чехла 14.5–16.5 млн лет (Tamaki et al., 1992). Следовательно, самые древние породы базального горизонта верхнего сейсмокомплекса чехла котловины имеют раннемиоценовый возраст. Скорость осадконакопления в окрестностях скважины ODP 795 составляла, в среднем для плиоцена-плейстоцена, 60 м/млн лет, а для среднего — позднего миоцена около 35 м/млн лет (с уменьшением вниз по разрезу до 30 м/млн лет) (Tamaki et al., 1992). Максимальная мощность нижнего сейсмокомплекса чехла в окрестности скважины ODP 795 около 750 м (рис. 8). Приняв для него скорость осадконакопления 5–30 м/млн лет, получим возраст базальных осадков чехла: $16.5 + (21.5 - 25) = 38 - 41.5$ млн лет (средний эоцен). Зная установленное соотношение скоростей осадконакопления, определим возраст чехла для других районов котловины. Так скорость осадконакопления в окрестностях скважины DSDP 301 для плиоцена-плейстоцена (верхние 497 м чехла) около 100 м/млн лет; принимая ее величину в доплиоценовое время равной 55–50 м/млн. лет, получим здесь для подошвы чехла возраст 25–27 млн лет — поздний олигоцен. Самые древние отложения чехла (41–46 млн лет — средний эоцен) расположены в восточной части котловины в наиболее погруженных впадинах фундамента с мощностью осадков >2 км. Полученные возрастные оценки не противоречат известным геологическим данным — эоценовые глубокоководные отложения вскрыты параметрическими скважинами на юго-западном шельфе Сахалина и в Цусимском проливе (Геология ..., 2004; Sakai, Nishi, 1990), а прибрежно-морские олигоценные терригенные отложения драгированы на хребте Окусири и континентальном склоне южного Приморья (Вашенкова и др., 2009, 2011).

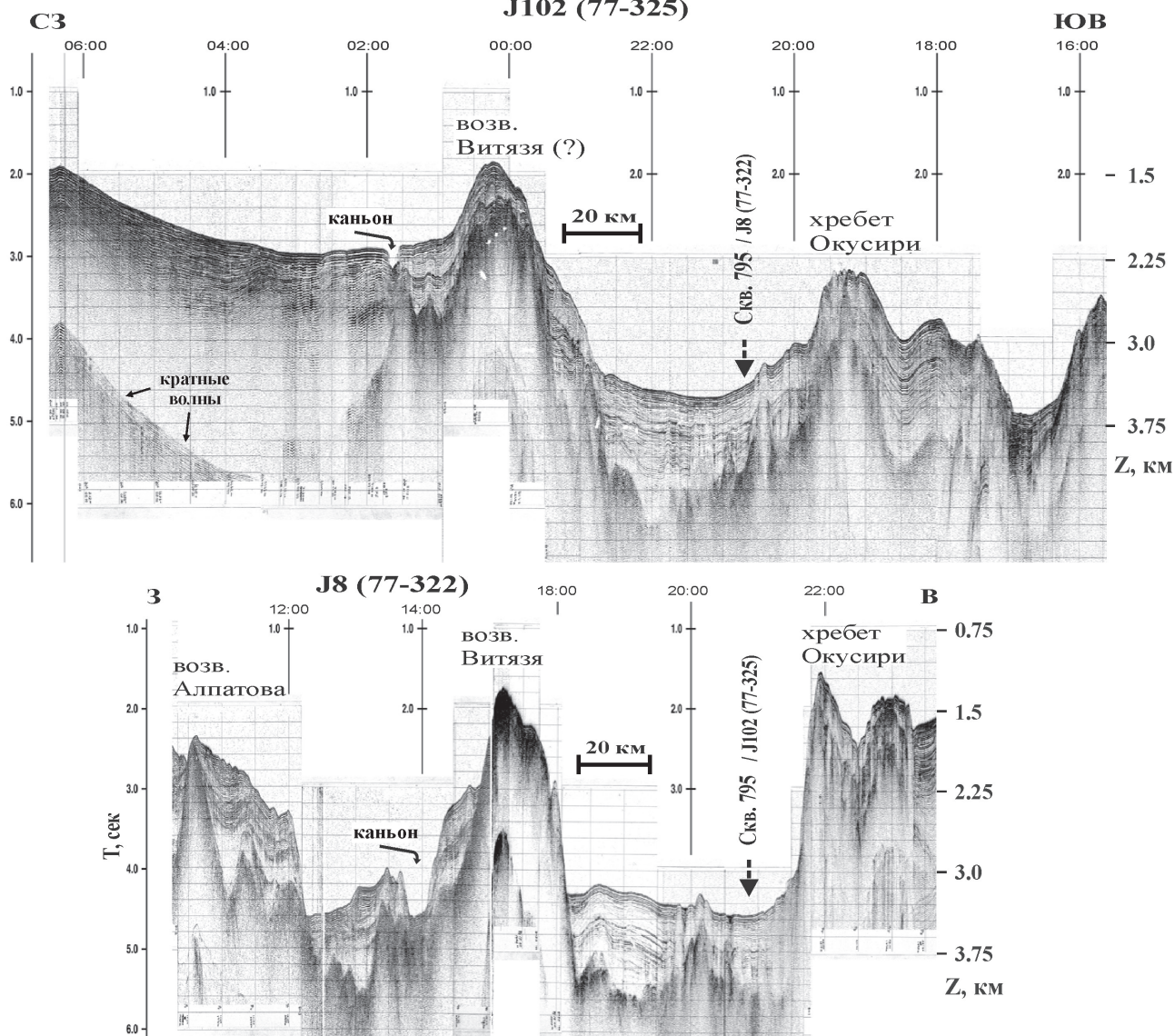


Рис. 8. Временные разрезы профилей НСП J102 (77-325) и J8 (77-322) в районе скважины ODP 795. Визуализация и индексация профилей по электронной базе данных (Geological ..., 2001). Обозначение профилей согласно (Tamaki, 1988) и, в скобках, (Geological ..., 2001). Пунктирными стрелками отмечено положение скважины ODP 795. Шкалы глубин (Z, км) относятся к водному слою. Положение профилей показано на рис. 2.

Fig. 8. Time profiles of the CSP J102 (77-325) and J8 (77-322) in the ODP 795 well's area. Visualization and indexing of profiles using an electronic database (Geological ..., 2001). The designation of profiles according to (Tamaki, 1988) and, in brackets, (Geological ..., 2001). The dotted arrows mark the position of the well. Depth scales (Z, km) refer to the water layer. The position of the profiles is shown in fig. 2.

АНОМАЛЬНОЕ ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ

Аномалии в свободном воздухе в пределах изучаемой акватории знакопеременны, их абсолютные значения, в основном, не превышают нескольких десятков миллигал, а величины экстремальных пиков значений достигают 80–90 мГал (Кулинич, Валитов, 2011). Максимумы аномалий приурочены, как правило, к подводным возвышенностям. Возвышенность Ямато отражается в поле силы тяжести региональным максимумом, превышающим 50 мГал,

осложненным локальными максимумами (до 80 мГал), которые соответствуют отдельным блокам ее фундамента (рис. 9a). С севера положительная аномалия возвышенности Ямато окружена полосой пониженного поля 0–5 мГал.

Центральная котловина характеризуется положительным, достигающим 40 мГал, полем силы тяжести, а по периферии наблюдается слабоотрицательные аномалии. В спокойном поле абиссальной части котловины к вулканическим постройкам приурочены локальные максимумы (рис. 5, 6, 9a). Вдоль подножья материкового склона протягивается полоса интенсивных

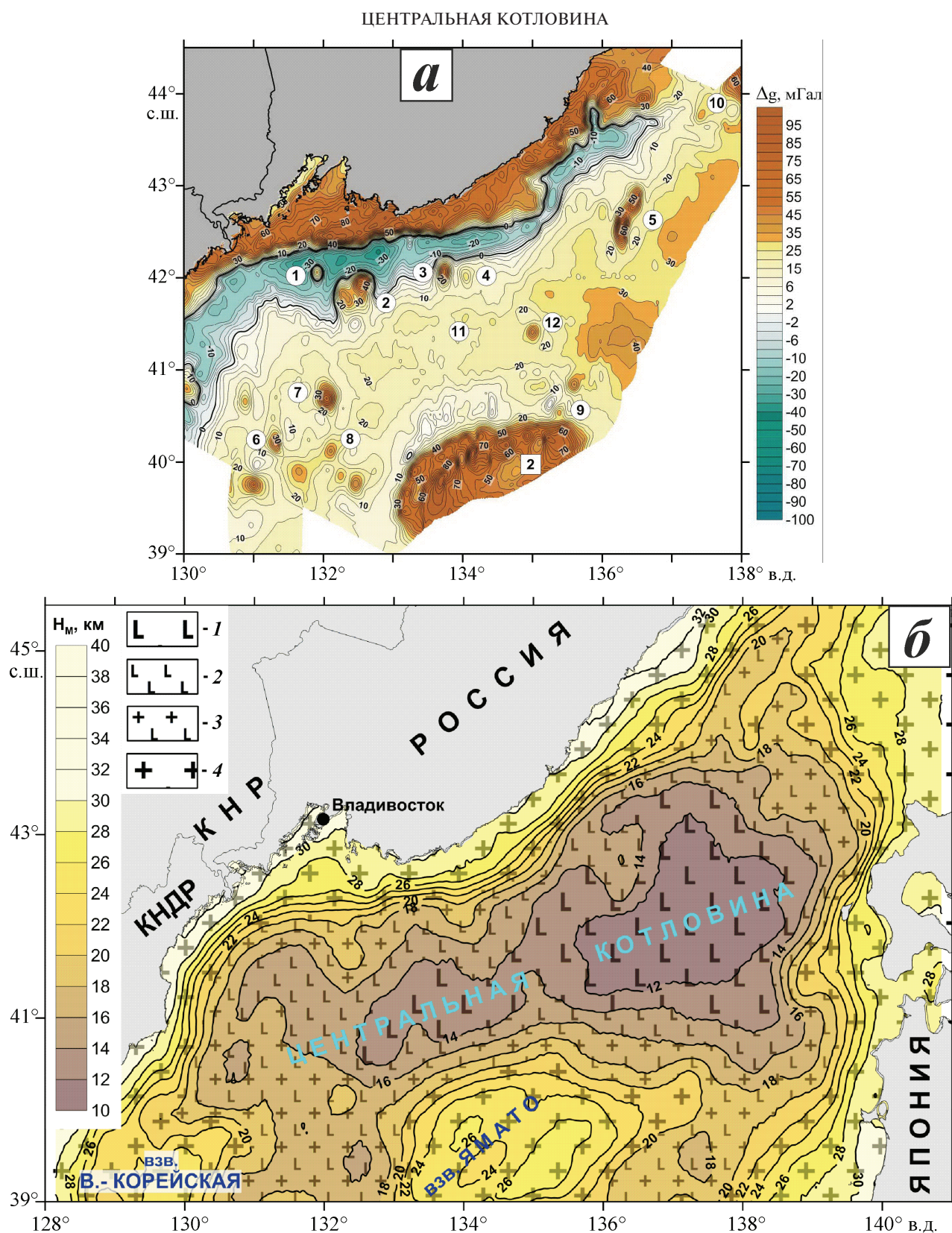


Рис. 9. Карта аномалий гравитационного поля в редукции Фая по данным ТОИ (а) и карта рельефа поверхности Мохо (б). Пронумерованы аномалии, соответствующие морфоструктурам, показанным на рис. 1. Значения изолиний — глубина границы М (H_m) от поверхности моря в км. Выделены участки с корой океанического (1), субокеанического (2), растянутого континентального (3) и континентального (4) типов.

Fig. 9. The gravity field's anomalies map in the Fay reduction according to POI (a) and the Mohorovicic surface map (b). The anomalies are numbered corresponding to the morphostructures shown in Fig. 1. The values of the isolines denote the depth of the boundary M (H_m) from the sea surface in km. The types with oceanic (1), suboceanic (2), stretched continental (3) and continental (4) Earth's crust were identified.

отрицательных аномалий, которой фиксируется ослабленная зона с развитыми здесь присклонными осадочными депрессиями. Наиболее интенсивные минимумы гравитационного поля, достигающие — 40 мГал, наблюдаются на траверзе залива Петра Великого, между материковым склоном и возвышенностью Первенца, а также, менее интенсивные, севернее хребтов Берсенева и Васильковского (рис. 9а). Возвышенность Первенца расположена в зоне отрицательных (с севера) и слаболожительных (с юга) значений аномального гравитационного поля и характеризуется положительной аномалией Фая, величиной до 70 мГал. На общем цоколе, оконтуренном изометрической аномалией 30 мГал, выделяются западный (40 мГал) и восточный (70 мГал) хребты возвышенности. К северо-западу от возвышенности Первенца, на общем отрицательном фоне (–25 — –35 мГал), положительной изометрической аномалией (до 30 мГал) выделяется гора Петра Великого, а восточнее расположены хребты Берсенева и Васильковского, в пределах которых аномалии Фая достигают, соответственно, 55 и 30 мГал.

В зоне материкового склона, характеризующегося высокими горизонтальными градиентами аномалий Фая, отрицательные значения аномалий сменяются положительными. В шельфовой зоне преобладают положительные аномалии (приуроченные к выходам пород базитового состава), осложненные локальными понижениями поля над ослабленными зонами и осадочными депрессиями.

Известно, что на границе (поверхности) Мохо происходит скачкообразное увеличение скорости сейсмических волн и, соответственно, плотности подстилающих её пород. Это один из значительных скачков плотности, наряду с плотностными скачками на границах вода — дно и осадочный слой — кристаллический фундамент. Таким образом, аномальное гравитационное поле отражает суммарный эффект от рельефа этих границ. Для определения глубины залегания поверхности Мохо, в пределах исследуемого района, была использована статистическая зависимость величины осредненных гравитационных аномалий, полученных по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997), мощности осадочного чехла и глубины моря от глубины залегания поверхности М, предложенная в работе (Су Дацюань, 1982):

$$H = 33.49 + 0.063\Delta g_{св.в.} - 0.00482h_g - 0.0017h_{oc},$$

где H — глубина до поверхности Мохо, км; $\Delta g_{св.в.}$ — аномалия в свободном воздухе, мГал; h_g — глубина морского дна, м; h_{oc} — мощность осадочного чехла, м. Глубины морского дна (h_g) определялись по данным эхолотного промера.

Расхождения рассчитанных глубин залегания поверхности Мохо по данным спутниковой и морской гравиметрии не превышают 1 км (Кулинич, Валитов, 2011). Сопоставление полученных результатов с данными ГСЗ (Hirata et al., 1992; Sato et al., 2004) показало их хорошую сходимость — расхождения не превысили 12%. Рассчитанные значения были использованы для построения карты изоглубин поверхности Мохо для Центральной котловины и ее обрамления (рис. 9б).

ВУЛКАНИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОТЛОВИНЫ

В пределах Центральной котловины расположены многочисленные вулканические постройки. В настоящее время сотрудниками ТОИ ДВО РАН с различной степенью детальности изучено геологическое строение 12 построек (Геология ..., 1987; Основные ..., 1978; Geology..., 1996 и др.) (рис. 1). Морфологически они представлены небольшими положительными структурами (изометричные поднятия, короткие хребты, одиночные и сложнопостроенные горы вулканического происхождения), которые возвышаются над дном котловины обычно на 1500–2500 м. Их протяженность не превышает 100 км (обычно до 50 км.). Наиболее крупными структурами этого типа являются возвышенность Первенца (размеры в плане 65×50 км) и хребет Богорова (длина по изобате 3600 м около 85 км, ширина — до 20 км). Самой мелкой изученной вулканической постройкой является горст Стащук, расположенный в центральной части котловины с глубинами дна более 3500 м (Съедин и др., 2013). Длина его ~10.5 км, ширина ≤2.2 км, а минимальная глубина — 3162 м. Многие вулканические постройки Центральной котловины вытянуты в меридиональном направлении, а часть из них представлена сдвоенными хребтами (возвышенность Первенца, хребет Богорова) или близкорасположенными хребтами с единым цоколем на уровне «акустического фундамента» (хребты Берсенева и Васильковского).

Все вулканические постройки сложены схожим набором пород и минеральных образований. При драгировании на них был поднят материал четырех типов: 1 — вулканические породы; 2 — слаболитифицированные осадочные породы; 3 — различные минеральные образования, представленные кварц-глауконитовыми разностями, разнообразными Fe-Mn образованиями (корки, обломки шлаковидного облика и т.д.), и иногда фосфоритами; 4 — глыбы, обломки, небольшие валуны и галька различных размеров так называемого «чужеродного» материала. Под «чужеродным» материалом здесь мы понимаем

образования, которые генетически не связаны с их формированием в процессе вулканической и поствулканической деятельности. Очевидно, что все разновидности вулканических образований — в результате вулканических процессов, а различные минеральные образования — при поствулканической деятельности. Осадочные породы накапливаются на вулканической постройке после завершения активных процессов вулканизма или в периоды их затухания. «Чужеродный» материал, вероятно, представлен ксенолитами фундамента, вынесенными на поверхность вулканическими процессами, либо является продуктом ледового разноса. Среди каменного материала, поднятого с вулканических построек Центральной котловины, преобладают породы 1-го и 2-го типов.

Вулканиды представлены различными по уровню кремнезема (от базальтов до трахириолитов-комендитов) породами, которые являются производными одной базальтовой магмы. Базальты преобладают среди вулканидов и составляют около 90% объема поднятого материала (Геология ..., 1987; Съедин, 1986, 1987, 1989). Они обнаружены на всех изученных вулканических постройках. Более кремненасыщенные разновидности вулканических пород (щелочные трахиандезиты, трахиты, трахидациты и трахириолиты) встречаются значительно реже. В Центральной котловине эти породы обнаружены только на пяти (хребты Берсенева, Богорова, возвышенности — Гэбасс, Первенца и Кольцо) из 12 изученных построек, причем на двух последних в виде единичных мелких обломков.

Образцы базальтов вулканических построек часто представляют собой фрагменты шаровой отдельности клиновидной формы со стекловатой коркой закалывания, что указывает на подводные условия становления пород. Базальты построек характеризуются высокой пористостью, которая достигает 40% объема породы (Свининников, 2004; Свининников, Съедин, 1984). Базальты представлены обычно порфировыми и, редко, афировыми разностями. Количество порфировых выделений в них достигает 25–30% объема породы, преобладают значения 5–15%. По составу минералов-вкрапленников они разделяются на три типа: — оливин-плагиоклазовые и оливинсодержащие плагиоклазовые базальты; — плагиоклазовые ферробазальты; — оливин-клинопироксен-плагиоклазовые базальты.

Оливин-плагиоклазовые и оливинсодержащие плагиоклазовые базальты составляют 90–95% всех поднятых базальтов. Для них характерен существенно оливин-плагиоклазовый парагенезис минералов-вкрапленников с резко подчиненным количеством хромистого клинопироксена, иль-

менита, алюмо- и хромшпинели, а также отсутствие во вкрапленниках магнетита. Количество и соотношение минералов-вкрапленников в них варьирует от 12–15% объема породы до редкопорфировых ($\leq 3\%$ породы), в которых оливин имеет резко подчиненное значение по отношению к плагиоклазу вкрапленников.

Плагиоклазовые ферробазальты — редкий тип базальтов. Они были драгированы на трех постройках: горе Петра Великого, возвышенности Гэбасс и хребте Васильковского. Ранее эти базальты в Центральной котловине были известны только на возвышенности Гэбасс (где и были описаны), а в последнее время (2010, 2011 гг.) они были подняты ещё на двух вулканических постройках (Съедин, 1986, 1987, 1989 и др.). Эти базальты отличаются от оливин-плагиоклазовых разностей по текстурно-структурным, минералогическим и химическим особенностям. Это мелкопористые (на вид стекловатые) породы с порфировой структурой. Количество пор в них не превышает 20% объема породы. Вкрапленники представлены, главным образом, крупнопорфировым плагиоклазом (90–95% вкрапленников), а также редкими мелкими зернами клинопироксена и титаномagnetита.

Оливин-пироксен-плагиоклазовые базальты драгированы только на горе Петра Великого (Карнаух и др., 2013) и на хребте Богорова (Съедин, 1986, 1987, 1989 и др.). Характерной чертой базальтов этого типа является большое количество крупных минералов-вкрапленников (до 30%), размеры которых достигают 1 см и более (обычно — 2–7 мм). Вкрапленники представлены оливином, пироксеном (хромистым и титанистым), плагиоклазом и рудными минералами. Иногда встречаются минералы, характерные для оливин-плагиоклазовых базальтов

Для всех вулканических пород возвышенностей Центральной котловины характерно отсутствие порфировых выделений ортопироксена и кварца, что свидетельствует о недосыщенности их кремнеземом.

Преобладающая часть базальтов (оливин-плагиоклазовые и оливин-пироксен-плагиоклазовые разности) вулканических построек Центральной котловины по химическим особенностям представляют собой единую, довольно выдержанную, группу пород. Содержание кремнезема в них составляет 46.00–49.00% SiO_2 . Базальты характеризуются повышенным уровнем титанистости (TiO_2 — 0.84–2.27%, в основном — 1.40–2.00%) и щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — 3.06–5.04%, главным образом — 3.5–4.5%, при этом доля калия — 0.64–1.92 % K_2O), а также высокими содержаниями глинозема (Al_2O_3 — 16.00–21.50%, в основном — 17.50–20.00%). Плагиоклазовые ферробазальты по химическим

особенностям резко отличаются от базальтов других минералогических типов. При аналогичном уровне щелочности они всегда кварцнормативны и характеризуются повышенными содержаниями кремнезема (SiO_2 — 49.00–51.50%), титана (TiO_2 — 2.40–2.50%) и железа (11.34–15.39%) при низком уровне глинозема (Al_2O_3 — 13.40–15.35%) и кальция (CaO — 8.0–9.0%) (Геология ..., 1987; Съедин, 1986, 1987 и др.).

Для всех минералогических типов базальтов вулканических построек Центральной котловины характерны высокие концентрации крупноионных литофильных элементов (Rb — 8.5–35 г/т; Sr — 300–550 г/т; Ba — 160–480 г/т, Zr (63–250 г/т), легких редкоземельных элементов (LREE) и низкие — тяжелых редкоземельных элементов (HREE). В целом описываемые базальты представляют собой породы с повышенной щелочностью, титанистостью и высоким уровнем глиноземистости (лейкократовости).

Более кремненасыщенные разности вулканических пород (щелочные трахиандезиты, трахиты, трахидациты и трахириолиты) характеризуются повышенным уровнем щелочей, содержание которых достигает максимума в трахитах ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — 10–11%). Для щелочных трахиандезитов и трахитов характерен также высокий уровень глинозема (Al_2O_3 — 17–19%), количество которого в трахидацитах и трахириолитах меньше на 4–6% (Геология ..., 1987; Съедин, 1986, 1987 и др.).

Многочисленные (28 значений) определения радиоизотопного возраста получены для всех 12-ти изученных вулканических построек Центральной котловины (таблица). В таблице приведены как ранее опубликованные (Геология..., 1987; Коновалов, 1984; Леликов и др., 2001; Съедин, 1989 и др.), так и новые данные. Для большей части структур получено два и более определения. 12 значений получены, начиная с 1999 г., по единой методике (аналитики М.М. Аракелянц, В.А. Лебедев, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН). Незначительная часть (четыре значения) отвечает раннему миоцену (18–24 млн лет). Необходимо отметить, что все, отвечающие раннемиоценовому-палеоценовому времени, датировки получены в 1970–1980 гг. по устаревшим методикам. Остальные определения располагаются в интервале от 16 до 1.0 млн лет. 12 определений возрастов соответствует рубежу среднего и позднего миоцена (14–10 млн лет), четыре значения отвечают позднему миоцену (10–5.3 млн лет), а семь датировок — плиоцен-плейстоценовому времени (5.3–1.0 млн лет). Наличие для пород вулканических построек датировок, отвечающих раннекайнозойскому времени (18–58 млн лет), заставило нас усом-

ниться (учитывая данные бурения в Японском море) в корректности таких определений. Мы переопределили возраста с четырех построек (строки №№ 1, 7–9, 17 таблицы) по тем же образцам в ИГЕМ РАН. При повторном определении были получены значения не древнее среднего миоцена. Эти значения совпадают с частью старых датировок и отвечают интервалу (менее 14 млн лет), полученному для других образцов в последние годы. Совокупность этих данных позволяет считать, что изученная вершинная часть вулканических построек Центральной котловины формировалась главным образом в среднемиоцен-плиоценовое время. Эти данные также позволяют выделять среднемиоцен-плиоценовый тектоно-магматический этап в эволюции Японского моря.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Вопросам тектоники Японского моря посвящены многочисленные публикации (Антипов, 1987; Карнаух, Карп, 1997; Сигова, 1990 и др.). Установлено, что в рельефе дна Центральной котловины (а также в аномалиях магнитного и гравитационного полей) наиболее выражены системы глубинных разломов субширотного, субмеридионального и северо-восточного простираний. В рельефе «акустического фундамента» котловины отчетливо проявились также коровые разломы, формирующие кольцевые структуры проседания по периферии подводных возвышенностей (Дальневосточные ..., 2007). В целом структура земной коры Центральной котловины свидетельствует о том, что ее образование обусловлено деструктивными процессами в пределах окраины континента с «растаскиванием» фрагментов материковой литосферы и образованием океанической коры в зоне максимального растяжения. Характер аномального гравитационного поля позволяет говорить о сложном полицентричном формировании области растяжения.

Время заложения Японского моря разные авторы датируют поздним мелом (Геология ..., 1987), поздним палеогеном (Tamaki, 1988), миоценом (Антипов, 1987; Карнаух, Карп, 1997; Леликов и др., 2018). Наши данные позволяют отнести начало формирования депрессии Центральной котловины к раннему палеогену. Скорости распространения упругих волн в породах АФ абиссальных частей котловины равны 3.2–4.5 км/с, что соответствует величинам для брекчированных и массивных базальтов, разбуренных скважинами ODP 795 и 794. Этот факт, наряду с широким развитием в пределах котловины вулканитов, свидетельствует о ее формировании в процессе инициального

ЦЕНТРАЛЬНАЯ КОТЛОВИНА

Результаты определений радиоизотопного возраста вулканических пород Центральной котловины (К-Аг метод)
 Estimation Results for the Radioisotope Age of the Volcanic Rocks from the Central Basin (K-Ar Method)

| №№ п/п | Морфо- структура | Координаты станции | | №№ образца | Типы пород | К в % | $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ $\pm \sigma$, нг/г | Возраст $\pm 1.6 \sigma$, млн лет | Источник |
|-----------|----------------------------|-----------------------|------------------|---------------|---------------|-------|--|--|---|
| | | Широта, с.ш. | Долгота, в.д. | | | | | | |
| 1* | хребет Богорова | 42°36.1' | 136°17.4' | 7714-А | базальт | 1.02 | 0.76±0.02 | 10.7±0.5 (52.7) | Геология ..., 1987; Коновалов, 1984; Леликов и др., 2001; Съедин, 1986, 1989 |
| 2 | — | 42°33.1' | 136°19.3' | 7728 | базальт | 1.45 | 0.666 | 6.5 | Геология ..., 1987; Коновалов, 1984; Съедин, 1986, 1989 |
| 3 | — | 42°30.1' | 136°21.1' | 2054 | — | 1.36 | 0.14767 | 15.6 | Геология ..., 1987; Съедин, 1986, 1989 |
| 4 | — | 42°39.5' | 136°16.5' | 2055-2 | трахит | 4.98 | 6.3054 | <18.0 | — |
| 5* | — | — | — | 2055-4 | т/андезит | 2.55 | 1.82±0.08 | 10.2±0.5 | Леликов и др., 2001 |
| 6 | гора Алпатова | 43°47.0' | 137°40.3' | 2209 | базальт | 1.08 | 1.4323 | <19.0 | Геология ..., 1987; Съедин, 1986, 1989 |
| 7* | хребет Беляевского | 41°25.2' | 134°58.0' | 2068 | базальт | 0.91 | 0.76±0.03 | 12.0±1.0 (34.3) | Геология ..., 1987; Леликов и др., 2001; Съедин, 1986, 1989 |
| 8* | — | 41°26.1' | 134°59.0' | 2070-А | — | 1.21 | 0.38±0.02 | 4.5±0.3 (58.5) | — |
| 9* | вулкан Шевалдина | 40°32.5' | 135°23.2' | 2697-1-3 | базальт | 1.07 | 0.61±0.02 | 8.2±0.5 (40.2) | Леликов и др., 2001 |
| 10 | — | 40°31.3' | 135°23.6' | 2701-1-1 | — | 0.80 | 1.3502 | 24.0 | |
| 11* | горст Сташука | 41°32.8' | 134°02.0' | 58-5-1-1 | базальт | 0.475 | 0.425±0.01 | 12.9±0.8 | |
| 12* | хребет Василь- ковского | 42°05.3' | 134°03.3' | 58-6-1-1 | базальт | 1.18 | 0.433±0.02 | 5.3±0.5 | |
| 13* | — | — | — | 58-6-1-2 | — | 1.23 | 0.417±0.01 | 4.9±0.3 | |
| 14 | хребет Берсенева | 42°06.46' | 133°41.0' | 1149-5 | базальт | 1.34 | 1.507 | 16.0 | Геология ..., 1987; Съедин, 1986, 1989 |
| 15 | — | 42°04.00' | 133°42.3' | 1155-1 | т/андезит | 1.91 | 8.178 | 11.5 | — |
| 16* | — | 42°07.9' | 133°44.2' | 1567 | трахит | 4.21 | 3.30±0.15 | 11.2±0.5 | Леликов и др., 2001 |
| 17* | возв. Первенца | 41°46.2' | 132°22.4' | 1147-Г | базальт | 1.01 | 0.92±0.03 | 13.1±0.7 (17.2) | Геология ..., 1987; Леликов и др., 2001; Съедин, 1986, 1989 |
| 18 | — | 41°42.05' | 132°20.0' | 1165 | — | 0.28 | 3.03 | 15.5 | Геология ..., 1987; Съедин, 1986, 1989 |
| 19* | — | 41°41.50' | 132°20.5' | 58-3-1-1 | — | 0.376 | 0.083±0.01 | 3.2±0.8 | |
| 20* | гора Петра Великого | 42°05.0' | 131°51.4' | 52-23-3 | базальт | — | — | 11.3±0.4 | Карнаух и др., 2013; Леликов и др., 2018 |
| 21 | возв. Гэбасс | 40°33.8' | 132°05.0' | 7734-1 | базальт | 1.36 | 0.9625 | 10.0 | Геология ..., 1987; Коновалов, 1984; Съедин, 1986, 1989 |
| 22 | — | 40°37.1' | 131°59.6' | 7736 | — | 0.70 | 1.095 | 22.2 | — |
| 23 | — | 40°37.0' | 132°06.2' | 1474 | т/дацит | 3.79 | 0.0071 | <1.0 | Геология ..., 1987; Съедин, 1986, 1989 |
| 24 | — | 40°40.5' | 132°03.0' | 1679-1 | базальт | 1.33 | 1.1446 | 12.8 | — |
| 25 | возв. Кольцо | 40°09.5' | 132°08.8' | 7749 | базальт | 0.66 | 0.375 | 8.0 | Геология ..., 1987; Коновалов, 1984; Съедин, 1986, 1989 |
| 26 | — | 40°11.0' | 132°09.5' | 7766-Б | трахит | 4.39 | 11.643 | 3.8 | — |
| 27 | возв. Евланова | 40°06.9' | 131°20.6' | 7752 | базальт | 0.62 | 0.175 | 4.0 | — |
| 28 | — | 40°14.8' | 131°17.8' | 7753 | — | 0.66 | 0.569 | 12.3 | — |

Примечание. Жирным шрифтом со звездочкой выделены образцы, возраст которых определен в ИГЕМ РАН М.М. Аракелянц и В.А. Лебедевым в период с 1999 по 2014 год. В скобках приведены значения возраста пород, определенные ранее нами по тем же образцам старыми методиками. Названия пород: т/андезит–трахиандезит; т/дацит–трахидацит. Колонка «источник» без ссылок (№№ 10-13, 19) — данные публикуются впервые.

Note: bold print with an asterisk marks samples which age was estimated in IGEM RAN by M.M. Arakelyan and V.A. Lebedev over the period 1999 to 2014. The values of the rocks age, which we had previously estimated using the same samples and old techniques, are enclosed in brackets. Names of rocks: t/andesite–trachyandesite; t/dacite–trachydacite. Column «source» goes without references (№№10-13, 19), these data are published for the first time.

вулканизма. Отсутствие в нижней толще чехла отражающих горизонтов и ее выклинивание на бортах котловины по типу подошвенного прилегания указывают на осадконакопление в процессе нормальной седиментации в пределах предварительно сформированного погружающегося бассейна. Накопление верхней толщи чехла происходило в условиях неоднократной смены тектонических обстановок. В.Г. Варнавским на примере кайнозойских осадочных бассейнов юга Дальнего востока показано, что геологические процессы в них взаимосвязаны (Варнавский, 1985, 1994). Заложение впадин происходило «трансгрессивно» в направлении от окраин материка, где начало осадконакопления датируется палеоценом, к его внутренним частям. Осадочный комплекс пород региона формировался, в основном, в эоцене-олигоцене (толщи тонкозернистых песчано-глинистых и глинисто-алевритовых пород, содержащих прослои и линзы пепловых туфов, диатомитов и туфодиадомитов), в миоцене (сходный состав пород) и в плиоцене (разрез представлен грубозернистыми и вулканогенными отложениями). Если рассматривать Центральную котловину в качестве южного звена осадочных бассейнов Дальнего востока, то время ее заложения следует отнести к палеоцену. Такое предположение согласуется и с выводом А.Г. Аблаева (1978) о длительном независимом развитии флор Японии, Сахалина и материковой части региона в послемеловой период, которое он объяснял наличием между ними водной преграды.

Региональные аномалии силы тяжести в редукции Фая (рис. 9а) отражают изменение мощности земной коры и ее изостатическую неуравновешенность. Рельеф основания коры Центральной котловины Японского моря и ее обрамления отличается значительной сложностью (рис. 9б), что свидетельствует о гетерогенности фундамента этого региона. По этому признаку исследуемая площадь может быть разделена на два района, граница между которыми проходит примерно по меридиану 132°30' в.д. Восточнее этой границы располагается наиболее глубоководная часть котловины с минимальной мощностью земной коры, которая изменяется от 14 км на западе района до 12 км и менее на востоке. Без водного слоя мощность твердой коры здесь составит соответственно 10,5–8,5 км, что хорошо согласуется с результатами сейсмических исследований (рис. 3б). Этот участок имеет клинообразную форму восток-северо-восточного простирания и осложнен локальными утолщениями коры до 16–20 км в пределах подводных возвышенностей Богорова, Тарасова и Первенца.

Западный район котловины отличается от восточного большими глубинами поверхности

М (15–18 км) и мозаичным рисунком ее рельефа. Центральное место здесь занимает обширный низкоградиентный участок на стыке западной оконечности Центральной котловины и Восточно-Корейской возвышенности, в пределах которого глубина залегания Мохо составляет 16–20 км. От этого участка в юго-западном и южном направлениях отходят два ответвления с относительно высоким положением поверхности М, разделенные Восточно-Корейской возвышенностью. Одно из них соответствует трогу Гензан; поверхность М в его пределах располагается на глубинах 18–22 км. Второе, с глубинами Мохо 17–20 км, разделяет подводные возвышенности Ямато и Восточно-Корейскую. Мощность коры в пределах этих морфоструктур достигает 26 км. Переход от глубоководной котловины к континентальному шельфу сопровождается интенсивным опусканием Мохо до глубин 30–32 км.

Характерной особенностью Центральной котловины является наличие в ее пределах многочисленных вулканических построек (рис. 1). Многие постройки вытянуты в направлении юг — север, что позволяет говорить об их приуроченности к разломам меридионального простирания. Это предположение было выдвинуто в работе (Съедин, Коновалов, 1983) и нашло подтверждение в последующих исследованиях (Зимин, 2002; Съедин и др., 2013).

Вулканические постройки Центральной котловины представлены различными по уровню кремнезема породами, среди которых резко преобладают основные разности (90–95%) (Съедин, 1986, 1987, 1989). Для базальтов вулканических построек характерна высокая пористость (до 40% объема породы). Это, с учетом высокой степени разупорядоченности структуры плагиоклазов-вкрапленников из базальтов (Свининников, 2004; Свининников, Съедин, 1984; Яськин, Съедин, 1986), указывает на значительную газо-флюидонасыщенность исходной магмы. Подавляющая часть базальтов характеризуется оливин-плагиоклазовым парагенезисом порфировых минералов, а также отсутствием в них вкрапленников магнетита. Отсутствие во всех вулканиках этих структур порфировых выделений ортопироксена и кварца свидетельствует о недосыщенности их кремнеземом, а также о повышенной щелочности пород и исходной базальтовой магмы.

Преобладающая часть базальтов вулканических построек Центральной котловины по химическим особенностям представляет собой однотипную группу пород (Геология ..., 1987; Съедин, 1986, 1987 и др.). Они недосыщены кремнеземом (обычно оливин-нормативны), характеризуются повышенным уровнем титанистости, щелочности и высокими содержаниями

глинозема. Как известно, такие содержания и поведение петрогенных элементов, а также высокие концентрации крупноионных литофильных элементов (Rb, Sr, Ba), циркония и легких редкоземельных элементов (LREE) свидетельствуют о повышенной щелочности базальтов возвышенностей глубоководных котловин. По особенностям минерального и химического составов они наиболее близки к лейкократовым базальтам океанических островов и поднятий, от которых отличаются, прежде всего, более низким уровнем титана и железа (Съедин, 1989, 2010).

В целом по текстурно-структурным, минеральным и химическим особенностям вулканических построек Центральной котловины являются своеобразным типом вулканических пород Японского моря. Первоначально они были названы нами окраинно-морскими базальтоидами (окаинно-морскими толеитами и их дифференциатами) (Съедин, 1986, 1987, 1989 и др.). Позднее, учитывая структурное положение вулканических построек, эти образования были определены как пострифтовые вулканические возвышенностей глубоководных котловин Японского моря (Астахова и др., 2014; Съедин, 2010). Морфология вулканических построек Центральной котловины, особенности минерального и химического состава пород, а также специфика эволюции исходной базальтовой магмы (наличие феннеровского тренда и пантеллеритовой тенденции) на этих структурах позволяют говорить о принципиальной петрологической близости характера вулканизма построек Центральной котловины и океанических островов и поднятий. Можно утверждать, что исходной магмой для вулканизма этих структур была глубинная мантийная толеитовая базальтовая магма повышенной щелочности, обогащенная флюидами.

Данные по радиоизотопному возрасту вулканических построек (таблица) указывают на достаточно длительную и практически непрерывную, со среднего миоцена по плейстоцен, историю вулканизма Центральной котловины (Геология ..., 1987, Леликов и др., 2001; Съедин, 1989). Вулканизм имел пульсирующий характер и периодически возобновлялся на этих постройках в течение указанного времени. Вулканические постройки Центральной котловины окончательно сформировались как пострифтовые структуры в процессе мощного среднемиоцен-плиоценового тектоно-магматического этапа эволюции Японского моря, который проявился уже после образования основного структурного плана котловины (Съедин, 1989, Съедин, Коновалов, 1983).

Отметим, что возрастные характеристики, (приведенные в таблице), получены только для исследованных верхних частей вулканических

построек. Нижние их части перекрыты осадочным чехлом и недоступны для геологического изучения с помощью драгирования. О возрасте пород в основании изученных вулканических построек и можно судить, анализируя данные по скважине ODP 795B (Tamaki et al., 1990, 1992) в которой была пробурена толща базальтов (78.7 м) на склоне погребенной вулканической постройки (рис. 8). Возраст самых древних осадочных пород, которые разбурены в скважине, отвечает началу среднего миоцена. Возраст базальтов изменяется от 17.1 ± 0.6 млн лет (верхняя часть разбуренной толщи) до 23.7 ± 1.2 млн лет (нижняя часть разбуренной толщи). Таким образом, вулканизм в изученной части этой постройки, начавшись в позднем олигоцене, завершился в конце раннего миоцена. Известно, что позднеолигоцен-раннемиоценовое время является периодом активного вулканизма в Японском море, который проявился как в котловине Хонсю, так и на всех крупных возвышенностях (Геология ..., 1987; Съедин, 1986, 1987, 1989 и др.). Вулканизм этого времени отвечает самому мощному позднеолигоцен-раннемиоценовому тектоно-магматическому этапу, который, по сути, и сформировал современный структурный план Японского моря.

В процессе формирования Центральной котловины общее погружение дна происходило на фоне тектоно-магматических активизаций в позднем олигоцене — раннем миоцене, среднем миоцене — раннем плиоцене, плиоцене — плейстоцене. Плиоцен-плейстоценовый этап эволюции котловины наиболее отчетливо проявился на ее восточной окраине, где в плиоцене сформировалась горстово-грабеновая структура бордерленда (Tamaki, 1988), а в позднем плейстоцене, судя по данным интерактивной карты эпицентров землетрясений (IRIS Earthquake Browser), — субмеридиональная зона с современной коровой сейсмичностью в районе хребта Окусири.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результатом анализа геолого-геофизических данных, полученных при изучении Японского моря, явилось определение времени заложения и этапов эволюции Центральной котловины. Основные выводы, касающиеся тектоники изучаемого района, состоят в следующем:

Образование Центральной котловины обусловлено деструктивными процессами в пределах окраины континента с «растаскиванием» фрагментов материковой литосферы и формированием океанической коры в зоне максимального растяжения.

Характер аномалий гравитационного поля в редукции Фая позволяет говорить о сложном

полицентричном формировании области растяжения. По структуре коры Центральная котловина может быть разделена на два района, граница между которыми проходит примерно по меридиану 132°30' в.д. Земная кора восточной (с наиболее погруженным фундаментом) части котловины относится к океаническому типу, а западной — к субокеаническому типу.

Формирование Центральной котловины происходило в три этапа: I. **Ранний(?) палеоцен–средний эоцен** — дробление и рифтогенез в пределах континентальной окраины, инициальный вулканизм, заложение тектонической депрессии. II. **Средний эоцен–конец раннего миоцена** — нормальная седиментация в погружающемся бассейне; накопление отложений нижнего сейсмокомплекса чехла; локализация вулканизма на вулканических постройках. III. **Средний миоцен–плейстоцен** — чередование периодов нормальной седиментации и конденсации осадков на фоне общего погружения бассейна; накопление отложений верхнего сейсмокомплекса чехла; продолжение вулканизма на вулканических постройках.

Тектоно-магматические этапы, сопровождавшиеся вулканизмом, фиксируются в позднем олигоцене — раннем миоцене, среднем миоцене — раннем плиоцене, плиоцене — плейстоцене.

Активными тектоническими процессами в плиоцене обусловлено формирование горстово-грабеновых структур бордерленда, а в позднем плейстоцене — меридиональной зоны с современной коровой сейсмичностью в районе хребта Окусири.

Работа выполнена в рамках госбюджетных тем «Палеоокеанология окраинных морей Востока России и примыкающих районов Тихого океана, особенности и этапность кайнозойского осадконакопления, магматизма и рудогенеза» (0271-2016-0007) и «Пространственно-временные изменения геофизических полей, их связь со структурой, геодинамикой и сеймотектоническими процессами в литосфере дальневосточных морей России и их обрамлении» (0271-2018-0004).

Список литературы [References]

- Аблаев А.Г.* Геология и история флор побережий Японского моря. М: Наука, 1978. 192 с. [*Ablaev A.G.* The Geology and history of the floras of the coasts of the sea of Japan. M: Nauka, 1978. 192 p. (in Russian)].
- Андреева И.Б., Удинцев Г.Б.* Строение дна Японского моря по данным исследований экспедиции на «Витязе» // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1958. № 10. С. 3–20 [*Andreeva I.B., Udintsev G.B.* The structure of the bottom of the sea of Japan according to research expedition «Vityaz» // Izvestia of the USSR Academy of Sciences. Geological series. 1958. № 10. С. 3–20 (in Russian)].
- Антипов М.П.* Тектоника неоген-четвертичного осадочного чехла дна Японского моря. М: Наука, 1987. 86 с. [*Antipov M.P.* Tectonics of the Neogene-Quaternary sedimentary cover of the bottom of the Japan Sea. M: Nauka, 1987. 86 p. (in Russian)].
- Астахова Н.В., Колесник О.Н., Сьедин В.Т.* Рудная минерализация в вулканических породах подводных возвышенностей Японского моря // Геохимия. 2014. № 2. С. 158–177. <https://doi.org/10.7868/S0016752514020034> [*Astakhova N.V., Kolesnik O.N., S'edin V.T.* Ore mineralization in volcanic rocks from the submarine rises of the Sea of Japan // Geochemistry International. 2014. V. 52. № 2. P. 144–151].
- Варнавский В.Г.* Корреляция геологических событий (на примере палеогена и неогена Тихоокеанского региона). М.: Наука, 1985. 145 с. [*Varnavsky V.G.* Correlation of geological events (on the example of Paleogene and Neogene of the Pacific region). M.: Nauka, 1985. 145 p. (in Russian)].
- Варнавский В.Г.* Геодинамика кайнозойских нефтегазоносных осадочных бассейнов активных континентальных окраин. М.: Наука, 1994. 207 с. [*Varnavsky V.G.* Geodynamics of Cenozoic oil and gas sedimentary basins of active continental margins. M.: Nauka, 1994. 207 p. (in Russian)].
- Васенкова Н.Г., Горовая М.Т., Можеровский А.В.* О составе и возрасте аргиллитовой толщи (осадочный чехол материкового склона Японского моря) // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 3. С. 53–63 [*Vasenkova N.G., Gorovaya M.T., Mozharovskiy A.V.* The composition and Age of the Argillite Sequence (Sedimentary cover of the Continental Slope, Sea of Japan sea) // Pacific Geology. 2009. V. 28. № 3. P. 53–63. <https://doi.org/10.1134/S1819714009030051>].
- Васенкова Н.Г., Горовая М.Т., Можеровский А.В., Цой И.Б.* Осадочный чехол и позднекайнозойская история развития хребта Окусири (Японское море) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19. № 6. С. 89–104 [*Vasenkova N.G., Gorovaya M.T., Mozharovskiy A.V., Tsoy I.B.* Sedimentary cover and late Cenozoic History of the Okushiri Ridge (Sea of Japan) // Stratigrafiya, Geological. Korrelyatsiya. 2011. V. 19. № 6. P. 89–104. <https://doi.org/10.1134/S0869593811060086>].
- Гайнанов А.Г., Соловьев О.Н.* О природе магнитных аномалий в области перехода от Азиатского материка к Тихому океану // ДАН. 1963. Т. 151. № 6. С. 1399–1401 [*Gaynanov A.G., Soloviev O.N.* On the nature of magnetic anomalies in the transition from the Asian continent to the Pacific Ocean // Reports of the USSR Academy of Sciences, 1963. V. 151. № 6. P. 1399–1401 (in Russian)].
- Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива / Г.Л. Кириллова (ред.). Владивосток:

- ДВО РАН, 2004. 220 с. [Geology, geodynamics and prospects of oil and gas content of the sedimentary basins of the Tatar Strait / G.L. Kirillova (ed.). Vladivostok: DVO RAN, 2004. 220 p. (in Russian)].
- Геология дна Японского моря / А.Г. Аблаев (ред.). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с. [Geology of the bottom of the Japan Sea / A.G. Ablaev (ed.). Vladivostok: the USSR Academy of Sciences, 1987. 140 p. (in Russian)].
- Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны / С.М. Зверев, Ю.В. Тулина (ред.). М: Наука, 1971. 286 с. [Deep seismic sounding of the earth's crust of Sakhalin-Hokkaido-Seaside zone / S.M. Zverev, Yu.V. Tulina (eds.). M: Nauka, 1971. 286 p. (in Russian)].
- Гравиметрическая карта переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану в районе Японской островной дуги. Аномалии в свободном воздухе, Буге и изостатические. Масштаб 1:2 000 000 / П.А. Строев (ред.). М: ТГУЦР Мингео РСФСР, 1979 [Gravimetric map of the transition zone from the Asian continent to the Pacific Ocean in the area of the Japanese island arc. Anomalies in free air, Bouger and isostatic. Scale 1: 2000000 / P.A. Stroyev (ed.). M: Territorial geological management of the Central regions of the Ministry of Geology of the RSFSR, 1979 (in Russian)].
- Горнов П.Ю., Гильманова Г.З. Тепловое поле и геотермические модели литосферы области перехода континент — океан Северо-Востока Евразии // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 8. С. 1292–1303. <https://doi.org/10.15372/GiG20180811>. [Gornov P.Yu., Gil'manova G.Z. Thermal field and geothermal models of the lithosphere of the continent-ocean transition zone of the North-East of Eurasia // Russian Geology and Geophysics. 2018. V. 59. № 8. P. 1035–1044].
- Дальневосточные моря России: в 4 кн. / В.А. Акуличев (гл. ред.). Кн. 3: Геологические и геофизические исследования / Р.Г. Кулинич (ред.). М.: Наука, 2007. 503 с. [Far Eastern Seas of Russia: In 4 books / V.A. Akulich (Principal Ed.). Book 3. Geological and geophysical research / R.G. Kulnich (ed.). M.: Nauka. 2007. 503 p. (in Russian)].
- Зенкевич Н.Л. Рельеф дна Японского моря / Основные черты геологии и гидрологии Японского моря / В.Н. Степанов (ред.). М.: Из-во АН СССР, 1961. С. 5–22 [Zenkevich N.L. Bottom relief of the Japan Sea // The Main features of Geology and hydrology of the Japan Sea / V.N. Stepanov (ed.). M.: from the USSR Academy of Sciences, 1961. P. 5–22 (in Russian)].
- Зимин П.С. Аномальное магнитное поле и природа магнитоактивного слоя северо-западной части Японского моря. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. 2002. Владивосток, 23 с. [Zimin P.S. Anomalous magnetic field and the nature of the magnetoactive layer of the northwestern part of the Sea of Japan. Abstract of the dissertation of the candidate of geological and mineralogical sciences. 2002. Vladivostok, 23 p. (in Russian)].
- Карнаух В.Н., Карп Б.Я. Тектоника Японской котловины по результатам сейсмических исследований (Японское море) // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 5. С. 10–24 [Karnaukh V.N., Karp B.Ya. Tectonics of the Japanese basin (Sea of Japan): Seismic Research Results // Pacific Geology. 1997. V. 16. № 5. P. 10–24 (in Russian)].
- Карнаух В.Н., Цой И.Б., Леликов Е.П. и др. Геологическое строение подводной горы Петра Великого (Японское море) // Вестник ДВО РАН. 2013. № 6. С. 189–197 [Karnaukh V.N., Tsoy I.B., Lelikov E.P. et al. Geology of the Peter the Great Seamount (sea Of Japan) // Vestnic DVO RAN. 2013. № 6. P. 189–197 (in Russian)].
- Карп Б.Я., Прокудин В.Г., Валитов М.А. Строение земной коры и тектоника Центральной глубоководной котловины Японского моря // Тектоника и глубинное строение востока Азии. VI Косыгинские чтения. Доклады всероссийской конференции 20–23 января 2009 г. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2009. С. 113–116 [Karp B.Ya., Proculdin V.G., Valitov M.G. The structure of the earth's crust and tectonics of the Central deep-sea basin of the sea of Japan // Tectonics and deep structure of East Asia: 6th conference in memory of academician Yu.A. Kosygin, January 20–23. 2009, Khabarovsk. ITIG DVO PAN. P. 112–116 (in Russian)].
- Ковылин В.М., Карп Б.Я., Шаяхметов Р.Б. Строение земной коры и осадочной толщи Японского моря по сейсмическим данным // ДАН. 1966. Т. 168, № 5. С. 1048–1051 [Kovylin V.M., Karp B.Y., Shayakhmetov R.B. The structure of the crust and sedimentary strata of the sea of Japan according to seismic data // Doklady Earth Sciences. 1966. V. 168. № 5. P. 1048–1951 (in Russian)].
- Коновалов Ю.И. Вулканизм Японского моря. Диссертация канд. геол.-мин. наук. 1984. Москва, МГУ, 275 с. [Konovalov Yu.I. Volcanism of the Japan Sea. Dissertation kand. geologist.-mineral. sciences'. 1984. M.: MGU. 275 p. (in Russian)].
- Косминская И.П., Капустян Н.К. Обобщенная сейсмическая модель коры океанического типа // Изв. АН СССР. Сер. Физ. Земли. 1975. № 2. С. 37–49 [Kosminskaya I.P., Kapustyan N.K. Generalized seismic model of oceanic crust of the oceanic type // Izv. USSR AN. Ser. Phys. Of the earth. 1975. № 2. P. 37 (in Russian)].
- Красный М.Л., Воробьев В.М. Некоторые результаты гидромагнитной съемки северной части Японского моря // Тр. СахКНИИ. Вып. 20. Ю.-Сахалинск, 1969. С. 23–28 [Krasniy M.L., Vorob'ev V.M. Some results of hydromagnetic survey of the northern part of the Sea of Japan // Proceedings of the Sakhalin Integrated Scientific Research Institute. Iss. 20. Y.-Sakhalinsk, 1969. P. 23–28 (in Russian)].

- Кулинич Р.Г., Валитов М.Г. Мощность и типы коры Японского моря по данным морской и спутниковой гравиметрии // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. № 6. С. 3–13 [Kulinich R.G., Valitov M.G. Thicknesses and types of the crust beneath the Sea of Japan inferred from marine and satellite gravimetric investigations // Russian Journal of Pacific Geology. 2011. V. 5. № 6. P. 481–491].
- Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Пугачев А.А. Вулканизм и тектоника Японского моря // Океанология. 2018. Т. 58. № 1. С. 129–144. <https://doi.org/107868/S0030157418010124> [Lelikov E.P., Emelyanova T.A., Pugachev A.A. Volcanism and Tectonics of the Central Deep Basin, Sea of Japan // Oceanology. 2018. V. 58. № 1. P. 116–132. <https://doi.org/10.1134/S000143701706008X>].
- Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Сьедин В.Т. и др. Новые данные по радиоизотопному датированию вулканитов Японского и Охотского морей // Тихоокеанская геология. 2001. № 5. С. 118–122 [Lelikov E.P., Emelyanova T.A., S'edin V.T. et al. New data on radioisotope Dating of volcanites in the sea Of Japan and the sea of Okhotsk // Russian Journal of Pacific Geology. 2001. № 5. P. 117–122 (in Russian)].
- Медведев С.Н. Миграция отраженных волн в двумерно-неоднородной среде // Докл. РАН 2015. Т. 464. № 4. С. 484–489. <https://doi.org/10.1134/1028334X15100062> [Medvedev S.N. Imaging in 2D media // Doklady Earth Sciences. 2015. V. 464. № 4. P. 484–489 (in Russian)].
- Медведев С.Н. Технология обработки отраженных волн на записях донных сейсмостанций // Технология сейсморазведки. 2016. № 2. С. 92–99. [Medvedev S.N. Reflections data processing technique for OBS records // Technologia seismorazvedki. 2016. № 2. P. 92–99 (in Russian)].
- Милашин А.П., Снеговской С.С., Туезов И.К. Строение осадочной толщи Японского моря по материалам непрерывного профилирования методом отраженных волн // ДАН. 1968. Т. 183. № 5. С. 1060–1063. [Milasin A.P., Sniegowski S.S., Tuezov I.K. The Structure of sedimentary strata of the sea of Japan according to the materials of the continuous profiling method of reflected waves // Doklady Earth Sciences. 1968. V. 183. № 5. P. 1060–1063 (in Russian)].
- Непроцнов Ю.П., Ковылин В.М., Селин Е.А. и др. Новые данные о строении земной коры в Японском море // ДАН. 1964. Т. 155. № 6. С. 1429–1431. [Neprochnov Yu.P., Kovylin V.M., Selin E.A. et al. New data on the structure of the earth's crust in the sea of Japan // Doklady Earth Sciences 1964. V. 155. № 6. P. 1429–1431 (in Russian)].
- Непроцнов Ю.П., Мерклин Л.Р., Базовкина И.Г. Строение второго слоя земной коры в океане по геолого-геофизическим данным. М: изд. ВИНТИ, 1981. Итоги науки и техники. Общая геология. Т. 12. 84 с. [Neprochnov Y.P., Merklin L.R., Buzovkina I.G. The Structure of the second layer of the earth's crust in the ocean on geological and geophysical data. M: ed. VINITI, 1981. Results of science and technology. General geology. V. 12. 84 p. (in Russian)].
- Основные черты геологического строения дна Японского моря / И.К. Туезов (ред.). М.: Наука, 1978. 264 с. [The main features of the geological structure of the bottom of the sea of Japan / I.K. Tuezov (ed.). M: Nauka, 1978. 264 p. (in Russian)].
- Свининников А.И. Петрофизика западной части Тихого океана и окраинных морей Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2004. 279 с. [Svininnikov A.I. Western Pacific and East Asia marginal seas Petrophysics. Vladivostok: Dalnauka, 2004. 279 p. (in Russian)].
- Свининников А.И., Сьедин В.Т. Физические свойства пород кайнозойских вулканогенных комплексов Японского моря // Тихоокеанская геология. 1984. № 3. С. 7–15 [Svininnikov A.I., S'edin V.T. Physical properties of rocks of the Cenozoic volcanic complexes of the Japanese sea // Pacific Geology. 1984. № 3. P. 7–15 (in Russian)].
- Сигова К.И. Соотношение приповерхностных и глубинных структур земной коры впадины Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1990. 112 с. [Sigova K.I. Ratio of near-surface and deep structures of the crust of the depression of the sea of Japan. Vladivostok: DVNTs AN USSR, 1990. 112 p. (in Russian)].
- Строев П.А., Пантелеева В.Л., Левицкая З.Н., Чеснокова Т.С. Подводные экспедиции ГАИШ. Из истории науки // М.: КДУ, 2007. 240 с. [Stroyev P.A., Panteleeva V.L., Levitskaya Z.N., Chesnokova T.S. Underwater expeditions. State Astronomical Institute. P.K. Sternberg. From the history of science // M.: KDU, 2007. 240 p. (in Russian)].
- Су Дацюань. Интерпретация данных измерений силы тяжести в средней и северной части Южно-Китайского моря: Перевод с китайского // Oil. Geophys. Prosp. 1982. № 4. P. 45–56 [Su Daquan. Interpretation of gravity measurement data in the middle and northern part of the South China Sea: Translation from the Chinese // Oil. Geophys. Prosp. 1982. № 4. P. 45–56 (in Russian)].
- Сьедин В.Т. Кайнозойский базальтоидный магматизм Японского и Филиппинского окраинных морей. Дисс. канд. геол.-мин. наук. 1986. Владивосток. 358 с. [S'edin V.T. Cenozoic basaltoid magmatism Of the Japan and Philippine marginal seas. Dissertation kand. geologist.-mineral. sciences. 1986. Vladivostok. 358 p. (in Russian)].
- Сьедин В.Т. Формационно-геохимические типы кайнозойских базальтоидов Японского моря // ДАН. 1987. Т. 296. № 6. С. 1441–1446 [S'edin V.T. Formational-geochemical types of Cenozoic basaltoids of the sea of Japan // Doklady Earth Sciences. 1987. V. 296. № 6. P. 1441–1446 (in Russian)].
- Сьедин В.Т. Особенности кайнозойского базальтоидного магматизма и вопросы происхождения Японского моря // Тихоокеанская геология. 1989. № 2. С. 30–38 [S'edin V.T. Features of Cenozoic

- basaltoid magmatism and the origin of the Japan Sea // *Pacific Geology*. 1989. № 2. P. 30–38 (in Russian)].
- Сьедин В.Т.* Вулканизм Японского моря — индикатор кайнозойского рифтогенеза окраины Азии // Кайнозойский континентальный рифтогенез. Материалы Всероссийского научного симпозиума с международным участием, посвященного памяти академика РАН Н.А. Лигачева. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. Т. 2. С. 138–142 [*S'edin V.T.* Volcanism of the sea of Japan — indicator of the Cenozoic riftogenesis of the margin of Asia // *Cenozoic continental riftogenesis. Materials of the all-Russian scientific Symposium with international participation dedicated to the memory of academician N. A. Ligachev*. Irkutsk: IZK SO RAN, 2010. V. 2. P. 138–142 (in Russian)].
- Сьедин В.Т., Коновалов Ю.И.* Особенности базальтового вулканизма Японского моря // Магматические и метаморфические породы океанической коры. М.: Наука, 1983. С. 69–82. [*S'edin V.T., Konovalov Yu.I.* Features of basalt volcanism of the sea of Japan // *Magmatic and metamorphic rocks of oceanic crust*. M.: Nauka, 1983. P. 69–82 (in Russian)].
- Сьедин В.Т., Лобанов В.Б., Коптев А.А. и др.* Особенности геологического строения возвышенностей Первенца, Стащук и Васильковского (Центральная котловина, Японское море) // Вестник ДВО РАН. 2013. № 6. С. 205–212 [*S'edin V.T., Lobanov V.B., Koptev A.A. et al.* Features of the geological structure of the Pervenets, Stashuk and Vasilkovsky (Central basin, Sea of Japan) // *Vestnik DVO RAN*. 2013. № 6. P. 205–212 (in Russian)].
- Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии / К.Ф. Сергеев, В.В. Гордиенко, М.Л. Красный (ред.). Владивосток: ДВО РАН, 1992. 238 с. [*Tectonosphere Pacific margin Asia* / K.F. Sergeev, V.V. Gordienko, M.L. Krasny (eds.). Vladivostok: DVO RAN, 1992. 238 p. (in Russian)].
- Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф., Сагалевич А.М.* Советско-Японское сотрудничество по морской геофизике // Вестник АН СССР. 1969. № 5. С. 93–96 [*Udinsev G.B., Beresnev A.F., Sagalevich A.M.* The Soviet-Japanese cooperation in marine Geophysics. *Vestnik AN USSR*. 1969. № 5. P. 93–96 (in Russian)].
- Уткин В.П.* Что определяет развитие Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода: геодинамика движений океанических плит или азиатского континента? // ДАН. 2016. Т. 467. № 3. С. 314–319. <https://doi.org/10.7868/S086956521609022X> [*Utkin V.P.* What determines the development of the Asia-Pacific transition zone: geodynamics of movements of oceanic plates or the Asian continent? // *Doklady Earth Sciences*. 2016. V. 467. № 3. P. 314–319 (in Russian)].
- Цой И.Б.* Условия формирования кайнозойского осадочного чехла Дальневосточных морей и островного склона Курило-Камчатского желоба по микропалеонтологическим данным. Автореф. диссертации докт. геолог.-минерал. наук. Владивосток. 2012. 46 с. [*Tsoy I.B.* The conditions of the formation of the Cenozoic sedimentary cover of the Far Eastern seas and the island slope of the Kuril-Kamchatka Trench according to micropaleontological data. Abstract of the Dissertation Doctor of geological and mineralogical sciences. Vladivostok. 2012. 46 p. (in Russian)].
- Цой И.Б., Карнаух В.Н., Леликов Е.П.* Наименования подводных морфоструктур Японского моря — история и современные проблемы // Океанология. 2013. Т. 53. № 6. С. 800–812. <https://doi.org/10.7868/S0030157413060087> [*Tsoy I.B., Karnaukh V.N., Lelikov E.P.* Naming undersea features of the Sea of Japan: History and modern problems // *Oceanology*. 2013. V. 53. № 6. P. 715–726. <https://doi.org/10.1134/S0001437013060076>].
- Шаяхметов Р.Б.* Распределение мощности осадочного чехла в Японском море / Б.Я. Карп, Р.Г. Кулинич (ред.) // Геофизические исследования в Японском море. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1972. С. 17–23 [*Shayakhmetov R.B.* Distribution of the sedimentary cover in the sea of Japan / B.Ya. Karp, R.G. Kulinich (eds.) // *Geophysical investigations in the Japan sea*. Vladivostok: DVNTs AN USSR, 1972. P. 17–23 (in Russian)].
- Шевалдин Ю.В.* Аномальное магнитное поле Японского моря. М.: Наука, 1978. 76 с. [*Shevaldin Yu.V.* Anomalous magnetic field of the Sea of Japan. M.: Nauka, 1978. 76 p. (in Russian)].
- Яськин Г.М., Сьедин В.Т.* Состав и структурное состояние плагиоклазов как индикаторы петрогенезиса вулканитов дна Японского моря // Тихоокеанская геология. 1986. № 3. С. 115–118. [*Yaskin G.M., S'edin V.T.* Composition and structural state of plagioclases as indicators of petrogenesis of volcanites of the bottom of the sea of Japan // *Pacific Geology*. 1986. № 3. P. 115–118 (in Russian)].
- Evolution of Oceanic Crust of the Marginal Seas in North-western Pacific // *Geophysical Surveys* / Н. Kinoshita (edit.). Scientific Results. 1992. № 02044027. 69 p.
- Geological Survey of Japan. Database of the Marine Seismic Profiles around Japan (CD-ROM Version), 2001.
- Geology and Geophysics of the Japan Sea (Japan-USSR Monograph. Series. V. 1) / Edited by N. Isezaki et al. Tokyo: TERRAPUB, 1996. 487 p.
- Hamilton E.L., Moore D.G., Buffington E.C. et al.* Sediment Velocities From Sonobuoys: Bay of Bengal, Bering Sea, Japan Sea, and North Pacific // *JGR*. 1974. V. 79. № 17. P. 2653–2668.
- Hirata N., Karp B.Y., Yamaguchi T. et al.* Oceanic Crust in the Japan Basin of the Japan Sea by the 1990 Japan-USSR Expedition // *Geophysical Research Letters*. 1992. V. 19. № 20. P. 2027–2030.
- Honza E.* Geological Survey of Japan. Cruise Report No. 11 // *Geological Investigation of the Okhotsk and Japan Seas off Hokkaido June-July 1977 (GH77-3 Cruise)*. 72 p.
- Honza E.* Geological Survey of Japan. Cruise Report No. 13 // *Geological Investigation of the Japan Sea April-June 1978 (GH78-2 Cruise)*. 99 p.

- Ingle J.C.Jr., Karig D.E. Bouma A.H. et al.* Site 299–301 / Karig D. E., Ingle J.C. Jr., Bouma A.H. et al. (edit.) // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Washington (U.S. Government Printing Office). 1975. V. 31. P. 351–439.
- Ludwig W.J., Murauchi S., Houtz R.E.* Sediments and Structure of the Japan Sea // Geol. Society Amer. Bulletin. 1975. V. 86. № 5. P. 651–664.
- Sakai H., Nishi H.* Geologic ages of the Taishu group and the Katsumoto formation in the Tsushima and Iki Islands off northwest Kyushu of the basis of planktonic Foraminifers // J. Geol. Society of Japan. 1990. V. 96. № 5. P. 389–392.
- Sandwell D.T., Smith W.H.F.* Marine Gravity from Geosat and ERS 1 Satellite Altimetry // JGR. 1997. V. 102. № B5. P. 10039–10054.
- Sato T., Shinohara M., Karp B.Y. et al.* P-wave velocity structure of the central Japan Basin, Japan Sea with ocean bottom seismometers and airguns // Earth Planets Space. 2004. V. 56. P. 501–510.
- Tamaki K.* Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications // Bulletin Geol. Survey of Japan. 1988. V. 39. № 5. P. 269–365.
- Tamaki K., Pisciotto K., Allan J. et al.* 1990. Proc. ODP, Init. Repts., 127: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 844 p.
- Tamaki K., Suyehiro K., Allan J. et al.* 1992. Proc. ODP, Sci. Results, 127/128, Pt. 2: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1478 p.
- Tomoda Y.* Maps of free-air and Bouguer gravity anomalies in and around Japan // Univ. Tokyo Press, 1973. 4 p.
- Yamano M., Shevaldin Yu.V., Zimin P.S., Balabashin V.I.* Heat flow of the Japan Sea // Geology and Geophysics of the Japan Sea (Japan-USSR Monograph. Series. V. 1). Edited by N. Isezaki et al. Tokyo: TERRAPUB, 1996. P. 61–74.

THE CENTRAL BASIN OF THE SEA OF JAPAN: HISTORY AND TECTONICS

V.G. Prokudin, V.T. S'edin, M.G. Valitov, S.N. Medvedev

*V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute. FEB RAS,
Vladivostok, 690041; e-mail: sedin@poi.dvo.ru*

The authors analyzed the geological and geophysical data obtained in numerous expeditions during the investigation of the Sea of Japan. The paper shows that the formation of the Central basin was caused by destructive processes within the continent margin. The formation of the basin occurred in three stages. I — The Paleocene — the Middle Eocene: formation of tectonic depression during the rifting on the continental margin; initial volcanism. II. The Middle Eocene — end of the Early Miocene: normal sedimentation in the submerged basin; accumulation of sediments of the lower seismic complex of the cover; volcanism is located on volcanic edifices. III. The Middle Miocene — the Pleistocene: alternation in periods of normal sedimentation and condensation of precipitation at a time of the total of basin immersion; accumulation of deposits of the upper seismic complex of the cover; volcanism continues on volcanic edifices. Three tectonic-magmatic activations accompanied by volcanism are distinguished in the Central basin: 1 — in the Late Oligocene — the Early Miocene, 2 — the Middle Miocene — the Early Pliocene and 3 — the Pliocene — the Pleistocene.

Keywords: crust model, Moho, volcanism, K-Ar age, tectonics.