

## КОРРЕЛЯЦИЯ АКУСТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК И ВОЗРАСТА БАЗАЛЬНЫХ ГОРИЗОНТОВ КАЙНОЗОЙСКОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЯПОНСКОГО МОРЯ

*Е.П. Терехов, Т.А. Харченко, Н.С. Ли*

ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, ул. Балтийская 43, г. Владивосток, 690041; e-mail: [terekhov@poi.dvo.ru](mailto:terekhov@poi.dvo.ru), [harchenko\\_an@mail.ru](mailto:harchenko_an@mail.ru)

Поступила в редакцию 22 января 2021 г.

Исследованы скоростные разрезы и акустические характеристики осадочного чехла Центральной (Японской), Ямато (Хонсю), Цусимской котловин и трога Кита-Ямато Японского моря, а также пород фундамента и кайнозойского чехла подводной возвышенности Ямато. Выполнен сравнительный анализ аналогичных характеристик кайнозойских бассейнов Южно-Китайского и Восточно-Китайского окраинных морей. Выполнен анализ связи акустических свойств (скорости продольных волн –  $V_p$ ) базальных горизонтов и возраста кайнозойского чехла в указанных бассейнах. Обосновано, что значения  $V_p = 3.0–3.6$  км/сек являются акустической характеристикой осадочных толщ палеоцен-эоценового возраста. Согласно выполненным исследованиям, базальные слои в предполагаемых депоцентрах котловин Японского моря (Центральная, Ямато, Цусимская) имеют значения  $V_p = 3.0–3.3$  км/сек, что указывает на палеоцен-эоценовое время начала их образования.

**Ключевые слова:** фундамент, кайнозойский чехол, акустические характеристики, Японское, Южно-Китайское, Восточно-Китайское окраинные моря.

### ВВЕДЕНИЕ

Происхождение Японского моря до сих пор дискуссионно. Японское море включает 3 глубоководные котловины – Центральную (Японскую), Ямато (Хонсю) и Цусимскую, время формирования этих котловин следует рассматривать как основной период образования Японского моря. Согласно ряду исследователей, растяжение коры в Япономорском регионе происходило в период 32–10 млн лет [19] или 30–10 млн лет назад [44], основное время формирования Японского моря – 28–18 млн лет назад [44]. Впадины Центральная, Ямато и Цусимская (с глубинами, близкими современным – 2–3 км) сформировались в период 20–18 млн лет назад [19]. Согласно [22], впадины Центральная и Ямато также образовались в раннем (20 млн лет) миоцене. Эти выводы обоснованы данными глубоководного бурения.

Мощность осадочного чехла Японской котловины в восточной части составляет 1.7–2.5 км, достигая 2.95 км, а в ее западной части – 1.75–2.0 км [3]. Для обоснования возраста котловины используются данные бурения самой глубокой (762.2 м) скважины 795, которая расположена в северо-восточной части котловины и достигла акустического фундамента

(рис. 1). Мощность осадочного чехла в скважине – 684 м, биостратиграфический возраст осадочных пород основания чехла – 16.5–14.5 млн лет (средний миоцен), изотопный возраст базальтов фундамента – 23.7–17.1 млн лет (самый конец олигоцена–ранний миоцен) [19].

В котловине Ямато мощность осадочного чехла составляет 0.5–1.0 км, достигая 1.6–2.0 км в троге Тояма [43]. В районе котловины пробурены скважины 794 и 797 (рис. 1), мощность осадочного чехла в них 543 м и 550 м, соответственно. Акустический фундамент в скв. 794 представлен силлами долеритов (с прослоем туфов и туфогенных осадочных пород), а в скв. 797 – переслаиванием (измененных, брекчированных) базальтов и долеритов с осадочными породами (песчаниками, кремнистыми аргиллитами, мощность прослоев от первых до 70 м). Самый древний возраст пород осадочного чехла – 18–16 млн лет (ранний миоцен) в скв. 794 и 19.0–17.7 млн лет (ранний миоцен) в скв. 797. Изотопный возраст пород акустического фундамента (базальтов) также раннемиоценовый: 21.2–19.9 млн лет в скв. 794 и 19.0–17.7 млн лет в скв. 797 [19].

В Цусимской котловине мощность осадочного чехла превышает 5000, 7000 и 11000 м для депоцен-

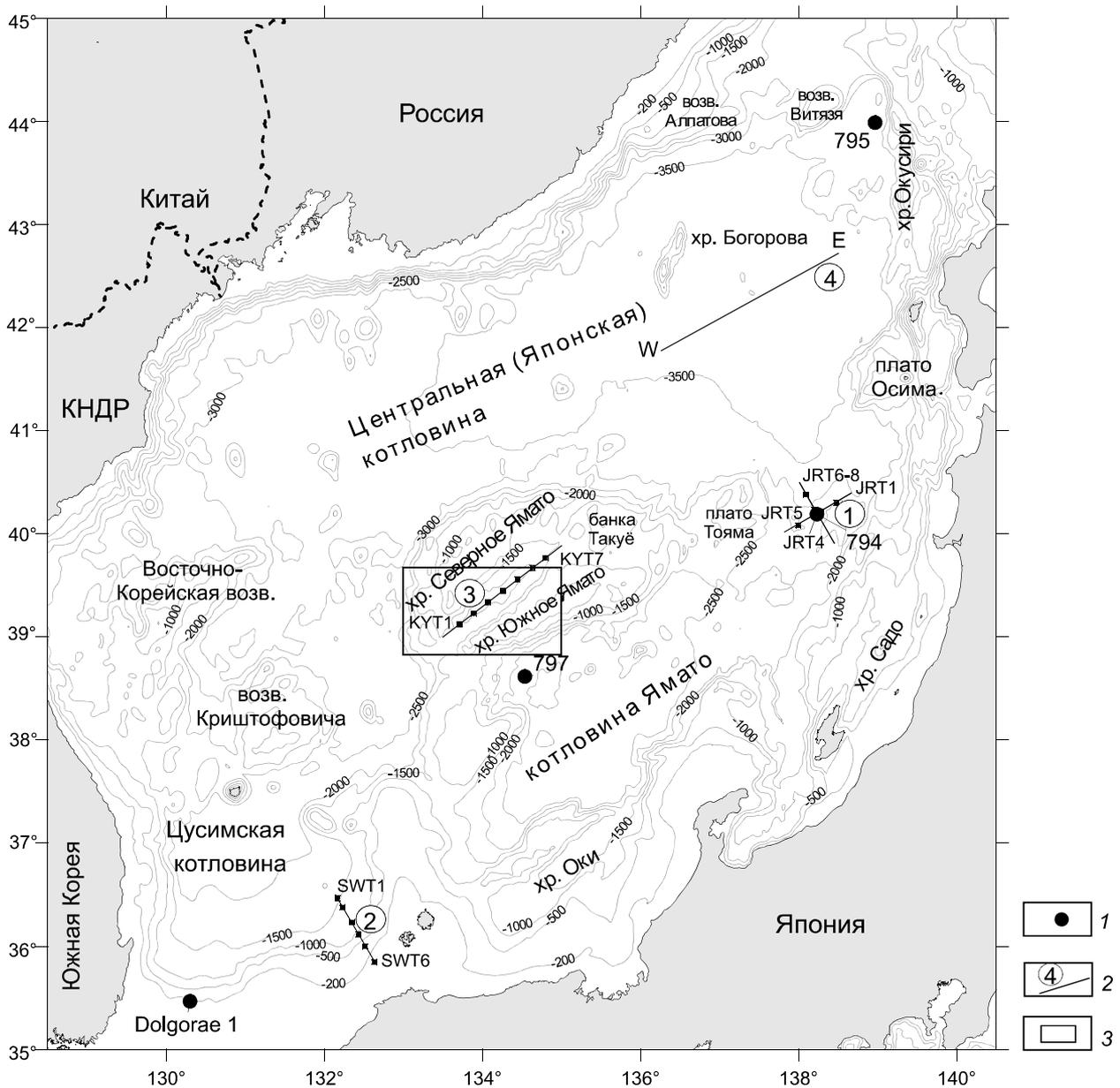


Рис. 1. Схема фактического материала.

1 – скважины (794, 795, 797, Dolgorae 1) глубоководного бурения [19, 60]; 2 – скоростные разрезы (цифры в кружочках 1, 2, 3, 4); 3 – район работ.

тров центральной, восточной и южной частей [25]. В южной части котловины пробурено 10 скважин. Самые глубокие из них – Goraе 1 well и Dolgorae I well, в них установлены мощности осадочного чехла 4229 м (глубина скважины) и 4616 м, соответственно (рис. 1). Микропалеонтологические данные дают среднемиоценовый (16.4 млн лет) возраст осадочных пород чехла до 3710 м в 1-й и до 3690 м во 2-й скважинах, предполагается, что нижележащие отложения сформировались в раннем миоцене [60].

Таким образом, самые древние отложения котловин, до которых «добурились» скважины, имеют раннемиоценовый возраст. Несмотря на то, что скважинами опробовано меньше половины мощности осадочного чехла этих структур, J. Ingl, L. Jolivet, K. Tamaki [19, 22, 44] утверждают, что в это (раннемиоценовое) время и образовались глубоководные котловины Японского моря. На наш взгляд, результаты исследования керн скважин указывают только на то, что возраст котловин не моложе раннего миоцена.

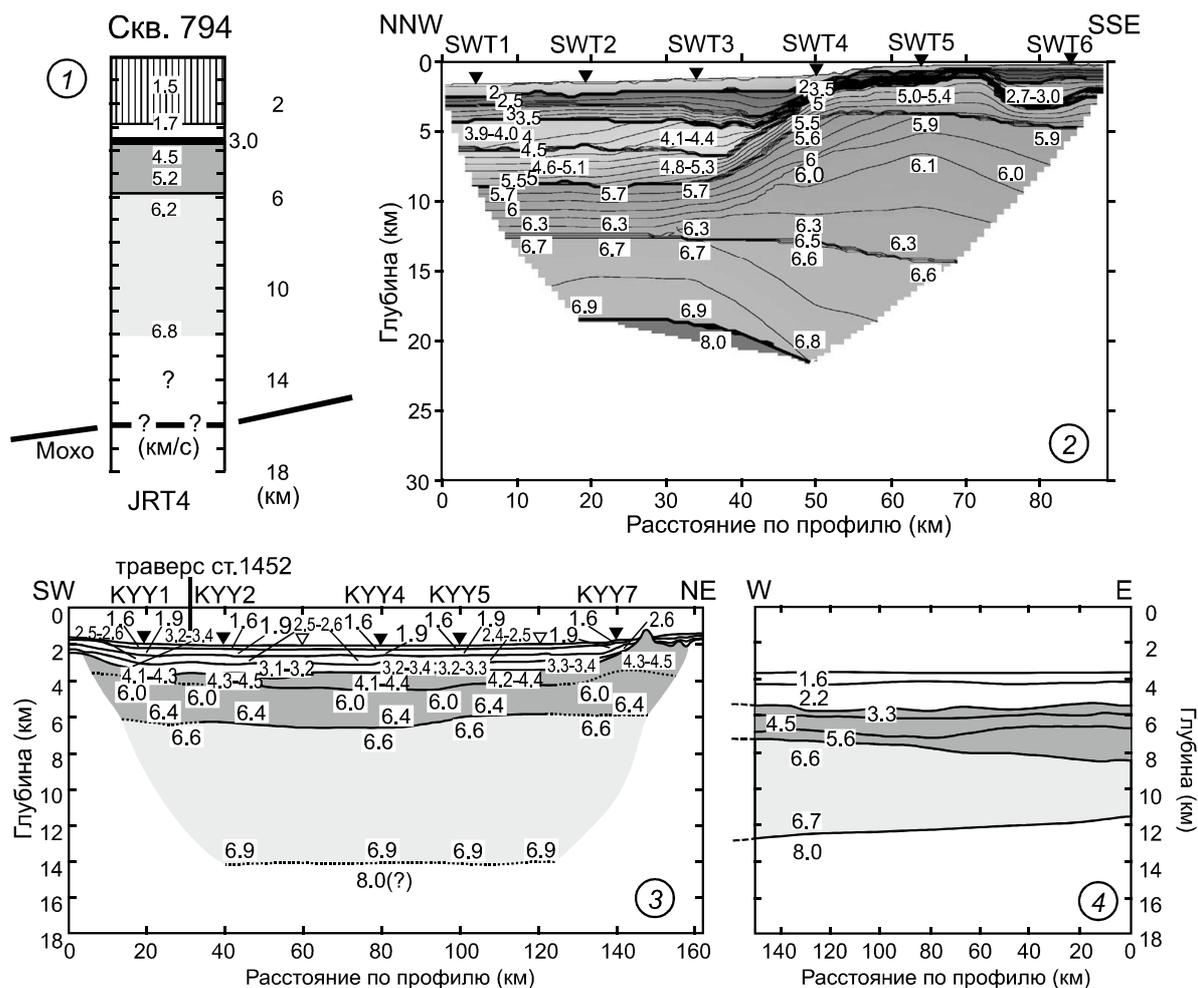


Рис. 2. Скоростные ( $V_p$ ) разрезы.

1 – котловина Ямато [39], 2 – Цусимская котловина [37], 3 – трог Кита-Ямато [35], 4 – Центральная котловина [36].

Соотношение изученной и неизученной мощностей осадочного чехла котловин указывает на значительно более древний (чем раннемиоценовый) их возраст и вызывает у некоторых исследователей [8] желание установить его каким-либо методом.

Возраст Центральной котловины просчитал В.Г. Прокудин (В.Г. Прокудин и др. [8]). Используя средние скорости осадконакопления, установленные для среднего и позднего миоцена – 35 м/млн лет (с уменьшением вниз по разрезу до 30 м/млн лет) в скв. 795 [44], и максимальную мощность (750 м) нижней части осадочного чехла в окрестности скважины, указанный автор рассчитал возраст этой, нижней, не «перебуренной» части чехла. При скорости осадконакопления 35–30 м/млн лет [44] он составил 21.5–25.0 млн лет. Максимальный возраст пород верхней части чехла в скв. 795 – 16.5 млн лет [44], суммарный возраст верхней и нижней частей чехла составил  $16.5 + (21.5 - 25.0) = 38 - 41$  млн лет (средний эоцен) [8].

Следует отметить, что В.Г. Прокудин с соавторами [8] рассчитали возраст только для 1434 м чехла (684 м – мощность осадочного чехла скв. 795 + 750 м – мощность нижней части чехла в окрестности скв. 795), в то время как мощность чехла в северной части Центральной котловины достигает трех километров.

Скорость седиментации – не единственный параметр, который можно использовать для оценки возраста (не опробованной бурением) нижней части чехла. Для этой цели можно использовать результаты сейсмических исследований, представленные скоростными разрезами указанных котловин. Самым важным параметром этих разрезов является величина акустической скорости самого нижнего сейсмокомплекса чехла, так как его возраст контролирует возраст котловин. В настоящее время известны скоростные разрезы котловин: Центральной (Японской) [36], Ямато [39] и Цусимской [37] (рис. 2). Установлены также скоростные разрезы (фундамента и чехла) подводной

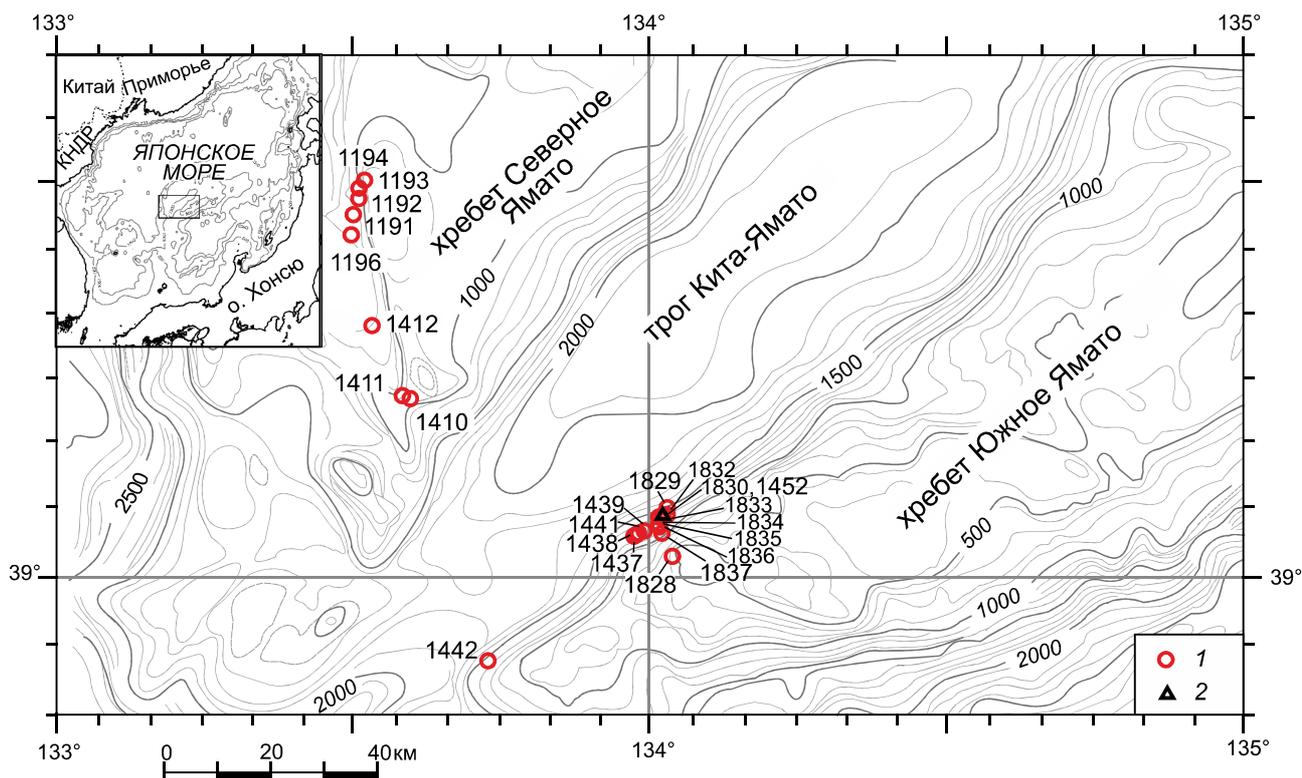


Рис. 3. Схема драгирования подводной возвышенности Ямато.

1 – номера станций, в которых подняты раннемеловые осадочные породы; 2 – станция 1452, в которой подняты палеоценовые породы.

возвышенности Ямато [17] и трога Кита-Ямато [35] (рис. 2). Ранее, в результате геологических исследований возвышенности Ямато, были выделены возрастные геологические комплексы пород [1] фундамента и базальных слоев кайнозойского чехла, слагающие соответствующие им сейсмокомплексы.

Таким образом, знание геологического строения Ямато дает нам возможность возрастной корреляции сейсмических и геологических комплексов этой структуры на границе фундамент/чехол. В котловинах Японского моря доступной характеристикой базального слоя чехла являются акустические свойства слагающих его горных пород. Скорость прохождения акустических волн – это параметр, позволяющий сравнивать сейсмические комплексы и возрастные геологические комплексы осадочных пород различных морфоструктур морей. Нами (для данной работы) определены акустические свойства пород фундамента и осадочных пород базальной части кайнозойского чехла подводной возвышенности Ямато.

Задачей предлагаемого исследования являлась возрастная корреляция геологических комплексов и соответствующих им (по положению в геологическом разрезе и акустическим свойствам) сейсмокомплексов

в ряде структур Японского моря с целью установления возраста нижней части осадочного чехла котловин Японского моря. Для подтверждения указанной возрастной корреляции нами использованы геолого-геофизические данные строения хорошо изученных кайнозойских бассейнов седиментации Восточно-Китайского, Южно-Китайского морей, острова Тайвань, Корейского п-ова и Японских островов.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПОДВОДНОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ ЯМАТО

Возвышенность состоит из двух основных структур – хребтов Северное Ямато (банка Кита-Ямато) и Южное Ямато (банка Ямато), разделенных трогом Кита-Ямато. Северо-западным продолжением Южного хребта является банка Токуё, а северо-восточным продолжением этого хребта – плато Тояма [12] (рис. 1, 3).

На хребте Северное Ямато (СЯ) в составе фундамента установлены позднепротерозойские амфиболиты, гнейсы, среднепалеозойские филлиты и метаэффузивы, позднепалеозойские гранитоиды и раннемеловые осадочные породы. Фундамент хребта Южное Ямато (ЮЯ) сложен позднепротерозойскими амфиболитами, гнейсами и раннемеловыми осадочными породами [7].

Объектом нашего исследования были раннемеловые осадочные породы хребтов СЯ, ЮЯ и палеоценовые осадочные породы хребта ЮЯ. В пределах Северного хребта раннемеловые отложения слагают куэсту, поверхность которой, полого погружается на северо-восток от глубины 640 м до 950 м. С запада и юга она ограничена крутыми уступами высотой от 300 до 600 м. С поверхности этих уступов, общей протяженностью около 30 км (станции 1191–1194, 1196, 1410–1412), в интервале глубин 900–660 м и были подняты песчаники, алевропесчаники и алевролиты (рис. 3). Основной объем пород составляют песчаники. Мощность изученного разреза осадочной толщи около 300 м, породы, вероятно, залегают на гранитоидах позднепалеозойского возраста. Позднепалеозойские гранитоиды и раннемеловая осадочная толща являются акустическим фундаментом (акустическая скорость продольной волны ( $V_p$ ) в породах более 4 км/сек). Неогеновый чехол в исследуемом геологическом разрезе отсутствует или имеет очень незначительную мощность, так как в одном образце алевролита (ст. 1192) установлены единичные диатомеи [12].

В районе хребта Южное Ямато раннемеловые отложения установлены на его крутом северо-западном склоне (станции 1437, 1438, 1441, 1828, 1829–1832) в интервале глубин 700–1470 м (рис. 3). Протяженность изученного разреза около 9 км, предполагаемая мощность отложений – 800 м. Породы представлены песчаниками, алевропесчаниками, алевролитами и алевроаргиллитами (песчаники в подчиненном количестве). Позднепротерозойские метаморфические породы фундамента и раннемеловые отложения хребта ЮЯ являются акустическим фундаментом ( $V_p > 4$  км/сек).

Раннемеловой (альбский) возраст установлен по палинокомплексам, выделенным В.С. Маркевич из осадочных пород хребтов Северное и Южное Ямато [5].

Палеоценовые осадочные породы обнаружены в юго-западной части хребта ЮЯ (станция 1452, интервал драгирования 1150–1230 м) (рис. 3) и представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами, алевроаргиллитами. Возраст основан на данных спорово-пыльцевого анализа [5]. Палеоценовые породы ( $V_p < 4$  км/сек) слагают основание кайнозойского чехла. Стратиграфически выше лежат олигоцен-раннемиоценовые пирокластические породы континентального генезиса [6], позднеолигоцен-раннемиоценовые вулканиты [7] и раннемиоценовые туфогенно-осадочные отложения пресноводного генезиса [1, 10].

Преобразование осадков в осадочные породы и последующая литификация (уплотнение) осадочных

пород происходят в результате литостатического давления. В процессе литификации пород постепенно уменьшается их общая пористость и увеличивается плотность, существуют диаграммы зависимости общей пористости пород от мощности вышележащей осадочной толщи. Ранее в исследуемых породах была определена общая пористость, этот параметр позволяет оценить максимальную (первоначальную) мощность пород. В настоящее время раннемеловые породы слагают поверхность хребта СЯ. В геологическом разрезе северо-западного склона хребта ЮЯ непосредственно на раннемеловых и палеоценовых толщах лежит неогеновая толща слабо литифицированных пресноводных отложений незначительной (на наш взгляд) мощности. Данные об общей пористости и современное положение раннемеловых песчаников указывают на существование послееальбских вертикальных движений блоков коры (в том числе и с выводом осадочных толщ на дневную поверхность) в районе возвышенности Ямато с амплитудой 2–3 км. Величина общей пористости палеоценовых пород и их современное положение предполагают вертикальные движения в юго-западной части Южного хребта Ямато с амплитудой около 2 км, в интервале эоцен–олигоцен [9].

#### МЕТОДИКА ЛАБОРАТОРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

Для измерения скорости распространения упругих акустических волн образцы были распилены таким образом, чтобы были две параллельные плоскости. Измерения проводились на приборе «Ультразвук» на образцах, взятых из камнехранилища с естественной влажностью (не замачивались). Размеры образца ( $L$ , мм) замерялись электронным штангенциркулем. Далее образец помещался в держатель прибора и измерялся в четырех разных положениях относительно держателя, затем данные осреднялись. Скорость прохождения продольной ( $V_p$ , м/с) и поперечной ( $V_s$ , м/с) волн рассчитывалась по формулам:

$$V_p = L/T_{0p}; \text{ мм/мкс } (10^3 \text{ м/с})$$

$$V_s = L/T_{0s}; \text{ мм/мкс } (10^3 \text{ м/с}).$$

Где:  $L$  – размер образца в мм (между параллельными гранями);  $T_{0p}$  – время прохождения продольной волны в образце, мкс.;  $T_{0s}$  – время прохождения поперечной волны в образце, мкс.

Контроль работы прибора осуществлялся с помощью эталонов заводского изготовления.

Оценка погрешностей определения физических характеристик производилась по результатам повторных (контрольных) измерений свойств 3–5 % от образцов изучаемой коллекции. Средняя относительная погрешность определения скорости прохождения

**Таблица 1. Значения продольной скорости сейсмических волн (км/сек) в сейсмокомплексах фундамента и базальной части осадочного чехла некоторых морфоструктур Японского моря. В скобках средняя величина.**

Сейсмические комплексы						
Японское море						
Подводные структуры	Возвышенность Ямато		Трог Кита-Ямато	Котловины		
	Хребет Северное Ямато	Хребет Южное Ямато		Центральная, восточная часть	Ямато, северная часть	Цусимская, юго-восточная часть
Авторы	Chung et al., 1990 [13]		Sato et al., 2001 [35]	Sato et al., 2004 [36]	Shinohara et al., 1992 [39]	Sato et al., 2006 [37]
Нижняя часть чехла	3.0–3.5 (3.2)	3.5	3.1–3.4 (3.2)	3.3	3.2	3.0
Фундамент	4.8–5.7 (5.25)	5	4.1–4.5 (4.3)	4.5	4.5–5.2 (4.8)	3.9–4.4 (4.1)

упругих акустических волн не превышала 3 %. Приведенные данные показывают, что изучаемые физические свойства определялись с достаточной для петрофизических исследований точностью.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЯПОНСКОГО МОРЯ И ОБСУЖДЕНИЕ

Значения продольной скорости акустических волн в сейсмокомплексах фундамента и базальной части осадочного чехла ряда структур Японского моря приведены в табл. 1. Возраст пород, слагающих аналогичные сейсмокомплексы в некоторых структурах Япономорского региона, показаны в табл. 2. Здесь же, для установления в окраинных морях соотношения величины продольной скорости акустических волн сейсмокомплексов основания чехла и возраста слагающих их пород приведены данные по подводному хребту Витязя и шельфу Берингова моря.

Данные таблиц 1, 2 указывают на близкие (3.0–3.5 км/сек) величины продольной скорости акустических волн ( $V_p$ ) в породах базальной части кайнозойского чехла различных морфоструктур (шельф, континентальный склон, подводные хребты, котловины, острова) указанных районов. Литературные данные указывают на палеоцен-эоценовый возраст пород с аналогичными акустическими свойствами (табл. 2). В геологическом палеоцен-эоцен-олигоцене разрезе бассейнов Юбари и Санрики-Оки (о-в Хоккайдо) ( $V_p = 3.2$  км/сек) основную (около 4 км) мощность разреза составляют ранне-среднеэоценовые отложения [41]. Это говорит о том, что акустические свойства эоценовых отложений определяют среднее значение  $V_p$  по всей палеогеновой осадочной толще. Таким образом, осадочные породы базальной части чехла с  $V_p = 3.1–3.5$  км/сек во всех известных нам разрезах (где проведены геолого-геофизические исследования) имеют палеоцен-эоценовый возраст (табл. 2).

Хребты Северное и Южное Ямато, трог Ямато, представляющие сопряженные структуры возвышенности Ямато, должны иметь единую историю геологического развития. Раннемеловые осадочные породы, обнаженные на хребтах Ямато, и породы фундамента трога Ямато, с точки зрения Берсенева И.И., представляют собой части ранее единого раннемелового бассейна седиментации. Это представление отражено им в [2]. Сходство значений  $V_p$  в сейсмокомплексе фундамента трога и в значительной части раннемеловых песчаников и алевроаргиллитов, драгированных на склонах возвышенности Ямато, на наш взгляд, подтверждает это.

Общая история развития хребтов и трога Ямато отражена и в близких значениях  $V_p$  сейсмокомплексов фундамента (4.1–5.7 км/сек) и  $V_p$  основания чехла (3.0–3.5 км/сек) указанных структур (табл. 1). Акустический фундамент хребтов (по данным драгирования) представлен, в основном, позднепротерозойскими метаморфическими породами, позднепалеозойскими гранитоидами и раннемеловыми осадочными породами, а базальные слои чехла хребта Южное Ямато – палеоценовыми породами. Мы предполагаем, что фундамент и нижняя часть чехла трога имеют аналогичное строение.

Геологическое строение подводной возвышенности Ямато и Японских островов, являющихся островным обрамлением моря, должно отражать общую историю развития Япономорского региона. Японские острова сформировались в процессе субдукции Тихоокеанской и Филиппинской плит под окраину Азиатского континента. Субдукция плит в Япономорском регионе началась в среднем миоцене (15 млн лет назад) [40], к этому времени, согласно [19, 22], кайнозойские бассейны седиментации в районе Японского моря уже существовали. Тектоническое сжатие в восточной части региона привело к тому, что морские кайнозойские осадочные бассейны этого

**Таблица 2. Значения продольной скорости сейсмических волн (км/сек) и возраст геологических комплексов фундамента и базальной части осадочного чехла подводной возвышенности Ямато, о-ва Хоккайдо (Японские о-ва), подводного хр. Витязя (внешняя дуга Курильской островодужной системы) и бассейна Наварин (шельф Берингова моря).**

Геологические комплексы				
Структуры	Японское море		Курильская островодужная система, хребет Витязя	Берингово море Бассейн Наварин скважина COST № 1 well
	Возвышенность Ямато, хребет Южное Ямато	О-в Хоккайдо, пояс Уезо-Сорачи, бассейны Юбари, Санрики-Оки		
Авторы	Терехов, Харченко, данная работа	Iwasaki et al., 2004 [20]; Takano et al., 2013 [41]; Takashima et al., 2004 [42]	Терехов, Харченко, 2020 [10]	Turner et al., 1984 [48]
Нижняя часть чехла	3.1	3.2	3.3	3.5
Возраст	Палеоцен	Палеоген	Поздний палеоцен–эоцен	Эоцен
Состав пород	Конгломераты, песчаники, алевролиты, алевроаргиллиты	Песчаники, аргиллиты с прослоями угля	Конгломераты, дресвяники, песчаники, алевролиты	Аргиллиты кремнистые и песчаные
Фундамент	3.6	4.3	4.82	4.8
Возраст	Ранний мел (альб)	Поздний мел (апт–маастрихт)	Кампан–ранний палеоцен	Поздний мел (маастрихт)
Состав пород	Конгломераты, песчаники, алевропесчаники, алевролиты, алевроаргиллиты	Супергруппа Уезо. Конгломераты, песчаники, аргиллиты, туфы	М/з песчаники, алевролиты, кремнистые алевроаргиллиты	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, уголь, силлы базальтов

района около 7 млн лет назад стали островной сушией [22], доступной для изучения. Палеогеновый бассейн седиментации на о-ве Хоккайдо представлен в основном эоценовыми отложениями, залегающими с размывом и стратиграфическим перерывом (отсутствует нижний палеоцен) на верхнемеловых отложениях. Строение мел-палеогеновых разрезов в бассейнах седиментации о-вов Хонсю, Кюсю и побережья Кореи показано в табл. 3. Во всех разрезах самые нижние (самые древние) отложения чехла имеют эоценовый возраст и лежат, со значительным стратиграфическим несогласием (выпадает палеоцен), на меловых (в т.ч. осадочных) породах. В случае единой истории геологического развития всех структур Япономорского региона, самые древние слои чехла в котловинах, на возвышенности Ямато, Японских островах и восточном побережье Кореи должны быть одновозрастными. Вышеприведенные геологические данные указывают на палеоцен-эоценовый возраст базальных слоев. На наш взгляд, близкие величины  $V_p$  (3.0–3.5 км/сек) базальной части чехла в котловинах, хребтах, троге Кита-Ямато и осадочных бассейнах о-ва Хоккайдо также подтверждают эту точку зрения.

Возраст глубоководных котловин Японского моря – это возраст начала его образования. Согласно

представлениям исследователей [11, 23, 54], окраинные моря северо-западной части Тихого океана образовались в кайнозойе и имеют единую «тектоническую природу» – сдвиговый геодинамический режим, сформировавший сосдвиговые структуры растяжения (бассейны типа пулл-апарт [34]). Если эти представления верны, следует ожидать сходство в развитии кайнозойских осадочных бассейнов о-ва Тайвань, Южно-Китайского, Восточно-Китайского и Японского морей.

#### СКОРОСТНЫЕ РАЗРЕЗЫ, ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ БАССЕЙНОВ СЕДИМЕНТАЦИИ РЯДА СТРУКТУР О-ВА ТАЙВАНЬ, ЮЖНО-КИТАЙСКОГО И ВОСТОЧНО-КИТАЙСКОГО МОРЕЙ

##### Остров Тайвань

Остров Тайвань представляет собой поднятую (около 6 млн лет назад) северную часть Южно-Китайского моря [30]. По данным сейсмических разрезов (профиль OBS2015-2 и другие) [33], пройденных через о-в Тайвань, создана скоростная модель осадочного чехла этого района. Кайнозойские отложения представлены первым осадочным слоем ( $V_p =$

Таблица 3. Возраст фундамента и базальной части чехла ряда осадочных бассейнов Южно-Китайского, Восточно-Китайского морей, о-ва Тайвань, Юго-западной Японии и побережья п-ова Корея.

	Южно-Китайское море		Регион острова Тайвань		Восточно-Китайское море		Японские острова. Юго-западная Япония				
	Северная группа кайнозойских бассейнов	Baibu Gulf, Western Pearl River Mouth	Бассейны	Хребты	Западные депрессии	Восточные депрессии	Острова Камикашики	Западный район	Северо-западный район	Полуостров Ога	Полуостров Корея
Осадочные бассейны, районы	Qiongdongnan, Central Pearl River Mouth, Eastern Pearl River Mouth, Taixinan	Taihsi, Penghu Platform	Hsuehsha, Backbone	Lishui, Jiaojiang, Qiantang, Chnagiag	Diaobei, Xihu, Fujiang		Prefectura Kagoshima	Район Amakusa	Район Takashima	Prefectura Akita	Pohang (Heunghae)
Авторы	Wang P. et al., 2019 [51]	Lin et al., 2003 [30]		Liang, Wang, 2018 [29]; Wang B. et al., 2019 [50] Yongshend, 2020 [58]			Kazunari et al., 2011 [24]; Tsutsumi et al., 2017 [47]	Yamaguchi, Kamiya, 2007 [55]; Hashimoto, 1991 [16]		Ohguchi et al., 2008 [33]; Tani, et al., 2016 [46]	Lee et al., 2015 [26]
Возраст нижней части чехла	Палеоцен	Эоцен	Поздний палеоцен	Эоцен	Ранний палеоцен	Поздний палеоцен	Эоцен	Средний эоцен	Поздний эоцен	Эоцен	Эоцен
Возраст и состав фундамента	Мезозойские породы	Раннемеловые (апт) осадочные отложения	Поздне-меловые осадочные отложения	Поздне-меловые осадочные отложения			Поздне-меловые осадочные отложения	Меловые вулканические брекчии и туфы	Меловые спекшиеся вулканические брекчии и туфы	Меловые осадочные породы, вулканические интрузии гранитов	

1.8–2.5 км/сек) и вторым осадочным слоем ( $V_p = 3.0–3.5$  км/сек), лежащем на фундаменте (верхняя кора,  $V_p = 5.0–6.4$  км/сек) [33]. Основание кайнозойского чехла о-ва Тайвань сложено эоценовыми отложениями [30] (табл. 3), следовательно, второй осадочный слой с  $V_p = 3.0–3.5$  км/сек слагают породы эоценового возраста.

Представления различных исследователей на историю развития осадочных бассейнов о-ва Тайвань принципиально не различаются [18, 30]. В наиболее простом варианте выделяются два этапа: первый – синрифтовый – палеоцен–средний миоцен, второй – пострифтовый – верхний миоцен–голоцен. Этапы разделяются стратиграфическим несогласием – в геологических разрезах районов Coastal Plain, Western Foothills, Hsuehshan Range отсутствуют отложения возраста поздний эоцен–ранний олигоцен, а в разрезах районов Central Range и Hengchun Peninsula отсутствуют олигоценные отложения (и самый верх эоцена) [18].

Более подробная история Тайваня представлена в трех эпизодах (или тектонических фазах) [30]: 1 – синрифтовый эпизод 58–37 млн лет (поздний палеоцен–средний эоцен), 2 – rift-drift transition эпизод 37–30 млн лет (поздний эоцен–ранний олигоцен), характеризующийся подъемом коры и эрозией ранее образованных структур, 3 – олигоцен-миоценовый эпизод 30–6.5 млн лет, в котором период 30–21 млн лет рассматривается как время начального погружения. Для Тайваньского региона (бассейны Taishi, Tainan, Penghu Platform, Kuanyin Platform) выделяется четвертый эпизод – формирования задугового (forland) бассейна 6.5–0 млн лет (самый поздний миоцен–современное время). Авторы этой схемы (по бурению, сейсмическим профилям и геологическим разрезам) выделяют в Тайваньском регионе три главных несогласия: rift-onset, breakup, basal foreland [30]. Соответственно этим несогласиям и составлена история формирования кайнозойского чехла этого региона. Несогласие rift-onset отделяет палеоцен-эоценовые отложения от подстилающих дорифтовых мезозойских осадочных пород фундамента, представленных отложениями от континентальных до мелководно-морских. Возраст пород фундамента – раннемеловой (апт). Согласно бурению, возраст наиболее древних отложений, располагающихся выше указанного несогласия – позднепалеоценовый. Таким образом, rift-onset несогласие указывает на отсутствие геологического разреза верхний мел–нижний палеоцен (110–60 млн лет) продолжительностью около 50 млн лет [30].

Характер взаимоотношения между фундаментом и чехлом имеет важное значение для создания

ретроспективных моделей формирования морей. Ряд исследователей Восточно-Китайского моря выделяют в истории его развития верхний мел-палеоценовый рифтогенный этап [31]. На наш взгляд, это нелогично, так как контакт между фундаментом и основанием чехла во всех кайнозойских бассейнах Восточно-Китайского моря несогласный (обычно со стратиграфическим перерывом) и геологическое строение Тайваньского региона этому яркий пример.

Значительный стратиграфический перерыв между фундаментом и чехлом и подъем территории в олигоцене говорят нам о сходном геологическом строении о-ва Тайвань и подводной возвышенности Ямато. Палеоценовые отложения Южного Хребта Ямато лежат на альбских осадочных породах, что указывает на стратиграфический перерыв около 34 млн лет. Для всех крупных подводных возвышенностей Японского моря (Ямато, Криштофовича, хребет Кита-Оки, банка Оки) характерно широкое развитие верхнеолигоцен-нижнемиоценовых континентальных образований (спекшиеся туфы, игнимбриты, вулканогенно-осадочные озерные отложения) [1]. В геологическом разрезе Южного хребта Ямато стратиграфически ниже верхнеолигоцен-нижнемиоценовых пород континентального генезиса лежат отложения палеоценового возраста, что указывает на подъем территории Южного хребта в период эоцен-олигоцен.

### **Южно-Китайское море Северо-восточная часть**

Как отмечалось выше, о-в Тайвань представляет собой бывшую северную часть Южно-Китайского моря [30]. Геологическое строение этого района аналогично строению хребта Южное Ямато в Японском море. По-видимому, это не случайно – анализ геологических и геофизических данных по Южно-Китайскому морю, проведенный ранее (Р.Г. Кулинич, А.А. Заболотников, Ю.З. Марков и др.), позволил авторам сделать вывод, что наиболее близким и эволюционным аналогом Южно-Китайского моря является Японское море [4]. В регионе Южно-Китайского моря в процессе поиска углеводородов к настоящему времени получены новые геолого-геофизические данные, очевидно, что их необходимо использовать для решения проблемы происхождения котловин Японского моря.

В северо-восточной части Южно-Китайского моря, на шельфе, к о-ву Тайвань примыкает Юго-Западный Тайваньский бассейн (SWTB, он же Taixinan или Tainan). Фундамент бассейна представлен верхнемеловыми, а основание чехла – среднеэоценовыми отложениями. Бассейн Tainan пересекает геофизический профиль OBST3, ориентированный с севера на юг. В

графическом представлении скоростной модели по этому профилю в районах шельфа и склона слои с  $V_p = 3.0$  км/сек лежат на фундаменте с  $V_p = 4.0$  км/сек, а в глубоководной части моря (глубина около 3 км) слой с  $V_p = 3.0$  км/сек лежит на фундаменте с  $V_p = 5.0$  км/сек [27]. Профиль OBST3 в южной (глубоководной) части моря пересекается с профилем OBS2015-2 (восток-запад), отражающем строение Центрального океанического бассейна. Скоростная модель OBS2015-2 представлена слоями: осадочный слой 1, осадочный слой 2, верхняя кора (фундамент), соответственно – 1.8–2.5 км/сек, 3.0–3.5 км/сек и 5.0–6.4 км/сек [33].

Восточнее (10 км) западного конца OBS2015-2 проходит профиль OBS2001, который пересекает шельф, континентальный склон и глубоководную часть моря. На графическом представлении скоростной модели по профилю OBS2001 в осадочном чехле шельфа, континентального склона и океанического бассейна присутствуют слои с  $V_p = 3.0$  и 3.5 км/сек, лежащие на слоях с  $V_p = 4.5$  и 5.5 км/сек (кристаллическая кора) [52]. Северная часть профиля пересекает кайнозойский бассейн Eastern Pearl River Mouth, в котором основание кайнозойского чехла сложено эоценовыми отложениями, а фундамент представлен мезозойскими породами [51] (табл. 3).

Около 120 км западнее OBS2001 пройден профиль OBS2016-2, скоростная модель которого представлена: 1-м кайнозойским осадочным слоем (1.7–2.0 км/сек), 2-м кайнозойским осадочным слоем (2.1–3.2 км/сек), 3-м кайнозойским осадочным слоем (3.3–3.5 км/сек) и мезозойским осадочным слоем (4.3–5.3 км/сек) [52]. Северная часть профиля пересекает континентальный склон района Dongsha, где расположены одноименные острова. Основание кайнозойского чехла островов и склона Dongsha сложено палеогеновыми осадочными породами, которые коррелируются с палеогеновыми породами бассейна Pearl River Mouth [56] (табл. 3). В этом бассейне базальный горизонт чехла представлен эоценовыми отложениями [51].

#### **Северо-западная часть**

В северо-западной части Южно-Китайского моря расположен профиль OBS2006-1 (северо-запад–юго-восток), который пересекает континентальный склон и два суббассейна (Северо-Западный и Восточный), во всех структурах выделено три осадочных слоя. На континентальном склоне: первый слой со скоростью продольной волны  $V_p = 1.9$  км/сек; второй – 2.6 км/сек; третий – 3.6 км/сек. В Северо-Западном суббассейне: первый – 2.0 км/сек, второй –

2.9 км/сек, третий – 3.6 км/сек. В Восточном суббассейне (западная часть): первый – 2 км/сек, второй – 2.9 км/сек, третий – 3.6 км/сек. Скорость продольной волны ( $V_p$ ) в фундаменте указанных структур колеблется от 5.4 до 7.0 км/сек [53].

Профиль OBS2006-1 пересекает продолжение «шельфового» кайнозойского бассейна Pearl River Mouth Basin (PRMB; табл. 3) в глубоководную часть моря. Строение чехла в этой части моря хорошо изучено. В геологическом разрезе внешней части шельфа (Zhuy Sag, Banyu High), на континентальном склоне (Baiyun Sag) и в глубоководной (около 4 км) части моря (Liwang Sag) на фундаменте лежит средний (39 млн лет) эоцен [21].

#### **Южная часть**

Геофизические исследования в южной части Южно-Китайского моря не проводились, в некоторых кайнозойских бассейнах этого района пробурены скважины, дающие представление о строении чехла и его взаимоотношении с фундаментом.

Юго-западная часть моря представлена бассейном Phu Khanh Basin, здесь на верхнемеловом фундаменте лежат эоценовые отложения. В юго-восточной части моря расположены бассейны: северо-западный Палаванский бассейн (NWPB) и бассейн Рид-банк (или Рид-Таблемаунт). Фундамент в NWPB представлен верхнемеловыми отложениями, нижняя часть чехла сложена палеоценовыми (Danian) осадочными породами, залегающими несогласно на фундаменте [38]. В фундаменте Рид-банк установлены осадочные породы возраста юра–ранний мел. Базальная часть чехла сложена палеоценовыми породами, контакт с подстилающим фундаментом несогласный [45].

#### **Краткий вывод и история образования Южно-Китайского моря**

Геологические исследования в Южно-Китайском море говорят о том, что самые нижние и самые древние отложения кайнозойского чехла имеют палеоцен-эоценовый возраст. Во всех участках шельфа и континентального склона, где проведены комплексные (геолого-геофизические) исследования, величина  $V_p$  в этих палеоцен-эоценовых слоях колеблется в интервале 3.0–3.6 км/сек. Аналогичный интервал акустических скоростей характерен для осадочных пород, слагающих базальную часть кайнозойского чехла Японского и Берингова морей (табл. 2).

По данным ранних исследований в геологической истории Южно-Китайского моря выделялись пять этапов: позднемеловой–раннепалеогеновый (палеоцен-среднеэоценовый), позднепалеогеновый (поздний эоцен–ранний олигоцен), позднепалеоген-

раннеэоценовый (поздний олигоцен–средний миоцен), среднеэоценовый (среднемиоценовый) и позднеэоценовый (поздний миоцен)–четвертичный. Все этапы представляют собой этапы рифтогенеза, начало каждого этапа связывается с заложением новых осадочных бассейнов и с крупными перестройками стиля седиментации во всем регионе [4].

По результатам последующих исследований [14, 15] в кайнозойской истории моря выделяют два основных этапа. Н. Ciliu с соавторами выделяет два цикла: первый – палеоцен–эоцен (частично включая верхний мел) и второй – олигоцен–квартер (частично включая верхний эоцен) [14]. А. Cullen с соавторами реконструируют два главных эпизода рифтогенеза: первый – палеоцен–эоценовый, очень широко распространенный в кайнозойских осадочных бассейнах, и второй – эпизод регионального расширения – поздний эоцен–ранний миоцен [15].

В южной части моря К. Tang и другие исследователи выделяют две слоистые структуры. Нижняя – синрифтовая (палеоцен–ранний олигоцен), верхняя – регионального осадконакопления (поздний олигоцен–современное время) [45]. Некоторые исследователи в кайнозойской истории шельфа Южно-Китайского моря выделяют три фазы: 1 – рифтовая (палеоцен–олигоцен), 2 – пострифтовая (миоцен), 3 – неотектоническая фаза (плиоцен–квартер) [59].

Все исследователи в Южно-Китайском регионе выделяют палеоцен–эоценовый рифтогенный этап – начало формирования кайнозойских бассейнов седиментации. Следующий этап – регионального осадконакопления, как считают исследователи, это этап образования Южно-Китайского моря. Начало этого этапа, в представлениях большинства авторов, – поздний эоцен.

### **Восточно-Китайское море**

#### ***Особенности строения кайнозойских бассейнов и история их развития***

В истории геофизической изученности Восточно-Китайского моря нам не удалось найти данные по скоростным разрезам кайнозойских осадочных бассейнов, для того чтобы установить соотношение акустических свойств ( $V_p$ ) базальных сейсмокомплексов с их возрастом. И все же уровень геологических исследований достаточен, чтобы оценить возраст базальных горизонтов чехла, их взаимоотношение с подстилающим фундаментом и представить историю формирования бассейнов.

Самые древние породы кайнозойского чехла в Восточно-Китайском море имеют палеоцен–эоценовый возраст и установлены только на шельфе. Здесь

выделены: группа Западных депрессии (WDG) – Lishui, Jiaojiang, Qiantang, Chnagjiang и Группа Восточных депрессий (EDG) – Diaobei, Xihu, Fujiang. В Западных депрессиях на верхнемеловом осадочном фундаменте лежат раннепалеоценовые отложения, в Восточных – позднепалеоценовые [29, 58] (табл. 3). В WDG и EDG установлены три стадии развития этих бассейнов – рифтинга, компрессионно-инверсионная и общего погружения, но в EDG эти события произошли позже: в WDG рифтинг – в палеоцене, инверсионная стадия – в эоцене–олигоцене, общее погружение – в конце раннего миоцена–квартере, в EDG, соответственно, – эоцен, олигоцен–средний миоцен, поздний миоцен–квартер. В WDG инверсионная стадия отразилась отсутствием в геологическом разрезе самой верхней части палеоцена, эоцена, олигоцена и основной части раннего миоцена [29, 58].

Рядом авторов в кайнозойской истории развития шельфа выделяются четыре стадии: 1 – ранняя синрифтовая (поздний мел–палеоцен), 2 – поздняя синрифтовая (ранний–средний эоцен), 3 – инверсионная (поздний эоцен–олигоцен), 4 – пострифтовая (миоцен–квартер) [50]. Согласно более ранней публикации, в формировании кайнозойских бассейнов шельфа Восточно-Китайского моря выделяются пять главных рифтогенных фаз: 1 – поздний мел–ранний палеоцен, 2 – палеоцен, 3 – эоцен, 4 – олигоцен–ранний миоцен, 5 – поздний миоцен–современное время [31].

В двух последних схемах рифтогенный этап представлен двумя стадиями, самая ранняя – поздний мел–палеоцен, что, как мы отмечали и ранее, не логично, так как во всех бассейнах восточной части шельфа самая нижняя палеоценовая формация Yueguifeng лежит на меловой формации Shimentan с угловым несогласием [28].

#### **КРАТКИЕ ВЫВОДЫ ПО КАЙНОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО И ВОСТОЧНО-КИТАЙСКОГО МОРЕЙ**

Самые ранние и самые нижние отложения кайнозойского чехла в Южно-Китайском и Восточно-Китайском морях имеют палеоцен–эоценовый возраст. В кайнозойской истории этих морей установлено два основных тектонических этапа – рифтогенез (конец верхнего мела–эоцен или палеоцен–эоцен) и региональное осадконакопление (поздний эоцен–миоцен–современное время) или время общего погружения. В бассейнах Тайваньского региона и шельфа Восточно-Китайского моря эти этапы разделяет инверсионный эпизод, основной период его проявления – поздний эоцен–олигоцен.

### О КОРРЕЛЯЦИИ ВЕЛИЧИНЫ СКОРОСТИ ПРОДОЛЬНЫХ АКУСТИЧЕСКИХ ВОЛН И ВОЗРАСТА ОСНОВАНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА В ОКРАИННЫХ МОРЯХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Во всех скоростных разрезах о-ва Тайвань, Южно-Китайского, Японского, Берингова морей самый нижний сейсмический комплекс характеризуется продольной скоростью акустических волн ( $V_p$ ) в интервале 3.0–3.6 км/сек. Во всех известных нам случаях, когда удастся совместить геологические и геофизические данные, осадочные породы, слагающие сейсмокомплексы с  $V_p = 3.0$ –3.5 км/сек, имеют палеоцен-эоценовый возраст (табл. 2). Геолого-геофизические исследования Южно-Китайского моря дают материал, достаточный для корреляции акустических ( $V_p$ ) свойств осадочных пород базальных слоев чехла с возрастом этих пород. В районах внешнего шельфа, континентального склона и в глубоководной части Южно-Китайского моря палеоцен-эоценовые осадочные толщи характеризуются  $V_p = 3.0$ –3.6 км/сек. Таким образом, значения  $V_p = 3.0$ –3.6 км/сек являются акустической характеристикой осадочных толщ палеоцен-эоценового возраста.

Кроме практических доказательств указанного соотношения возраста палеоцен-эоценовой толщи и ее акустических свойств, существует и его теоретическое обоснование. Слоистый разрез осадочных отложений формируется чередованием процессов: осадконакопление – размыв – осадконакопление – размыв и т.д. При размыве отложений и последующем возобновлении осадконакопления «закладывается» градиент акустической жесткости между верхними слоями литифицированных в различной степени отложений нижележащей толщи и вышележащими не литифицированными осадками. В дальнейшем при увеличении мощности вышележащей толщи градиент (отношение плотностей нижележащих пород и вышележащих отложений) сохраняется. При достаточной для отображения в набортной аппаратуре величине градиента, он определяет строение акустического слоистого скоростного разреза. Каждый сейсмокомплекс в осадочном чехле ограничен снизу и сверху эрозионной поверхностью несогласия. В истории формирования кайнозойского осадочного чехла бассейнов седиментации в окраинных морях северо-западной части Тихого океана установлены два региональных эрозионных несогласия: первое – на границе верхнего мела и палеоцена (или эоцена), второе – в период инверсионного эпизода (верхний эоцен–олигоцен). Указанный инверсионный эпизод установлен на внутреннем шельфе Восточно-Китайского моря и в Тайваньском регионе. В Япономорском регионе это событие про-

явилось отсутствием олигоценовых отложений на п-ове Ога (о-в Хонсю) [33], в бассейне Поханг (побережье п-ова Корея) [26], олигоценовым несогласием в бассейнах Сорачи, Юбари, Санрики-Оки (о-в Хоккайдо) [41] и широким развитием вулканогенных континентальных пород на всех крупных подводных возвышенностях Японского моря в позднем олигоцене–раннем миоцене [1].

Одна из главных предполагаемых причин формирования окраинных морей в северо-западной части Тихого океана – это столкновение континентов Индии и Азии [11, 23, 54]. В кайнозойской истории Гималайской тектонической системы – в Гималайском Предгорном Бассейне – установлены: значительный стратиграфический перерыв между фундаментом и кайнозойским чехлом, палеоцен-эоценовый этап морской седиментации и инверсионный эпизод в период средний эоцен–олигоцен [57]. Сходство геологической истории развития этого района Центральной Азии и Восточной Азии, представленной окраинными морями, говорит о единой истории развития этого громадного региона в палеогене.

Таким образом, первое региональное эрозионное несогласие, очевидно, определялось мощной перестройкой земной коры в ларамийскую фазу складчатости, второе – вероятно, влиянием Гималайского орогена. Величина  $V_p = 3.0$ –3.6 км/сек – это акустическая характеристика осадочной толщи, сформированной между поверхностями региональных несогласий, образованных на границах: верхний мел/палеоцен и средний эоцен/миоцен.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Скорость прохождения акустических волн – это параметр, позволяющий сравнивать сейсмические комплексы и возрастные геологические комплексы осадочных пород различных морфоструктур морей. Для установления возраста осадочных пород, слагающих базальные слои кайнозойского чехла котловин Японского моря, нами, непосредственно в образцах, определены значения  $V_p$  в раннемеловых осадочных породах фундамента и в палеоценовых осадочных породах нижней части чехла подводной возвышенности Ямато (Японское море). Среднее значение  $V_p = 3.1$  км/сек в палеоценовых породах хребта Южное Ямато соответствует интервалу ( $V_p = 3.0$ –3.5 км/сек) скоростей сейсмокомплексов базальных частей чехла структур Ямато (хребты Северное, Южное Ямато и трог Кита-Ямато). Соответствует оно и интервалу скоростей ( $V_p = 3.0$ –3.3 км/сек) сейсмокомплексов базальных слоев чехла котловин Центральной, Ямато и Цусимской. Интервал скоростей продольных волн  $V_p = 3.0$ –3.5 км/сек характеризует акустические

свойства осадочных пород, слагающих самые нижние (самые древние) части осадочного чехла указанных структур Японского моря. В Япономорском регионе (Южный хребет Ямато, восточное побережье Корейского п-ова, о-ва Кюсю, Хонсю, Хоккайдо) базальные части осадочного чехла сложены палеоцен-эоценовыми отложениями. Очевидно, что в Японском море и его континентальном и островном обрамлении скоростной интервал  $V_p = 3.0\text{--}3.5$  км/сек является акустической характеристикой осадочных толщ палеоцен-эоценового возраста.

Анализ данных геолого-геофизических исследований в Южно-Китайском море и о-ве Тайвань подтверждает установленное в Япономорском регионе соотношение  $V_p$  сейсмокомплексов базальной части чехла и возраста слагающих их пород. Нижняя часть осадочного чехла в этих районах представлена палеоцен-эоценовыми отложениями, которые характеризуются  $V_p = 3.0\text{--}3.6$  км/сек. Аналогичную акустическую характеристику имеют палеоцен-эоценовые породы подводного хребта Витязя и эоценовые породы шельфа Берингова моря. Таким образом, скоростной интервал  $V_p = 3.0\text{--}3.5$  км/сек является акустической характеристикой осадочных толщ палеоцен-эоценового возраста в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. История геологического развития Южно-Китайского, Восточно-Китайского и Японского морей указывает на то, что величина  $V_p = 3.0\text{--}3.6$  км/сек – это акустическая характеристика осадочной толщи, сформированной между поверхностями региональных несогласий, образованных на границах: верхний мел/палеоцен и средний эоцен/миоцен.

Базальные слои в предполагаемых депоцентрах котловин Японского моря (Центральная, Ямато, Цусимская) имеют значения  $V_p = 3.0\text{--}3.3$  км/сек, что, согласно нашим исследованиям, указывает на палеоцен-эоценовое время начала их образования.

Работа выполнена в рамках госбюджетных тем «Палеоокеанология и палеоклиматология окраинных морей Востока Азии и примыкающих районов Северного Ледовитого и Тихого океанов, современное и мезозойско-кайнозойское осадконакопление, геодинамика, магматизм и рудогенез» (№ 121021700342-9) и «Пространственно-временные изменения геофизических полей, их связь со структурой, геодинамикой и сейсмотектоническими процессами в литосфере дальневосточных морей России и их обрамлении», № госрегистрации АААА-А17-117030110032-3.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны д.г.-м.н. Р.Г. Кулиничу за обсуждение работы и критические замечания.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берсенева И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л. и др. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
2. Геологическая карта дна Японского моря / И.И. Берсенева, Л.И. Красный (ред.). Л.: ВСЕГЕИ, 1984. 95 с.
3. Карнаух В.Н., Карп Б.Я. Тектоника Японской котловины по результатам сейсмических исследований (Японское море) // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 5. С. 10–24.
4. Кулинич Р.Г., Заболотников А.А., Марков Ю.З., Журавлев А.В., Здравенин В.В., Головань А.А., Обжиров А.И., Николаева Н.А. Кайнозойская эволюция земной коры и тектогенез Юго-Восточной Азии М.: Наука, 1989. 256 с.
5. Леликов Е.П., Терехов Е.П., Маркевич В.С. Нижнемеловые и палеогеновые отложения подводной возвышенности Ямато // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253. С. 678–681.
6. Леликов Е.П., Терехов Е.П. Щелочные вулканы дна Японского моря // Тихоокеан. геология. 1982. № 2. С. 71–77.
7. Леликов Е.П., Пугачев А.А. Гранитоидный магматизм Японского и Охотского морей // Петрология. 2016. Т. 24, № 2. С. 212–230.
8. Прокудин В.Г., Съедин В.Т., Валитов М.Г., Медведев С.Н. Центральная котловина Японского моря: история изучения и тектоника // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2018. № 4. Вып. 40. С. 82–104.
9. Терехов Е.П. Донеогеновые вулканокластические и осадочные комплексы пород дна Японского моря: Дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1992. 297 с.
10. Терехов Е.П., Харченко Т.А. О возможности возрастной корреляции геологических комплексов в регионе Курильской островодужной системы с использованием сейсмоакустических характеристик // Тихоокеан. геология. 2020. Т. 39, № 3. С. 89–103.
11. Уткин В.П. Сдвиговый тектогенез и структурообразующее течение коровых масс Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода // Литосфера. 2019. Т. 19, № 5. С. 780–799.
12. Цой И.Б., Ващенко Н.Г., Василенко Л.Ю., Горова М.Т., Вагина Н.К., Мельниченко Ю.И. Стратиграфия и условия формирования кайнозойского осадочного чехла возвышенности Ямато Японского моря // Стратиграфия. Гео. корреляция. 2020. Т. 28, № 2. С. 103–131.
13. Chung T.W., Hirata N., Sato R. Two-dimension P- and S-wave velocity structure of the Yamato Basin, the southeastern Japan Sea, from refraction data collected by an ocean bottom seismographic array // J. Phys. Earth. 1990. V. 38. P. 99–147.
14. Ciliu H., Jianqiang Z. Characteristics of Cenozoic sedimentary formation and tectonic evolution of South China Sea // Geol. Soc. Malaysia. Bull. 37. 1995. P. 125–137.
15. Cullen A., Reemst P., Henstra G., Gozzard S., Ray A. Rifting of the South China Sea: new perspectives // Petroleum Geoscience. 2010. V. 16. P. 273–282. DOI: 10.1144/1354-079309-908
16. Hashimoto M. The geology of Japan. Tokyo (Terra Scientific Publishing Co.) and Dordrecht and Boston (Kluwer Academic Publishers), 1991. 249 p.  
<https://doi.org/10.1180/minmag.1992.056.383.26>
17. Hirata N., Kinoshita H., Suyemasa M., Matsuda N., Ouchi T., Katao H., Koresawa S., Nagumo S. Report on DELP 1985 cruises in the Japan Sea P. II: Seismic refraction experiment conducted in the Yamato Basin, Southeast Japan Sea Bulletin

- of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 1987. V. 62. P. 347–365.
18. Huang C.Y., Shao L., Wang M.H., Xue W.G., Qiaj P.J., Cui Y.C., Hou Y.L. Benthic foraminiferal fauna and sediment provenance of Eocene syn-rift sequences in Taiwan: implication for onset of Asian epi-continental marginal seas of China coast // *Marine Geophys. Res.* 2018. <https://doi.org/10.1007/s11001-018-9366-3>
  19. Ingle J.C. Subsidence of the Japan Sea: stratigraphic evidence from ODP sites and onshore sections / K. Tamaki, K. Suyehiro, J. Allan, M. McWilliams et al. Proc. ODP, Sci. Results. 127/128 (Pt. 2): College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1992. P. 1197–1218.
  20. Iwasaki T., Adachi K., Moriya T., Miyamachi H., Matsushima T., Miyashita K., Takeda T., Taira T., Yamada T., Ohtake K. Upper and middle crustal deformation of an arc–arc collision across Hokkaido, Japan, inferred from seismic refraction/wide-angle reflection experiments // *Tectonophysics.* 2004. V. 388, issues 1–4. P. 59–73.
  21. Jiang S., Jiang Z., Zhou D., Xie X., Zhong K., Xiao J., Wu Z., Chen L., Wang H. Petroleum systems and exploration potentials of the northern deepwater South China Sea // AAPG Datapages/Search and Discovery Article #90236 © 2015 Asia Pacific Region, Geoscience Technology Workshop, Tectonic Evolution and Sedimentation of South China Sea Region, Kota Kinabalu, Sabah, Malaysia, May 261–27. 2015.
  22. Jolivet L., Tamaki K. Neogene kinematics in the Japan Sea region and volcanic activity of the northeast Japan Arc / K. Tamaki, K. Suyehiro, J. Allan, M. McWilliams et al. Proc. ODP, Sci. Results. 1992. V. 127/128. P. 2. P. 1311–1332.
  23. Jolivet L., Tamaki K., Fournier M. Japan Sea, opening history and mechanism: A synthesis // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99, N B11. P. 222371–22259.
  24. Kazunari M., Yukimisu T., Beard C., Gannell G-F., Hiraki U., Koji H. Eocene mammals from the Akasaki and Nakakoshiki formation western Kyushu, Japan: preliminary work and correlation with Asian Land mammal ages // *Vertebrata Palasiatica.* 2011. P. 53–68.
  25. Lee G.H. Kim H.J., Han S.J., Kim D.C. Seismic stratigraphy of the deep Ullung basin in the East Sea (Japan Sea) back-arc basin // *Marine & Petrol. Geol.* 2001. V. 18, N 5. P. 615–634.
  26. Lee J., Song Y., Park D-W., Jeon J., Yoon W-S. Three dimensional geological model of Pohang EGS Pilot Site, Korea // Proc. World Geothermal Congr. 2015. Melbourne, Australia. <https://pdfs.semanticscholar.org/654d/0954c3bb0a9fe7bc4e7b75e84bc30313908d.pdf>
  27. Lester R., Avendonk HJAV, McIntosh K., Lavier L., Liu C-S., Wang NK., Wu F. Rifting and magmatism in the northeastern South China Sea from wide-angle tomography and seismic reflection imaging. 2013. <https://doi.org/10.1002/2013JB010639>
  28. Li J., Liu P., Zlang J., Sun Z., Du D., Zhang M. Base level changes based on basin filling modeling: case study from the Paleocene Lishui Sag, East China Sea basin. 2020. <https://doi.org/10.31223/osf.io/vzcyx>
  29. Liang J., Wang H. Cenozoic tectonic evolution of the East China Sea shelf basin and its coupling relationships with the Pacific subduction // *J. Asian Earth Sci.* 2018. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2018.08.030>
  30. Lin A., Wattsw A., Hesselbow S. Cenozoic stratigraphy and subsidence history of the South China Sea margin in the Taiwan region // *Basin Res.* 2003. V. 15. P. 453–478. DOI: 10.1046/j.1365-2117.2003.00215.x
  31. Lin J-Y., Shibuet J-C., Hsu S-K. Distribution of the East China Sea continental shelf basins and depths of magnetic sources // *Earth Planets Space.* 2005. V. 57. P. 1063–1072.
  32. Liu S., Zhaoa M., Jean-Claude Sibuet, Qiu X., Wuc J., Zhanga J., Chend C., Xue X. Geophysical constraints on the lithospheric structure in the northeastern South China Sea and its implications for the South China Sea geodynamics // *Tectonophysics.* 2018. V. 742–743. P. 101–119.
  33. Ohguchi T., Yamagishi H., Kobayayashi N., Kano K. Late Eocene shoreline volcanism along the continental margin: volcanic succession at Kabuki Iwa, Oga peninsula, NE Japan // *Bull. Geol. Survey of Japan.* 2008. V. 59 (5/6). P. 255–266.
  34. Pull-Apart Basins [geo.web.ru/pull-apart-basin](http://geo.web.ru/pull-apart-basin)
  35. Sato T., Shinohara M., Suyehiro K., Karp B.Y., Kulinich R.G. Seismic velocity structure of Kita-Yamato trough, Japan Sea, revealed by ocean bottom seismometer and airgun survey // *Zisin J. seismological Soc. of Japan.* 2nd ser.). 2001. Issue 4. P. 337–355.
  36. Sato T., Shinohara M., Karp B.Y., Kulinich R.G., Isezaki N. P-wave velocity structure in the northern part of the central Japan Basin, Japan Sea, with ocean bottom seismometers and airguns // *Earth Planets Space.* 2004. V. 56. P. 501–510.
  37. Sato Ta., Sato To., Shinohara M., Hino R., Nishino M., Kanazawa T. P-wave velocity structure of the margin of the southeastern Tsushima Basin in the Japan Sea using ocean bottom seismometers and airguns // *Tectonophysics.* 2006. V. 412. P. 159–171.
  38. Savva D., Pubellier M., Franke D., Chamot-Rooke N., Meresse F., Steuer S., Auxietre J.L. Different expression of rifting on the South China Sea margins // *Marine Petrol. Geol.* 2014. V. 58. P. 579–598.
  39. Shinohara M., Hirata N., Nambu H., Suyehiro K., Kanazawa T., Kinoshita H. Detailed crustal structure of northern Yamato Basin / K. Tamaki, K. Suyehiro, J. Allan, M. McWilliams et al. // Proc. of the Ocean Drilling Program, Sci. Results. 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 1075–1106.
  40. Taira A. Tectonic evolution of the Japanese Island Arc System // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2001. V. 29. P. 109–34.
  41. Takano O., Itoh Y., Kusumoto S. Variation in forearc basin configuration and basin filling depositional systems as a function of trench-slope-brak development and strike-slip movement: exlamples from the Cenozoic Isikari-Sanriku-Oki and Tokai-Oki-Kumano-Nado forearc basins, Japan. 2013. <http://dx.doi.org/10.5772/56751>
  42. Takashima R., Kawabe F., Nishi H., Moriya K., Wani R., Ando H. Geology and stratigraphy of forearc basin sediments in Hokkaido, Japan: Cretaceous environmental events on the north-west Pacific margin // *Cretaceous Res.* 2004. N 25. P. 364–390.
  43. Tamaki K. Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implication // *Bull. Geol. Surv. Japan.* 1988. V. 39. P. 269–365.
  44. Tamaki K., Suyehiro K., Allan J. et al. Proc. ODP. Sci. Results, 127/128, Pt. 2 // Collage Station. TX (Ocean Drilling Program). 1992. 844 p.
  45. Tang X., Chen L., Hu S., Yang S., Zhang G., Shen H., Rao S.,

- Li W. Tectono-thermal evolution of the Reed Bank Basin, southern South China Sea // *J. Asian Earth Sci.* 2014. N 96. P. 344–352.
46. Tani K., Tsutsumi Y., Shigeoka M., Yokoyama K. Zircon U-Pb dating of the Akashima Formation, Oga Peninsula, Akita Prefecture, Japan // *Mem. Natl. Mus. Nat. Sci., Tokyo.* 2016. V. 51. P. 45–51.
47. Tsutsumi Y., Miyake Y., Komatsu Y. Depositional age of the Himenoura Group on the Amakusa and Kamishima area, Kyushu, southwest Japan: Using zircon U–Pb dating of the acidic tuffs. First published: 25 April, 2017.  
<https://doi.org/10.1111/iar.12194>
48. Turner R.F., McCarthy C.M., Steffy D.A., Lynch M.B., Martin G.C., Sherwood K.W., Flett T.O., Adams A.J. Geological and operational summary, Navarin Basin COST №1 well, Bering Sea, Alaska // OCS Report MMS 84-0031. Anchorage: U.S. Department of the Interior, Minerals Management Service, 1984. 253 p.
49. Wan X., Li C-F., Zhao M., He E., Liu S., Qiu X., Li Y., Chen N. Seismic structure of Magnetic Quiet Zone and continental-ocean boundary in the northeastern South China Sea // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 2019. V. 124. P. 11.866–11.899.  
<https://doi.org/10.1029/2019JB017785>
50. Wang B., Doust H., Liu J. Geology and petroleum systems of the East China Sea Basin. // *Energies Rev.* 2019. *Energies* 2019. V 12(21). doi:org/10.3390/en12214088
51. Wang P., Suo Y., Guo L., Wang G., Hui G., Santosh M., Somerville I-D., Cao X., Li Y. Plate tectonic control on the formation and tectonic migration of Cenozoic basins in northern margin of the South China Sea // *Geoscience Frontiers.* 2019.  
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.10.009>
52. Wang T.K., Chen M-K Lee C-S., Xia K. Seismic imaging of the transitional crust across the northeastern margin of the South China Sea // *Tectonophysics.* V. 412. Issues 3–4. 2006. P. 237–254.
53. Wu Z.L., Li J.B., Ruan A.G., Lou H., Ding W.W., Niu X.W., Li X.B. Crustal structure of the northwest sub-basin, South China Sea: Results from a wide-angle seismic experiment // *Sci. China Earth Sci.* 2012. V. 5, N 1. P. 159–172.
54. Xu J., Kelty T., Ben-Avraham Z., Yu H.S. Origin and evolution of marginal basins of the NW Pacific: Diffuse-plate tectonic reconstruction // *Earth-Sci. Rev.* 2014. V. 130. P. 154–196.
55. Yamaguchi T., Kamiya, T. Shallow-marine ostracode faunas around the Eocene/Oligocene boundary in the northwestern Kyushu, southwestern Japan // *Lethaia.* 2007. V. 40. P. 293–303.
56. Yan P., Deng H., Liu H. The geological structure and prospect of gas hydrate over the Dongsha Slope, South China Sea // *Terr. Atmos. Ocean. Sci.* 2006. V. 17, N 4. P. 645–658.
57. Yongshend M. Marine oil and gas exploration in China. 2020. 118 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-61147-0>
58. Yin A. Cenozoic tectonic evolution of the Himalayan orogeny as constrained by along-strike variation of structural geometry, eximiation history, and foreland sedimentation // *Earth-Sci. Rev.* 2006. N 76. P. 1–13.
59. Yuan Y., Hu S., He L. Uniform geothermal gradient and heat flow in the Qiongdongnan and Pearl River Mouth Basins of the South China Sea // *Marine & Petrol. Geol.* 2008. N XXX. P. 1–11.
60. Yun H., Yi S., Oh J., Buan H., Shin K. Micropaleontological and seismic observations for early developmental stage of the southwestern Ulleung Basin, East Sea (Japan Sea) // *Island Arc.* 2007. V. 16. P. 262–275.

Рекомендована к печати Р.Г. Кулиничем  
после доработки 16.04.2021 г.  
принята к печати 11.11.2021 г.

*E.P. Terekhov, T.A. Kharchenko, N.S. Lee*

### **Correlation of acoustic characteristics and age of basal horizons of the Cenozoic sedimentary cover of the Sea of Japan**

Velocity sections and acoustic characteristics of the sedimentary cover of the Central (Japan), Yamato (Honshu), Tsushima basins and the Kita-Yamato trough of the Sea of Japan, as well as the rocks of the basement and Cenozoic cover of the Yamato Upland were studied. A comparative analysis of similar characteristics of the Cenozoic basins of the South China and East China marginal seas was carried out. The relationship between the acoustic properties (P-wave velocity -  $V_p$ ) of the basal horizons and the age of the Cenozoic cover in the above basins were analyzed. It has been substantiated that the values of  $V_p = 3.0\text{--}3.6$  km/s are an acoustic characteristic of Paleocene–Eocene sedimentary strata. According to the studies performed, the basal layers in the inferred depocenters of the Sea of Japan basins (Central, Yamato, Tsushima) have  $V_p = 3.0\text{--}3.3$  km/s, which indicates the Paleocene–Eocene age of the beginning of their formation.

**Key words:** basement, Cenozoic cover, acoustic performance, Sea of Japan, South China and East China marginal seas.