

ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ ЛИТОСФЕРЫ ЦУСИМСКОЙ КОТЛОВИНЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Г.З. Гильманова¹, В.Г. Прокудин²

¹Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

²Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

Поступила в редакцию 12 марта 2009 г.

Выполнено двухмерное плотностное моделирование вдоль субширотного профиля глубинного сейсмического зондирования, расположенного в Цусимской котловине Японского моря. Полученные данные позволяют предположить, что процесс раскрытия Цусимской котловины происходил в условиях аномально разогретой мантии и сопровождался внедрением мантийного материала в кору котловины и области перехода от котловины к континентальной окраине Корейского п-ова с образованием океанической коры. Увеличенная, по сравнению с нормальной океанической, мощность коры котловины обусловлена накоплением большого количества терригенного материала и вулканогенных образований в верхней части коры и подслаиванием мантийного материала в ее низах.

Ключевые слова: плотностное моделирование, литосфера, Цусимская котловина, Японское море.

ВВЕДЕНИЕ

Цусимская глубоководная котловина находится в юго-западной части Японского моря, между Корейским п-вом и о. Хонсю [1].

Известно несколько моделей образования Цусимской котловины. Среди наиболее часто упоминаемых – поворот юго-западной части Японских о-вов в результате задугового спрединга [17] и растяжение континентальной коры, связанное с движением Японской островной дуги на юг (механизм “pull-apart”) [12, 15]. Несмотря на многочисленные работы, проведенные в районе, не представляется возможным отдать предпочтение той или иной модели, так как глубинное строение Цусимской котловины все еще недостаточно изучено.

ТОИ ДВО РАН в двух морских экспедициях выполнил гравиметрические и сейсмические исследования в Цусимской котловине [2, 3] вдоль трех профилей (рис.1) с целью получения новых данных о скоростных, плотностных параметрах и структуре земной коры. Сейсмические исследования проведены методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) с донными сейсмическими станциями (ДСС) и пневматическими источниками упругих волн. Гравиметрические измерения выполнены тремя наборными гравиметрами ГМН-К. Точность съемки составила 5–7 мГл.

В статье рассмотрены результаты плотностного моделирования, выполненного вдоль профиля 1 на основе сейсмического разреза. Профиль пересекает (с востока на запад) глубоководную часть Цусимской котловины, материковый склон и шельф Корейского п-ова.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Дно котловины ровное, его глубина плавно увеличивается в северо-восточном направлении от 1 км в краевой части котловины до 2.3 км. К обрамлению Цусимской котловины относятся материковый склон Корейского п-ова на западе, Корейское плато и возвышенности Уллындо и Криштофовича на севере, банка Оки и шельф о. Хонсю на востоке (рис. 1). Склоны подводных возвышенностей ограничены разломами и осложнены грабенами и сбросами второго порядка. Превышение их вершинных поверхностей над дном котловины достигает 1–2 км; на отдельных участках эскарпов имеются обрывы, где обнажаются скальные породы фундамента [1].

Образования фундамента Цусимской котловины перекрыты толстым осадочным чехлом. Косвенно об их составе можно судить по материалам драгирования, выполненного на структурах обрамления котловины в экспедициях ТОИ ДВО РАН. Фундамент возвышенности Криштофовича сложен метаморфичес-

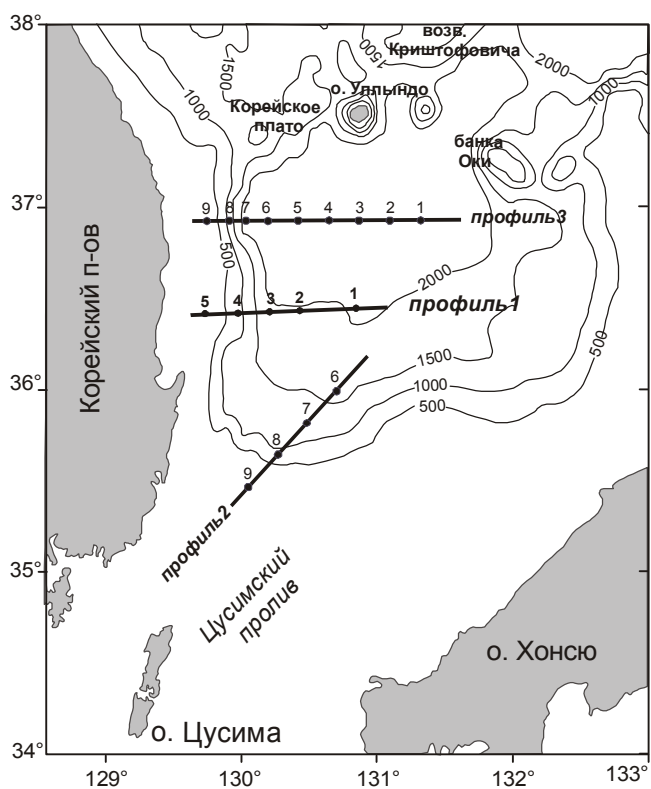


Рис. 1. Схема расположения профилей глубинного сейсмического зондирования.

Точками обозначено положение донных сейсмических станций. Цифры над точками – номера ДСС.

кими образованиями (амфиболитами, гнейсами и сланцами) архей-раннепротерозойского возраста; аналогичные по составу, степени метаморфизма и возрасту породы широко распространены на территории Кореи. Породы фундамента перекрыты олигоцен-нижнемиоценовой вулканокластической толщей, породы которой по содержанию кремнезема представляют непрерывный ряд от трахиандезита до трахириолита. Породы комплекса залегают в виде покровов на возвышенностях Уллындо, Криштофовича, Оки; характерно преобладание пирокластических продуктов над лавами, повышенная концентрация щелочей (8.0–11.5 % с преобладанием калия над натрием). Вулканокластическая толща трансгрессивно перекрыта диатомово-глинистыми породами среднего и верхнего миоцена и туфогенно-глинистыми плиоценовыми отложениями. Замыкают разрез породы щелочно-базальтоидного комплекса плиоцен-голоценового возраста, слагающие о. Уллындо и драгированные на других структурах обрамления Цусимской котловины: подводном вулкане Глебова, банке Оки и др. Породы этого комплекса В.Т. Съединим выделе-

ны в отдельный формационно-геохимический тип вулканитов континентальных рифтов [1].

Аномалии гравитационного поля в свободном воздухе у подножия Корейского плато, банки Оки, в Цусимском проливе и у склона о. Хонсю в целом положительные, порядка 40–60 мГл [18]. В котловине величина аномалий составляет -20 ± 10 мГл; наблюдается относительное повышение значений поля в северо-восточном направлении: максимальные значения гравитационного поля котловины приходятся на ее самую глубокую часть. Величина гравитационных аномалий в свободном воздухе на акваториях находится в прямой корреляционной связи с рельефом дна. На уровне качественной оценки можно предположить, что обратная зависимость здесь объясняется наличием высокоплотного материала в коре или мантии. Аномалии Цусимского пролива и котловины вытянуты в направлении ЮЗ-СВ. На карте гравитационных аномалий в редукции Буге [9] в центральной части котловины также фиксируется вытянутая в СВ направлении положительная аномалия величиной около 140 мГл. Вдоль подводной части Корейского п-ова – локальные меридиональные положительные аномалии порядка 30–60 мГл.

Магнитные аномалии Цусимской котловины относительно слабые, в основном менее -100 нТ. Линейные магнитные аномалии отчетливо не выделяются [8, 19]. Вдоль окраины Корейского п-ова выявлены положительные высокоамплитудные (более 300 нТ) аномалии [14]. Тепловой поток в Японском море в целом высокий и в среднем составляет 90 мВт/м². В северной части Цусимской котловины, согласно данным Langseth M.G. и Tamaki K. [16], тепловой поток превышает 100 мВт/м².

По сейсмическим данным в центральной части котловины, сразу выше акустического фундамента, наблюдается пакет высокоамплитудных отражателей, которые интерпретированы как переслаивание вулканических силлов и осадочных слоев [3]. В части котловины, примыкающей к о-вам Уллындо и Доку, акустический фундамент, предположительно сложен щелочными вулканитами плиоцен-голоценового возраста, известными на этих островах [6].

Согласно результатам обработки сейсмических данных вдоль профиля 1 (рис. 2а), в глубоководной части котловины земная кора представлена осадочным слоем (который может быть аппроксимирован двумя толщами со средними скоростями продольных волн 2.25 км/с и 4.1 км/с) суммарной мощностью около 4 км, верхней корой, состоящей из трех толщ со скоростями 4.9; 5.8 и 6.2 км/с и общей мощностью 3.5–5.0 км, и нижней корой, состоящей из двух слоев

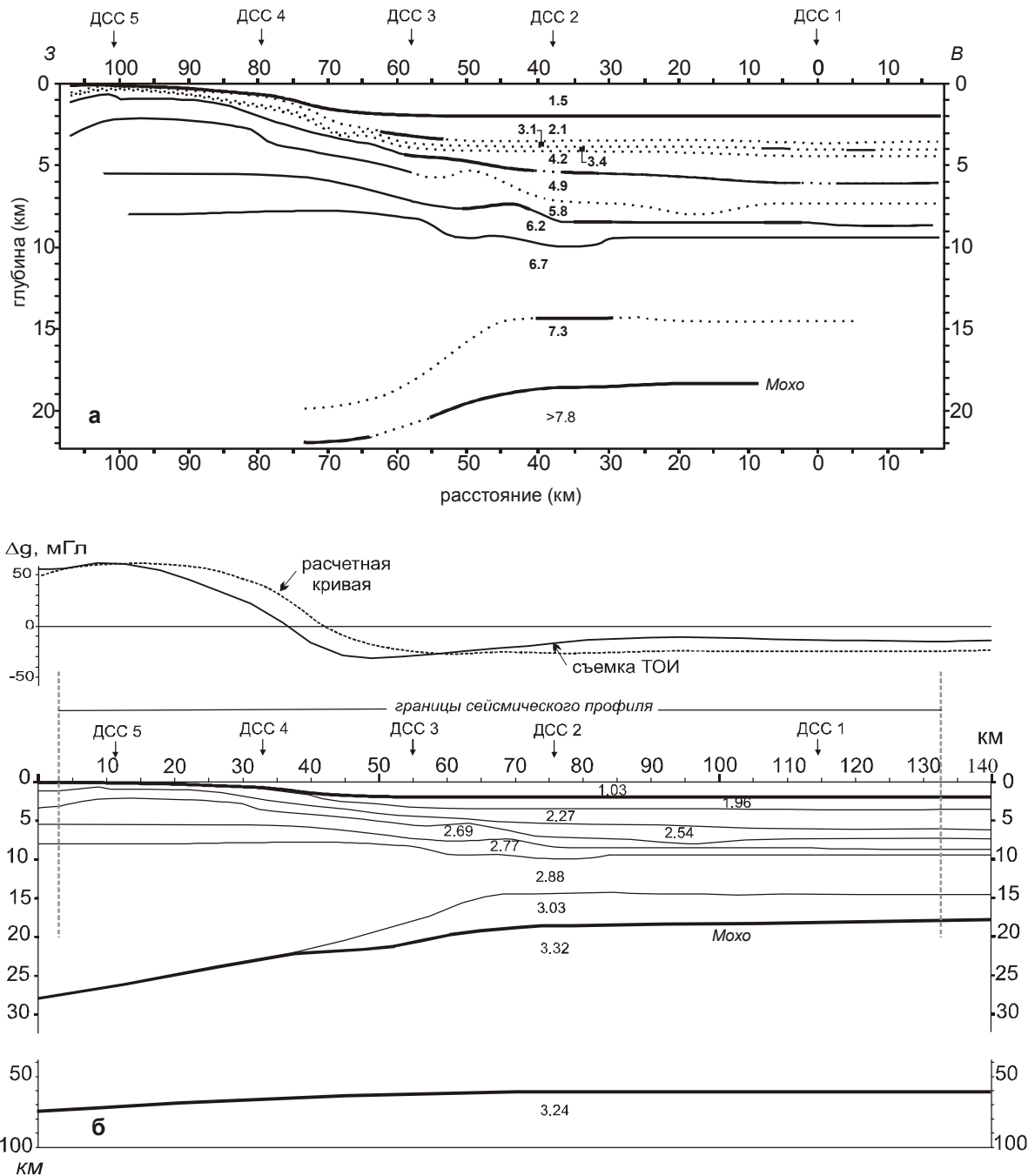


Рис. 2. Сейсмический разрез по профилю 1 (а) и исходная модель для гравитационного моделирования (б). Цифрами на разрезах обозначены: а – скорости продольных волн (км/с); б – плотности ($\text{г}/\text{см}^3$). На сейсмическом разрезе: тонкие линии – преломляющие границы; жирные линии – отражающие границы; пунктир – предполагаемое положение границ.

со скоростями 6.7 км/с (мощность около 5.0 км) и 7.3 км/с (мощность около 4.0 км). Мощность земной коры в центральной части котловины составляет около 19 км и плавно увеличивается до 22 км в средней части склона (глубина моря около 800 м). Под сред-

ней частью континентального склона мощность нижнего высокоскоростного слоя составляет около 2-х км, а мощность слоя со скоростью 6.7 км/с здесь достигает 12 км. Далее в сторону континента мощность коры сейсмическим методом не определена.

ИСХОДНАЯ ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ И МЕТОДИКА ГРАВИТАЦИОННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Сейсмический разрез по профилю 1 был положен в основу исходной модели для гравитационного моделирования (рис. 2б). Кровля высокоскоростного слоя в нижней части коры котловины была постепенно сведена к границе Мохо под континентальным склоном. Величины плотности для исходных моделей получены по известным зависимостям скорости сейсмических волн от плотности среды Нейфа и Дрейка. Рассчитывалось распределение плотностных неоднородностей как в коре, так и в литосфере в целом. Для определения глубины кровли астеносферы использовались данные о тепловом потоке [5,11] в котловине и прилегающей части Корейского полуострова. Для пересчета значений теплового потока в глубину использовались зависимости, приводимые К.Г. Леви и С.В. Лысак [4]. Глубина кровли астеносферы составляет 75 км под континентальным склоном и уменьшается до 62 км под Цусимской котловиной. Значения плотности мантии и астеносферы были приняты равными 3.32 г/см^3 и 3.24 г/см^3 , соответственно [11].

По результатам гравиметрической съемки ТОИ, аномальное гравитационное поле в редукции Фая вдоль профиля 1 над акваторией Цусимской котловины спокойное, слабоотрицательное. Его значения изменяются от -10 до -12 мГл. Континентальный шельф, склон и прилегающая к нему часть Цусимской котловины в гравитационном поле выделяются в виде парной аномалии противоположных знаков разной интенсивности. Шельфу соответствует положительная аномалия до $35\text{--}60$ мГл, подножию континентального склона и прилегающей части котловины – отрицательная до $-30\text{--}-35$ мГл.

Для нахождения распределения плотности в вертикальном разрезе литосферы применена методика послойного плотностного моделирования, ориентированная на исследование плотностного строения слоистой среды в двумерном варианте [7].

При исследовании переходных от океана к континенту зон, в которых происходит значительная перестройка коры и литосферы в целом, целесообразно проводить моделирование как для детального разреза, так и выделяя более крупные, обобщенные единицы разреза. Поэтому гравитационное моделирование выполнено в четырех вариантах: литосфера как единая толща; литосфера, разделенная на земную кору и мантию; литосфера с земной корой, разделенной на осадки и консолидированную часть, литосфера с корой, разделенной на сейсмические слои.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

На рисунке 3 приведены плотностная модель для детального разреза коры и диаграммы распределения плотности в крупных единицах литосферы. Значения плотности в каждом слое были разделены на повышенные, высокие, пониженные и низкие относительно средних величин. Это позволило проследить закономерности изменения плотности не только по слоям, но и в разрезе в целом, что отображено на рисунке штриховкой и корреляционными линиями.

Вычисленная средняя плотность (рассматривается средневзвешенная плотность по слою [7]) литосферы равна 3.15 г/см^3 (рис. 3б). Выделяются два уровня средних значений, между которыми плотность изменяется от 3.118 г/см^3 на шельфе до 3.165 г/см^3 в глубоководной части котловины. Четкая граница между этими блоками литосферы приходится на подножие континентального склона. По мере удаления от берега плотность литосферы в континентальном блоке уменьшается, достигая минимальных для всего разреза значений 3.10 г/см^3 у основания континентального склона.

Вычисленная плотность мантии (рис. 3б) изменяется в узких пределах, последовательно возрастая в восточном направлении от 3.31 г/см^3 до 3.33 г/см^3 . Среднее вычисленное значение плотности – 3.32 г/см^3 .

Средняя плотность коры, как единой толщи, равна 2.75 г/см^3 . Максимальные значения отмечаются в пределах шельфа (2.83 г/см^3). Плотность уменьшается в сторону глубоководной части котловины, где достигает минимальных значений – 2.69 г/см^3 . Очевидно, что такое распределение плотности обусловлено большой мощностью осадочных отложений в котловине. После “снятия” влияния чехла максимальными значениями (2.9 г/см^3) характеризуется консолидированная кора котловины, при этом ее плотность плавно увеличивается до значений 2.92 г/см^3 на $85\text{--}95$ км профиля, после чего убывает к концу профиля до 2.87 г/см^3 . Учитывая, что вычисленное распределение плотности в мантии не выявило никаких высокоплотных тел под котловиной, можно утверждать, что именно коровые неоднородности являются причиной относительного повышения значений гравитационного поля в глубоководной части котловины. В пределах шельфа плотность консолидированной коры убывает в сторону верхней кромки склона, где наблюдается ее локальный минимум – 2.78 г/см^3 .

В плотностной модели литосферы, учитывающей сейсмическую расслоенность земной коры (рис. 3), в пределах котловины уверенно выделяется полого падающая на восток от основания континентального склона и расширяющаяся с глубиной об-

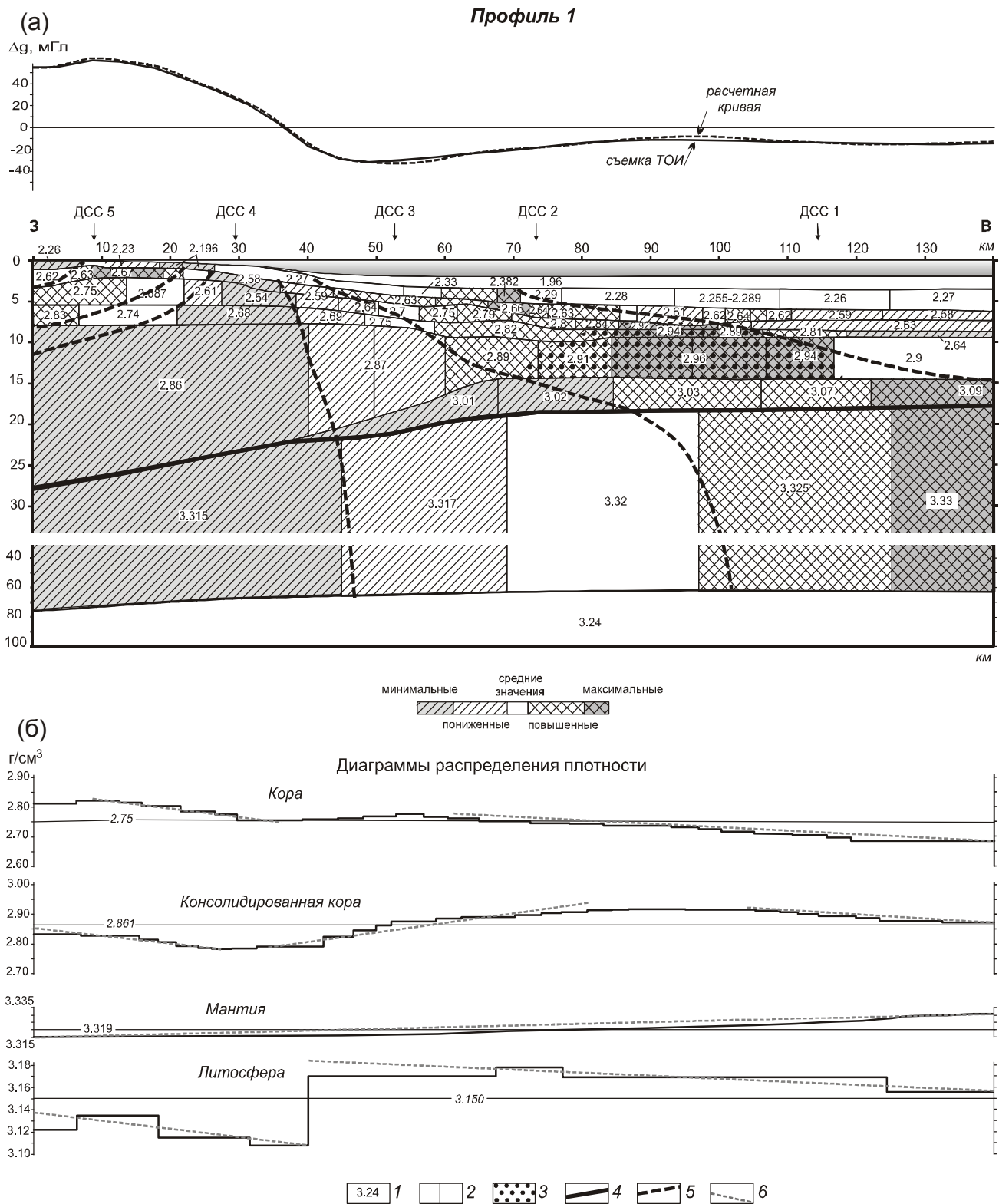


Рис. 3. Плотностной разрез вдоль профиля 1 (а) и диаграммы распределения плотности в крупных единицах литосферы (б).

1 – значения плотности в блоках (г/см³), 2 – границы блоков, 3 – куполообразная структура высокой плотности, 4 – граница Мохо, 5 – линии корреляции плотностных неоднородностей, 6 – тренды изменения плотности на диаграммах.

ласть повышенной плотности, внутри которой ее значения закономерно растут в восточном направлении; мантийной части разреза соответствуют здесь самые высокие значения плотности. В указанной области, в нижней и, частично, в верхней частях консолидированной коры, расположена куполообразная структура высокой ($2.89\text{--}2.96\text{ г/см}^3$) плотности. Ее параметры позволяют предположить, что здесь имело место внедрение плотного вещества от основания коры, что и обусловило относительное повышение значений гравитационного поля в глубоководной части котловины. По-видимому, процесс внедрения мантийного материала и последующей переработки вмещающих пород происходил также и в зоне максимального градиента мощности слоя – области перехода от толстой континентальной коры к тонкой океанической, которая является наиболее механически ослабленной, подверженной разломообразованию. Западнее отмеченной наклонной высокоплотностной структуры расположена область наименьших плотностей в коре и в литосфере в целом. Согласно данным Yoon et al. [21], здесь проходит крупный региональный разлом Уллындо, который протягивается вдоль западной окраины котловины от северной оконечности Корейского плато до о. Цусима (рис. 4). Разлом Уллындо является элементом дизъюнктивной системы Японского моря, которая проявилась в виде разломов с горизонтальным сдвигом (“strike-slip”) во время задугового открытия моря в миоцене. Основное смещение по разлому проявляется как скрытый отложениями чехла, погружающийся на восток уступ фундамента.

В шельфовой части профиля в слоях коры резких перепадов плотностей не выявлено (рис. 3). В целом, кора характеризуется здесь пониженными, относительно средних, значениями плотностей. В районе 6–20 км профиля в ее верхних слоях выделяется небольшая наклонная область повышенных значений плотностей. Ей соответствуют высокоамплитудные магнитные аномалии [14], что может свидетельствовать о наличии здесь неглубоко залегающих магнитных тел. Здесь же проходит падающий на запад разлом Хапо [21], сформированный в позднем миоцене как разлом с горизонтальным сдвигом (рис. 4).

ОБСУЖДЕНИЕ

Анализируя сейсмический и плотностной разрез, можно выделить следующие основные особенности строения коры изучаемого района:

1) скоростные характеристики разреза в пределах котловины соответствуют океанической земной коре; 2) мощность коры в котловине (16.5 км без вод-

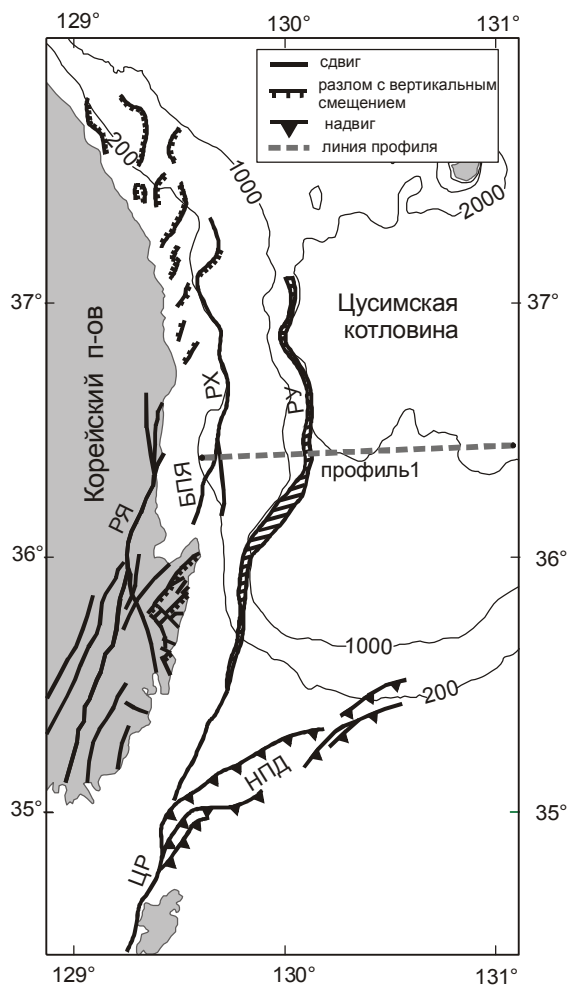


Рис. 4. Схема расположения основных разломов восточной окраины Кореи, по [21].

НПД – надвиговый пояс Долгорае; РХ – разлом Хапо; ЦР – Цусимский разлом; РУ – разлом Уллындо (показан штриховкой); РЯ – разлом Янгсан, БПЯ – бассейн Поханг-Янгтук.

ного слоя) превышает мощность нормальной океанической коры; 3) в низах коры зафиксирован высокоскоростной слой; 4) переход от континента к котловине сопровождается быстрым и значительным уменьшением мощности коры на расстоянии примерно 50 км; 5) выделена область повышенной плотности, погружающаяся от основания континентального склона и расширяющаяся с глубиной.

Верхняя часть коры, судя по имеющимся геолого-геофизическим данным, представлена достаточно мощным (до 4 км) терригенно-осадочным слоем с прослоями вулканогенных образований. Накопление этого слоя обусловлено близостью источников сноса терригенного вещества и высокой вулканической активностью региона, по крайней мере на раннем этапе формирования этой толщи.

Ранее Карпом Б.Я. и др. [3] было показано, что наличие высокоскоростного слоя в низах коры является доводом в пользу ее океанической природы. Параметры этого слоя (скорости сейсмических волн и мощности) примерно такие же, что и соответствующие величины, известные для низов коры на так называемых пассивных вулканических окраинах Северной Атлантики [20]. Предполагается, что появление этого слоя там вызвано частичным плавлением мантийного материала из-за повышения температуры астеносферы при расколе континентальной плиты. Kelemen и Holbrook [13] считают, что образующаяся кора будет иметь мощность, превышающую среднюю мощность океанической земной коры в результате андерплейтинга – подслаивания к низам коры мантийного материала, вызванного длительным периодом температурного воздействия разогретой мантии. Согласно данным по тепловому потоку и сейсмической томографии, верхняя мантия в районе исследований аномально разогрета и характеризуется низкими значениями скоростей [14]. Боханнон и Эйтрем [10] показали также, что океаническая кора нормальной толщины не образуется до тех пор, пока континентальные плиты, между которыми происходит спрединг, не будут отделены друг от друга на расстоянии 300–400 км. Ширина Цусимской котловины – менее 250 км.

Результаты проведенного вдоль профиля 1 гравитационного моделирования позволили получить плотностные характеристики литосферы, детализировать ее разрез с точки зрения распределения плотностных неоднородностей. Выявленные особенности могут рассматриваться как дополнительное подтверждение происходящих здесь процессов внедрения мантийного материала и переработки коры. В пределах континентального склона радикальная трансформация коры сопровождается резким изменением ее мощности и образованием зоны пониженной плотности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основываясь на результатах сейсмических исследований и плотностного моделирования, можно предположить, что процесс образования Цусимской котловины происходил в условиях аномально разогретой мантии и сопровождался внедрением мантийного материала в кору, что привело к деструкции материковой окраины и образованию океанической коры в котловине. Увеличенная по сравнению с нормальной мощность коры котловины обусловлена накоплением большого количества терригенного материала и вулкано-генных образований в верхней части коры и подслаиванием мантийного материала в ее низах.

Полученные данные не позволяют сделать окончательные выводы относительно механизма образования Цусимской котловины. Необходимо продолжение исследований, в том числе и средствами гравитационного моделирования на основе сейсмических разрезов.

Авторы выражают благодарность Б.Я. Карпу и В.Я. Подгорному за полезные рекомендации, советы при обсуждении проблемы и помощь при математических расчетах.

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. Гильманова Г.З., Карп Б.Я., Прокудин В.Г. Структура земной коры Цусимской котловины // VI Косыгинские чтения. Докл. всерос. конф., Хабаровск, 2009. С. 103–104.
3. Карп Б.Я., Прокудин В.Г., Медведев С.Н., Карнаух В.Н. Строение земной коры по сейсмическим данным // Дальневосточные моря России. В 4 кн. / Гл. ред. В.А. Акуличев; Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН. М.: Наука, 2007. Кн. 3. С. 26–47.
4. Леви К.Г., Лысак С.В. Термальная эволюция и мощность литосферы континентов // Основные проблемы сейсмо-тектоники. М. Наука, 1986. С. 69–73.
5. Левин Л.Э. Строение термической литосферы и астеносферы в океанах и на континентах // Геотектоника. 2006. № 5. С. 39–49.
6. Леликов Е.П., Емельянова Т.А. Геологическое строение (новые данные) // Дальневосточные моря России. В 4 кн. / Гл. ред. В.А. Акуличев; Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН. М.: Наука, 2007. Кн. 3. С. 86–98.
7. Подгорный В.Я. Методика послойного определения плотности // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 6. С. 103–108.
8. Шевалдин Ю.В. Аномальное магнитное поле Японского моря. М.: Наука, 1978. 74 с.
9. Anosov G.I., Suk B.-C., Soinov V.V. Geodynamic aspects related to evolution of the Ulleung basin in East sea of Korea. Resulting from integrated geophysical data // Proceedings of the Third International Conference on Asian Marine Geology, Cheju, 1995, Korean Society of Oceanography. P. 247–273.
10. Bohannon R.G., Eittreim S.L. Tectonic development of passive continental margins of the southern and central Red Sea with a comparison to Wilkes Land, Antarctica // Tectonophysics. 1991. V. 198. P. 129–154.
11. Chough S.K. Marine Geology of Korean Seas. International Human Resources Development Corporation. Boston, 1983. 157 p.
12. Jolivet, L., Tamaki K., Fournier M., Japan Sea: opening history and mechanism: a synthesis // J. Geophys. Res. 1994 V. 99. P. 22,237–22,259.
13. Kelemen P.B. Holbrook W.S. Origin of thick, high-velocity igneous crust along the US East Coast Margin // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. P. 10077–10094.
14. Kim H.-J., Jou H.-T., Cho H.-M. et al. Crustal structure of the

- continental margin of Korea in the East Sea (Japan Sea) from deep seismic sounding data: evidence for rifting affected by the hotter than normal mantle // *Tectonophysics*. 2003. V. 364. P. 25–42.
15. Kimura G., Tamaki K. Collision, rotation and back arc spreading: the case of the Okhotsk and Japan seas // *Tectonics*. 1986. V. 5. P. 389–401.
16. Langseth M.G., Tamaki K. Geothermal measurements: thermal evolution of the Japan sea basins and sediments / Tamaki K., Suyehiro K., Allan J. et al. // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 1992. V. 127/128, Pt. 2.
17. Otofujii, Y. Large tectonic movement of the Japan Arc in late Cenozoic times inferred from paleomagnetism: review and synthesis // *Island Arc*. 1996. V. 5. P. 229–249.
18. Park Ch.H., Kim J.W., Isezaki N. et al. Crustal analysis of Ulleung Basin in the East Sea (Japan Sea) from enhanced gravity mapping // *Mar. Geophys Res.* 2006. V. 27. P. 253–266.
19. Suh H.C., Lee G.H., Shon H. W. A geophysical study on the geotectonics and opening mechanism of the Ulleung Basin, East. The Sea // *J. Korea Soc. Oceanogr.* 3 P. 34–44 (in Korea with English abstr.).
20. White R., McKenzie D. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. P. 7685–7729.
21. Yoon S.H., Park S.J., Chough S.K. Western boundary fault systems of Ulleung back-arc basin: father evidence of pull-apart opening // *Geosci. J.* 1997. P. 75–88.

Рекомендована к печати Р.Г. Кулиничем

G.Z. Gil'manova, V.G. Prokudin

Density model of the lithosphere of the Tsushima Basin, Sea of Japan

2-D density modeling along the sublatitudinal deep seismic sounding profile in the Tsushima Basin of the Sea of Japan was performed. The available data allow us to presume that the opening of the Tsushima Basin occurred in conditions of an abnormally heated mantle and was accompanied with intrusion of mantle material into the crust of the basin and the zone of transition from the basin to the continental margin of the Korean Peninsula attended by formation of oceanic crust. As compared with the normal oceanic crust thickness, the increased thickness of the crust of the basin was conditioned by accumulation of a large amount of terrigenous material and volcanogenic rocks in the upper part of the crust and underlying of mantle material in its lower part.

Key words: density modeling, lithosphere, Tsushima Basin, Sea of Japan.