

ГРАВИТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ЛИТОСФЕРЫ О. ТАЙВАНЬ (ПО ПРОФИЛЮ
ТАЙВАНЬСКИЙ ПРОЛИВ – О. ТАЙВАНЬ – ЗАПАДНО-ФИЛИППИНСКАЯ
КОТЛОВИНА)

Г.З. Гильманова¹, В.Я. Подгорный²

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

² Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Поступила в редакцию 4 апреля 2005 г.

Выполнено двухмерное гравитационное моделирование и построен плотностной разрез литосферы о. Тайвань и его обрамления. По плотностным параметрам литосфера делится на континентальную и океаническую. Континентальная литосфера легче океанической и характеризуется слабой плотностной дифференциацией по всей толще. Океаническая литосфера обладает большой плотностной контрастностью, как коры, так и мантии. В области контакта континентального и океанического блоков литосферы установлена наложенная сложно построенная плотностная структура о. Тайвань – Тайваньская плотностная структура. Эта структура выделяется контрастными плотностными границами и отличается повышенной и высокой плотностью слагающих ее неоднородностей. Формирование Тайваньской плотностной структуры связывается с геодинамическими процессами в области коллизии Евразийской и Филиппинской плит, имеющими место в зоне о. Тайвань.

Ключевые слова: литосфера, гравитационное моделирование, Западно-Филиппинская котловина, остров Тайвань.

ВВЕДЕНИЕ

Область сочленения северо-западного угла Филиппинской океанической плиты с окраиной Азиатского континента является одним из наиболее сложных и интересных звеньев Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Островодужные системы Рюкю, Лусон, остров Тайвань вытягиваются вдоль активных межплитовых границ, их образование и развитие являются следствием процесса тектонического взаимодействия плит [7]. Здесь сконцентрированы тектонические и магмагенные процессы, носящие порой катастрофический характер. Исследованию района посвящено большое количество работ, сформированы общие представления о его строении и тектоническом развитии, однако, несмотря на достаточно хорошую изученность, многие аспекты его глубинного строения еще во многом не ясны. Анализ геофизических исследований показывает, что в их комплексе недостаточно использованы возможности гравиметрии, в то время как выявление плотностных неоднородностей и особенностей их распределения на основе гравитационного моделирования может

внести заметный вклад в познание рассматриваемого района. Известные плотностные разрезы отдельных структур района исследований ограничиваются главным образом рассмотрением земной коры [9, 15, 41]. Накопленные на сегодняшний день данные позволяют строить модели литосферы на всю ее глубину.

Настоящая работа является логическим продолжением гравиметрических исследований литосферы переходной зоны, выполненных авторами [2, 3] в области системы трог Окинава–островная дуга Рюкю и северного окончания островной дуги Лусон. Цель гравитационного моделирования, результаты которого представлены в данной статье, – найти распределение плотности в литосфере о. Тайвань и его окружения по линии СЗ-ЮВ простирания от побережья континентального Китая с выходом в Западно-Филиппинскую котловину через Тайваньский пролив, среднюю часть острова, бассейн Хуатанг и хр. Гагуа (рис. 1). Задача исследования – выявить особенности глубинного плотностного строения о. Тайвань, зоны контакта континентальной и океанической плит и структурное положение острова по отношению к ним.

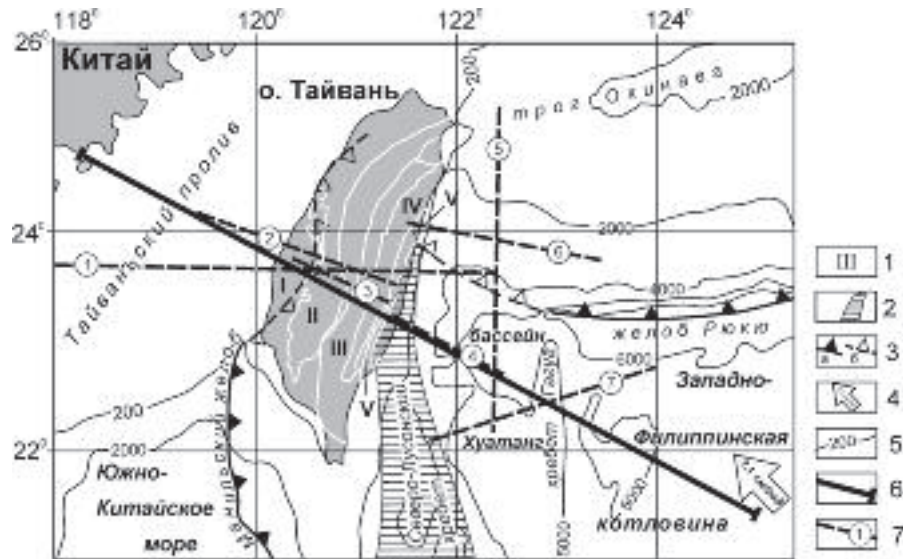


Рис. 1. Карта района исследований с элементами тектоники и геоморфологии.

1 – римские цифры – индексы тектонических структур, о. Тайвань: I – Прибрежная Низменность, II – Западное Предгорье, III – Центральный хребет, IV – Восточное Предгорье, V – тектоническая зона глубинных разломов Продольная Долина (су тура); 2 – вулканическая дуга Лусон; 3 – местоположение желоба (а – установленное, б – предполагаемое); 4 – вектор движения Филиппинской плиты относительно Азиатского континента; 5 – изобаты (в м); 6 – линия моделирования; 7 – линии опубликованных профилей (разрезов земной коры), использованные для построения исходной модели, цифрам соответствуют ссылки на авторов: 1 – по [40], 2 – по [41], 3 – по [26], 4 – по [37], 5 – по [32], 6 – по [12], 7 – по [9].

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Тайваньский пролив, омывающий о. Тайвань с запада, представлен материковой отмелью, сформировавшейся на коре окраинно-континентального типа мощностью до 28 км (рис. 1). По Е.А. Константиновской [4], он представляет собой асимметричный передовой прогиб, выполненный кайнозойскими осадочными толщами, образовавшимися в условиях континентальной окраины (рис. 2). Наибольшей своей мощностью, около 5 км, осадочный чехол прогиба достигает в пределах западной части Тайваня. Остров представляет собой активную молодую сложно построенную тектоническую структуру. Быстрый темп деформаций фиксируется геодезическими методами [22]. Выявлены признаки поверхностного горизонтального растяжения (наличие сбросов) и изостатическая (гравитационная) неуравновешенность региона [4, 18]. Об уровне активности тектонических процессов говорит высокая сейсмичность в пределах острова и прилегающих акваторий [31, 35]. Об этом свидетельствует также высокий температурный градиент в области Центрального хребта [19]. Основные геоморфологические структуры Тайваня вытянуты в север-северо-восточном направлении. Западная часть острова – Прибрежная Низменность

(Coastal Plane) и Западное Предгорье (Western Foothills) – сформировалась в результате сжатия, утолщения и воздымания олигоценых и плейстоценовых кластических осадков континентального шельфа. Западное Предгорье характеризуется повышенной сейсмичностью. Центральный хребет (Central Range) представляет собой молодую орогенную структуру, в строении которой установлены метаморфические породы, сформировавшиеся при температурах 250–450 °С и давлениях 300–400 МПа. Рядом исследователей [10, 11, 20, 21, 33, 34] они рассматриваются как компоненты блока континентальной коры, выдавленного и обнажившегося в результате коллизии Азиатского континента с дугой Лусон. Горная цепь в пределах восточной прибрежной зоны острова – Береговой хребет (Coastal Range) – образовалась за счет столкновения Лусонского сектора вулканической дуги с окраиной континента [13, 16]. Литологически Береговой хребет представлен неметаморфизованными вулканическими островодужными образованиями, слабо смятыми в серию антиклинальных и синклинальных складок север-северо-восточного простирания и разорванными сбросами, погружающимися преимущественно на восток. Мощность коры под хребтом в западном направлении резко возрастает от 20 до 50 км [38, 39]. Береговой хре-

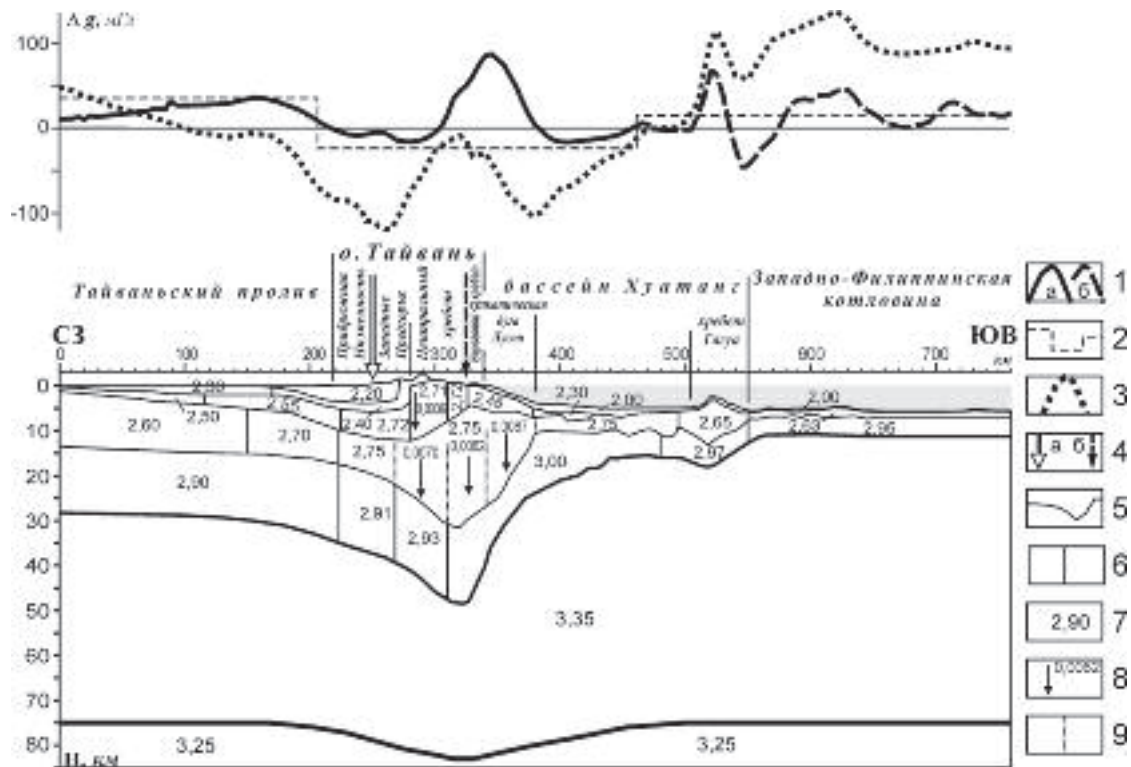


Рис. 2. Исходная модель литосферы (модель первого приближения).

1 – измеренные гравитационные аномалии (в мГл): а – в редукции Буге, б – в редукции Фая; 2 – районирование измеренных гравитационных аномалий; 3 – гравитационный эффект, вычисленный от модели первого приближения с заданными параметрами (в мГл); 4 – месторасположение на разрезе: а – северного продолжения Манильского желоба, б – разлома Продольная Долина; 5 – границы (нижние кромки) слоев; 6 – границы плотностных неоднородностей в слоях по латерали; 7 – заданные значения плотности (в г/см^3); 8 – заданные значения градиента изменения плотности и вектор его возрастания; 9 – границы изменения градиента плотности по латерали.

бет и территория к востоку от него характеризуются высокой сейсмичностью. Продольная Долина (Longitudinal Valley) разделяет Центральный и Береговой хребты, а разлом Продольной Долины рассматривается [4] в качестве тектонического шва или сутуры между плитой Филиппинского моря и континентальной окраиной Азии.

Существуют различные взгляды на механизм горообразования на острове Тайвань. На основе геологических и геофизических данных о строении коры до глубин порядка 10–20 км [8, 27, 30, 36] сформулирована гипотеза о “снятии тонкого слоя” земной коры и его коробления в процессе субдукции. В соответствии с такими представлениями, тайваньский ороген Центральный хребет представляет собой аккреционную призму, сформированную на Азиатской континентальной плите, погружающейся под Филиппинскую океаническую. F.T. Wu и др. [34], Lin C.-H. и др. [17] показали, что в процессе такого горообразования одновременно происходит и процесс утолщения надвигающейся/поддвигающейся коры в ре-

зультате раздавливания средних слоев и подслаивания нижних, а также выдавливание вверх высокоскоростных (высокоплотных) материалов из нижних и средних частей коры. Новые сейсмические и геофизические данные свидетельствуют о том, что в процесс горообразования вовлечены не только слои земной коры, но и верхней мантии [4, 14, 26].

Между подводными сооружениями Северо-Лусонского хребта и западными склонами хребта Гагуа располагается относительно небольшая, но достаточно глубокая котловина (до 4500 м) – бассейн Хуатанг. По сейсмическим данным, она расположена на коре океанического типа [17] мощностью около 12 км. На границе между бассейном Хуатанг и Западно-Филиппинской котловиной находится подводный хребет Гагуа. Это линейная морфоструктура, вытянутая вдоль меридиана 123° в.д. На сегодняшний день нет единого мнения относительно природы образования этой структуры, разделяющей два разновозрастных бассейна. Так, Bowin C. и др. [6] считают, что хребет Гагуа является останцом ранее существовавшей здесь

осевой зоны спрединга. К. Мрозовский с соавторами [23, 24] полагают, что он является тектонически взброшенной пластиной океанической коры. Похожую точку зрения, расширяя и уточняя ее, отражает вывод Р.Г. Кулинича [15], сделанный на основе интерпретации гравиметрических данных о том, что хребет Гагуа является результатом тектонического скупивания океанической коры. Sibuet J.-С. и др. [28] считают, что хребет представляет собой границу между плитой бассейна Хуатанг и Филиппинской. К такому же выводу пришли и Deschamps A.E. с соавторами [9]. По их мнению, он образовался вдоль уже существовавшей разломной зоны меридионального простирания в результате эпизодического тектонического события в среднем эоцене в процессе формирования Западно-Филиппинской котловины и представляет собой скупенную часть океанической плиты. Мощность земной коры глубоководной Западно-Филиппинской котловины не превышает 6 км и характеризуется низкой сейсмичностью.

ХАРАКТЕРИСТИКА ИСХОДНОЙ МОДЕЛИ

Для построения синтетической (обобщенной) модели земной коры первого приближения использованы опубликованные материалы геофизических и геологических исследований, которые были выполнены на о. Тайвань и в притайваньских акваториях Филиппинского, Восточно-Китайского и Южно-Китайского морей исследователями разных стран последних полутора десятков лет, в частности [4, 9, 12, 26, 32, 37–41] (рис. 1). Построенная модель не бесспорна, но в целом отвечает общепринятым представлениям (рис. 2).

Оценка плотностей в слоях коры выполнена по зависимости скорости упругих волн от плотности среды их прохождения, установленной Дж. Нейфом и К. Дрейком [25]. Также учтены результаты более раннего гравитационного моделирования в этом регионе [2, 3].

Основной проблемой при построении разреза литосферы является отсутствие достаточно надежной информации о рельефе и глубине залегания ее подошвы. Приводимые в публикациях данные о глубине подошвы литосферы в исследуемом районе весьма обобщенные, при этом разница в значениях может достигать десятков километров [1, 14, 41]. Принятая авторами конфигурация и глубина залегания этой границы рассматриваются как один из предпочтительных вариантов. Подошва литосферы от западного окончания профиля до Продольной Долины построена по результатам расчетов Zhou D., et al, сделанных на основе данных о тепловом потоке [41]. Под океанической частью профиля использованы значения мощности литосферы, приводимые

А.Г. Гайнановым [1]. Значения плотности литосферной мантии и среды, подстилающей литосферу, (астеносферы) приняты равными $3,35 \text{ г/см}^3$ и $3,25 \text{ г/см}^3$, соответственно.

Вдоль линии моделирования гравитационное поле может быть разделено на три участка с характерными морфологическими особенностями в каждом из них (рис. 2). Северо-западному участку соответствует литосфера Тайваньского пролива. Его особенностью является возрастание поля силы тяжести примерно на 36 мГал от побережья континента к береговой линии о. Тайвань. Литосфере самого острова и бассейна Хуатанг отвечают локальные знакопеременные аномалии гравитационного поля: два относительных минимума, со значениями около -23 мГал, и максимум между ними интенсивностью 95 мГал. Эпицентр максимума расположен на границе между островом и его подводным береговым склоном. В зону локального максимума входят восточный склон Центрального хребта, Продольная Долина, Береговой хребет и вулканическая дуга Лусон. Западному локальному минимуму поля силы тяжести отвечает литосфера остальной части острова, а восточному – западная часть литосферы бассейна Хуатанг. Очевидно, что гравитационный максимум смещен к востоку относительно резкого прогиба земной коры острова, а также аномального увеличения мощности слоев в средней и верхней ее части. Представляется интересным тот факт, что одинаковым по интенсивности минимумам, сопровождающим гравитационный максимум, отвечает кора, различающаяся по типу и мощности. В области западного минимума она изменяется от 34 до 50 км и относится к континентальному типу, а восточного – к океаническому типу, и ее мощность изменяется здесь от 10 до 20 км. Можно ожидать, что этот ансамбль локальных аномалий соответствует некоторой целостности, обособленной относительно соседних структур.

Третий, восточный участок гравитационного поля вдоль линии моделирования представлен серией локальных знакопеременных аномалий в редукции Фая, которые хорошо коррелируют с рельефом морского дна. Явные несоответствия видимых форм рельефа размерам аномалий, вероятно, обусловлены дополнительным влиянием на них глубинных плотностных неоднородностей. Это относится и к подводному сооружению хребта Гагуа как геоморфологической, так и тектонической структуре. Его воздыманию относительно дна отвечает максимум, а смежному с ним минимуму – подножие хребта, переходящее в небольшое углубление дна.

По гравитационному эффекту, вычисленному от заданной модели, видно хорошее соответствие его

локальных особенностей деталям измеренных аномалий поля силы тяжести. Это свидетельствует о достаточно хорошей согласованности геометрических и плотностных параметров модели первого (нулевого) приближения, принятых для дальнейших вычислений. Отклонения вычисленных аномалий от регионального уровня измеренных в районе о. Тайвань и Западно-Филиппинской котловины говорят о наличии неучтенных особенностей распределения плотности, которые и предстоит выявить в процессе моделирования.

Моделирование выполнено по методике послойного определения плотности [5]. При этом литосфера последовательно рассматривается как однослойная структура, двухслойная и с учетом всей ее расслоенности, представленной в исходной модели.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Вычисленная плотность подстилающей литосферу среды, астеносферы, изменяется в пределе – $0,019 \text{ г/см}^3$ (рис. 3д). Общим в тенденции ее изменений является уменьшение в направлении к о. Тайвань как с запада, так и с востока. Локальное повышение плотности астеносферы до $3,255 \text{ г/см}^3$ установлено в области наибольшего прогиба ее кровли под восточной частью о. Тайвань (рис. 3а).

Однослойная литосфера (рис. 3г), при средней своей плотности порядка $3,151 \text{ г/см}^3$, делится на два контрастных разноплотных блока, граница между которыми расположена примерно в средней части восточного подводного склона о. Тайвань (рис. 3а, 3г). Западный блок вмещает Тайваньский пролив и островную часть моделируемого разреза. В сравнении с восточным блоком литосферы, он характеризуется большей мощностью коры и, соответственно, сокращенной мощностью высокоплотной литосферной мантии. Возможно, это и является главным фактором, определяющим их среднюю плотность, которая оценивается для западного блока в $3,07 \text{ г/см}^3$, а восточного – $3,24 \text{ г/см}^3$. Плотностной контакт между выделенными блоками литосферы четкий – с разностью $0,17 \text{ г/см}^3$. В западном блоке плотность по латерали слабо дифференцирована, в пределах $0,07 \text{ г/см}^3$, а в восточном – более контрастная, что характерно для литосферы с океанической корой. По дефициту плотности в $0,075 \text{ г/см}^3$ здесь четко выделяется восточный склон хр. Гагуа. В поле силы тяжести ему отвечает гравитационная ступень. Можно ожидать, что такая особенность связана со сложным распределением плотности в глубинной структуре хребта – присутствием в ней контрастных неоднородностей небольшой вертикальной мощности и наклонных плотностных границ. Отличия литосферы бассейна Хуа-

танг и Западно-Филиппинской котловины по плотности незначительные и выражаются главным образом большими контрастами изменений по латерали у последней.

Вычисленная средняя плотность литосферной мантии равна $3,30 \text{ г/см}^3$ (рис. 3а, 3в). Повышенными значениями характеризуется мантия под островом Тайвань и западной частью бассейна Хуатанг. Относительно смежных по латерали неоднородностей, она выделяется контрастными плотностными границами с избытком плотности около $0,09 \text{ г/см}^3$ на западной и более $0,14 \text{ г/см}^3$ на восточной. Отмечается уменьшение плотности от периферии выделенной области, где значения достигают $3,41\text{--}3,44 \text{ г/см}^3$, к ее центру, примерно на $0,06 \text{ г/см}^3$. В центральной же части расположена узкая зона аномально пониженной плотности литосферной мантии более чем на $0,15 \text{ г/см}^3$ – до $3,205 \text{ г/см}^3$. На моделируемом разрезе этой зоне соответствуют структуры Берегового хребта, Продольной Долины, восточного склона Центрального хребта и максимальные прогибания подошвы литосферы и земной коры. В измеренном поле силы тяжести этой области аномально повышенной плотности литосферной мантии соответствуют локальный максимум и сопряженные с ним минимумы. Это подтверждает ранее высказанное предположение, что названный аномальный участок гравитационного поля может отвечать некоторой целостной литосферной структуре. Восточнее выделенной области плотность литосферной мантии не превышает средних своих значений. Наиболее низкие из них ($3,22\text{--}3,23 \text{ г/см}^3$) расположены по обе стороны структуры хр. Гагуа. Под Тайваньским проливом плотность литосферной мантии преимущественно ниже среднего значения и почти линейно возрастает от континентального побережья в направлении о. Тайвань.

Вычисленная средняя плотность земной коры как однослойной толщи близка $2,80 \text{ г/см}^3$ (рис. 3а, 3б). При всей ее латеральной контрастности, которая нарастает от континента в направлении Западно-Филиппинской котловины, можно достаточно уверенно выделить тренд возрастания плотности в этом же направлении на $0,11 \text{ г/см}^3$: от $2,76 \text{ г/см}^3$ до $2,87 \text{ г/см}^3$. Относительно тренда выделяются локальным уменьшением плотности Прибрежная Низменность и увеличением – разлом Продольная Долина и дуга Лусон, а в океанической литосфере низкими значениями плотности (менее $2,70 \text{ г/см}^3$) отмечается кора западной, до дуги Лусон, части бассейна Хуатанг и восточного склона хр. Гагуа. Особенности плотностных характеристик перечисленных структур, за исключением хр. Гагуа, соответствуют аномальной гравитационной зоне мак-

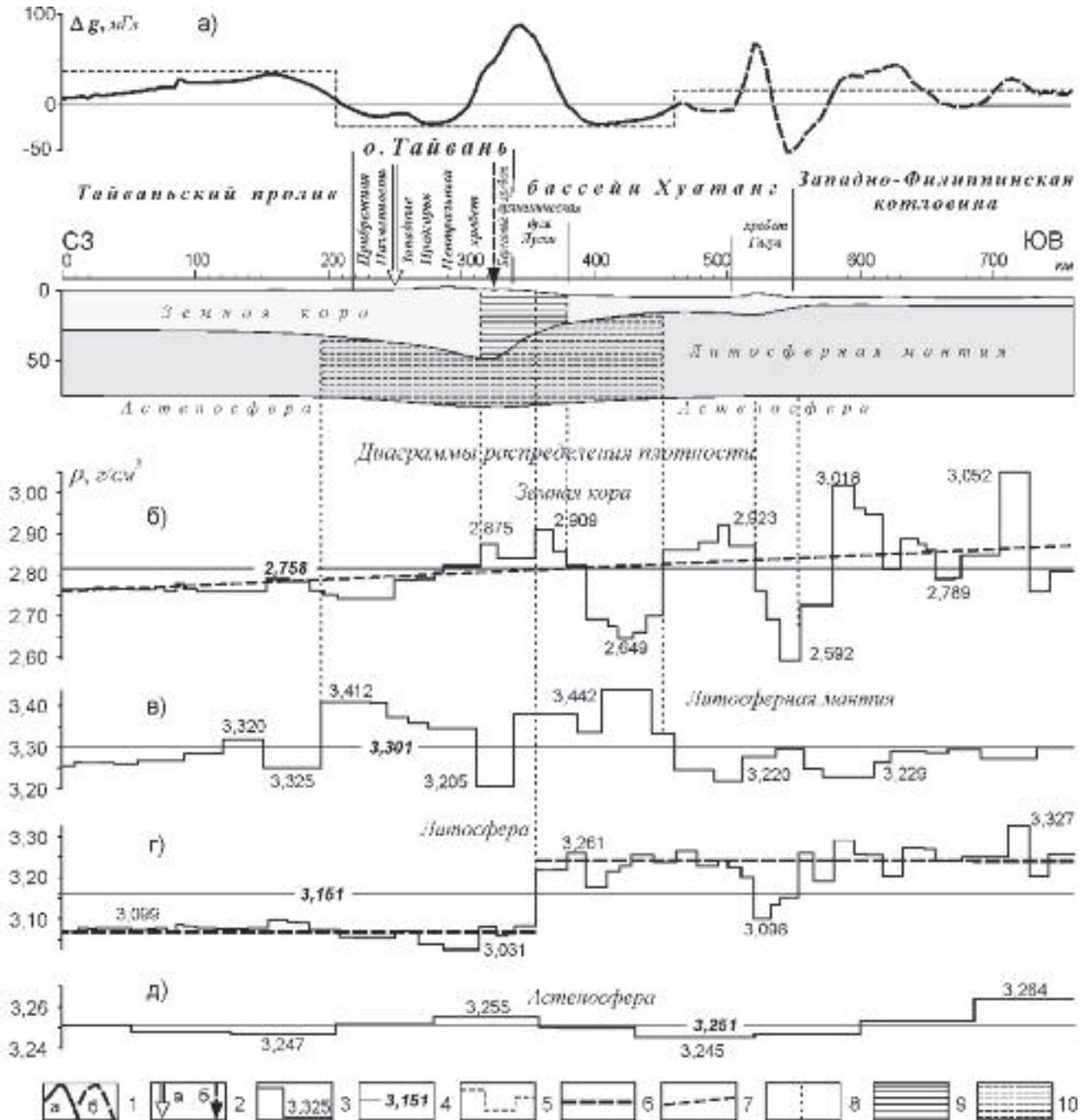


Рис. 3. Модель двухслойной литосферы (а) и диаграммы распределения вычисленной плотности (б–д).

1 – измеренные гравитационные аномалии (мГл): а – в редукции Буге, б – в редукции Фая; 2 – месторасположение на разрезе: а – северного продолжения Манильского желоба, б – разлома Продольная Долина; 3 – диаграмма распределения плотности в толще и ее экстремальные значения, в г/см³; 4 – вычисленные средние значения плотности в толще, в г/см³; (5–10) – используемые знаки интерпретации: 5 – районирование гравитационных аномалий; 6 – линии, усредняющие плотность на отдельных участках диаграмм; 7 – линия тренда плотности в земной коре; 8 – линии корреляций; (9–10) – выделенные области повышенной плотности: 9 – в земной коре, 10 – в литосферной мантии.

сумма над вулканической дугой Лусон и разломом Продольная Долина и смежными с ним минимумами. Эти аномалии силы тяжести имеют форму, близкую к симметричной, обнаруживая тем са-

мым несоответствие им вычисленного дефицита плотности в земной коре. Объясняется это наличием в литосферной мантии компенсирующих масс (рис. 3б, 3в).

Земная кора восточной части бассейна Хуатанг и западного склона подводного хр. Гагуа характеризуется повышенной плотностью относительно средней, около $2,87 \text{ г/см}^3$. Плотность коры восточного склона этого хребта уменьшается от вершины к подошве, от $2,76 \text{ г/см}^3$ до $2,59 \text{ г/см}^3$. В поле силы тяжести этим изменениям соответствуют локальные смежные аномалии. Плотность океанической коры Западно-Филиппинской котловины также дифференцирована по латерали, но экстремальные значения имеют положительный знак и достигают величины $3,02 \text{ г/см}^3$ и $3,05 \text{ г/см}^3$.

Качественно, гравитационные аномалии в значительной степени объясняются выявленными плотностными неоднородностями в земной коре, что указывает на их существенно коровую природу. Однако амплитуды аномалий значительно скорректированы компенсирующим влиянием мантийных неоднородностей.

На рис. 4 показано распределение плотности в литосфере с учетом слоистости земной коры. Цель настоящего исследования не предусматривает подробный анализ распределения плотности в отдельных слоях коры. Частично это будет осуществляться по мере необходимости в процессе обсуждения результатов выполненного гравитационного моделирования.

С помощью несложной трансформации, вычисленное распределение плотности разделено относительно средних значений в каждой толще на неоднородности повышенной и пониженной плотности. Также выделены аномально низкие и аномально высокие значения ее. Это позволило отследить корреляции плотностных неоднородностей в пределах всей литосферы

ОБСУЖДЕНИЕ

Литосфера Тайваньского пролива характеризуется слабой дифференциацией плотности и относительно простым распределением ее как в литосферной мантии, так и в земной коре (рис. 4). На границе между литосферой Тайваньского пролива и о. Тайвань выделяется вертикальная плотностная структура. В литосферной мантии она плотная ($3,41 \text{ г/см}^3$) и имеет ширину около 50 км, а в земной коре построена неоднородностями как повышенной, так и пониженной плотности и расширяется до 120 км. Ее границы к поверхности выполаживаются, располагаясь на коре Тайваньского пролива и на западном предгорье орогена Центрального хребта. Дифференциация неоднородностей по плотности расценивается как свидетельство проявления в коре активных геологических процессов, сопутствующих тектонически ос-

лабленной зоне, включая метаморфизм и перенос вещества, сопровождающих изостатическое выравнивание. В зоне выделенной плотностной структуры оказываются Западное Предгорье, Прибрежная Низменность и прибрежная часть акватории Тайваньского пролива. По многочисленным публикациям [4, 29, 41 и др.], вдоль границы между структурами Западного Предгорья и Прибрежной Низменности трассируется продолжение Манильского желоба в виде надвига западной вергенции. Наиболее вероятно, выделенная плотностная наложенная структура является отражением глубинного строения этого тектонического элемента и в дальнейшем именуется *Манильской тектонической зоной*. В гравитационном поле этой зоне соответствует область градиентного изменения силы тяжести, полагая гравитационная ступень, что указывает на граничное ее положение и градиентное изменение плотности в земной коре по латерали (рис. 3б).

Литосфера под западной частью Центрального хребта сложена геологическими образованиями повышенной плотности. На востоке она граничит с узкой субвертикальной зоной преимущественно пониженной плотности шириною от 20 до 35 км. В литосферной мантии и земной коре зона фиксируется узкими локальными плотностными аномалиями. На поверхности острова ей соответствует восточное предгорье Центрального хребта, Береговой хребет и разделяющий их тектонический разлом Продольная Долина, который, согласно опубликованным исследованиям, является граничной структурой, тектоническим швом между континентальной плитой и океанической. Нет сомнений, что выделенная зона представляет собой плотностное строение глубинной структуры этого разлома и поэтому названа как *тектоническая зона Продольной Долины*.

Восточнее тектонической зоны Продольной Долины выделен клинообразный блок земной коры, вмещающий вулканическую дугу Лусон, который не имеет своего продолжения в литосферной мантии и подстилается мантией смежного блока литосферы (рис. 4). Восточная граница блока трассируется вниз от подножия восточного подводного склона острова Тайвань по плотностным контактам. С крутым падением в западном направлении эта граница пересекает толщу коры, сливается с более пологой поверхностью ее подошвы (границей Мохо). В структуре однослойной толщи коры дуга Лусон по плотности мало отличается от континентальной ее части. В слоистой гравитационной модели земной коры она также мало отличается от континентальной, без четких, однозначных отличий. Но в обоих случаях она достаточно хоро-

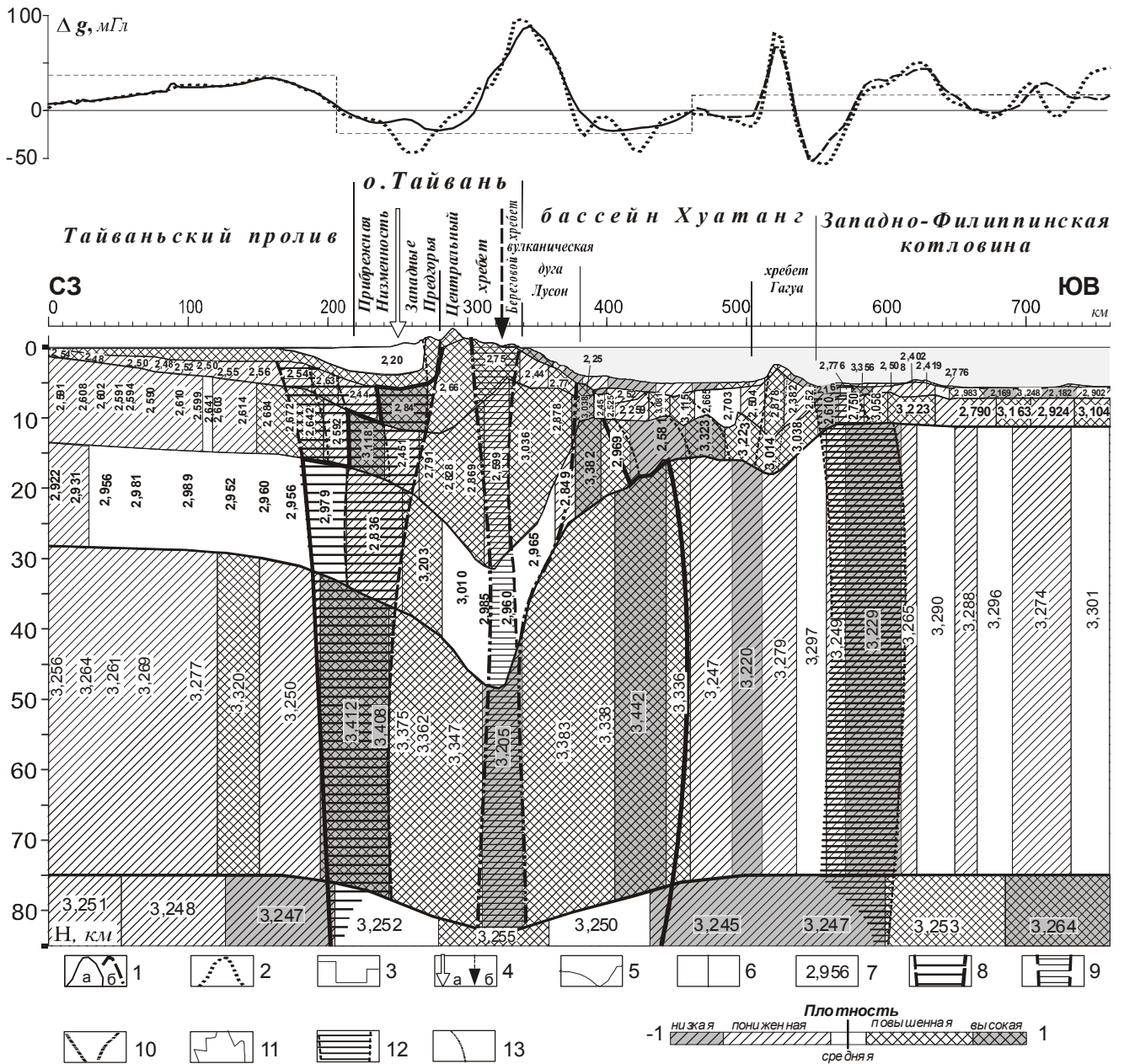


Рис. 4. Распределение вычисленной плотности в литосфере с элементами интерпретации.

(1–2) – гравитационные аномалии (мГл): 1 – измеренные: а – в редукции Буге, б – в редукции Фая, 2 – вычисленные; 3 – районирование гравитационных аномалий; 4 – месторасположение на разрезе: а – северного продолжения Манильского желоба, б – разлома Продольная Долина; 5 – рельеф нижних кромок слоев коры и подошвы литосферы; 6 – границы плотностных неоднородностей в слоях; 7 – вычисленные значения плотности (г/см³); (8–12) – выделенные плотностные структуры: 8 – Манильской тектонической зоны, 9 – тектонической зоны Продольной Долины, 10 – зоны контакта литосферы Азиатского континента и Филиппинской океанической плиты, 11 – Тайваньская плотностная структура, 12 – зона контакта литосферы бассейна Хуатанг и Западно-Филиппинской котловины; 13 – другие линии корреляции плотностных неоднородностей.

шо отличается по плотностным свойствам от океанической коры. Тем не менее, учитывая структурное положение этого блока коры, он может быть выделен как промежуточное звено между континентальной и океанической корой.

Распределение плотности в океанической литосфере отличается большой контрастностью по латерали и заметным смещением к западу плотностных неоднородностей в коре и коровых неоднородностей относительно мантийных. Это особенно чет-

ко проявляется в коре бассейна Хуатанг как свидетельство движения вещества коры в этом направлении под воздействием горизонтальных сил со стороны океана.

Литосферная мантия бассейна Хуатанг четко делится на плотную ($3,34\text{--}3,44\text{ г/см}^3$) и пониженной плотности ($3,22\text{--}3,28\text{ г/см}^3$). Плотная мантия расположена под западной частью бассейна и вулканической дугой Лусон. Земная кора ядра хр. Гагуа сложена плотными образованиями. В корневой части плотность превышает $3,00\text{ г/см}^3$. Склоны хребта сложены веществом пониженной плотности: $2,38\text{--}2,52\text{ г/см}^3$. Можно найти признаки для продолжения структуры хр. Гагуа в литосферную мантию. Полученный материал не противоречит представлениям [8, 14, 22, 23], что хр. Гагуа является складкой слоев океанической коры в краевой части бассейна Хуатанг, как результат тектонического скупивания.

Плотность литосферной мантии Западно-Филиппинской котловины ниже среднего ее значения (преобладает $\sim 3,29\text{ г/см}^3$), за исключением области, граничащей с бассейном Хуатанг. Граница между блоком литосферы бассейна Хуатанг и Западно-Филиппинской котловиной выражена сквозьлитосферной зоной пониженной плотности шириною до 60 км в литосферной мантии, сужающейся в земной коре до 30 км и менее. Наиболее резкий плотностной контакт установлен в коре у подножия хр. Гагуа. Эта граничная зона крутопадающая, с налеганием на литосферу бассейна Хуатанг. Вероятно, она представляет собой механически ослабленную зону без заметного внедрения по ней флюидов или плотного вещества.

На фоне выделенных и охарактеризованных особенностей плотностного строения литосферы, в средней части профиля выделяется область повышенной плотности, которая включает литосферу о. Тайвань и западную часть литосферной мантии бассейна Хуатанг. Особенностью этой области, названной *Тайваньской плотностной структурой*, является преобладание в ее строении неоднородностей повышенной и высокой плотности (рис. 4). При этом, неоднородности с максимальной плотностью сосредоточены у западной и восточной границ структуры. Плотностной контакт их с обрамляющей средой определяет ограничения Тайваньской плотностной структуры. В литосферной мантии ширина ее около 260 км. В земной коре структура сужается до 100 км в результате налегания на нее слоев коры Тайваньского пролива со стороны континента и бассейна Хуатанг со стороны Филиппинской плиты. Эта сложно построенная плотностная структура сформировалась в зоне непосредственного контакта и взаимо-

действия континентальной и океанической плит и рассматривается как наложенная на более ранние постройки в результате геологических и тектонических процессов, проявившихся в этой области под влиянием геодинамического взаимодействия двух плит. Есть основания предполагать, что Тайваньская плотностная структура имеет продолжение в астеносфере, хотя бы в виде неоднородностей, играющих роль компенсирующих масс в изостатическом процессе.

Земная кора в зоне Тайваньской плотностной структуры является наиболее активной областью геодинамических процессов, явное проявление которых проявляется в сейсмической активности. Данные о гипоцентрах очагов землетрясений [4, 31], спроецированные на разрез, показывают, что подавляющая часть очагов расположена в толще земной коры (рис. 5). Значительно меньшее количество их отмечается в литосферной мантии восточной части плотностной структуры до глубин 50 км и единичные – до глубины 60 км. При этом большинство гипоцентров землетрясений сосредоточены ближе к границам плотностной структуры о. Тайвань, к западу и востоку от Центрального хребта. Им соответствуют области максимального градиента изменения мощности земной коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В процессе создания исходной модели использованы опубликованные материалы более чем за тридцатилетний период исследований притайваньского региона учеными разных стран. Несмотря на большое внимание исследователей к вопросам его глубинного строения, эволюции и геодинамики, отдельные аспекты проблем остаются предметом дискуссий. Признавая неоднозначность принятой для построения исходной модели информации, авторы рассматривают результаты выполненного гравитационного моделирования как один из возможных вариантов глубинного плотностного строения литосферы о. Тайвань. Основываясь на анализе полученного распределения плотности в границах принятой модели и линии моделирования, выделены следующие главные особенности глубинного строения литосферы о. Тайвань и его окружения.

По результатам полученного распределения плотности литосфера делится на континентальную и океаническую. В области их контакта выделена Тайваньская плотностная структура.

Континентальная литосфера легче океанической в среднем на $0,17\text{ г/см}^3$. Зоной их разделения и контакта являются тектоническая зона Продольной Долины и земная кора островной вулканической

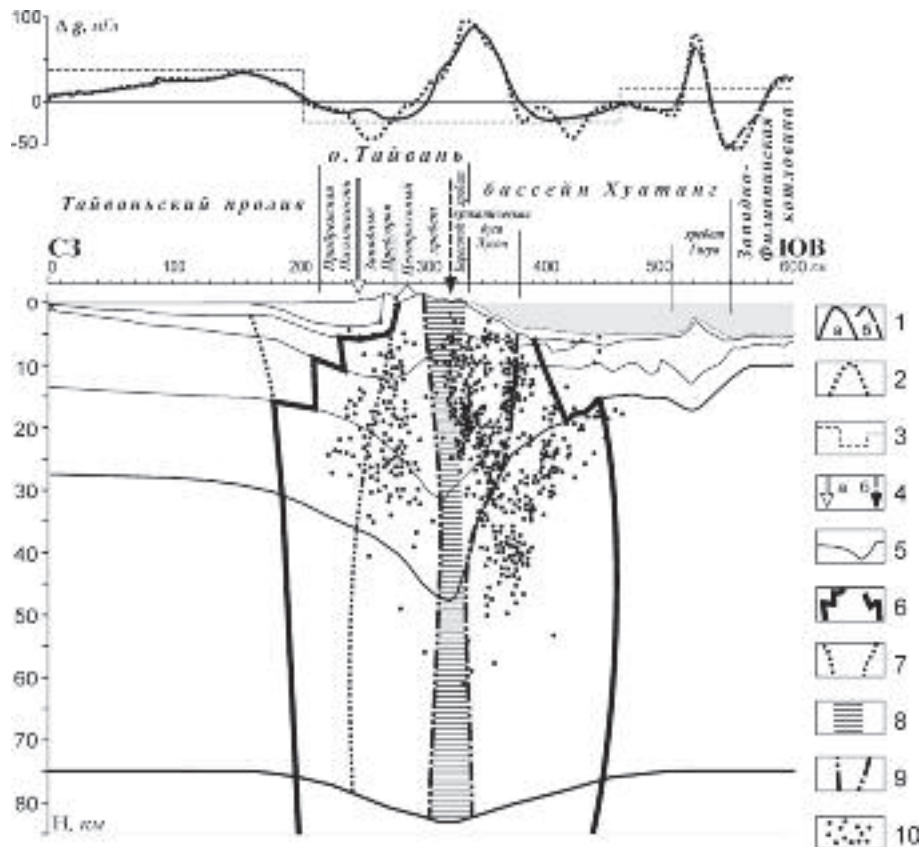


Рис. 5. Распределение гипоцентров очагов землетрясений о. Тайвань.

(1–2) – гравитационные аномалии (мГл): 1 – измеренные: а – в редукции Буге, б – в редукции Фая, 2 – вычисленные; 3 – районирование гравитационных аномалий; 4 – месторасположение на разрезе: а – северного продолжения Манильского жолоба, б – разлома Продольная Долина; 5 – рельеф нижних кромок слоев коры и подошвы литосферы; (6–9) – плотностные структуры: 6 – Тайваньская плотностная структура, 7 – Манильская тектоническая зона, 8 – тектоническая зона Продольной Долины, 9 – зона контакта литосферы Азиатского континента и Филиппинской океанической плиты, 10 – гипоцентры очагов землетрясений, по [4, 31].

дуги Лусон. В континентальной части литосферы выделяются два блока: Тайваньского пролива и острова Тайвань. Первый из них характеризуется сравнительно небольшой дифференциацией плотности по латерали по всей глубине. Литосфера о. Тайвань сложена плотностными структурами Манильской тектонической зоны, орогена Центральный хребет, тектонической зоны Продольная Долина и земной коры вулканической дуги Лусон. За исключением тектонической зоны Продольной Долины, этот блок литосферы характеризуется повышенной плотностью разреза в целом и присутствием высокоплотностных неоднородностей в земной коре.

Океаническая часть литосферы складывается литосферой бассейна Хуатанг и Западно-Филиппинской котловины. Первая отличается от второй контрастным плотностным строением западного и восточного секторов литосферной мантии и более сложным структурным и плотностным строением земной

коры. В качестве плотностной границы между этими тектоническими структурами принимается широкая зона пониженной плотности у восточного подножия подводного хребта Гагуа.

Сложно построенная Тайваньская плотностная структура рассматривается как наложенная на более ранние постройки в результате процессов, проявившихся в этой области под влиянием геодинамического взаимодействия двух плит.

Выполненное гравитационное моделирование показывает, что процессы, обусловившие формирование сложной тектонической зоны коллизии Евразийской и Филиппинской плит, охватывают не только верхние слои коры, но и всю литосферу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гайнанов А.Г., Строев П.А. Гравитационное поле и плотностные модели земной коры и литосферы окраинных морей восточной Азии // Геодинамические исследования.

- Геофизика восточно-азиатских окраинных морей. М., 1988. № 10. С. 120–130.
2. Гильманова Г.З., Подгорный В.Я. Плотностная модель литосферы зоны перехода от Филиппинской плиты к Азиатской, на примере островной дуги Рюкю // IV Косыгинские чтения, 21–23 января 2003, Хабаровск / Под ред. Н.П. Романовского. Хабаровск: ИТиГ, 2003. С. 238–258.
 3. Гильманова Г.З. плотностные и геодинамические модели литосферы в зоне сочленения плиты Филиппинского моря и Азиатского континента в районе о-ва Тайвань: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 2004. 27с.
 4. Константиновская Е.А. Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный мир, 2003. 223 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 549).
 5. Подгорный В.Я. Послойное моделирование плотности по гравитационным аномалиям // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей Ч. 1: Материалы 29-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 28 января–2 февраля 2002 г. Екатеринбург: УГГА, 2002. С. 129–132.
 6. Bowin C., Lu R.S., Lee C.S., Schouten H. Plate convergence and accretion in Taiwan – Luzon region // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1978. V. 62, N 13. P. 1645–1672.
 7. Chai B.H.T. Structure and tectonic evolution of Taiwan // Amer. J. Sci. 1972. V. 272: P. 389–422.
 8. Davis D., Suppe J., Dahlen F.A. Mechanism of fold-and-thrust belts and accretionary wedges // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. P. 1153–1172.
 9. Deschamps A.E., Lallemand S.E., Collot J.-Y. A detailed study of the Gagau Ridge: A fracture zone uplifted during a plate reorganization in the Mid-Eocene // Marine Geophysical Researches. 1998. V. 20. P. 403–423.
 10. Ernst W.G. Mountain building and metamorphism: a case history from Taiwan // Mountain Building. Ed: K.J. Hsu. Academic Press: London. 1983. P. 247–256.
 11. Ernst W.G., Harnish D. Mineralogy of some Tananao greenschists facies rocks, Mu-Kua Chi area, eastern Taiwan // Proc. Geol. Soc. China. 1983. V. 26. P. 99–110.
 12. Hetland E.A., Wu F.T. Crustal structure at the intersection of the Ryukyu trench with the arc-continent collision in Taiwan: results from an offshore-onshore seismic experiment // TAO, Supplementary Issue. 2001. P. 231–248.
 13. Ho C.S. An introduction to the geology of Taiwan (second edition) // Explanatory text of the geological map of Taiwan. Ministry of Economic Affairs. R.O.C. Taipei. 1988. 192 p.
 14. Hwang R.-D., Yu G.-K. Shear-wave velocity structure of upper mantle under Taiwan from the array analysis of surface waves // Geophysical Research Letters. 2005. V. 32. L07310, doi: 10.1029/2004. GL021868.
 15. Karp B. Ya., Kulinich R., Shyu C.-T., Wang C. Some features of the arc-continent collision zone in the Ryukyu subduction system, Taiwan Junction area // The Island Arc. 1997. V. 6. P. 303–315.
 16. Lee T.Q., Kissel C., Barriel E., Chi W.R. Paleomagnetic evidence for a diachronic clockwise rotation of the Coastal Range, eastern Taiwan // Earth. Planet. Sci. Lett. 1991. V. 104. P. 245–257.
 17. Lewis S. D., Hayes D. E. Plate convergence and deformation, North Luzon Ridge, Philippines // Tectonophysics. 1987. V. 168. P. 221–237.
 18. Lin C.-H., Roecker S.W. Evidence of continental subduction and crustal exhumation for Taiwan orogen // SEASIA Conf. Montpellier, France. Abstracts. 1999. P. 227–230.
 19. Lin C.-H. Thermal modeling of continental Subduction and exhumation constrained by flow and seismicity in Taiwan // Tectonophysics. 2000. V. 324. P. 189–201.
 20. Liou J.G. Petrology of metamorphosed oceanic rocks in the Central Range of Taiwan // Mem. Geol. Soc. China. 1981. V. 4. P. 291–342.
 21. Liou J.G. Recent high CO₂ activity and Cenozoic progressive metamorphism in Taiwan. Mem. Geol. Soc. China. 1981. V. 4. P. 551–582.
 22. Liu C.-C. Geodetic monitoring of mountain building in Taiwan // EOS Trans. AGU. 1995. V. 76 (46). P. 636.
 23. Mrozowski C.L., Hayes D.E., Taylor B. Multichannel seismic reflection surveys of Leg 60 sites, DSDP // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. Print. Off. 1982. V. 59. P. 57–69.
 24. Mrozowski C.L., Lewis S.D., Hayes D.E. Complexities in the tectonic evolution of the West Philippine basin // Tectonophysics. 1982. V. 82. P. 1–24.
 25. Nafe J. E., Drake C. L. Physical properties of marine sediments // The Sea / (ed. Hill M.N.), Wiley Interscience, New York. 1963. V. 3. P. 794–815.
 26. Rau R.-J., Wu F.T. Tomographic imaging lithospheric structures under Taiwan // Earth Planetary Sci. Lett. 1995. V. 133. P. 517–532.
 27. Reed D., Lundberg N., Liu C.-S., Kuo B.-Y. Structural relations along the margins of the offshore Taiwan accretionary wedge; implication for accretion and crustal kinematics // Acta Geol. Taiwanica. 1992. V. 30. P. 105–122.
 28. Sibuet J.-C., Hsu S.-K. Geodynamics of the Taiwan arc-arc collision // Tectonophysics. 1997. V. 274. P. 221–251.
 29. Suppe J. Kinematics of arc-continent collision, flipping of subduction, and back-arc spreading near Taiwan // Mem. Geol. Soc. China. 1984. V. 6. P. 21–33.
 30. Tsao S., Li T.C., Tien J.L., Chen C.H., Liu T.K., Chen C.H. Illite crystallinity and fission-track ages along the central cross-island highway of Taiwan // Acta Geol. Taiwanica. 1992. V. 30. P. 45–64.
 31. Wang C., S.W. Chuang, M.L. Li, W.B. Cheng. Lithospheric Structure of the Philippine Sea plate near the western end of the Ryukyu subduction zone and some of its tectonic effects // TAO, Supplementary Issue, 287–304, May 2001. P. 287–304.
 32. Wang K.T., McIntosh K., Nakamura Y., Liu C., Chen H.W. Velocity-interface structure of the southwestern Ryukyu Subduction Zone from EW9509-1 OBS/MCS data // Marine Geophysical Researches. 2001. V. 22. P. 265–287.
 33. Wang Lee C., Wang Y., Yen T.P., Lo C.H. Polymetamorphism in some gneiss bodies, Hoping-Chipan area, Hualien, eastern Taiwan // Acta Geol. Taiwan. 1982. V. 21. P. 122–139.
 34. Warneke L.F., Ernst W.G. Progressive Cenozoic metamorphism of rocks cropping out along the southern East-West Cross-Island Highway Taiwan. // Mem. Geol. Soc. China. 1983. V. 6. P. 21–48.

35. Wu F.T., Chen K. C. et al. Focal mechanisms of recent large earthquakes and the nature of faulting in the Longitudinal Valley of eastern Taiwan // Proc. Geol. Soc. China. 1989. V. 32. P. 157–177.
36. Wu F.T., Rau R.-J., Salzberg D. Taiwan orogeny: thin-skinned or lithospheric collision? // Tectonophysics. 1997. V. 274. P. 191–220.
37. Yang Y.-S., Wang T.K. Crustal velocity variation of the western Philippine Sea Plate from TAICRUST OBS/MCS line 23 // TAO. 1998. V. 9, N 3. P. 379–394.
38. Yeh Y.-H., Shih R.C., Lin C. H. et al. Onshore/offshore wide-angle deep seismic profiling in Taiwan // TAO. 1998a. V. 9. P. 301–316.
39. Yeh Y.-H., Yen T.P. Two-dimensional crustal structures of Taiwan from gravity data // Tectonics. 1998. V. 17, N. 1. P. 104–111.
40. Yen T.P., Yeh Y.-H. Geotranssects in the Taiwan Region // EOS. 1990. March 27
41. Zhou D., Yo H.-S., Xu H.-H., Shi X.-B., Chou Y.-W. Modeling of thermo-rheological structure of lithosphere under the foreland basin and mountain belt of Taiwan // Tectonophysics. 2003. V. 374. P. 115–134.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

G.Z. Gilmanova, V.Ya. Podgorny

The gravity model of the lithosphere of Taiwan Island (based on the profile Taiwan Strait – Taiwan Island – West Philippine Basin)

Two-dimensional gravitational modeling has been done, and the density section of the lithosphere of Taiwan Island and its framing has been constructed. In terms of density parameters, the lithosphere is divided into continental and oceanic. The continental lithosphere is lighter than the oceanic lithosphere and is characterized by weak density differentiation throughout the entire series. The oceanic lithosphere is distinguished by the great density contrast range of both crust and mantle. In the contact area of the continental and the oceanic block of the lithosphere a superimposed and complexly built density structure of Taiwan Island is recognized – the Taiwan density structure. This structure is distinguished by contrast density boundaries and is marked by increased and high density of the heterogeneities making it up. The formation of the Taiwan density structure is related to geodynamic processes in the collision area of the Eurasian and Philippine plates which take place in the zone of Taiwan Island.

***Key words:* lithosphere, gravitational modeling, West Philippine Basin, Taiwan Island.**