

УДК 551.241

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА “П-ОВ ИНДОКИТАЙ–ЮЖНО-КИТАЙСКОЕ МОРЕ” ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2021 г. З. Н. Прошкина¹, *, М. Г. Валитов¹, Т. Н. Колпашикова¹,
Н. С. Ли¹, Н. М. Цовбун¹

¹Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН им. В.И. Ильичева,
Владивосток, Россия

*e-mail: pro-zo@yandex.ru

Поступила в редакцию 09.11.2020 г.

После доработки 12.01.2021 г.

Принята к публикации 19.04.2021 г.

После многолетнего перерыва возобновлены комплексные геолого-геофизические исследования в западной части акватории Южно-Китайского моря. Исследования выполнены в рейсе № 88 НИС “Академик М.А. Лаврентьев”. Результаты набортных геофизических работ дополнены данными глобальных баз данных по магнитометрии и спутниковой альтиметрии. Выполнено структурно-плотностное моделирование земной коры в зоне перехода от п-ова Индокитай к глубоководной котловине Южно-Китайского моря. Для определения опорных границ при моделировании были использованы профили сейсмических исследований разной глубинности. Полученный разрез земной коры отражает все особенности глубинной структуры изучаемого региона.

Ключевые слова: гравиметрия, магнитометрия, структурно-плотностное моделирование, земная кора, поверхность Мохо, рифт, Южно-Китайское море

DOI: 10.31857/S0030157421060125

ВВЕДЕНИЕ

Научные проблемы, связанные с Южно-Китайским морем, представляют большой интерес как в контексте прикладных задач развития морской деятельности в стратегически важных для России районах океана, так и в общенаучном отношении, с учетом того, что Южно-Китайское море является естественным природным “полигоном” для исследования ряда фундаментальных вопросов геологии, океанологии и климатологии.

Планомерное изучение региона началось в 70-е гг. прошлого столетия. Первые сведения о глубинной структуре земной коры региона были опубликованы в работе В. Людвига, где излагались результаты сейсмических исследований на станциях с радиобуями [24, 25].

Основной вклад в сейсмические исследования Южно-Китайского моря также внесли работы Д. Хейса и Б. Тейлора [16, 28, 29].

С конца 70-х гг. существенное значение приобрели работы китайских ученых [21, 22, 30, 31]. В частности, совместно с Ламонтской обсерваторией и Главным управлением морских геологических исследований Министерства геологии и минеральных ресурсов КНР были проведены работы с радиобуями на периферии северо-западной части глубоководной котловины [31].

В 1982–1983 гг. Федеральный институт наук о Земле и природных ресурсов ФРГ выполнил комплекс геофизических работ в районе гор Наньша, в результате чего была построена плотностная модель земной коры в районе трога Палаван [19].

С 1982 г. активные геолого-геофизические исследования в Южно-Китайском море выполнялись институтами ДВО АН СССР, в частности Тихоокеанским океанологическим (ТОИ ДВО РАН), Институтом вулканологии (ИВиС), Институтом морской геологии и геофизики (ИМГиГ). В геофизический комплекс исследований были включены гравиметрические и магнитометрические наблюдения, непрерывное сейсмическое профилирование (НСП), работы с радиобуйковыми и автономными донными сейсмическими станциями (РБС и АДСС) и измерения теплового потока. Исследования были сосредоточены в западной половине бассейна, включающей северную и северо-восточную часть шельфа Сунда, шельф Восточного Вьетнама, а также зону перехода в глубоководную котловину [9]. Экспедиционные работы выполнялись на судах (НИС) ДВО АН СССР: “Каллисто”, “Академик А. Несмеянов”, “Академик А. Виноградов”, “Академик М.А. Лаврентьев”, “Вулканолог”. Совместно с российскими учеными в исследованиях принимали участие со-

трудники Института морских исследований Национального научного центра СРВ, г. Нячанг. Результаты этих исследований обобщены и представлены в работах [2–5, 9, 10, 12–14].

Кроме того в те же годы в рамках программы ЭСКАТО (Экономическая и социальная комиссия ООН для Азии и Тихого океана) в Южно-Китайском море был выполнен значительный объем геофизических работ, включающих сейсмические работы методом МОВ ОГТ, гравиметрическую, магнитометрическую съемку и эхолотный промер. Эти работы осуществлялись трестом “Дальморнефтегазгеофизразведка” ВМНПО “Союзморгео” Министерства газовой промышленности СССР. Все работы были выполнены на НИС “Дмитрий Менделеев” [8].

Знание о глубинной структуре и строении земной коры необходимо для выявления закономерностей в распределении различных геологических процессов, сформировавших западную часть Южно-Китайского моря. Такие знания помогают исследователям понять эволюцию и сделать те или иные выводы относительно происхождения и развития основных структур западной части Южно-Китайского моря, в том числе перспективных в плане добычи углеводородов.

С целью изучения глубинной структуры юго-восточного континентального склона Вьетнама, а также юго-западного глубоководного подбассейна и прилегающего к нему подводного обрамления Южно-Китайского моря был подобран структурно-плотностной разрез по профилю (рис. 1), наиболее полно отражающему, по нашему мнению, все особенности формирования глубинной структуры зоны перехода от п-ова Индокитай к Южно-Китайскому морю и его юго-восточной окраине.

Моделирование глубинного строения земной коры по распределению гравитационного поля с привлечением геолого-геофизических данных неоднократно проводилось ранее на акватории Южно-Китайского моря. Использовались различные подходы и методики [10, 13, 14, 20], позволяющие с различной степенью детальности восстанавливать геологическую среду. Однако изучение строения зоны перехода от юго-восточной части п-ова Индокитай к южному замыканию глубоководной котловины Южно-Китайского моря и ее юго-восточному подводному обрамлению еще не проводилось, такая модель приводится впервые.

Для достижения поставленной цели были проанализированы ранее опубликованные данные по истории геологического развития и глубинному строению рассматриваемой акватории [2–5, 9, 10, 12–14, 20]. Основой для построения модели первого приближения структурно-плотностного разреза послужили результаты сейсмических ра-

бот, проведенных в акватории Южно-Китайского моря в различные годы вьетнамскими и китайскими исследователями [20, 23, 32, 33].

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНА

Южно-Китайское море является основным элементом в системе перехода от п-ова Индостан к западной Тихоокеанской окраине. В тектоническом плане оно находится на сочленении Евразийской, Тихоокеанской и Индоавстралийской тектонических плит, а также на стыке двух подвижных поясов – Альпийско-Гималайского и Западно-Тихоокеанского. Это определило основную сложность строения и эволюции Южно-Китайского моря. Рельеф дна отличается резкими перепадами глубин и наличием большого числа подводных гор, плато, каньонов. Основными элементами рельефа дна Южно-Китайского моря являются континентальный шельф, континентальный склон, подводные краевые плато и глубоководная котловина с отдельными горами и горными системами [14]. На обзорной карте (рис. 1) представлены основные морфоструктурные элементы Южно-Китайского моря и его обрамления.

Формирование Южно-Китайского моря связывают с рифтогенезом, распространившимся в кайнозойскую эру [14]. Блоковая природа большинства структур связана с активным дроблением континентальной коры в сопровождении вулканизма в результате деструкции пассивной окраины Юго-Восточной Азии [9]. Начальный этап рифтогенеза, происходившего в несколько этапов, относится к позднему мелу–раннему палеогену. Помимо этого, выделено еще четыре этапа рифтинга: верхний эоцен–нижний олигоцен, верхний олигоцен–нижний миоцен, средний–верхний миоцен и позднеоген–четвертичный. В целом рифтогенез мигрировал от континента в сторону современной глубоководной котловины [9].

Кульминационным событием процесса рифтогенеза стал спрединг на площади современной глубоководной впадины, центральная часть которой представлена спрединговым рифтом [14]. В процессе развития моря происходили неоднократные изменения направления спрединга, связанного с общими тектоническими подвижками блоков Юго-Восточной Азии. Предполагается, что начальный этап спрединга относится к верхнему олигоцену–нижнему миоцену. Второй этап спрединга связан с ниже-верхним миоценом. Между двумя этапами шла общая структурная перестройка тектоно-магматических событий от субширотного к северо-восточному направлению [9]. В результате спрединга ослабленные тектонические зоны насыщались мантийным веществом, что привело к формированию высокоскоростного слоя в низах земной коры [14].

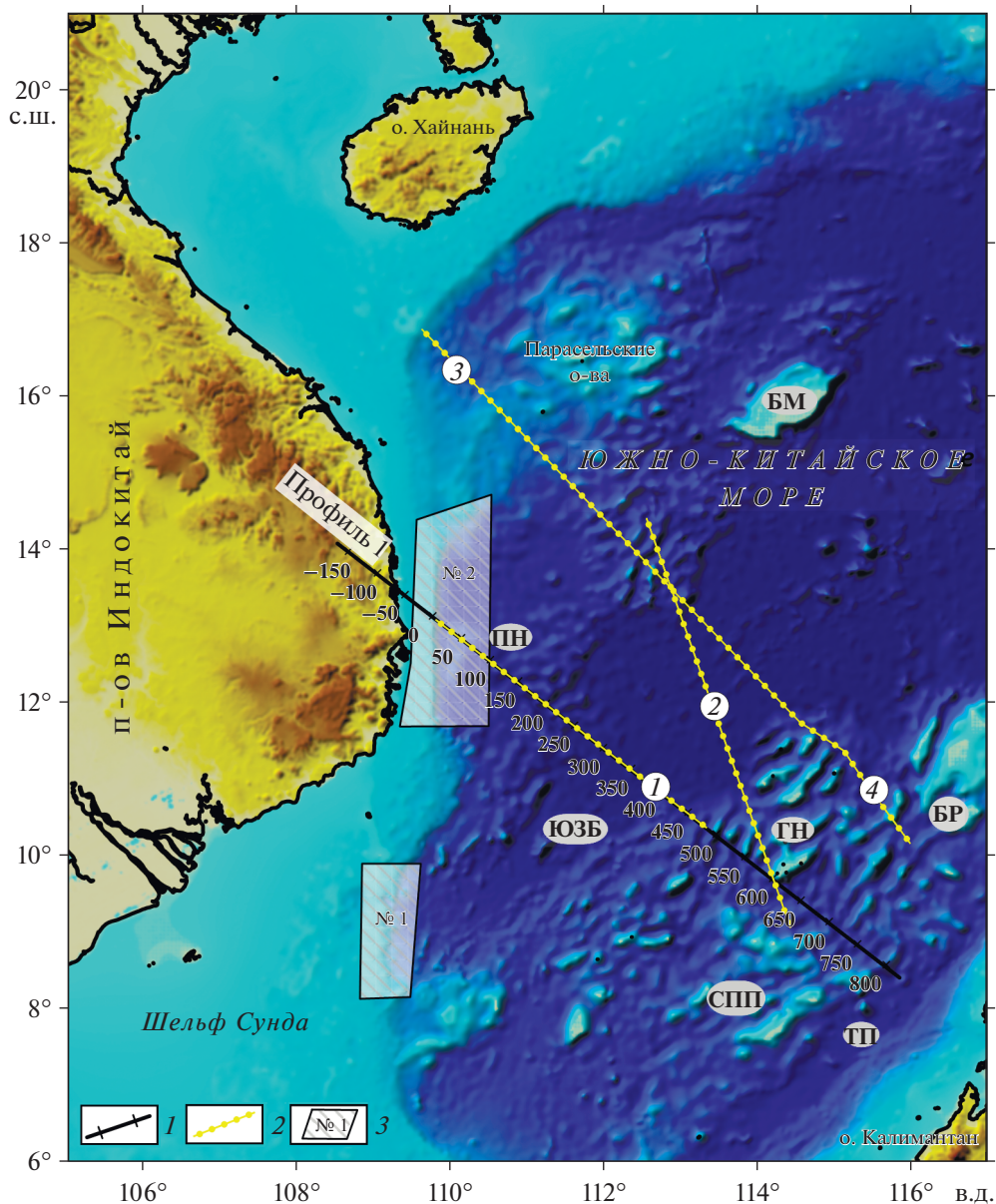


Рис. 1. Обзорная схема района исследования: 1 – профиль структурно-плотностного моделирования (Профиль 1); 2 – опорные сейсмические профили: 1) SCL07-10 [17]; 2) NH973-1 [32]; 3) CFCST-OBS2013; 4) CFCST-OBS2011 [23]; 3 – полигоны морских геолого-геофизических исследований рейса № 88 НИС “Академик М.А. Лаврентьев”. БМ – банка Макксфилд, ПН – плато Най, ЮЗБ – юго-западный подбассейн, ГН – подводные горы Наньша, БР – банка Рид, ТП – трог Палаван, СПП – Саравак-Палаванская провинция (по Р.Г. Кулиничу [9]).

ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

В последние годы, в связи с возросшим интересом к изучению геологического строения зоны перехода от п-ова Индокитай к Южно-Китайскому морю, ТОИ ДВО РАН совместно с Институтом морской геологии и геофизики и Институтом геологических исследований Вьетнамской академии наук организовали в 2019 г. на НИС “Академик М.А. Лаврентьев” (88 рейс) российско-вьет-

намскую комплексную геолого-геофизическую экспедицию (рис. 1) [15].

Геофизический комплекс работ включал в себя гравиметрическую и магнитометрическую морскую съемку, а также исследования рельефа дна и водной толщи акустическими методами. В результате проведенных работ были получены карты гравитационного и магнитного полей, а также карта рельефа поверхности дна (рис. 2).

Исследования были сосредоточены на двух полигонах в южной и центральной частях эо-

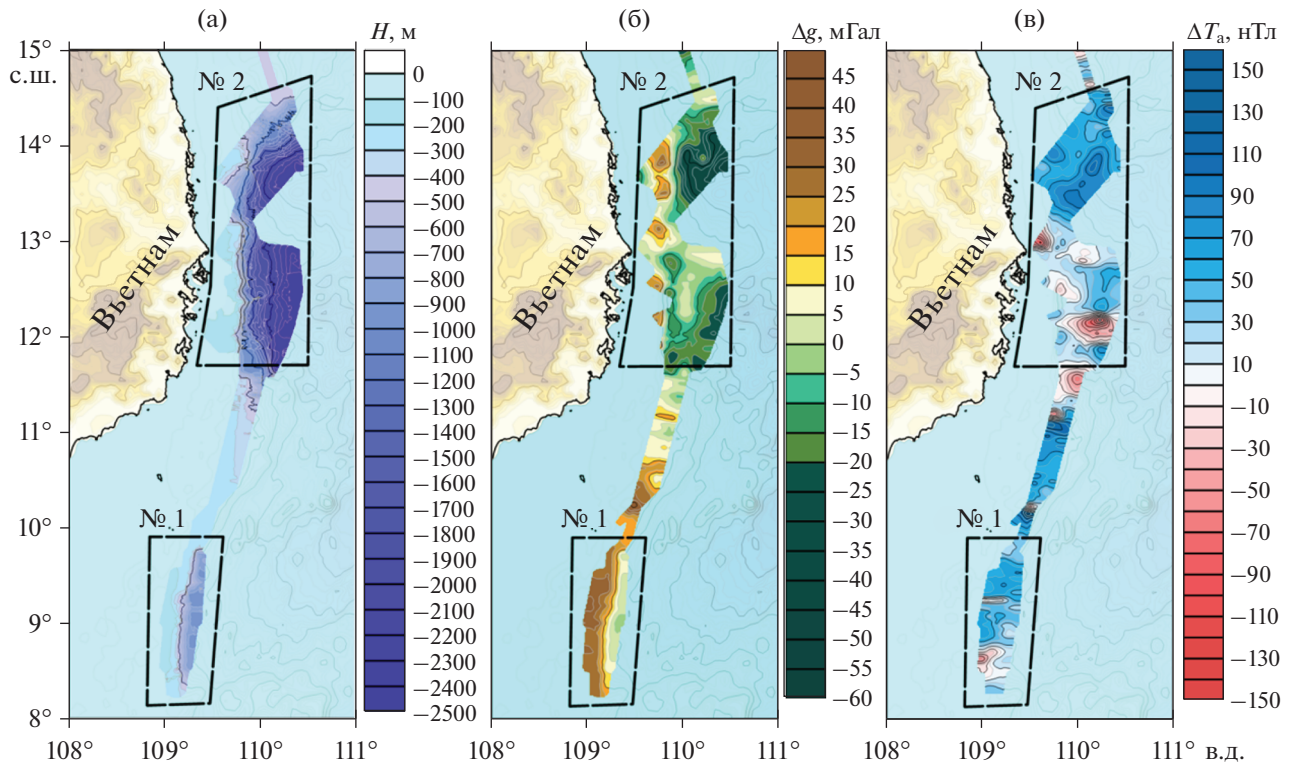


Рис. 2. Результаты геофизических исследований, выполненных в рейсе № 88 на НИС “Академик М.А. Лаврентьев”. Карты: а) рельефа дна; б) поля силы тяжести в свободном воздухе (Δg); в) аномального магнитного поля (ΔT). Границы полигонов показаны черной пунктирной линией.

номзоны СВВ. Профильные измерения были выполнены между полигонами, также во время ухода из района работ, по пути в порт Хайфон.

Первый полигон находился в зоне перехода от континентального шельфа юго-восточного Вьетнама к глубоководному осадочному бассейну Намконсон. Шельф представляет собой выровненную равнину, перекрытую мощным слоем осадочных отложений. Поверхность шельфа разбита руслами многочисленных каньонов, преимущественно восточного простирания. По результатам выполненной гравиметрической съемки Полигон № 1 находится в зоне градиента гравиметрического поля. Значения поля равномерно изменяются от 36 мГал на западе, в районе шельфа, до -5 мГал на востоке, в районе континентального склона. В шельфовой части акватории наблюдаются несколько слабых положительных аномалий, едва превышающих 5 мГал, которые могут быть связаны с рельефом дна. Аномальное магнитное поле характеризуется невысоким положительным фоном до 70 нТл. В центральной части зафиксирована вытянутая, слабо отрицательная аномалия (-3 нТл) восточного простирания. В ЮЗ части полигона наблюдается фрагмент отрицательной аномалии (-65 нТл).

Второй полигон занимает западную часть осадочного бассейна Фухань. Включает шельф, континентальный склон и глубоководную котловину. Гравитационное поле здесь знакопеременное. Так, в южной части полигона, на шельфе, наблюдается цепочка отрицательных аномалий силы тяжести, которые, вероятнее всего, отражают депрессии в фундаменте. Самая южная отрицательная аномалия соединяется с отрицательной аномалией котловины, что может свидетельствовать о наличии здесь наложенной разломной зоны, пересекающей шельф и уходящей в глубоководную котловину. Далее, при движении на север, локальные отрицательные аномалии сменяются положительными. В рельефе наблюдается “выступ” континентального склона в котловину, отмеченный в гравитационном поле положительной аномалией. Характерно, что и в береговой линии в этом районе также наблюдается “выступ”, хоть и более локальный. Скорее всего, здесь находится консолидированный блок фундамента, который не затронули деструктивные процессы так, как это произошло с южным сегментом. Гравитационное поле глубоководной котловины отрицательное, переход от шельфа к котловине имеет ярко выраженный градиент. Аномальное магнитное поле отмечается положи-

тельным фоном, осложненным фрагментами положительных аномалий (80, 105 нТл) в северной части полигона и отрицательной (–110 нТл) в центре полигона. В южной части наблюдаются “парная” отрицательная (–160 нТл) и положительная (70 нТл) аномалии, картирующие, вероятнее всего, разлом и фрагмент отрицательной (–70 нТл) аномалии на юге полигона.

Полигон № 2 оказался наиболее информативным с точки зрения выявления структур, составляющих переход от п-ова Индокитай к глубоководной части Южно-Китайского моря. В западной части полигона по данным гравитационной съемки зафиксированы отдельные блоковые выступы фундамента, сопровождающиеся повышенными аномалиями в магнитном поле, что позволяет говорить о вулканогенной природе данных структур. По результатам ранее проведенных исследований [2–5, 9, 10, 12–14] в пределах субмеридионального линеамента (109°–110° в.д.) южного континентального склона Вьетнама выявлены участки вулканической активности. По всей видимости, зафиксированная зона является северным продолжением выявленных ранее участков вулканической природы. С востока блоковые выступы ограничены разломной зоной, ориентированной по субмеридиональному линеamentу (109°–110° в.д.) и отмеченной ярко выраженным минимумом в гравитационном поле. Данная зона одновременно является границей между континентальным шельфом и глубоководной частью Южно-Китайского моря, где происходит смена типов земной коры.

Модельный профиль (МП) в Южно-Китайском море начинается на континенте и протягивается с северо-запада на юго-восток, пересекая шельф и континентальный склон юго-восточного Вьетнама, далее, через плато Най, проходит через глубоководный юго-западный подбассейн глубоководной котловины, пересекает горы Наньша и заканчивается на северо-западном борту трога Палаван, захватывая раздробленные блоки юго-западной части подпровинции банки Рид (рис. 1).

Результаты гравиметрических исследований, выполненные в 88-рейсе НИС “Академик М.А. Лаврентьев”, были сопоставлены с глобальной базой спутниковой альтиметрии [27]. Анализ применимости альтиметрических данных к задачам региональной геофизики дан в работе [11], где подробно рассматриваются факторы, вносящие погрешности в альтиметрические измерения, и способы их коррекции. В работе показано, что систематическая ошибка при сопоставлении морских и альтиметрических данных обусловлена использованием различных моделей геоида для вычисления нормального поля. Устранить это несоответствие можно, пересчитав альтимет-

рические данные по формуле перехода [6] и убрав остаточные тренды методом линейной регрессии. Полученные таким образом данные сопоставимы по уровню с набортными гравиметрическими съемками и могут быть использованы для структурно-плотностного моделирования и тектонических построений.

Для геологической дифференциации комплексов пород рассматриваемого структурно-плотностного разреза использовались данные магнитной съемки. В шельфовой части они были сопоставлены с базой аномального магнитного поля Восточной Азии [18], что позволило оценить систематическую ошибку между этими данными и убрать ее из глобальной базы, тем самым приведя глобальные данные к одному уровню с набортными измерениями. Это позволило получить распределение аномального магнитного поля за пределами изученной набортными методами акватории и выделить, на основе анализа распределения гравитационных и магнитных полей, вулканогенно-осадочные комплексы, проследить основные тектонические нарушения.

Определение достоверных плотностных границ является наиболее важной задачей при проведении структурно-плотностного моделирования. Чем больше жесткозакрепленных границ имеется в модели, тем достовернее будет результат моделирования. Нами использовалось несколько плотностных границ разной степени “жесткости”. Основная жесткозакрепленная граница – рельеф дна, в пределах полигонов исследований была получена в результате прямых измерений, а за пределами изученной акватории – по данным сейсмического профиля CSL07-10 [17] (рис. 3), совпадающим с МП на отметках от 0 до 450 км, и базы данных NGDC [26]. Необходимо отметить, что мелкие возвышенности дна, имеющиеся на профиле CSL07-10, отсутствуют в глобальной базе данных NGDC, но создают аномалии в гравитационном поле. Пересчет времени двойного пробега волны в мощность водного слоя позволил восстановить рельеф дна на этом участке. Сопоставление пересчитанных данных с данными NGDC на участках со спокойным рельефом показало хорошую сходимость. Граница “осадочный чехол–акустический фундамент” являлась следующей жесткой границей в северо-западной и центральной части МП. Ее положение было также получено путем пересчета временных данных профиля CSL07-10 [17]. Помимо горизонтальных границ, с этого профиля использовались и вертикальные границы (разломы), позволившие обосновать “наполнение” МП тектоникой. К сожалению, основная гравитирующая граница – поверхность Мохо, закреплена менее надежно. МП пересекает профиль ГСЗ NHD973-1 [32] на отметке 600 км (рис. 1). В окрестностях точки пересечения мы использовали допуще-

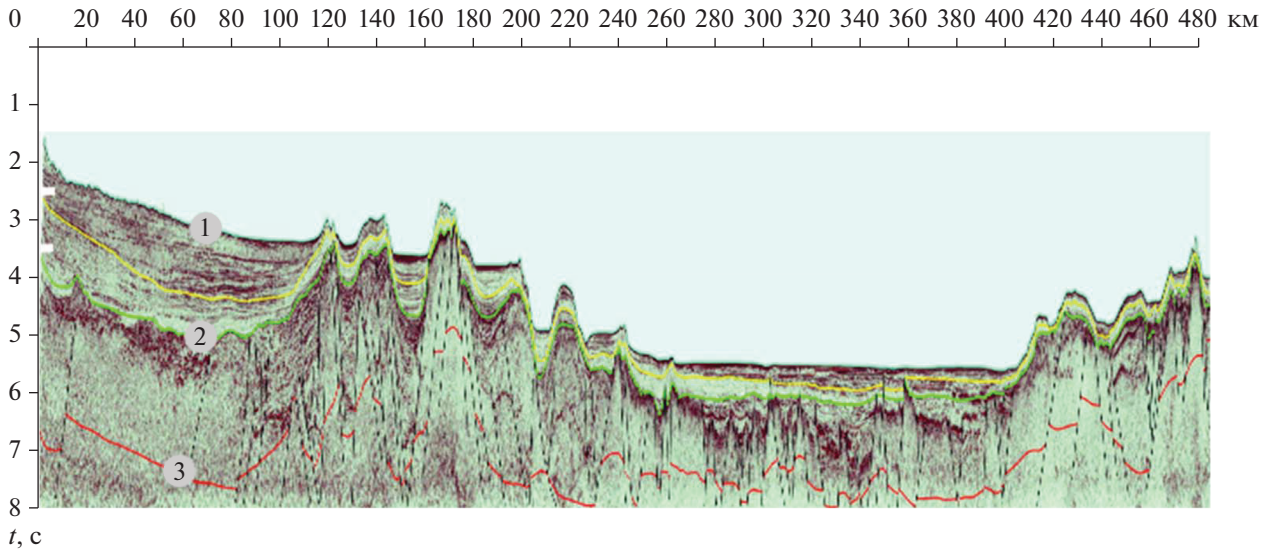


Рис. 3. Опорный сейсмический разрез по профилю CSL07-10 [17]. Цифры в кружках – сейсмические границы: 1) дна моря; 2) миоценового сейсмокомплекса; 3) докайнозойского фундамента.

ние, что глубинные границы внутри однородной структуры слабо изменяются, поэтому распространили сейсмические границы профиля NHD973-1 на плотностной разрез. Еще один профиль ГСЗ, находящийся севернее МП и параллельный ему, состоящий из двух профилей АДСС CFCST-OBS2013, CFCST-OBS2011 [23] (рис. 1), использовался нами для корректировки структурно-плотностной модели. Данные этого профиля позволили оценить минимальную мощность коры в котловине и глубинное строение перехода глубоководная котловина–горы Наньша.

После закрепления опорных границ выполнялось собственно плотностное моделирование по стандартной методике в программе, разработанной в лаборатории гравиметрии ТОИ ДВО РАН [7]. Суть методики заключается в том, что интерпретатор в условиях закрепленного по априорным данным структурному каркасу и диапазону изменения плотности для определенных геологических комплексов подбирает плотности и положение “свободных” плотностных границ так, что в результате решения прямой задачи от полученной структурно-плотностной модели минимизируется расхождение между расчетным и наблюдаемым гравитационным полем. Процесс носит итеративный характер, после каждого расчета оператор вносит необходимые изменения в модель. Процесс моделирования заканчивается, когда сходимость между расчетным гравитационным эффектом от последней модели и наблюдаемым полем становилась не хуже тройного интервала погрешности определения гравитационных аномалий ($\pm 5-10$ мГал).

ПОЛУЧЕННЫЙ РЕЗУЛЬТАТ И ВЫВОДЫ

Подобранный структурно-плотностной разрез представлен на рис. 4.

Общая глубинная структура подобранной модели довольно сложная. На ней выделяется несколько структурных областей: континентальная часть с резким склоновым переходом к подводному плато, глубоководная котловина и юго-восточная оконечность профиля, представленная подводными возвышенностями.

По результатам моделирования наибольшая мощность земной коры выявлена под континентальной частью профиля и составляет 28 км с тенденцией дальнейшего увеличения вглубь полуострова. Наименьшая мощность коры наблюдается в глубоководной части профиля, где она не превышает 9 км. Здесь земная кора состоит из трех слоев: осадочного, состоящего из морских осадочных отложений, переходного, образованного прослаиванием морских осадков, базальтов и их туфов, и базальтового, образованного массивными габбро с отдельными слоями ультраосновных пород. От классической океанической коры по классификации Белоусова [1] она отличается повышенной мощностью осадочного и переходного слоев и сложной геометрией границ. Что касается рельефа поверхности Мохо, то в юго-восточной части профиля она наиболее изрезанная и невыдержанная по мощности. В северо-западной части граница Мохо плавно уменьшается с 25 км под континентом до 16 км под подошвой континентального склона, достигая минимальной мощности 14 км в пределах северо-западной границы плато Най, далее в центральной части плато мощность коры увеличивается до

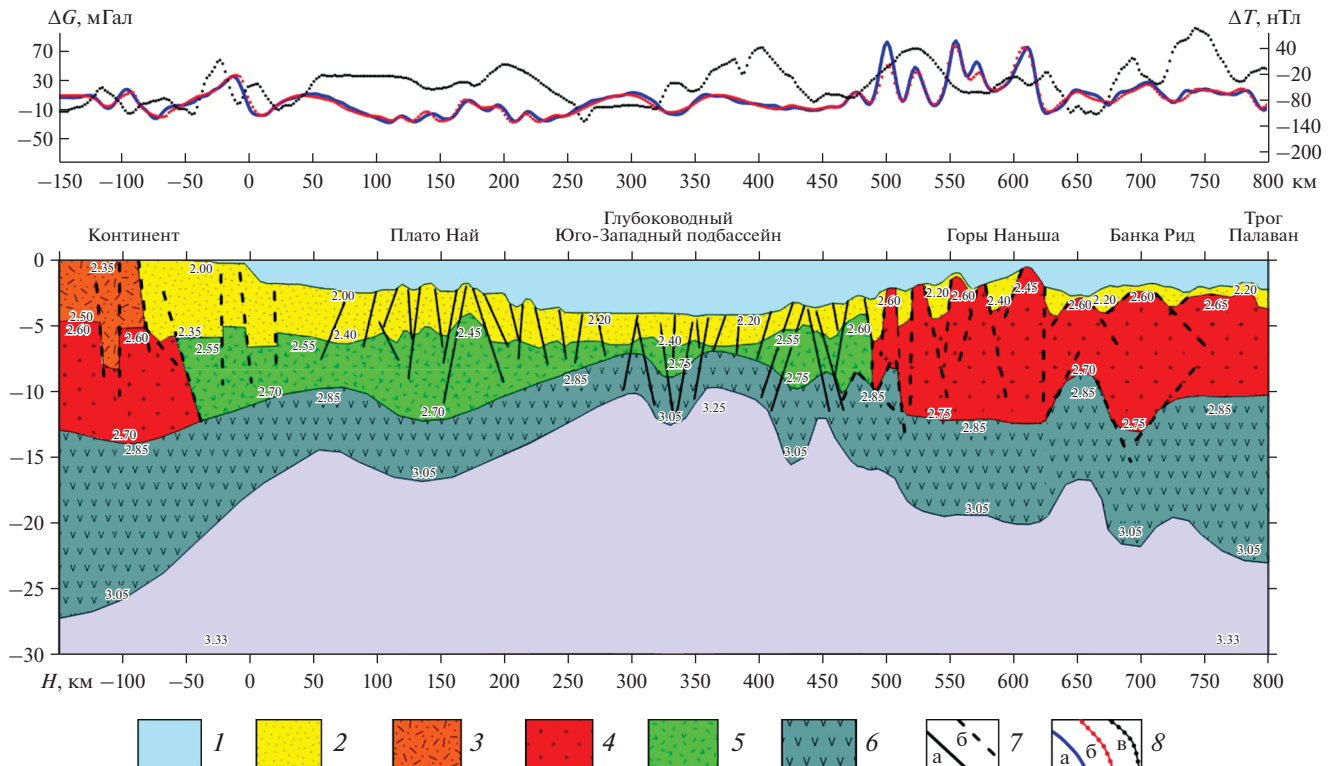


Рис. 4. Структурно-плотностная модель земной коры: 1 – водный слой; 2 – осадочный слой; 3 – вулканогенно-осадочный слой; 4 – гранитный слой; 5 – переходный слой; 6 – базальтовый слой; 7 – разломы: а) по сейсмическим данным; б) предполагаемые, на границах блоков; 8 – графики аномальных полей: а) гравитационного наблюдаемого [15, 27]; б) гравитационного расчетного; в) магнитного поля [15, 18]. Цифры в белых квадратах – плотность ($\text{г}/\text{см}^3$).

18 км, а в глубоководной части профиля уменьшается до 9–12 км. Центральная часть разреза, сопряженная с глубоководным юго-западным подбассейном, представлена рифтогенной структурой, на что указывает утонченная мощность коры, подъем мантии и большое количество разломов, зафиксированных по сейсмическим данным. В осевой части рифта, расположенной на отметке 330 км, наблюдается локальное утолщение базальтового слоя до 12 км, что свидетельствует о внедрении мантийного вещества в нижнекоровые слои в процессе рифтообразования и последующего спрединга [9, 14]. В гравитационном поле данная структура выделяется локальным минимумом (-15 мГал), а в магнитном поле относительным максимумом. Минимум в гравитационном поле, по всей видимости, связан с наличием зоны разуплотнения в осевой части рифта, где по результатам моделирования зафиксирована пониженная плотность верхней мантии $3.25 \text{ г}/\text{см}^3$. Относительное превышение магнитных свойств свидетельствует о наличии базитовых масс, внедрившихся по ослабленным зонам в верхние слои разреза.

Континентальный тип коры (по классификации [1]) представлен вулканогенно-осадочным

($2.3\text{--}2.5 \text{ г}/\text{см}^3$), гранитным ($2.6\text{--}2.7 \text{ г}/\text{см}^3$) и базальтовым ($2.85\text{--}3.05 \text{ г}/\text{см}^3$) слоями. Данный тип коры распространен внутри континента до отметки -100 км. Под континентальным шельфом гранитный слой замещается переходным слоем ($2.45(2.5)\text{--}2.7 \text{ г}/\text{см}^3$), который прослеживается на протяжении всей глубоководной части профиля и представляет собой вулканогенно-осадочный субстрат, сложенный продуктами вулканической деятельности, образовавшимися в процессе деформации континентальной окраины и раскрытия глубоководной котловины.

Глубоководная часть профиля, испытывавшая на себе максимальное развитие процессов рифтогенеза, располагается между отметками $250\text{--}400$ км. Поле силы тяжести над данной структурой относительно спокойно, значение на уровне 10 мГал, лишь в осевой части зафиксирован слабый минимум, как уже было замечено, связанный с наличием зоны разуплотнения в верхней мантии. В магнитном поле наблюдается другая картина. Северо-западная область рифта прослеживается интенсивными отрицательными магнитными аномалиями до -120 нТл, в отличие от юго-восточной части, над которой зафиксирован об-

ширный магнитный максимум до 60 нТл. Здесь необходимо отметить, что плотностным моделированием с юго-восточной стороны рифта было выявлено увеличение плотности в промежуточном слое примерно на 0.05 г/см^3 , а также между отметками 400–440 км зафиксировано локальное увеличение мощности базальтового слоя примерно на 3 км. Учитывая вышеописанные магнитные аномалии и плотностные неоднородности юго-восточной стороны рифтовой зоны, можно предположить, что процесс “базификации” шел к юго-востоку от осевой части рифта, насыщая верхние слои земной коры магнитоактивными веществами. При этом на отметке 430 км зафиксирована возвышенность, которая хорошо проявляется в рельефе дна, однако в поле силы тяжести практически совсем не выражена, при том, что по результатам моделирования в переходном слое зафиксированы повышенные значения плотности $2.55(2.6)–2.75 \text{ г/см}^3$. Магнитное поле над возвышенностью локально не проявлено, за исключением слабого локального максимума на спадающей кривой ΔT . Довольно мощный осадочный чехол, достигающий 2 км, также сглаживает аномалии в гравитационном и магнитном поле. Анализ геофизических полей над возвышенностью показал, что это локальное геологическое тело, мощностью не более 12 км, фундамент которого состоит из пород повышенной плотности и магнитных свойств, но установленное разуплотнение в верхней мантии и мощный осадочный чехол компенсируют избыток плотности в верхней части разреза. Можно предположить, что данная возвышенность имеет вулканическое происхождение. Глубинные разломы, выявленные по сейсмическим данным, ограничивают данную возвышенность с флангов, что может свидетельствовать о наличии магмоподводящих каналов, которые поставляют вещество из верхней мантии к центру возвышенности.

Зоны высокого градиента в геофизических полях связаны с контрастным перестроением тектонической и геологической структуры, как в верхних слоях земной коры, так и в нижней коре и верхней мантии. Одна из таких зон сопряжена с континентальным склоном, расположенным между отметками $-50 \dots +50$ км. Структурно данная зона представляет узкую область, где происходит погружение рельефа дна от нескольких сотен метров до 1.5 км, при этом в нижней коре наблюдается уменьшение мощности базальтового слоя и общее сокращение мощности земной коры с 23 до 14 км. На отметке 0 км наблюдается гравитационная ступень от 35 до -20 мГал, связанная с переходом от континентального типа коры к субокеаническому [9]. В магнитном поле данная зона выделяется более высокочастотными аномалиями с положительным диапазоном значений. Кроме того, на отметках от -30 до 0 км, по дан-

ным набортной съемки [15], в геофизических полях наблюдаются положительные аномалии (рис. 2), интерпретируемые нами как блоковые выступы фундамента с повышенными плотностями ($2.55–2.7 \text{ г/см}^3$) и магнитными свойствами пород. По всей видимости, данные выступы сформировались в результате тектоно-магматических процессов, протекающих на сочленении континентального склона с глубоководной котловиной, и являются северным продолжением участков вулканической активности, выявленных в пределах субмеридионального линеамента ($109^\circ–110^\circ$ в.д.) [2–5, 9, 10, 12–14].

Далее по профилю континентальный склон плавно переходит в подводное плато Най. В геофизических полях оно выражено слабоотрицательными гравитационными и магнитными аномалиями. Мощность земной коры под плато распределена неравномерно: в северо-западной и юго-восточной оконечности колеблется от 13 до 14 км, увеличиваясь в центре до 16 км. По всей видимости, докайнозойский фундамент плато сложен сильно редуцированной континентальной корой и по результатам моделирования его плотность составляет $2.45–2.7 \text{ г/см}^3$. Магнитные свойства имеют фоновые значения. По результатам сейсмических работ [17] в осадочном слое было обнаружено большое количество разломов, ограничивающих тектонические нарушения, представляющих собой систему горстов и грабенов и образующих возмущения в рельефе дна между отметками 100–250 км.

Таким образом, плато Най представляет собой структуру, фундамент которой подвергся тектонической переработке коры континентального типа в процессе образования глубоководной котловины Южно-Китайского моря. Его внутренняя структура осложнена различного рода нарушениями, присутствующими как в осадочном слое, так и в нижних слоях земной коры.

Практически вся юго-восточная часть структурно-плотностного разреза представляет систему подводных возвышенностей. Между отметками 500–650 км наблюдается несколько высокочастотных максимумов в поле силы тяжести, достигающих 70 мГал и сопряженных с подводными горами Наньша. Судя по результатам моделирования, данная структура имеет сложное блоковое строение, что в целом согласуется с ранее проведенными исследованиями [9, 10]. Земная кора мощностью от 16 до 20 км отнесена к субконтинентальному типу. Структура подводных гор определяется серией сбросов, расчленяющих фундамент на узкие горсты, чередующиеся с грабенами и полуграбенами. Результатами моделирования установлена несколько повышенная плотность фундамента в северо-западной и центральной части от 2.6 до 2.75 г/см^3 , соответствующую

шая предположительно гранодиоритовому составу. Юго-восточный склон, представленный локальной возвышенностью, фундамент которой выходит на поверхность дна, имеет плотность близкую к плотности переходного слоя, зафиксированному в структуре плато Най $2.45\text{--}2.7\text{ г/см}^3$.

Расчлененный рельеф поверхности фундамента перекрыт осадочным чехлом, мощностью от нескольких метров до 1–2 км. Магнитное поле над данной структурой неоднородно: северо-западный склон характеризуется обширной положительной аномалией, достигающей 30 нТл, в отличие от центральной и юго-восточной части, которые выделяются отрицательными значениями магнитного поля от –60 до –30 нТл. Повышенные магнитные свойства северо-западного склона, по всей видимости, связаны с присутствием магнитоактивного вещества в верхней части коры, что подтверждается наличием выступа в базальтовом слое на отметке 500 км.

Анализ плотностных и магнитных свойств показал, что структура гор Наньша неоднородна. Процесс рифтообразования глубоководной части разреза затронул северо-западный склон гор Наньша, который испытал тектоно-магматическую переработку с внедрением магнитоактивного вещества в верхние слои разреза. Это подтверждается уменьшением мощности коры под северо-западным склоном, локальным поднятием базальтового слоя на отметке 500 км, а также повышенными плотностными и магнитными свойствами, выявленными в результате моделирования. Центральная и юго-восточная часть в меньшей степени подверглись такой переработке, о чем свидетельствует более-менее выдержанный рельеф поверхности Мохо и наибольшая мощность коры 20 км. Однако расчлененный рельеф фундамента и сложное блоковое строение свидетельствует о тектонических процессах, сформировавших данную структуру.

Юго-восточная оконечность профиля находится на северо-западном склоне трога Палаван. Профиль проходит по прогибу, отделяющему Саравак-Палаванскую провинцию от блоковых выступов гор Наньша и раздробленного основания юго-западного склона банки Рид, представляющих собой систему локальных поднятий и понижений рельефа дна, перпендикулярных к описываемому прогибу. Одно из таких понижений пересекается модельным профилем в ортогональном направлении на отметках 620–680 км. Поведение геофизических полей над данной структурой и общий ее вид очень напоминает картину в аномальной зоне в районе рифта между отметками 250–450 км. Можно предположить, что это молодая рифтогенная структура (недоразвившийся рифт), образованная в результате действия механизма растяжения в юго-восточном

обрамлении Южно-Китайского моря. Осевая область этой структуры находится между отметками 670–700 км. Увеличенная мощность земной коры до 20 км, наличие гранитного слоя свидетельствует о наличии здесь субконтинентального типа коры уменьшенной мощности, которая в результате рифтогенеза подверглась тектонической перестройке. Увеличенные плотности фундамента $2.65\text{--}2.75\text{ г/см}^3$, полученные в результате моделирования и тяготеющие к юго-востоку от осевой части предполагаемого рифта, вероятно, явились следствием проникновения базитового вещества по ослабленным зонам из нижней коры и верхней мантии в вышележащие слои разреза. Анализ аномального магнитного поля подтверждает данный вывод, поскольку между отметками 710–780 км наблюдается обширный максимум магнитного поля с амплитудой 120 нТл.

По результатам моделирования можно предположить, что юго-восточная оконечность профиля, представленная подводными возвышенностями, некогда была единой структурой, впоследствии разрушенной процессами рифтогенеза и деления на блоки подводного юго-восточного обрамления Южно-Китайского моря. В то же время факт наличия здесь сохранившейся субконтинентальной коры говорит о том, что по сравнению с подводным плато Най, горы Наньша и банка Рид явились более устойчивыми к воздействию деструктивных процессов. Моделированием установлена рифтогенная структура (предположительно, недоразвившийся рифт), разделяющая их на две самостоятельных подпровинции, представленные блоковыми выступами фундамента, объединенные общим основанием.

Осадочный слой вдоль МП достигает максимальной мощности 6 км в пределах шельфовой зоны. Здесь, помимо близости источников поступления осадочного вещества с континента, естественным барьером, накапливающим осадочные массы, является плато Най. Далее по разрезу, в глубоководной котловине, мощность осадочного чехла сокращается до 2 км. Минимальные мощности осадков зафиксированы в районе подводных возвышенностей. Здесь осадочный слой заполняет осадочные впадины и депрессии, мощность слоя меняется от 1 до 2 км, при этом вершины возвышенностей практически лишены осадков, а кое-где фундамент выходит на поверхность дна. Плотность осадков колеблется от 2.0 до 2.4 г/см^3 .

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное структурно-плотностное моделирование выявило особенности глубинного строения зоны перехода от п-ова Индокитай к глубоководной части Южно-Китайского моря и

ее юго-восточному подводному обрамлению. Переход характеризуется сокращением мощности земной коры со сменой континентального типа коры на океанический, при этом меняется тип фундамента: континентальный замещается океаническим. Формирование континентального склона сопровождалось активными вулканотектоническими процессами, о чем свидетельствует наличие блоковых выступов в фундаменте на сочленении структур, формирующих юго-восточный континентальный склон Вьетнама и глубоководную котловину. По всей видимости, данные выступы являются северным продолжением субмеридионального линеамента (109° – 110° в.д.), где предыдущими исследованиями были установлены участки вулканической активности в пределах южного континентального склона Вьетнама [2–5, 9, 10, 12–14]. В настоящее время блоковые выступы фундамента скрыты мощным осадочным чехлом, образованным в результате сноса терригенного материала с суши и аккумулирующимся в пределах шельфовой зоны и в глубоководных прогибах и депрессиях.

Результатами моделирования установлено, что фундамент плато Най подвергся наибольшему влиянию деструктивных процессов, протекавших во время формирования глубоководной части Южно-Китайского моря. Здесь наблюдается большая раздробленность фундамента, представленного вулканогенно-осадочным субстратом, сложенным продуктами вулканической деятельности, образовавшимися в процессе деструкции континентальной окраины и раскрытия глубоководной котловины.

Юго-восточное окончание профиля представлено раздробленным подводным обрамлением, включающим блоковые выступы подводных гор и возвышенностей с субконтинентальным типом земной коры, претерпевшим тектоно-магматическую перестройку в процессе формирования данных структур.

Центральная глубоководная часть профиля представлена рифтогенной структурой, где наблюдаются уменьшение мощности земной коры, подъем границы Мохо, снижение плотности в верхней мантии до 3.25 г/см^3 , а также большое количество разломов, выявленных по сейсмическим данным. О спрединговом процессе свидетельствует утолщение базальтового слоя в осевой части рифта.

Результатами моделирования было установлено, что фундамент исследуемого региона в основном подразделяется на гранитный (2.6 – 2.7 г/см^3) и переходный ($2.45(2.5)$ – 2.7 г/см^3). В зонах проникновения базитового вещества плотностные характеристики увеличиваются до $2.55(2.6)$ – 2.75 г/см^3 – в переходном слое и до 2.65 – 2.75 г/см^3 – в гранитном. Моделирование выявило, что “ба-

зификация” происходила преимущественно к юго-востоку от осевой части рифта, затрагивая северо-западный склон подводных гор Наньша. На отметке 430 км выявлена структура, предположительно подводный вулкан, погребенный под толщей осадочного чехла. Кроме того повышены плотности и магнитные свойства установлены на юго-западной оконечности профиля, представленной выступами и понижениями рельефа дна юго-западной части подпровинции банки Рид, отделенной от подпровинции подводных гор Наньша, предположительно, молодой рифтогенной структурой.

Базальтовый слой (2.85 – 3.05 г/см^3) присутствует на всем протяжении разреза. Его мощность колеблется от 3 до 15 км . Наиболее выдержан по мощности базальтовый слой, расположенный в северо-западной части разреза, в отличие от центральной и юго-восточной части. Здесь наблюдается сложный рельеф кровли и подошвы базальтового слоя, претерпевшего значительную перестройку в результате сложных тектономагматических процессов, сопровождавших формирование глубоководного юго-западного подбассейна и юго-восточного подводного обрамления Южно-Китайского моря.

Источники финансирования. Работа выполнена по программам Фундаментальных научных исследований ТОИ ДВО РАН (Per. № 121021500053-6, № ААА-А19-119122090009-2).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В.В., Павленкова Н.И. Типы земной коры // Геотектоника. 1985. № 1. С. 3–14.
2. Горшков А.П. Исследования подводных вулканов в 10-ом рейсе НИС “Вулканолог” // Вулканология и сейсмология. 1981. № 6. С. 39–45.
3. Горшков А.П., Иваненко А.Н., Рашидов В.А. Магнитные аномалии подводной вулканической зоны на шельфе Южно-Китайского моря // Проблемы исследований электромагнитных полей на акваториях. М.: ИЗМИРАН, 1983. С. 267–274.
4. Горшков А.П., Иваненко А.Н., Рашидов В.А. Гидромагнитные исследования подводных вулканических зон в окраинных морях Тихого океана (на примере Новогвинейского и Южно-Китайского морей) // Тихоокеанская геология. 1984. № 1. С. 13–20.
5. Горшков А.П., Иваненко А.Н., Рашидов В.А. Новые сведения об особенностях проявления подводной вулканической деятельности на шельфе Южно-Китайского моря по данным гидромагнитной съемки // Вулканология и сейсмология. 1991. № 4. С. 80–85.
6. Железняк Л.К., Конешев В.Н. Оценка погрешностей данных спутниковой альтиметрии по сравнению с гравиметрическими материалами // Физика Земли. 2000. № 3. С. 71–74.

7. Колпащикова Т.Н. Программа моделирования магнитного, гравитационного полей и некоторых их производных / А.с. Российская Федерация № 200761354; заявл. 25.06.07; опубл. 21.08.07. Бюл. Программы для ЭВМ, базы данных № 3, 2007.
8. Кузнецов О.А., Алейник Д.Л. Научно-исследовательское судно “Дмитрий Менделеев” и его экспедиции 1969–1993 гг. М.: ГЕОС, 2002. 396 с.
9. Кулинич Р.Г., Заболотников А.А., Марков Ю.З. и др. Кайнозойская эволюция земной коры и тектогенез Юго-Восточной Азии. М.: Наука, 1989. 256 с.
10. Кулинич Р.Г., Обжиров А.И. О структуре и современной активности зоны сочленения шельфа Сунда и котловины Южно-Китайского моря // Тихоокеанская геология. 1985. № 3. С. 102–106.
11. Мелихов В.Р., Лыгин И.В., Бульчев А.А. и др. Применение спутниковых данных для изучения гравитационного поля в океанах и внутренних морях // Ломоносовская школа МГУ по геофизическим методам исследования земных недр: прошлое, настоящее, будущее. Сб. науч. тр. / Под ред. Хмелевского В.К. М.: ГЕРС, 2004. С. 58–69.
12. Рашидов В.А. Возможности гидромагнитной съемки при поиске подводных вулканов (на примере позднекайнозойского вулканизма Южно-Китайского моря) // Вулканология и сейсмология. 1997. № 1. С. 17–31.
13. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А. и др. Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф активных континентальных окраин. М.: Научный мир, 2014. 172 с.
14. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А. и др. Глубинное строение континентальных окраин региона Южно-Китайского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. 2011. № 2. Вып. 18. С. 52–72.
15. Шакиров Р.Б., До Хуи Кыонг, Обжиров А.И. др. Геолого-геофизические и океанографические исследования в Южно-Китайском море в 88-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик М.А. Лаврентьев” // Океанология. 2021. № 1. С. 165–168.
16. A geophysical Atlas of east and Southeast Asian Seas. Map Chart Ser. VC-25 / Ed. Hayes D. Geol. Soc. Of Amer. Boulder, Colo. 1976. 53 p.
17. Nguyen H.T., Trinh X.C., Nguyen T.T.L et al. Modeling of petroleum generation in Phu Khanh Basin by Sigma 2-D software // Petrovietnam J.: Science-technology conference on the occasion of the 35-th anniversary of the Vietnam Petroleum Institute “The intellect of Petrovietnam: Integration and Sustainable development”, Hanoi, 22–23 May, 2013. P. 3–13.
18. Geological Survey of Japan (AIST), Coordinating Committee for Coastal and Offshore Geoscience Programmes in East and Southeast Asia (CCOP): Magnetic Anomaly Map of East Asia 1 : 4000000, 2nd edn. CD-ROM Version, p-3. Geological Survey of Japan (AIST), Tukuba; 2002.
19. Hinz K., Schluter H.U. Geology of the Dangerous Grounds, South China Sea and the continental margin of South-west Palawan: Result of Sonner cruises So-23 and So-27 // Energy. 1985. V. 10. № 3/4. P. 297–315.
20. Huang H., He E., Qiu X. et al. Insights about the structure and development of Zhongsha Bank in the South China Sea from integrated geophysical modelling // Int. Geol. Rev. 2019. P. 1–11.
21. Jin-Min Wu. History of oil and gas exploration in the central and northern part of the South China Sea // Energy. 1985. V. 10. № 3/4. P. 413–419.
22. Li Zhen-wu. A discussion on the crustal nature of the central and northern parts of South China Seas // Acta Geophys. Sinica. 1984. V. 27. № 27. P. 153–166.
23. Liang Y., Delescluse M., Qiu Y. et al. Décollements, detachments, and rafts in the extended crust of Dangerous Ground, South China Sea: The role of inherited contacts // Tectonics. 2019. V. 38. № 6. P. 1863–1883.
24. Ludwig W.I., Kumar N., Houtz R.E. Profiler-Sonobuoy measurement in the South China Sea Basin // J. Geophys. Res. 1979. V. 84. № B7. P. 3505–3518.
25. Ludwig W.I. The Manila Trench and West Luson trough, III, Sesmi-refraction measurement // Deep Sea Res. 1970. V. 17. № 3. P. 533–544.
26. National Geophysical Data Center (NGDC). URL: <https://www.ngdc.noaa.gov> (дата обращения: 13.12.2019)
27. Sandwell D.T., Müller R.D., Smith W.H.F. et al. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // Science. 2014. V. 346. № 6205. P. 65–67.
28. Taylor B., Hayes D.D. The tectonic evolution of the South China Basin // The tectonic and geological Evolution Southeast Asian Seas and Islands / Ed. D.E. Hayes. Geophysical Monograph 23. American Geophysical Union, 1980. P. 89–104.
29. Taylor B., Hayes D.D. Origin and History of the South China Sea Basin // The tectonic and geological Evolution Southeast Asian Seas and Islands, Part 2 / Ed. Hayes D.E. Geophysical Monograph 27. American Geophysical Union, 1982. P. 23–55.
30. Yao Bochy, He Liansheng. The anomalous upper mantle under the northern continental margin of South China Sea // Mar. Geol. and Quart. Geol. 1985. № 5. P. 65–72.
31. Yao Bochy, Wang Guangyn. Crustal of the South China Sea Basin // Sci. Sinica. Ser. B. 1983. V. 26. № 6. P. 648–661.
32. Yu J., Yan P., Wang Y. et al. Seismic evidence for tectonically dominated seafloor spreading in the Southwest Sub-basin of the South China Sea // Geochem., Geophys., Geosyst. 2018. V. 19. № 9. P. 3459–3477.
33. Zhang J., Chen J., Huang Y. Moho Structure of the Southwest Sub-Basin, South China Sea, from a Multi-channel Seismic Reflection Profile NH973-1 // J. Ocean Univ. China. 2019. V. 18. № 5. P. 1105–1114.

Deep Structure of the Transition Zone “Indochina Peninsula–South China Sea” According to Geophysical Data

Z. N. Proshkina^{a, #}, M. G. Valitov^a, T. N. Kolpashchikova^a, N. S. Lee^a, N. M. Tsovun^a

^a*Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia*

[#]*e-mail: pro-zo@yandex.ru*

After a long break, complex geological and geophysical studies were resumed in the western part of the South China Sea. The research was carried out on cruise No. 88 of the R/V “Akademik M.A. Lavrentiev”. The results of on-board geophysical work were supplemented with data from global databases on magnetometry and satellite altimetry. Structural-density modeling of the earth’s crust in the transition zone from the Indochina peninsula to the deep-water basin of the South China Sea has been carried out. Seismic profiles of different depths were used to determine the reference boundaries in the modeling. The obtained cutting of the earth’s crust reflects all the features of the deep structure of the studied region.

Keywords: gravimetry, magnetometry, structural density modeling, crust, Moho surface, rift, South China Sea