

УДК 551.24:550.83(265.54)

РАСТЯЖЕНИЯ И СДВИГИ В ЗЕМНОЙ КОРЕ ЖЕЛТОГО МОРЯ (ВЕРОЯТНОСТНАЯ ГРАВИТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ)

© 2022 г. А. М. Петрищевский*

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН,
Биробиджан, Россия

*e-mail: petris2010@mail.ru

Поступила в редакцию 28.04.2021 г.

После доработки 06.09.2021 г.

Принята к публикации 16.12.2021 г.

Рассмотрены распределения плотностной контрастности и скорости сейсмических волн в земной коре и верхней мантии желтоморского региона. Реологический разрез тектоносферы Желтого моря состоит из двух жестких (кристаллическая кора и нижняя литосфера) и двух вязких (подкорковый и астеносферный) слоев. Земная кора Желтого моря раздроблена и разуплотнена. Процессы растяжения–сдвига проявлены в форме коровых сдвиговых дуплексов, в результате которых Ляодунский и Корейский полуострова были оторваны от континента и перемещены, соответственно, в северо-восточном и восточном направлениях. В центральном районе Желтого моря обнаружены признаки мантийной структуры центрального типа, экранированной нижним слоем литосферы. Эта структура нарушена новейшими рифтогенными процессами.

Ключевые слова: Желтое море, земная кора, верхняя мантии, гравитационная модель, рифтогенез, палеогеодинамика

DOI: 10.31857/S0030157422020137

ВВЕДЕНИЕ

Рифтогенное происхождение Желтого моря, примыкающего к восточной окраине Азии, признается большинством исследователей [30, 31, 34, 37, 43]. Вместе с тем, многие из них [31, 34, 51] диагностируют здесь сдвиги разного направления внутри и на обрамлении Желтого моря. Сдвиги органично сочетаются с хорошо изученной зоной растяжения–сдвига Танлу и, также как Танлу, сопровождаются линейными минимумами скорости сейсмических волн в среднем слое земной коры [47]. Характерным признаком сдвига с амплитудой порядка 500 км является смещение складчатого пояса Кванлян (Qianliyan) (или Суяо-Линжин [34] (Sujiao Linjin) у южного побережья полуострова Шантунь относительно близкого по составу и деформациям пояса Кунлин–Даби (Qinling–Dabie) по разлому Танлу [31, 35, 38]. Столь же резко смещается в северо-восточном направлении русло реки Янцзы [21]. В соответствии с этим, территория к югу от пояса Кванлян относится к плите Янцзы, а к северу от него – к Северо-Китайскому кратону [23, 31, 33, 46]. Ширина пояса (пограничной зоны, или сутуры), разделяющего Северо-Китайский кратон и плиту Янцзы в Желтом море, различна по представлениям разных исследователей. Б. Лей с коллегами [31]

рисуют узкий (шириной менее 60 км) пояс (коллизийный ороген) на южном шельфе полуострова Шантунь, а С. Чой с коллегами [18] – широкую (не менее 300 км в поперечнике) промежуточную зону того же простириания.

Представления о строении и тектонической природе фундамента осадочных толщ в Желтом море тоже не являются однозначными и, по мнению Я. Ниу и Ж. Танга [37], составить точную модель происхождения и эволюции тектоносферы Желтого моря (континентальный рифтогенез или океанический спрединг?) в настоящее время невозможно. С одной стороны, допалеозойские метаморфические комплексы, складчатые и разрывные структуры, сопровождаемые магнитными аномалиями СВ простириания в земной коре Северо-Китайского кратона и плиты Янцзы, продолжают в Желтом море [18, 22, 23, 26, 28] и далее – на территории Корейского полуострова, хотя распределения скорости сейсмических волн под Корейским полуостровом и Желтым морем резко отличаются [23]. С другой стороны, здесь существуют поперечные северо-западные, субширотные и субмеридиональные разломы [19, 22, 31, 37, 44, 46] и проявлена мультитадийность тектонических процессов [35, 46]. Предполагаются [44] два периода субмеридионального сжатия с

субширотным растяжением (135–52 и 23–0.8 млн лет) и два периода субширотного сжатия с субмеридиональным растяжением (52–23 и после 0.8 млн лет). Такая геодинамика обусловлена сосуществованием на одной территории двух главных тектонических процессов: конвергенцией плиты Янцзы с Северо-Азиатским кратоном и Тихоокеанской плиты – с восточной окраиной Азии [31, 46].

Большая группа исследователей [16, 50, 52] связывает строение восточной окраины Северо-Азиатского кратона и происхождение Желтого моря с субдукционными процессами на восточной окраине Азии, но взаимоотношения субдукционных процессов с рифтогенными остаются плохо изученными. Предполагается [34, 37, 52], что субдукционная пластина (океанический слэб) пододвигается под Северо-Китайский кратон и, соответственно – под Желтое море со стороны Тихого океана, однако под Желтым морем литосфера и астеносфера залегают горизонтально [33, 36].

Еще одна особенность (экзотичность) строения земной коры Желтого моря состоит в том, что, в отличие от других окраинных морей в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану, оно характеризуется неглубоким залеганием дна (60–70 м) [26] и отсутствием морских осадков [30], что, на первый взгляд, вызывает предположение о затопленной окраине континента. Однако, сокращение мощности земной коры до 26–29 км [23, 33] и увеличение мощности ее нижнего мафического слоя по отношению к верхнекоровому [27] свидетельствуют о значительной переработке (“декратонизации” [52]) окраинноморской коры глубинными процессами.

Сложность строения и неопределенность происхождения земной коры Желтого моря вызывают необходимость привлечения новых методов ее исследования, одним из которых может быть 3D моделирование реологических неоднородностей тектоносферы по распределениям плотностной контрастности [8, 11, 40–42]. Целью этой статьи является сопоставление распределений плотностных неоднородностей в земной коре и подкоревой мантии с геологическими структурами, геофизическими аномалиями и скоростными характеристиками тектоносферы Желтого моря.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕКТОНОСФЕРЫ ЖЕЛТОГО МОРЯ

Мелководное Желтое море располагается в области сочленения трех литосферных сегментов: Северо-Китайского кратона, плиты Янцзы и Тихоокеанской плиты, что определяет сложное строение, происхождение и эволюцию залегающих в его основании тектонических структур.

Северная часть моря относится к Северо-Китайскому кратону [28], а южная – к подводному продолжению плиты Янцзы [23, 33]. Северная половина желтоморского региона и Корейский полуостров сложены древними (AR–PR) метаморфическими комплексами, частично перекрытыми палеозойско-мезозойским чехлом и кайнозойскими осадочными бассейнами (рис. 1). Строение южной половины менее изучено, но считается, что она является подводным продолжением плиты Янцзы.

Разрывная тектоника представлена СВ и субмеридиональными разломами с выраженной сдвиговой составляющей [19, 30, 31, 34, 51]. В южной части Желтого моря проявлены субширотные разломы (рис. 1). В Желтом море располагаются три крупных осадочных бассейна, южный из которых является подводным продолжением континентальной впадины Субей. Мощность осадочных отложений во впадинах достигает 6–8 км [19, 30, 34], а вертикальная протяженность разуплотнений, сопровождаемых понижением скорости сейсмических волн во впадинах, составляет 10 и более км [34]. Бассейны разделяются антиклинальными структурами разного порядка [31], которые отождествляют с поднятиями (uplifts) или складчатыми поясами (folded belts). Одна из таких структур: Кванлянь (или Суяо-Линжин [34]) располагается на границе Северо-Китайского кратона и плиты Янцзы (рис. 1). На основании сходства состава и степени метаморфизма пород с поясом Кунлинь-Даби предполагается [31], что структура Кванлянь является перемещенным фрагментом пояса Кунлинь-Даби по разлому Танлу. Это служит главным аргументом в пользу отнесения южной половины Желтого моря к плите Янцзы.

Мощность земной коры в Желтом море составляет 29–30 км [23], по другим данным [19, 33] она сокращена до 26–27 км, а литосферы – до 65–70 км [45] и даже до 60 км [33]. В сейсмотомографических моделях [24] в северной части Желтого моря регистрируется понижение скорости сейсмических волн на глубине 15 км, а в южной – на глубине 50 км. На глубине 110 км области пониженных скоростей сливаются и продолжают в мантии до глубины 200 км. Эти данные согласуются с небольшой мощностью литосферы Желтого моря.

Скоростные характеристики тектоносферы Желтого моря, таким образом, не отличаются от характеристик глубоководных окраинных морей на востоке Азии [6, 12, 17], но небольшая глубина дна Желтого моря (60–70 м), отсутствие широкомасштабных позднемезозойских и кайнозойских вулканических проявлений и морских осадочных отложений, остается необъяснимыми с точки зрения возможной спрединговой природы Жел-

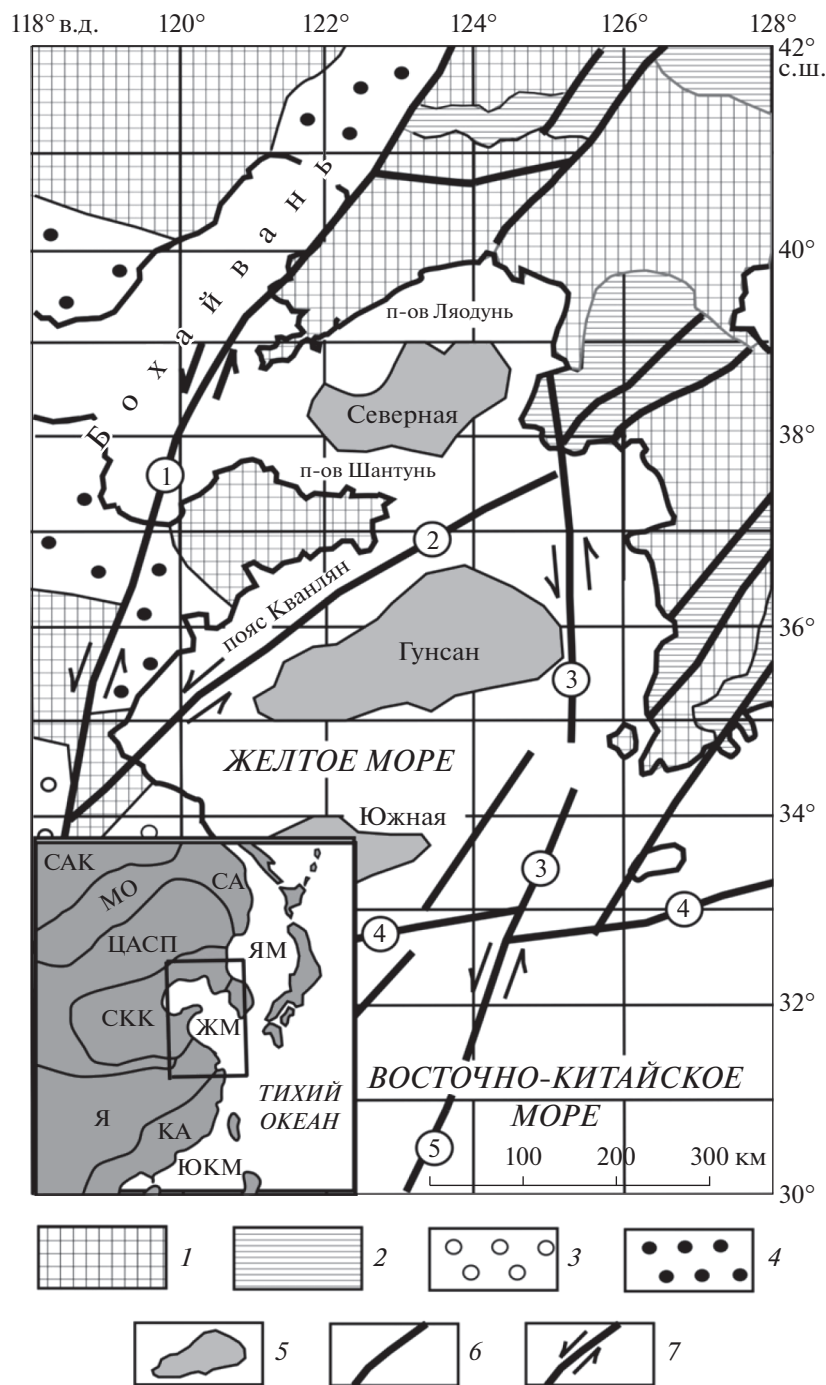


Рис. 1. Тектоническая схема желтоморского региона по [2, 18, 30, 31, 51]: 1 – AR–PR фундамент; 2 – PZ–MZ чехол; 3–4 – наложенные впадины: мезозойские (3) и кайнозойские (4); 5 – осадочные бассейны Желтого моря; 6–7 – разломы (6), в том числе сдвиги (7). Наименования разломов: 1 – Танлу (Tanlu), 2 – Джиасянь или Джиашан (Jiaxiang or Jiashan-Xiangshui), 3 – Западно-Корейский окраинный (West Korean Marginal), 4 – Яньнан (Jiangnan), 5 – Чангли-Нан (Changle-Nan) или Чейчжу (Cheju). Обозначения структур на врезке [2, 33]: кратоны: САК – Северо-Азиатский, СКК – Северо-Китайский; складчатые пояса: МО – Монголо-Охотский, ЦАСП – Центрально-Азиатский; Я – плита Янцзы, КА – Катазиатский блок; окраинные моря: ЯМ – Японское, ЖМ – Желтое, ЮКМ – Южно-Китайское.

того моря. Такая несовместимость привела некоторых исследователей к предположению, что сокращение литосферы на территории современного Желтого моря произошло задолго до его образо-

вания (до мезозойско-кайнозойского рифтогенеза) и столкновения Северо-Азиатского кратона с плитой Янцзы и оно является результатом глубокой переработки литосферы под влиянием

мантийного поднятия [47], либо имеет отношение к древней плите Родинии в процессе присоединения ее к Южно-Китайскому блоку [27].

Гравитационные и магнитные аномалии определены указывают на продолжение структур Северо-Китайского кратона под акваторией Желтого моря и далее — на территории Корейского полуострова [19, 22, 26], хотя наблюдаются смещения осей этих аномалий, обусловленные субмеридиональными и северо-западными сдвигами. Это находит подтверждение в распределении особых точек плотностных и магнитных неоднородностей, вычисленных с помощью преобразования Эйлера [18].

В заключение приведенных данных можно констатировать, что основной причиной образования Желтого моря и особенностью строения его тектоносферы является растяжение (рифтогенез), сопряженное со сдвигами. По структурному положению, времени образования (27 млн лет назад) и происхождению Желтое море близко к Японскому морю [37], однако в Желтом море отсутствуют прямые признаки субдукции Тихоокеанской плиты, что отличает его и от других морей западной окраины Тихого океана.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В качестве основы модельных построений использован мировой каталог гравиметрических данных [29], содержащий цифровой массив значений аномалий Буге по сети $0.42' \times 0.42'$ на территории Желтого моря и прилегающих районов континента. На широтных профилях, пересекающих гравиметрическую карту через 0.5° , с шагом 5 км были построены графики аномалий Буге, по которым рассчитаны глубины залегания источников квази-симметричных аномалий и плотностная контрастность (μ_z -параметр) на отрезках между центрами плотностных неоднородностей и поверхностями эквивалентных сфер, на которые выметались, по Пуанкаре [20], аномальные массы этих источников.

Реализованный подход к интерпретации гравитационных аномалий относится к классу вероятностно-детерминистских [1, 11] и он представляет собой построение вероятных распределений плотностных неоднородностей компактного типа, локализуемых решениями математически однозначных обратных задач. Идеологически и конструктивно он аналогичен процедуре деконволюции Эйлера [49] и другим методам особых точек [11], но отличается от них переменными размерами расчетного окна, настраиваемыми на ширину локальных гравитационных возмущений и измерением их амплитуд. Это позволяет исследовать вещественные свойства плотностных не-

однородностей. Результаты моделирования отображаются погоризонтными срезами $\mu_z(x, y)$ и вертикальными разрезами $\mu_z(x, z)$ 3D модели $\mu_z(x, y, z)$.

Подробнее методика и технология расчетов описаны в предшествующих работах [8, 39–41]. Математическое обоснование метода приведено в работе [10].

Точный физический смысл μ_z -параметра, характеризующего вещественные свойства геологического пространства, можно определить как поверхностную плотность сферы, эквивалентной объемному источнику и нормированную по глубине залегания центра масс. Более простое геофизическое определение — “плотностная контрастность”.

Опыт реализации этого метода в 10 районах Дальнего Востока России, Западной Сибири, Австралии, Северо-Западе США, Восточном Китае и окраинных морях на Востоке Азии [8, 9, 11, 40–42] показывает, что плотностная контрастность геологических сред, описываемая μ_z -параметром, является индикатором их реологического состояния. Высоким и повышенным значениям μ_z -параметра соответствуют древние жесткие метаморфические блоки кратонов и террейны кратонного типа, а низким и пониженным значениям — зоны дробления и трещиноватости, аккреционные призмы и турбидитовые террейны, а также зоны флюидно-гидротермальной проработки в разломах и апикальных частях структур центрального типа разного ранга. В верхней мантии высоким значениям μ_z -параметра соответствует нижний жесткий слой литосферы, а его низкие значения регистрируются в подкоровом вязком слое и астеносфере. В разрезах тектоносферы низкие значения μ_z -параметра повсеместно совпадают с зонами пониженных скоростей сейсмических волн и удельных электрических сопротивлений [8, 9, 39–41]. Те же закономерности мы увидим ниже при тектоническом анализе результатов моделирования.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Плотностная контрастность верхнего слоя земной коры соответствует расположению кратонных блоков. В срезе на глубине 5 км (рис. 2а) интенсивным максимумом μ_z -параметра сопровождается Корейский полуостров, а в срезе на глубине 10 км (рис. 2б) — полуострова Шантунь, Ляодунь и древние метаморфические блоки на северо-западе желтоморского региона. Линейным зонам минимумов μ_z -параметра соответствуют зоны растяжения — сдвига Танлу и Джиасянь (рис. 1). В этих же срезах проявлены отрезки зон растяжения субмеридионального и северо-западного направлений, которые имеют подчиненное расположение по отношению к северо-восточ-

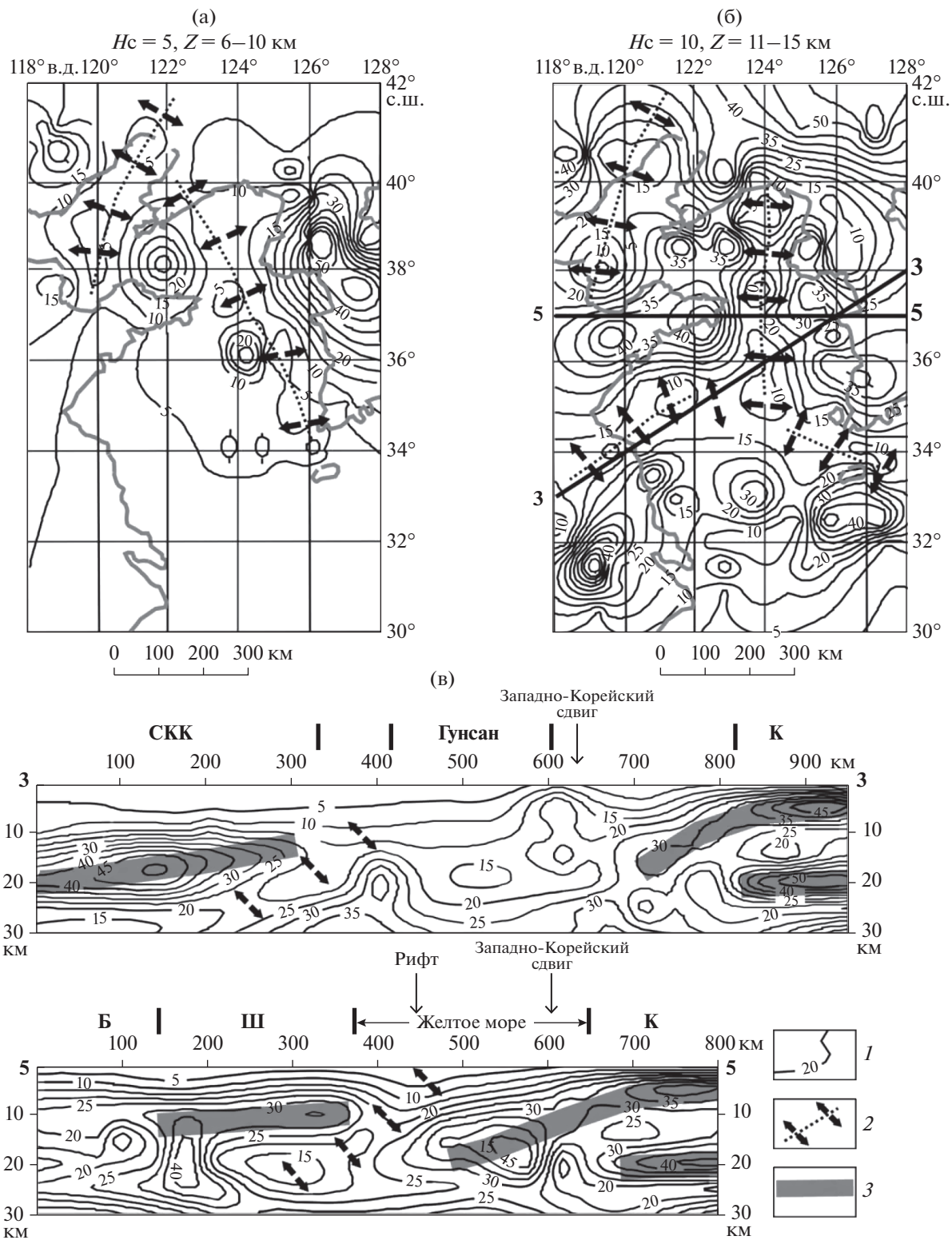


Рис. 2. Распределения плотностной контрастности в интервалах глубин 6–10 (а) и 11–15 (б) км с разрезами μ_z -модели (в). 1 – изолинии плотностной контрастности (1 ед. = 10^{-2} кг/м²/км); 2 – оси зон растяжения; 3 – жесткие слои в разрезах. Другие обозначения на рис. 1.

ным, т.е. северо-восточные являются более молодыми по отношению к растяжениям других направлений. Это вполне соответствует последовательности проявления двух этапов тектогенеза на восточной окраине Азии: конвергенции Индийской плиты с Евразийской на раннем этапе и конвергенции Тихоокеанской плиты с Евразией — на более позднем. В более узком пространстве первому этапу соответствует коллизия плиты Янцзы с Северо-Азиатским кратоном.

Из сравнения рис. 2а и 2б следует предположение, что метаморфические комплексы Корейского полуострова смещены в восточном направлении по детачменту на глубине 10–15 км, приуроченному к границе гранитно-метаморфического и нижнего мафического (океанического) слоев, что находит подтверждение в векторах современных перемещений полуострова [14]. По этим же данным, на широте 37° регистрируется зона растяжения Джиясянь, простирающаяся под Корейский полуостров со стороны Северо-Китайского кратона (рис. 2б). В сейсмотомографической модели [47], как будет показано позже (рис. 5а), высокоскоростная подкорковая мантия (основание Корейского полуострова) аналогичным образом смещена к западу от полуострова.

Реология земной коры Корейского полуострова типична для кратонных блоков Восточной Азии и Австралии [8, 11, 39–42]: верхний и нижний жесткие кристаллические слои (максимумы плотностной контрастности) разделены слоем пониженной вязкости — минимумом плотностной контрастности (рис. 2в). Наклонное положение верхнекорового слоя под полуостровом может быть связано с дорифтовой (поздне меловой) субдукцией Тихоокеанской плиты. Аналогичные признаки дорифтовой субдукции проявлены и в Японском море на границе с Сихотэ-Алинем [42].

Впадина Гунсан расположена в узле пересечения трех зон растяжения (рис. 2б) и характеризуется низкими значениями плотностной контрастности до глубины 25 км (рис. 2в), что предполагает разрыв гранитно-метаморфического слоя — типичный признак рифтогенных структур [9, 41]. В разрезе 5-5 (рис. 2в) меридиональная зона растяжения занимает наклонное положение и по этой зоне полуостров Шантунь был сорван с нижнего слоя земной коры и перемещен в восточном направлении.

Нижний литосферный (рис. 3а) и подлитосферный (рис. 3б) срезы μ_z -модели согласуются с сейсмическими моделями тектоносферы Желтого моря [19, 33], которые предполагают здесь сокращение земной коры до 26–27 км, а литосферы — до 60 км. Жесткий слой в основании разрезов (рис. 3в) залегает горизонтально, с незначительным наклоном на запад и, по мнению некоторых исследователей [36, 52], представляет собой океа-

нический клин, пододвинутый со стороны Тихого океана под восточную окраину континента. Наша модель (рис. 3в) согласуется с сейсмическими моделями [33, 36, 52], горизонтальное положение нижней литосферы в которых объясняется стагнацией (обрезанием, переплавлением?) субдуцирующего слэба Тихоокеанской плиты. Западный край нижнего слоя литосферы под Северо-Китайским кратоном имеет более выраженную форму клина, погружающегося под континент [48], а в районе нижнего течения р. Янцзы петрологические исследования диоритов и адakitов [21] обнаружили признаки переплавления (деплетизации) океанического слэба.

В районе Ляодунь-Шантуньского перешейка нижняя литосфера выгнута по направлению к поверхности (разрез 4-4 на рис. 3в), что может быть вызвано кайнозойскими циклами компрессии [44], либо — существованием мантийной структуры центрального типа, подобной таким же структурам в Охотском [12, 25] и Японском [42] морях.

Нижний литосферный клин подстилается астеносферой и ее верхний горизонтальный срез иллюстрирует рис. 3б. Этот срез ясно показывает рифтогенную природу Желтого моря, ограниченного сдвигами Танлу на западе и Западно-Корейским — на востоке. Эти сдвиги образуют сдвиговой дуплекс, внутри которого образуются зоны растяжения и разломы других направлений, а в центре — структура центрального типа, выраженная изометричным минимумом плотностной контрастности (рис. 3б). Внутри дуплекса поперечные деформации фундамента (поднятия, прогибы) и разломы, как это обычно бывает, ориентированы под углом к оси дуплекса [31, 35].

Подкорковая мантия континентального побережья Желтого моря и Корейский полуостров характеризуются повышением плотностной контрастности, а территория Желтого моря — широким минимумом. В южных районах моря распределению гравитационных реологических неоднородностей в литосферно-астеносферном диапазоне глубин (45–65 км) соответствует распределение скоростей поперечных сейсмических волн в сейсмотомографических моделях [33, 47]. В разрезе по широте 32° с.ш. скорость сейсмических волн под Желтым морем понижена (рис. 4в) и это понижение продолжается в мантии до глубины 180 км. Гравитационные аномалии (рис. 4а) не обнаруживают локальных источников ниже глубины 65 км, однако понижению скорости сейсмических волн в интервале глубин 60–120 км соответствует уменьшение плотностной контрастности ниже глубины 50 км до значений (<15 ед.), обычных для астеносферы [8, 40–42]. Сравнение литосферной гравитационной реологической модели (рис. 4б) со скоростной моделью подстилающей мантии (рис. 4в) дает основание предположить,

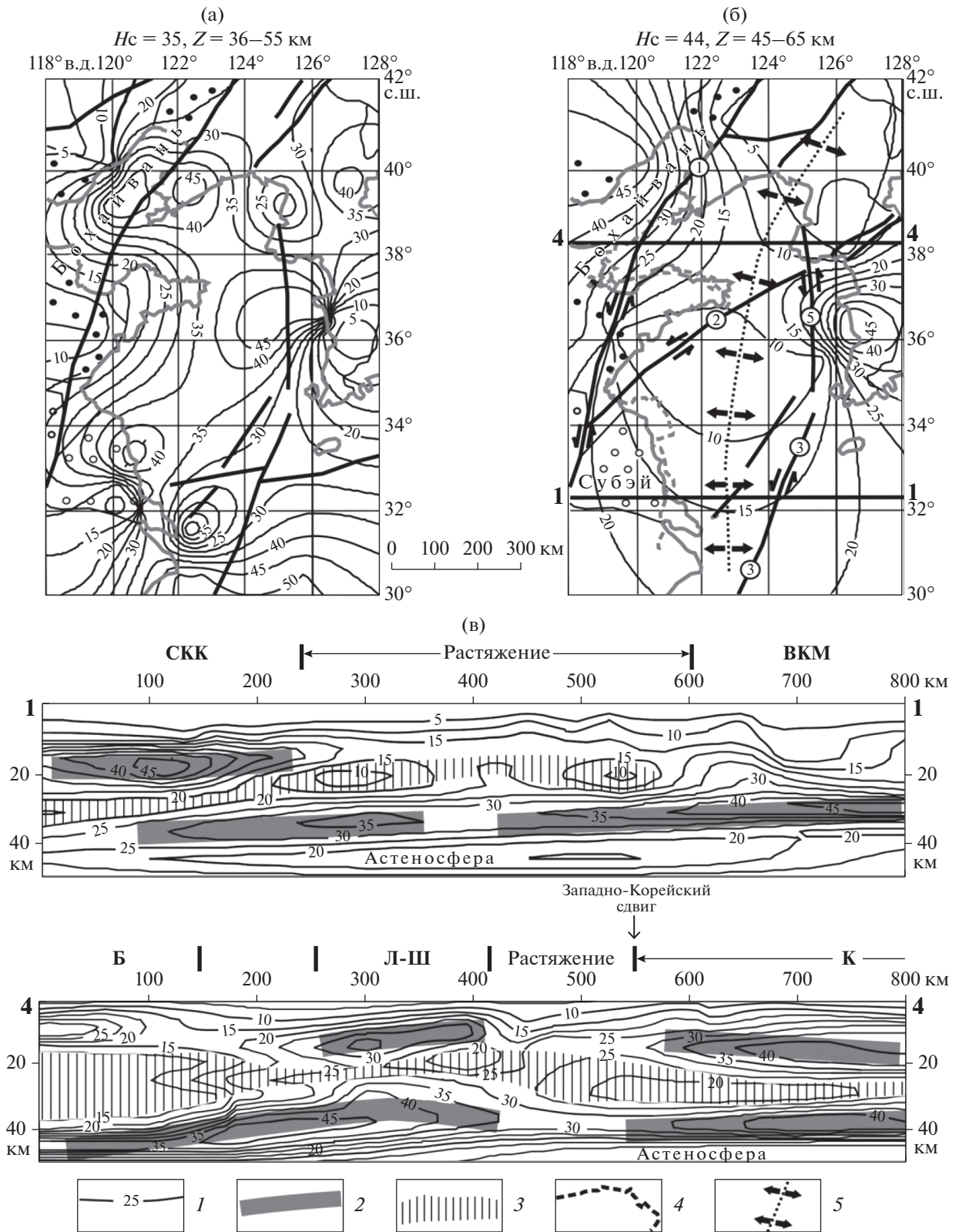


Рис. 3. Распределения плотностной контрастности в интервалах глубин 36–55 (а) и 45–65 (б) км с разрезами μ_z -модели (в).
 1 – изолинии плотностной контрастности (1 ед. = 10^{-2} кг/м²/км); 2 – жесткие слои в разрезах; 3 – подкоревой вязкий слой; 4 – дорифтовые контуры Ляодунского и Корейского полуостровов; 5 – главная зона растяжения в верхней мантии.

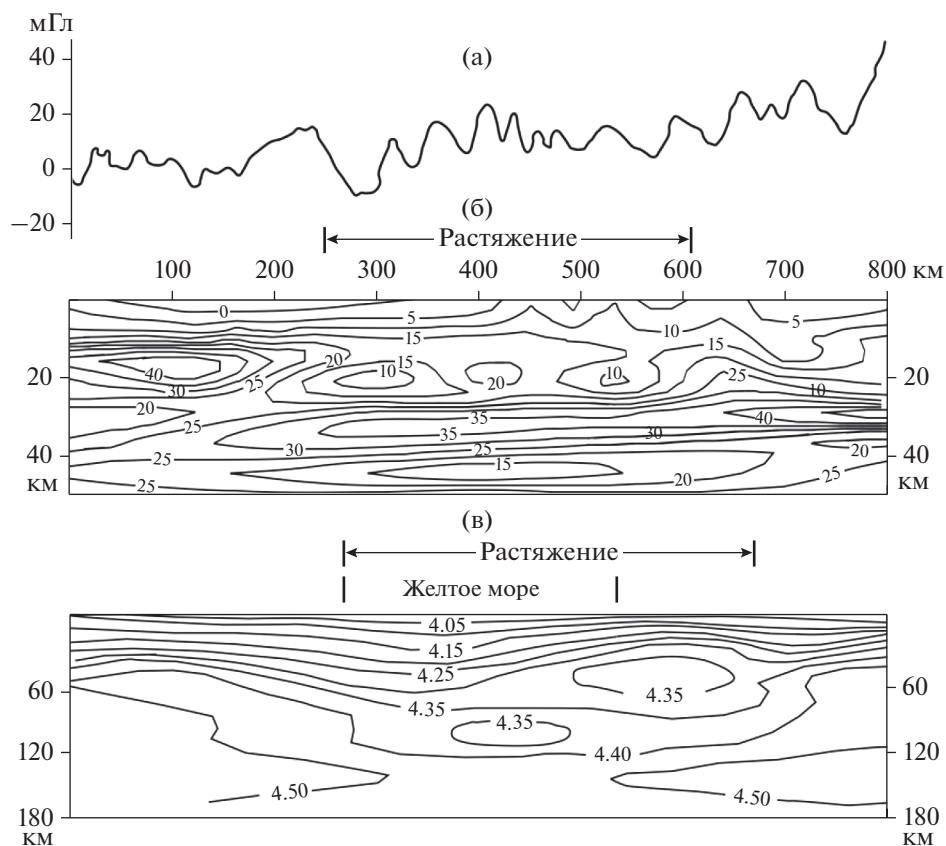


Рис. 4. Гравитационная аномалия Буге (а), распределения плотностной контрастности (б) и скорости поперечных сейсмических волн (в) [33] в разрезе по широте 32° с.ш.

что структура центрального типа возможного плюмового происхождения, читаемая в распределениях μ_z -параметра (рис. 3б), находится в начальной фазе своего развития и в настоящее время не оказала существенного влияния на экранирующий литосферный клин. Однако глобальные мантийные процессы растяжения, обеспечивающие условия для проникновения мантийных струй в верхние горизонты тектоносферы, телескопировали процессы растяжения—сдвига в земной коре.

Косвенным признаком структуры центрального типа в подкоровой мантии является концентрическое распределение локальных аномалий скорости (рис. 5а) и распределение векторов анизотропии продольных сейсмических волн (рис. 5б). Как известно [5], скорость распространения сейсмических волн зависит от направления их распространения и в анизотропных средах векторы сейсмической анизотропии отражают строение и динамическое состояние геологических сред. В верхней мантии анизотропия сейсмических волн может быть обусловлена согласованной ориентировкой анизотропных кристаллов оливина в условиях ползучести и перекристаллизации [5].

Авторы [47] приводимой схемы анизотропии сейсмических волн (рис. 5б) сделали вывод, что различная ориентировка векторов анизотропии верхней мантии в западных (Северо-Китайский кратон) и восточных (Корейский полуостров) районах желтоморского региона обусловлена различным составом и динамическими характеристиками сред, т.е. нижняя (мантийная) литосфера кратона не продолжается под Корейским полуостровом. Однако они [47] не обратили внимание на концентрическое распределение векторов анизотропии (рис. 5б), которое можно разглядеть и в распределениях скорости продольных сейсмических волн (рис. 5а). В нашей модели (рис. 3в) литосфера кратона продолжается под Корейским полуостровом, но под Желтым морем утончается и смещается по вертикали (разрез 4–4 на рис. 3в).

На всей восточной окраине Азии рифтогенные процессы имеют длительную историю в интервале 1–138 млн лет [3, 4, 7, 15, 32, 42], в которой различают постсубдукционные, спрединговые (с присутствием MORP-петрохимических ассоциаций), доплюмовые и постплюмовые циклы рифтогенеза. Из рис. 5б следует, что структура центрального типа в Желтом море нарушена более поздней зо-

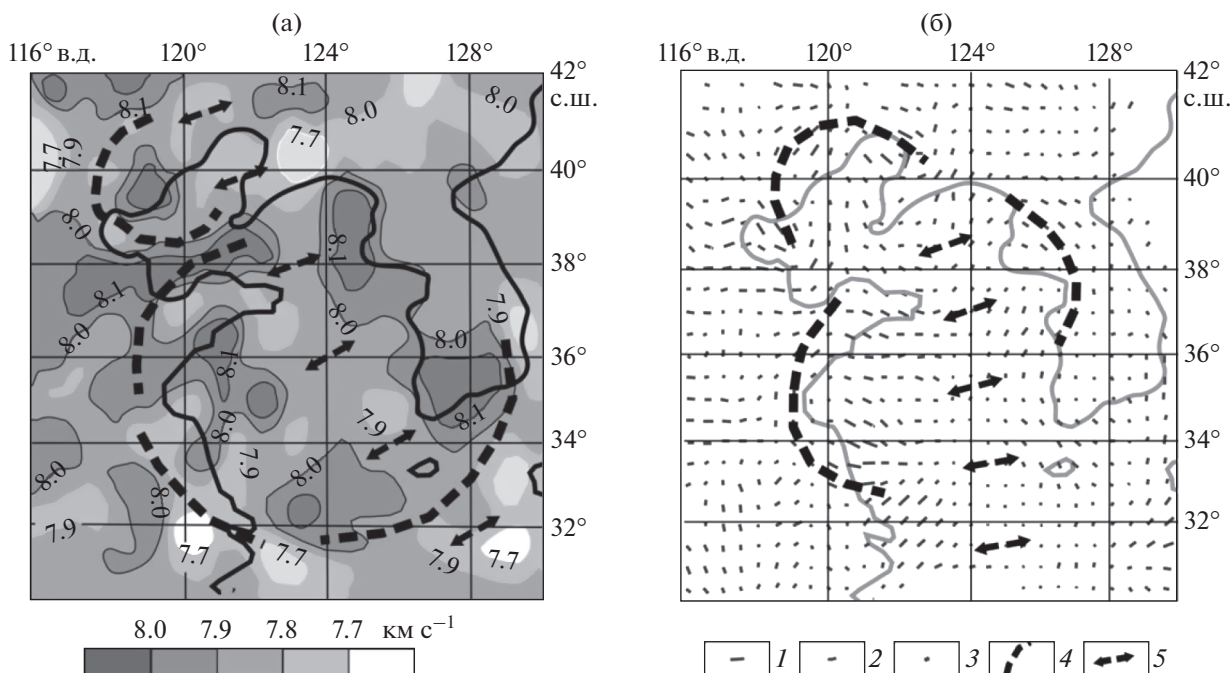


Рис. 5. Скорость продольных сейсмических волн (км с^{-1}) (а), и распределение векторов анизотропии скорости (б) в подкоревой мантии желтоморского региона [47]: 1–3 – модули и ориентация векторов анизотропии сейсмических волн с расхождением скорости на 3 (1), 2 (2) и 1% (3); 4 – вероятные контуры структур центрального типа; 5 – зона растяжения в верхней мантии.

ной растяжения. Максимальные значения модуля анизотропии сейсмических волн наблюдаются на границах структур центрального типа, а в кратонных областях они минимальны. Линейный минимум анизотропии в верхней мантии на оси главной структуры растяжения обусловлен изотропностью астеносферного слоя, подстилающего зону растяжения (сокращения мощности) литосферы.

Сдвиги Танлу и Западно-Корейский (рис. 3б) образуют сдвиговый дуплекс, внутри которого поперечные деформации фундамента (поднятия, прогибы) и разломы ориентированы под углом к оси дуплекса [31, 35]. Впадины тоже ориентированы под углом к оси главной зоны растяжения (рис. 1). Это типичная черта сдвиговых дуплексов и структур типа пулл-апарт и она похожим образом проявлена в соседнем Японском море [42]. В центрах сдвиговых дуплексов нередко формируются структуры центрального типа, иногда с вращением тектонических масс [13, 25, 42]. Такое распределение сохраняется и в среднем слое земной коры (на глубине 20 км), однако в этом срезе максимумами скорости яснее проявлены кратонные блоки Ляодунского и Шантунского полуостровов [47], что примерно соответствует распределениям плотностной контрастности в слое 11–15 км (рис. 2б).

Корейский полуостров расслоен и перемещен относительно своего мантийного основания и

поэтому неодинаково отображается в разных срезах μ_z -модели (рис. 2–3) и распределениях скорости сейсмических волн (рис. 5). Распределение плотностной контрастности в подкоревой мантии (рис. 3) показывает, что подкоревый вязкий слой (рис. 3а) и нижняя литосфера (рис. 3б) окраины континента выдержаны на всем ее простирании, т.е. представляют собой целостную структуру. Корейский же полуостров в разных срезах μ_z -модели (рис. 3а, 3б) сопровождается как максимумами, так и минимумами μ_z -параметра. Это подтверждает общепризнанный вывод, что полуостров был оторван от континента в результате рифтогенных процессов, и зона растяжения заполнилась водами Тихого океана. Дорифтовое положение западной границы Корейского полуострова показано на рис. 3а. Таким же образом на северо-восток сместился Ляодунский полуостров. В первом случае роль сместителя выполнял разлом Джиасянь, а во втором – Танлу. Разломы Джиасянь и Танлу образуют дуплекс второго порядка (рис. 1) и внутри него тоже располагается структура центрального типа меньших размеров (рис. 5б).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вероятностные гравитационные модели, основывающиеся на однозначных, в математическом смысле, решениях обратных задач, детали-

зировали и дополнили имеющиеся геолого-геофизические данные о глубинном геологическом строении желтоморского региона. Основные черты гравитационных моделей нашли подтверждение в тектонических и сейсмических моделях этого региона, что доказывает применимость и высокую эффективность реализованного подхода к интерпретации гравитационных аномалий. Вместе с тем, полученные модели позволяют увидеть особенности проявления рифтогенных процессов в разных диапазонах геологического пространства и открывают новые черты глубинного строения региона:

1. Как и на всей территории Восточной Азии [8, 11, 39, 40, 42] и Австралии [41], реологический разрез тектоносферы Желтого моря состоит из двух жестких (кристаллическая кора и нижний слой литосферы) и двух вязких (подкорковый слой и астеносфера) слоев. В кратонных блоках (Северо-Китайский кратон и Корейский полуостров) кристаллическая кора расслоена на гранитно-метамофический (в интервале глубин 0–10 км) и нижнекорковый (15–25 км). Земная кора Желтого моря раздроблена и разуплотнена (рис. 3в).

2. Линейными зонами минимумов плотностной контрастности в земной коре и подкорковой мантии картируются зоны растяжения Танлу, Западно-Корейская и Джиасянь.

3. Континентальная зона Танлу занимает одинаковое положение во всех срезах μ_z -модели, а зоны растяжения в Желтом море изменяют простирание в разных диапазонах геологического пространства, что обусловлено сдвиговыми процессами в земной коре.

4. Сдвиги образуют Танлу-Джиасяньский и Джиасянь-Западно-Корейский дуплексы растяжения, внутри которых формировались поперечные структуры в рельефе фундамента осадочных отложений [31] и структуры центрального типа. В первом дуплексе произошел отрыв Ляодунского полуострова от Северо-Китайского кратона, а во втором – отрыв Корейского полуострова от плиты Янцзы. Скорость и амплитуда растяжения в Джиасянь-Западно-Корейском дуплексе были в два раза больше, чем в Танлу-Джиасяньском. Зоны растяжения слабо наклонены в западном направлении (рис. 2в).

5. Под Корейским полуостровом установлены признаки погружения верхнего слоя земной коры под акваторию Желтого моря, что может иметь отношение к дорифтовой (меловой или более ранней) субдукции Тихоокеанской плиты, признаки которой установлены в Японском море [42]. Другое объяснение может быть найдено при анализе рифтогенных процессов растяжения, в которых кажущееся погружение обусловлено сдвигом верхнего слоя земной коры, проявленным в рас-

пределениях μ_z -параметра (рис. 2б) и скорости сейсмических волн на глубине 20 км [47].

6. Признаками структур центрального типа (СЦТ) в верхней мантии являются изометричные минимумы плотностной контрастности (рис. 3б) и дуговое расположение векторов анизотропии сейсмических волн (рис. 5б). Структуры растяжения являются более поздними по отношению к СЦТ.

7. Сопоставление распределений плотностной контрастности и скорости поперечных сейсмических волн (рис. 4) дает основание предполагать существование СЦТ в верхней мантии в интервале глубин 45–180 км. Однако эта структура, будучи экранирована нижним литосферным слоем, не проявлена в земной коре и литосферной мантии Желтого моря, хотя подкорковый вязкий слой иногда принимает антиклинальную форму (разрез 4-4 на рис. 3).

8. Образование мелководного Желтого моря обусловлено коровыми процессами растяжения–сдвига, которые проявились в форме сдвиговых дуплексов.

Источники финансирования. Работа выполнена в соответствии с темой научных исследований, утвержденной государственным заданием Министерства науки и высшего образования: “Изучение геологического строения и моделирование глубинных структур земной коры и верхней мантии Восточной Азии и оценка современного состояния и динамики геосистем (2021–2023)” (№ гос. регистрации 0234-2021-0006).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балк П.И., Долгаль А.С., Мичурин А.В. Смешанный вероятностно-детерминистский подход к интерпретации данных гравиразведки, магниторазведки и электроразведки // Докл. РАН. 2011. Т. 438. № 4. С. 532–537.
2. Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф. и др. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.
3. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Геохимия и петрогенезис позднемезозойско-раннекайнозойских вулканитов Охотского и Японского окраинных морей // Геохимия. 2016. № 6. С. 522–535.
4. Емельянова Т.А., Петрищевский А.М., Изосов Л.А. и др. Позднемезозойско-кайнозойские этапы вулканизма и геодинамика Японского и Охотского морей // Петрология. 2020. Т. 28. № 5. С. 468–481.
5. Кашибин С.Н. Сейсмическая анизотропия и эксперименты по ее изучению на Урале и Восточно-Европейской платформе. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 182 с.
6. Кулинич Р.Г., Валитов М.Г. Мощность и типы земной коры Японского моря по данным морской и спутниковой гравиметрии // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. № 6. С. 3–13.

7. Мартынов Ю.А., Голозубов В.В., Ханчук А.И. Мантйный диапиризм в зонах конвергенции литосферных плит (Японское море) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 947–961.
8. Петрищевский А.М. Гравитационный метод оценки реологических свойств земной коры и верхней мантии (в конвергентных и плюмовых структурах Северо-Восточной Азии). М.: Наука, 2013. 192 с.
9. Петрищевский А.М. Рифтогенные структуры и нефтегазоносность в реологических гравитационных моделях земной коры // Геофизика. 2019. № 4. С. 42–51.
10. Петрищевский А.М. Одно практическое следствие теорем единственности и эквивалентности обратных задач гравитационного потенциала // Геофизика. 2020. № 4. С. 98–111.
11. Петрищевский А.М. Геологические задачи, решаемые при вероятностно-детерминированном подходе к интерпретации гравитационных аномалий // Геофизика. 2021. № 2. С. 87–97.
12. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. Результаты исследований по международным геофизическим проектам / Под ред. Родникова А.Г. М.: РАН, Национальный геофизический комитет, 1996. 337 с.
13. Юшманов Ю.П. Золотоносные вихревые структуры в сдвиговых дуплексах Дальнего Востока: Центральная Колыма и Нижнее Приамурье // Отечественная геология. 2019. № 3. С. 55–62.
14. Ansari K., Bae T.-S. Contemporary Deformation and Strain Analysis in South Korea Based on Longterm (2000–2018) GNSS Measurements // International Journal of Earth Sciences. 2020. V. 109. № 1. P. 391–405.
<https://doi.org/10.1007/s00531-019-01809-4>
15. Cai G., Wan Zh., Yao Y. et al. Mesozoic Northward Subduction Along the SE Asian Continental Margin Inferred from Magmatic Records in the South China Sea // Minerals. 2019. V. 9. № 598. P. 2–25.
16. Chen L., Wang T., Zhao L., Zheng T.Y. Distinct lateral variations of lithospheric thickness in the Northeastern North China Craton // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. V. 267. P. 56–68.
17. Chen M., Fang J., Cui R. Lithospheric structure of the South China Sea and adjacent regions: Results from potential field modelling // Tectonophysics. 2018. V. 726. P. 62–72.
18. Choi S., Oh C-W., Luerh Y. Tectonic link between China and Korean Peninsula, revealed by interpreting CHAMP satellite magnetic and GRACE satellite gravity data // Journal of Korean Geophys. Soc. 2006. V. 9. № 3. P. 209–217.
19. Choi S., Ryu I.-C., Gotze H.-J. Depth distribution of the sedimentary basin and Moho undulation in the Yellow Sea, NE Asia interpreted by using satellite-derived gravity field // Geophys. J. Int. 2015. V. 202. P. 41–53.
20. Evans G.C. Application of Poincare's sweeping-out process // Mathematic. 1933. V. 19. P. 457–461.
21. Deng J., Yanga X., Li S. et al. Partial melting of subducted paleo-Pacific plate during the early Cretaceous: constraint from adakitic rocks in the Shaxi porphyry Cu–Au deposit, Lower Yangtze River Belt // Lithos. 2016. V. 262. P. 651–667.
22. Hao T.-Y., Sun M., Wang Q.-S. et al. A Study on the extension of fault zones in Yellow Sea and its adjacent areas based on gravity data // Chinese Journal of Geophysics. 2002. V.45. № 3. P. 393–410.
23. Hao T., Liu J., Suh M. et al. Deep structure characteristics and geological evolution in Yellow Sea and adjacent region // Chinese Journal of Geophysics. 2003. V. 46. № 6. P. 1148–1156.
24. Huang J., Zhao D. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions // Journal of Geophysical Research. 2006. V. 111. B0930. P. 1–21.
25. Izosov L.A., Petrishchevsky A.M., Emel'yanova T.A. et al. The Model of Formation of the Western Pacific Marginal Seas: Vortex Geodynamics, Seismicity, and Mantle Upwelling // Journal of Volcanology and Seismology. 2020. V. 14. № 1. P. 44–57.
26. Jin X., Yu P. The Geology of the Yellow Sea and the East China Sea // Open File Report. 1984. 84–421. P. 1–39.
27. Kim H.-J., Kim Ch.-Ho, Hao T., et al. Crustal structure of the Gunsan Basin in the SE Yellow Sea from ocean bottom seismometer (OBS) data and its linkage to the South China Block // Journal of Asian Earth Sciences. 2019. V. 180. 103881.
28. Kusky T.M., Polat A., Windley B.F. et al. Insights into the tectonic evolution of the North China Craton through comparative tectonic analysis: A record of outward growth of Precambrian continents // Earth-Science Reviews. 2016. V. 162. P. 387–432.
29. Land Gravity Data. bgi.omp.obs-mip.fr / модель: EGM08_CBA_global_2190_2.5m.
30. Lee E.Y. Subsidence history of the Gunsan Basin (Cretaceous-Cenozoic) in the Yellow Sea, offshore Korea // Austrian Journal of Earth Sciences. 2010. V. 103. P. 111–120.
31. Lei B.-L., Xu M., Chen J-W. et al. Structural characteristics and evolution of the South Yellow Sea Basin since Indonesian // China geology. 2018. V. 4. P. 466–476.
32. Li X.H. Cretaceous magmatism and lithospheric extension in southeast China // Journal of Asian Earth Sciences. 2000. V. 18. P. 293–305.
33. Li T. The principal characteristics of the lithosphere of China // Geoscience Frontiers. 2010. V. 1. P. 45–56.
34. Li W., Lu W., Liu Y., Xu J. Superimposed versus residual basin: The North Yellow Sea Basin // Geoscience Frontiers. 2012. V. 3 (1). P. 33–39.
35. Liu F., Zhou Y., Li H., Yue B. The new tectonic division of basin in Eastern Shandong and its adjacent South Yellow Sea, China // Japan Geoscience Union. Joint meeting. 2017. Geophysical Research Abstracts. 2017. V. 19. EGU2017-3673.
36. Liu S., Ma P., Zhang B., Gurnis M. The horizontal slab beneath East Asia and its subduced surface dynamic response // Journal of Geophysical Research. Solid Earth. 2021. P. 1–19.
37. Niu Y., Tang J. Origin of the Yellow Sea: an insight // Sci. Bull. 2016. V. 61 (14). P. 1076–1080.
38. Mao J., Xie G., Cheng Y. Mesozoic metallogeny in East China and their geodynamic settings // PACRIM con-

- gress. 18–21 March, 2015. Hong Kong, China / Oral presentation.
39. *Petrishchevsky A.M.* A viscous layer at the crust-mantle boundary in the Far East of Russia // *Geotectonics*. 2008. V. 42. № 5. P. 357–367.
 40. *Petrishchevsky A.M.* Gravity models of two-level collision of lithospheric plates in Northeast Asia // *Geotectonics*. 2013. V. 47. № 6. P. 424–443.
 41. *Petrishchevsky A.M.* Common Features of the Tectonosphere Deep Structure in the Western Pacific Margins (Northeast Asia Region and Australia) // *Geotectonics*. 2016. V. 50. № 6. P. 608–623.
 42. *Petrishchevsky A.M., Izosov L.A., Emelyanova T.A. et al.* Structure, rheology, petrology, and geodynamics of the tectonosphere of the Sea of Japan // *Oceanology*. 2021. V. 61. № 1. P. 104–118.
 43. *Ren J., Tamaki K., Li S., Junxia Z.* Late Mesozoic and Cretaceous rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas // *Tectonophysics*. 2002. V. 344. P. 175–205.
 44. *Wan T., Hao T.* Cenozoic tectonics of the Yellow Sea and its oil-gas exploration // *Geoscience*. 2009. V. 23. № 3. P. 385–393.
 45. *Wan T., Zhao Q., Lu H. et al.* Discussion on the Special Lithosphere Type in Eastern China // *Earth Sciences*. 2016. V. 5. № 1. P. 1–12.
 46. *Xing T., Chen H., Chen X., Yang L.* Geologic feature and tectonic evolution in the South Yellow Sea // *Earth and Environmental Science*. 2019. V. 384. 012128. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/384/1/012128>
 47. *Xu Y., Hao T., LI Z., Liu J.* Analysis of Lithosphere Structure and Tectonics of Chinese Marginal Seas and Adjacent Regions // *Earth Science Frontiers*. 2008. V. 15(3). P. 55–63.
 48. *Xia B., Thybo H., Artemieva I.M.* Seismic crustal structure of the North China Craton and surrounding area: Synthesis and analysis // *Chinese J. Geophys.* 2017. V. 122. № 7. P. 5181–5207.
 49. *Zhang C., Mushayandebvu F.M., Reid A.B. et al.* Euler deconvolution of gravity tensor data // *Geophysics*. 2000. V. 65. № 2. P. 512–520.
 50. *Zhao Y., Zheng J.P., Xiong Q., Zhang H.* Destruction of the North China Craton triggered by the Triassic Yangtze continental subduction/collision: A review // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2018. V. 164. P. 72–82.
 51. *Zhou Z., Liu K., Zhao W. et al.* Upper crustal structure beneath the northern South Yellow Sea revealed by wide-angle seismic tomography and joint interpretation of geophysical data // *Geol. J.* 2016. V. 51 (S1). P. 108–122.
 52. *Zhu R., Xu Y.* The subduction of the west Pacific plate and the destruction of the North China Craton // *Science China Earth Sciences*. 2019. V. 62. P. 1340–1350.

Tensions and Strike-Slips in the Crust of the Yellow Sea (Probabilistic Gravity Model)

A. M. Petrishevsky[#]

Institute of a complex analysis of regional problems FEB RAS, Birobidzhan, Russia

[#]*e-mail: petris2010@mail.ru*

Distributions of the density contrast and velocity of seismic waves into the crust and upper mantle in the Yellow Sea region are considered. Rheological section of the tectonosphere of the Yellow Sea consists from two rigid (crystal crust and the lower layer of a lithosphere) and two viscous (subcrustal and asthenospheric) layers. Crust of the Yellow Sea is shattered and decreased in a density. Processes of stretching and shifting are displayed in a form of the crustal shift duplexes as a result of which the Lyaodun and Korean peninsulas were torn off from the continent and moved, respectively, in northeast and east directions. In the central region of the Yellow Sea manifestations of the central type mantle structure, screened by the lower layer of a lithosphere, has been revealed. This structure was disturbed by latest rifting processes.

Keywords: Yellow Sea, crust, upper mantle, gravity model, rifting, paleogeodynamics