

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЮГО-ВОСТОЧНОГО КИТАЯ, ПОЛУЧЕННЫЕ В РЕЗУЛЬТАТЕ СТАТИСТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ

А.М. Петрищевский

ФГБУН Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, ул. Шолом Алейхема 4, г. Биробиджан, 697016; e-mail: petris2010@mail.ru

Поступила в редакцию 6 ноября 2018 г.

В результате статистической обработки гравитационных аномалий и тектонической интерпретации распределений плотностной контрастности в земной коре и верхней мантии выявлены новые особенности реологического расслоения тектоносферы Юго-Восточного Китая. Определены связи приповерхностных геологических структур с глубинным строением тектоносферы этого региона и получены новые данные о глубинных взаимоотношениях литосферных сегментов разного ранга: расщеплении, пододвигании, надвигании и сдвигах в разных глубинных диапазонах геологического пространства. Обнаружены скрытые зоны растяжения в нижнем слое земной коры и подкорковой мантии. Получены новые, не зависящие от предшествующих, оценки мощности литосферы, подкоркового и астеносферного слоев пониженной вязкости и их размещения в геологическом пространстве. Реологическое расслоение земной коры и верхней мантии Юго-Восточного Китая обуславливает новые, отличные от существующих представлений, черты коллизии и субдукции литосферных сегментов, которые являются универсальными для Западно-Тихоокеанской континентальной окраины.

Ключевые слова: земная кора, верхняя мантия, гравитационные модели, рифтогенез, субдукция, Юго-Восточный Китай.

ВВЕДЕНИЕ

Территория Юго-Восточного Китая (рис. 1) характеризуется сложным геологическим строением. Здесь распространены разновозрастные метаморфические, осадочные, вулканические и интрузивные комплексы, образовавшиеся в различных тектонических обстановках, главными из которых являются процессы, связанные с коллизиями и переработкой литосферных и коровых сегментов [10, 18, 32, 36, 37, 52, 63, 67, 79, 83], разнонаправленной и многоэтапной субдукцией [13, 22, 34, 39, 61, 67, 78], образованием складчатых и гранитоидных поясов на границах литосферных сегментов разного порядка [13, 36, 39, 67, 69, 78].

В результате изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии этого региона составлены схемы рельефа подошвы земной коры [23, 24, 42, 72] и литосферы [60, 82, 84], построены сейсмические [4, 5, 26, 35, 53, 54, 57, 84] и геоэлектрические [65, 77] разрезы для разных районов Восточного Китая, а

также схемы распределения скоростей сейсмических волн [5, 26, 54, 55, 57, 75, 84] и электрических сопротивлений [14, 24] в разных глубинных срезах земной коры и верхней мантии.

Однако эти данные не дают полного и однозначного представления о глубинном строении тектоносферы. В частности, сложной представляется сейсмическая и геоэлектрическая структуры западного блока Северо-Китайского кратона. По одним данным, литосфера этого блока характеризуется повышенной скоростью сейсмических волн [26, 35, 57] и электрических сопротивлений [14], а по другим [77] – преимущественно низким электрическим сопротивлением.

Неясными остаются происхождение и тектоническая позиция древних (протерозойских) метаморфических комплексов, обнажающихся в поднятиях Катазиатского блока [67, 72], поскольку такие же комплексы распространены на территории плиты Янцзы (рис. 1). В связи с этим нечетко определена граница между этими структурами, а на некоторых схемах территория Катазиатского блока показывается как

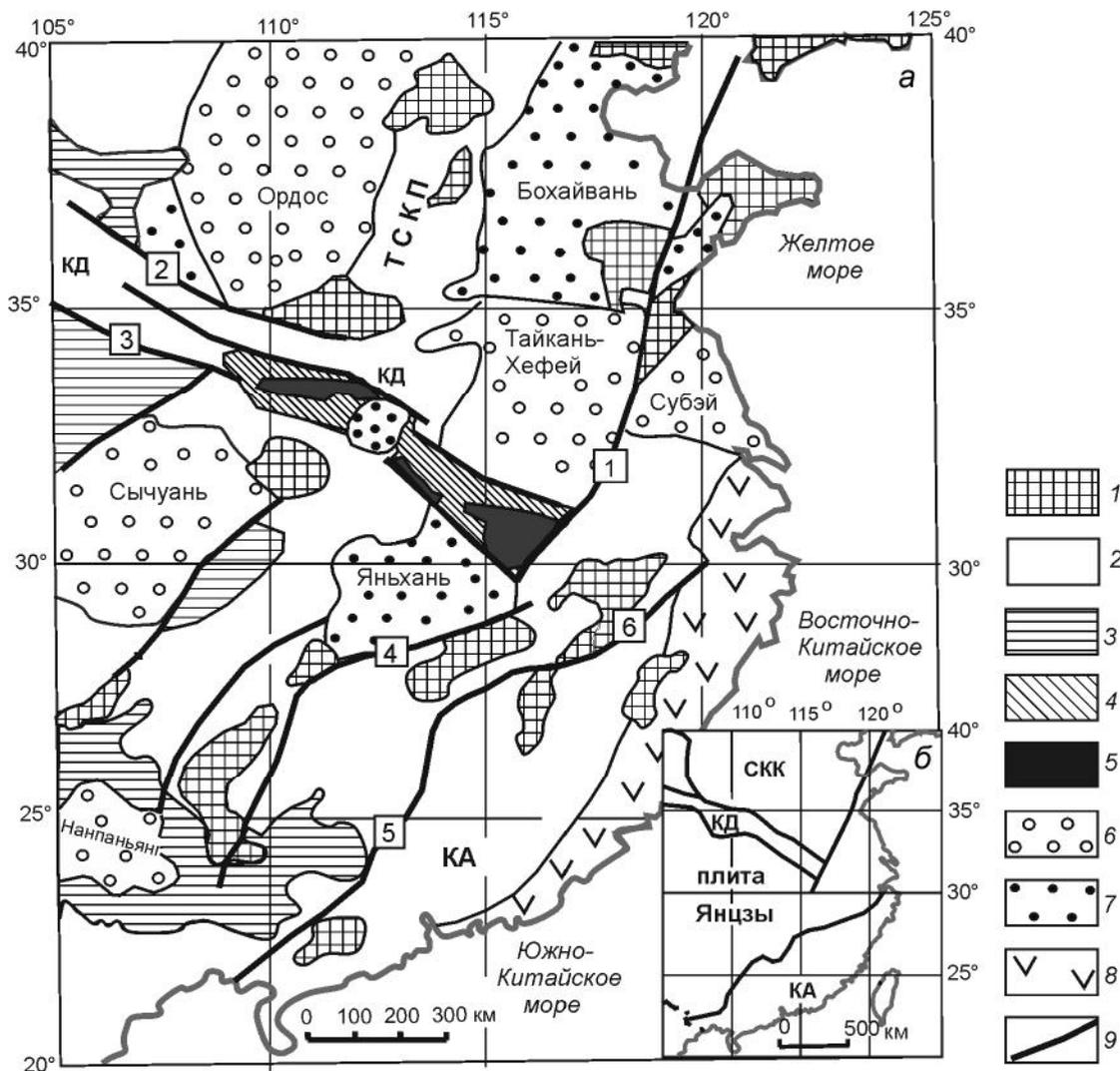


Рис. 1. Тектоническая схема (а) и структуры второго порядка (б) Юго-Восточного Китая [12, 49, 62, 72].

1 – AR-PR фундамент; 2–4 – чехол и складчатые комплексы: неопротерозойские и раннепалеозойские (2), позднепалеозойские (3) и мезозойские (4); 5 – зоны наиболее интенсивного метаморфизма в коллизионном поясе Кунлинь-Даби; 6–7 – осадочные бассейны: мезозойские (6) и кайнозойские (7); 8 – Юго-Восточный вулканический пояс; 9 – крупнейшие разломы. Аббревиатура тектонических структур: СКК – Северо-Китайский кратон, ТСКП – Транс-Северо-Китайский пояс [16], КД – коллизионный ороген Кунлинь-Даби, КА – Катазиатский блок. Наименования разломов (цифры в квадратах): 1 – Танлу, 2 – Шаньдан [39], 3 – Тяньцун [69]; 4 – Анхуа-Люочень [62], 5 – Ченжоу-Линву [62], 6 – Яньшань-Шаосинь [62].

кратонный блок [6, 53] или платформа [26]. Часто обе эти структуры объединяют в Южно-Китайском блоке и рассматриваются как единое целое [8, 17, 62, 70].

Возраст Катазиатского блока точно не определен, поскольку наряду с протерозойскими метаморфическими комплексами, раннепалеозойским чехлом и палеозойскими (С-Р) гранитами здесь широко распространены юрские и триасовые орогенные гранитоиды с комагматичными вулканитами [6, 17, 53]. Позднепротерозойская стратиграфия и магматизм Катазиатского блока и плиты Янцзы имеют много общего [52, 70]. Тем не менее, предполагается, что консоли-

дация этих структур произошла в позднем протерозое (750–800 млн лет назад) и ей предшествовали сложные процессы растяжения (раскола архейско-раннепротерозойских плит), сжатия и разнонаправленной субдукции [67, 78].

Структура Кунлинь-Даби на границе плиты Янцзы с Северо-Китайским кратоном (рис. 1) характеризуется как складчатый [32] либо складчато-надвиговый [39] пояс, чаще – как сложный коллизионный ороген, границами которого являются шовные зоны – сутуры [21, 39]. Формирование складчатого пояса связывается с коллизией континентальных блоков

(или микроплит), которая сопровождалась субдукцией плиты Янцзы под Северо-Китайский кратон [22, 39, 67].

По другим представлениям [25, 57, 66, 69], структура Кунлинь-Даби образовалась в результате коллизии палеозойской островной дуги с Северо-Китайским кратоном. Коллизия и субдукция происходили мультстадийно, и на разных участках пояса Куинлинь-Даби эти процессы обусловили разную степень метаморфизма пород [66].

Дискуссионной структурой является поперечный к простиранию границ плит Транс-Северо-Китайский складчатый пояс [53, 80] или сутура [16], далеко не всегда отображаемый на тектонических схемах. В некоторых публикациях [32] его коллизионная природа отрицается, поскольку на западном фланге Восточного блока Северо-Китайского кратона находятся признаки палеопротерозойской пассивной континентальной окраины.

Резко различаются мощности литосферы западного фланга плиты Янцзы, определяемые по мантийным ксенолитам (80–90 км) и скорости поперечных сейсмических волн на глубине 140 км [60]. А в термодинамической модели [4] мощность литосферы плиты Янцзы составляет 170 км.

Глобальные сейсмотомографические модели тектоносферы Восточного Китая противоречиво отображают распределения скорости сейсмических волн. По одним данным [26], они, казалось бы, определенно характеризуют субдукционные формы сочленения тихоокеанских островодужных и окраинно-континентальных структур по субширотным пересечениям. А по другим [35, 82] – до глубины 400 км признаки субдукции полностью отсутствуют. Преобразование (деструкция) окраинно-континентальных структур сопровождается увеличением мощности деляминированной мантии, представляющей собой «переходную зону» [83]. Там, где мощность литосферы сокращается до 80 км, происходит увеличение мощности переходной зоны до 280 км [83].

Глубинные взаимоотношения сегментов кратонного типа на окраине континента (Северо-Азиатского кратона, плиты Янцзы и Катазиатского блока) тоже остаются во многом неясными [11, 26, 54]. Из-за отсутствия однозначной геофизической информации исследователи вынуждены разрабатывать сложные и разнообразные схемы сочленения литосферных сегментов [32, 39, 54, 66, 67, 69, 78, 83].

Сложность геологического строения и неопределенность тектонической природы приповерхностных тектонических структур вызывают необходимость привлечения новых геофизических данных, которые

могут быть полезными для понимания глубинного строения этого региона и связи глубинных структур с геологическим строением приповерхностного слоя земной коры. В частности, могут представлять интерес статистические гравитационные модели глубинных структур земной коры и верхней мантии, основывающиеся на математически однозначных расчетных процедурах, не обремененных предварительными тектоническими гипотезами и априорной геолого-геофизической информацией [43, 45, 47]. Рассматриваемые ниже модели характеризуют плотностную контрастность тектонических сред, которая опосредованно связана с их реологическими состояниями.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

На территории Восточного Китая располагаются три тектонических структуры 2-го порядка: Северо-Китайский (Сино-Корейский) кратон, параплита Янцзы и Южно-Китайский (Катазиатский) складчатый пояс (рис. 1, б). Фундамент всех трех структур сложен архейско-протерозойскими метаморфическими комплексами, обнажающимися среди палеозойского чехла, мезозойских и кайнозойских впадин (рис. 1, а).

Северо-Китайский кратон на исследуемой территории почти полностью перекрыт палеозойским чехлом, кайнозойскими и мезозойскими терригенными отложениями наложенных впадин. Западная (Ордос) и восточная (Бохайвань и Тайкань-Хефей) системы впадин разделены поднятием, которое интерпретируется как Транс-Северо-Китайский складчатый пояс (ТСКСП) [16, 53, 80]. В этом поясе, наряду с архейскими ортогнейсами, гнейсовыми тоналитами и гранодиоритами, установлено присутствие метабазитов и ультрамафитов того же возраста. Признаки метаморфизма в условиях высоких давлений и температуры, существование офиолитов MORB-типа и синметаморфических тектонических покровов привели к выводу о коллизионной природе ТСКСП [16].

Другая большая группа исследователей [32] полагает, что ТСКСП является одним из звеньев направленного с востока на запад роста архейской континентальной коры, при этом границы звеньев разделены шовными зонами (сутурами), возраст которых изменяется от 2.5 млрд лет на западе до 1.9 – на востоке. Коллизии звеньев сопровождались разнонаправленной субдукцией и рифтогенезом. Эти исследователи [32] отрицают существование коллизионного орогена на месте ТСКСП.

Южнее Северо-Китайского кратона располагается коллизионный ороген Кунлинь-Даби (Qinling–Dabie). В его пределах сопряжены архейско-протерозойские, палеозойские и мезозойские структуры, в сильной степени деформированные, метаморфизованные

(НР и УНР-метаморфизм) и пронизанные палеозойскими и мезозойскими гранитоидами, диоритами, габбро и эклогитами [21, 22, 39, 66]. В пределах пояса выделяют 3–4 субпараллельные зоны (sub-belts) – пояса 3-го порядка, различающиеся по происхождению, структурным формам, степени метаморфизма, составу и возрасту пород [39, 66]. Наиболее сильно метаморфизм проявился в восточной части пояса [21] (рис. 1, *a*).

В поясе Кунлинь-Даби присутствуют меланж, аккреционные комплексы и офиолиты с базальтами срединно-океанических хребтов [66]. Считается [21, 40], что наиболее активные коллизионные и магматические процессы в этом поясе имели место в середине триаса – раннем мелу, хотя субдукционные и аккреционные процессы изменялись во времени по простиранию пояса в широком диапазоне: от 480 до 225 млн лет [39, 66, 69].

Пояс Кунлинь-Даби имеет много общего с Солонкерским и Монголо-Охотским складчатыми поясами, также располагающимися на границах крупных литосферных сегментов. Монголо-Охотский пояс характеризуется как типичная коллизионная складчатонадвиговая структура, сопряженная с рифтогенезом [20] и сдвигами [28]. Там, как и в поясе Кунлинь-Даби, присутствуют офиолиты, островодужные, континентальные метаморфические, аккреционные, турбидитовые комплексы и разнообразие по возрасту и петрологии гранитоиды [33]. Идентифицированы базальты с MORB-петрологией [28]. Южная граница пояса характеризуется как сутура, а северный фланг Монголо-Охотского пояса надвинут на Северо-Азиатский кратон [28].

В Солонкерском поясе тоже картируются сильно деформированные палеозойские гнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты (320 млн лет) [34], офиолитовый меланж (260–268 млн лет) [18] и разновозрастные (Pz₁–Mz) гранитоиды [9]. Установлены признаки сочетания процессов аккреции [64], субдукции [34] и надвигания (обдукции) верхнего слоя земной коры на Амурскую плиту [37].

Похоже, что коллизионные и субдукционные процессы на границах Северо-Азиатского, Амурского и Северо-Китайского сегментов в позднем палеозое и раннем мезозое протекали похожим образом и были определены тектоническими стрессами, обусловленными конвергенцией Индийской и Евразийской литосферных плит 1-го порядка. Интересным представляется сравнение глубинных структур конвергентных зон, которое является одной из задач этой статьи.

Плита Янцзы на большей части перекрыта ранне-среднепалеозойским (D-O) чехлом [70] и нало-

женными мезозойско-кайнозойскими впадинами (рис. 1, *a*). На западном фланге плиты некоторые исследователи [17] выделяют триасовые структуры чехла. Выходы допалеозойского фундамента известны на всей территории плиты и за ее пределами (рис. 1, *a*). Плита Янцзы разделена разломами северо-восточного простирания на три зоны, различающиеся по стратиграфическим, литологическим, палеогеографическим характеристикам чехла [62] и возрасту магматических комплексов [67].

На южной границе плиты располагается складчатый пояс (или ороген) Яньнан, который рассматривается как пограничная зона между плитой Янцзы и Катазиатским блоком [38, 67, 71, 78]. На этой границе обнаружены признаки вязкого сдвига, который сопровождается офиолитовым меланжем с возрастом 865 млн лет [71]. Разработана очень сложная схема многостадийной коллизии плиты Янцзы и Катазиатского кратонного блока [67], в которой присутствуют разного типа палеостровные дуги, активные окраины, разновозрастная и разнонаправленная субдукция (double subduction). На основании анализа возраста гранитоидов и вмещающих пород сделан вывод [70], что плита Янцзы и Катазиатский блок принадлежат разным палеоплитам: Родинии и Колумбийской, соответственно.

Катазиатский блок представлен близким по возрасту ранне-среднепалеозойским чехлом [62], но отличается от плиты Янцзы возрастом магматических формаций, которые незначительно моложе в Катазиатском блоке [53, 72, 78]. Близкие по возрасту палеозойские магматические комплексы картируются в складчатом поясе Кунлинь-Даби [53]. Протерозойский фундамент и раннепалеозойский чехол в этом блоке были подвергнуты интенсивному метаморфизму в период 400–460 млн лет назад [70].

На крайнем юго-востоке рассматриваемого региона располагается Юго-Восточный прибрежный мезозойский вулканический пояс (рис. 1, *a*), рассматриваемый как результат субдукции Тихоокеанской плиты под окраину Евразии [13, 61]. Пояс сложен преимущественно раннемеловыми риолитами, пирокластическими вулканитами и коагматичными им гранитоидами. Выделяют два магматических цикла в периоды 165–120 и 110–80 млн лет [13]. В небольших объемах присутствуют юрские конгломераты [61]. Структурное положение этого пояса и вещественный состав (преимущественно гранитоиды и риолиты) близки к таковым Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса [41], под которым предполагается разрыв субдуцирующей пластины и астеносферный апвеллинг на окраине континента.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В качестве основы рассматриваемых ниже модельных построений использован мировой каталог гравиметрических данных (Land Gravity Data.bgi.omp.obs-mip.fr / модель: EGM08_CVA_global_2190_2.5m), содержащий цифровой массив значений аномалий Буге по сети $0.042^\circ \times 0.042^\circ$ на территорию Восточного Китая и прилегающих морей в координатах: 20–40° ю.ш., 105–125° в.д.

На широтных профилях, пересекающих гравиметрическую карту через 0.5° , с шагом 5 км были построены графики аномалий Буге, по которым рассчитаны глубины залегания источников квазисимметричных аномалий и плотностная контрастность (μ_z -параметр) на отрезках между центрами плотностных неоднородностей и поверхностями эквивалентных сфер, на которые выметались, по Пуанкаре [15], аномальные массы этих источников. Земная кора и верхняя мантия были подразделены на 15 слоев в интервалах глубин: 11–20, 16–25, 21–30, 27–40, 32–45, 37–50, 42–60, 52–70, 62–80, 72–100, 82–110, 95–130, 105–150, 125–180 и 155–250 км. Источники гравитационных аномалий каждого слоя выметались на поверхности эквивалентных сфер, касательных к поверхностям слоев на глубинах, соответственно: 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100, 120 и 150 км по алгоритму:

$$\eta_z = \frac{VzmZ_0}{4\pi K(Z_0 - Hc)^2}, \quad (1)$$

где: Z_0 – кажущаяся глубина залегания центра масс, однозначно определяемая в случайном пересечении поля источника гравитационной аномалии, Vzm – амплитуда локального симметричного гравитационного возмущения, Hc – глубина залегания поверхности, на которую выметаются массы источников, K – гравитационная постоянная.

В результате вычислений формировалась цифровая 3D-модель $\mu_z(x, y, Hc)$, которая является исходным материалом для построения распределений плотностной контрастности в горизонтальных срезах и разрезах тектоносферы.

Описанная процедура, по сути, является статистической, поскольку источники гравитационных аномалий непосредственно не связываются с конкретными геологическими телами или структурами. Она близка к процедурам локализации источников с помощью деконволюции Эйлера [73] и метода отношений производных [1, 3], однако измерение амплитуд гравитационных возмущений расширяет возможности перечисленных методов и позволяет исследовать вещественные свойства моделируемых сред [43–47].

Опыт исследований [43–47] 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 – аккреционные призмы и турбидитовые террейны, а также зоны флюидно-гидротермальной проработки в разломах и апикальных частях структур центрального типа разного ранга [44, 47]. В верхней мантии высоким значениям μ_z -параметра соответствует нижний жесткий слой литосферы, а его низкие значения регистрируются в астеносфере.

Реологические характеристики нижнего слоя земной коры и подкоревой мантии обычно оцениваются с помощью распределений температуры, скорости сейсмических волн и удельного электрического сопротивления [4, 43, 46, 76], а в сейсмических моделях они лучше всего отображаются в распределениях отношений V_p / V_s [25, 47, 54]. При сравнении распределений этих параметров с распределениями μ_z -параметра было установлено, что в разрезах тектоносферы низкие значения μ_z -параметра повсеместно совпадают с зонами пониженных скоростей сейсмических волн и удельных электрических сопротивлений [43, 45, 47], а лучше всего – с максимумами V_p/V_s -отношения [47]. Совпадения минимумов плотностной контрастности с максимумами теплового потока и температуры во многих случаях предполагают существование вязких или расплавленных магм в переходном слое кора-мантия и астеносфере. На рисунке 2 показано сравнение распределений μ_z -параметра с распределением V_p/V_s -отношения на меридиональном профиле по долготе 115° , пересекающем тектонические структуры Восточного Китая. Минимумы V_p/V_s -параметра отображают корово-мантийный слой плотнокристаллических сред в интервале глубин 20–70 км, а граница Мохо залегает примерно в середине этого слоя (рис. 2, а). В этом же интервале глубин располагаются два слоя повышенной вязкости (максимумы), разделяемые тонким слоем пониженной вязкости (рис. 2, б, в). Признаки последнего фрагментарно проявлены и в распределениях V_p/V_s -параметра (рис. 2, а, интервалы профиля 23–25° с.ш., 27–30° с.ш., 33–35° с.ш., 38–40° с.ш.). Общей особенностью разрезов μ_z - и V_p/V_s -моделей является утолщение астеносферного слоя на южном фланге Северо-Азиатского кратона (севернее широты 35°). Нижний слой земной коры лучше картируется в распределениях плотностной контрастности (μ_z), вычисленных по гравитационным максимумам (рис. 2, б), а астеносферы – по максимумам и миниму-

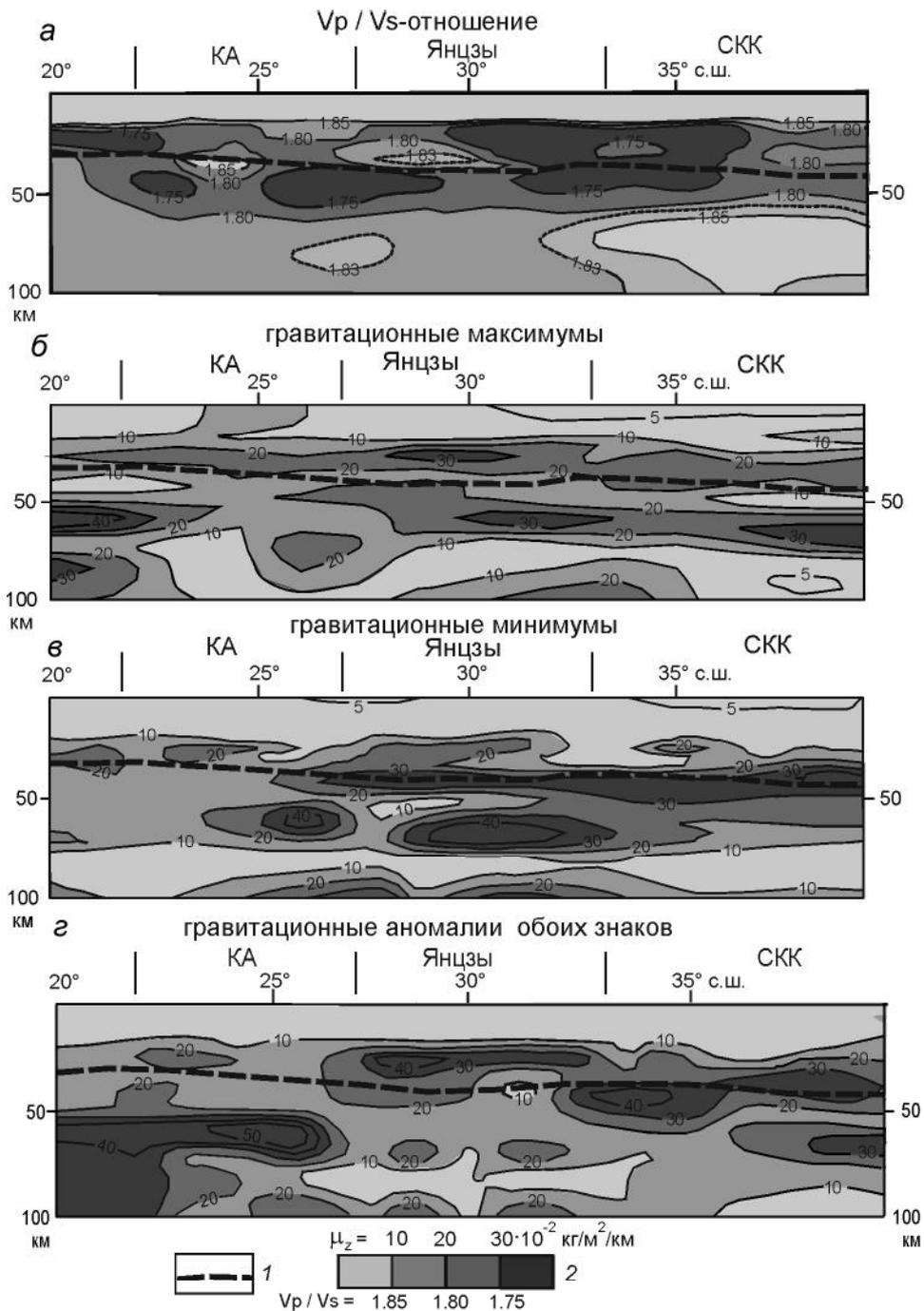


Рис. 2. Разрезы тектоносферы по меридиану 115° в.д.

a – распределение V_p/V_s -отношений [54]; *б* – распределение плотностной контрастности по локальным гравитационным максимумам; *в* – распределение плотностной контрастности по локальным гравитационным минимумам; *г* – распределение плотностной контрастности по локальным гравитационным аномалиям разного знака; 1 – подошва земной коры; 2 – шкалы раскраски разрезов.

мам (рис. 2, *a*, *б*). Сравнимые V_p/V_s - и μ_z -модели принципиально не могут точно совпадать, поскольку они получены разными методами и при разной степени детальности использованных данных, однако они характеризуются рядом общих, перечисленных выше, черт и дополняют друг друга.

Рассматриваемые ниже модели плотностной контрастности сопоставлены с комплексом имеющихся геолого-геофизических данных, включая тектонические [13, 34, 62, 67, 78], сейсмические [4, 5, 26,

36, 53, 54, 57, 60, 84] и геоэлектрические [2, 14, 65, 76] модели, в том числе – реологические модели [76], основывающиеся на корреляции скорости сейсмических волн и температуры.

СТАТИСТИЧЕСКИЕ ГРАВИТАЦИОННЫЕ РЕОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ ЮГО-ВОСТОЧНОГО КИТАЯ

Новые данные о глубинном строении Юго-Восточного Китая и связи реологических неоднородно-

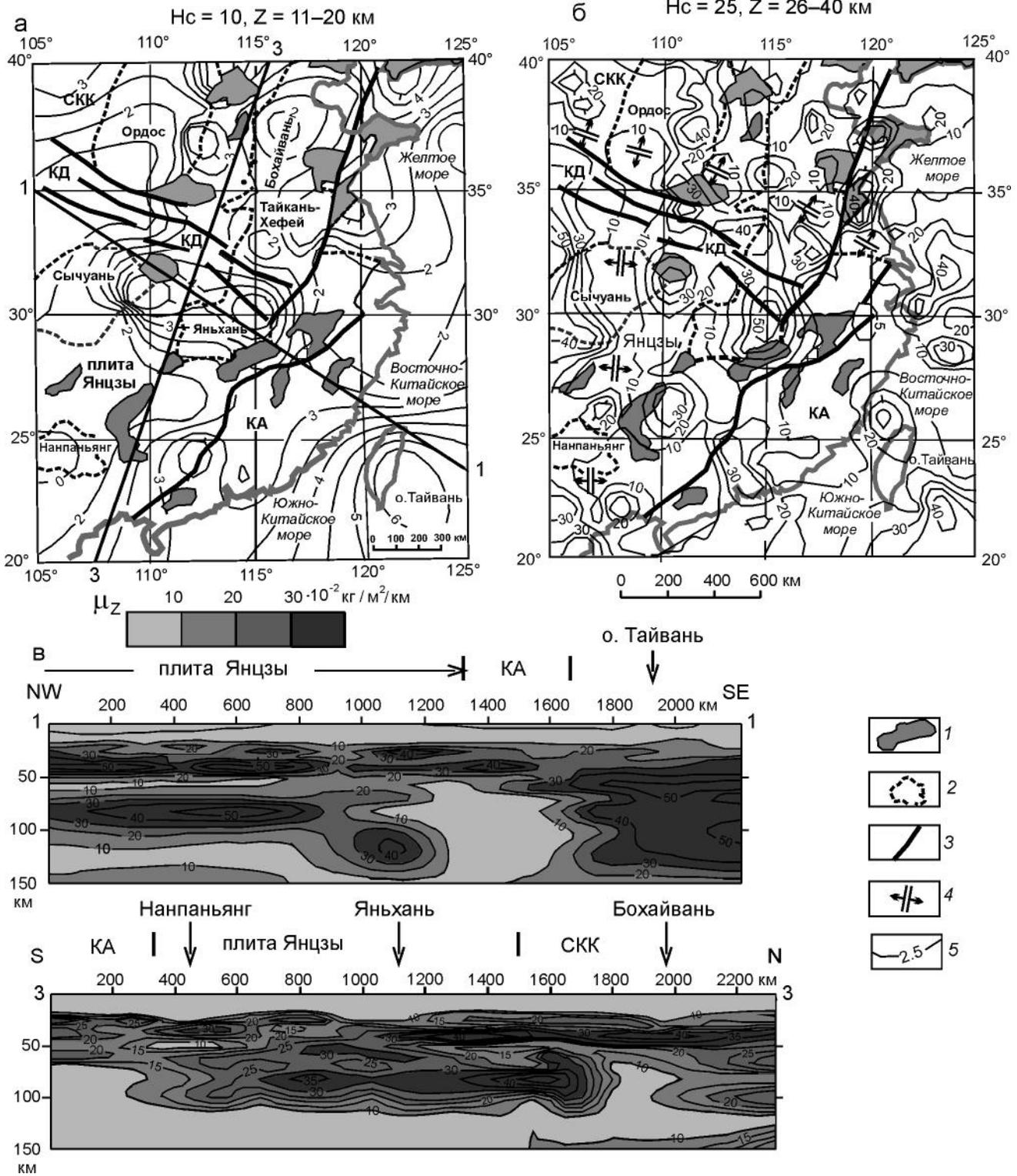


Рис. 3. Распределения плотностной контрастности в верхнем (а) и нижнем (б) слоях земной коры с разрезами $\mu_z(x, y, H_c)$ -модели (в).

1 – выступы AR-PR фундамента; 2 – мезозойские и кайнозойские осадочные бассейны; 3 – разломы на границах блоков первого порядка; 4 – структуры растяжения земной коры; 5 – изолинии плотностной контрастности (1 ед. = 10^{-2} кг/м²/км). Обозначения структур над разрезами: см. рис. 1. Hc – глубина поверхности, на которую конденсируются (выметаются, по Пуанкаре) гравитационные неоднородности слоя.

стей тектоносферы с приповерхностными геологическими структурами отображаются в форме карт-срезов и разрезов $\mu_z(x, y, H_c)$ -модели (рис. 3–5). В верхнем слое земной коры (рис. 3, *a*) распределения плотностной контрастности (μ_z -параметра) определенно связаны с тектоническими структурами. В пределах максимумов плотностной контрастности обнажаются древние метаморфические комплексы Северо-Китайского кратона и северного фланга плиты Янцзы, а в Южно-Китайском море – остров Тайвань. Минимумы плотностной контрастности совпадают с мезозойскими и кайнозойскими осадочными бассейнами: Ордос, Бохайвань, Тайкань-Хэфей, Сычуань и Нанпаньянг.

Расположение максимума плотностной контрастности на северном фланге плиты Янцзы (рис. 3, *a*) предполагает северо-восточное смещение коллизионного орогена Кунлинь-Даби относительно субдуцированного [21, 66] фланга плиты. Геологическим признаком этого смещения является мультистадийное надвигание эклогитов со стороны плиты Янцзы на южную окраину орогена Кунлинь-Даби (район Хоньян) [21]. Такое же надвигание установлено на западном фланге этого орогена за пределами рассматриваемого региона [68]. Наблюдаемые взаимоотношения глубинных (субдукция) и приповерхностных (надвиги) структур на границе плиты Янцзы с Северо-Китайским кратоном типичны для структур расщепления «активных» (движущихся) конвергентных плит на коровую и нижнелитосферную составляющие [45].

Распределение плотностной контрастности в нижнекоровом срезе (рис. 3, *b*) характеризуется рядом новых особенностей. Во-первых, при сравнении схем «а» и «б» на рисунке 3 предоставляется возможным различать древние кристаллические блоки по вертикальной мощности. Автохтонные блоки, занимающие весь объем земной коры, сопровождаются максимумами μ_z -параметра на обеих схемах, а блоки, занимающие только верхний слой коры (возможно – перемещенные) на второй схеме не проявлены в распределениях μ_z -параметра. В частности, предполагается восточное смещение картируемых на земной поверхности архейско-протерозойских комплексов Транс-Северо-Китайского коллизионного пояса (рис. 1, 2, *a*, *b*), сорванных со своего основания по детачменту, разделяющему гранитно-метаморфический и мафический слой земной коры. «Корень» этой структуры располагается западнее под восточным флангом бассейна Ордос (рис. 3, *b*). Этому не противоречат магнитные аномалии в восточном борту впадины, резкая асимметрия рельефа подошвы мезозойских отложений и существование древних тектонических покровов (ортогнейсы и офиолиты), перемещенных с запада на

восток [16]. Рельеф подошвы термической литосферы в блоке Ордос так же асимметричен [76], что предполагает восточное смещение верхних слоев литосферы относительно глубинных.

Предполагается [16], что наблюдаемое смещение связано с протерозойской (2100–1900 млн лет) субдукцией Тайханьской океанической микроплиты под восточную окраину Северо-Китайского кратона, в результате которой верхний слой земной коры был перемещен в юго-восточном направлении. В настоящее время следы древней субдукции сохранились только в земной коре, поскольку в триасе [21] литосферная мантия южного фланга Северо-Китайского кратона была вовлечена в процесс коллизии его с плитой Янцзы, в результате чего древние структуры подкоровой мантии были стертые.

Признаком субдукции плиты Янцзы под кратон является смещение максимума плотностной контрастности в верхней коре (рис. 3, *a*) на север от орогена Кунлин-Даби (рис. 3, *b*). А пододвигание литосферной мантии под кратон читается в разрезе 3-3 (рис. 3, *в*). Таким образом, наблюдаемые взаимоотношения жестких пластин на границе Северо-Китайского кратона и плиты Янцзы соответствуют представлениям большинства исследователей о субдукции плиты Янцзы под кратон [21, 49, 66, 79].

Второй особенностью является существование протяженных линейных минимумов плотностной контрастности в нижней коре, связываемых с зонами растяжения – рифтогенными структурами. Одна из таких зон протягивается в меридиональном направлении на западе рассматриваемого региона, где она пространственно контролирует расположение осадочных бассейнов Ордос, Сычуань и Нанпаньянг (рис. 3, *b*). На южном фланге Северо-Китайского кратона картируется еще одна зона растяжения, протягивающаяся параллельно орогену Кунлинь-Даби. На восточном продолжении зоны располагаются впадины Тайкань-Хэфей и Субэй (рис. 1). С существованием этой зоны растяжения могут быть связаны юго-западные горизонтальные, встречные по отношению к синсубдукционным, перемещения приповерхностного слоя земной коры в западном блоке Северо-Китайского кратона [39].

Разрезы $\mu_z(x, y, H_c)$ -модели (рис. 3–5) характеризуют реологическую расслоенность и глубинные взаимоотношения литосферных плит юго-восточного Китая. Так же как в других районах Восточной Азии [45] и Австралии [47], высокой плотностной контрастностью характеризуются нижний слой земной коры и нижний слой литосферы (рис. 3, *в*, 4, *в*), разделяемые тонким слоем пониженной вязкости. Границы

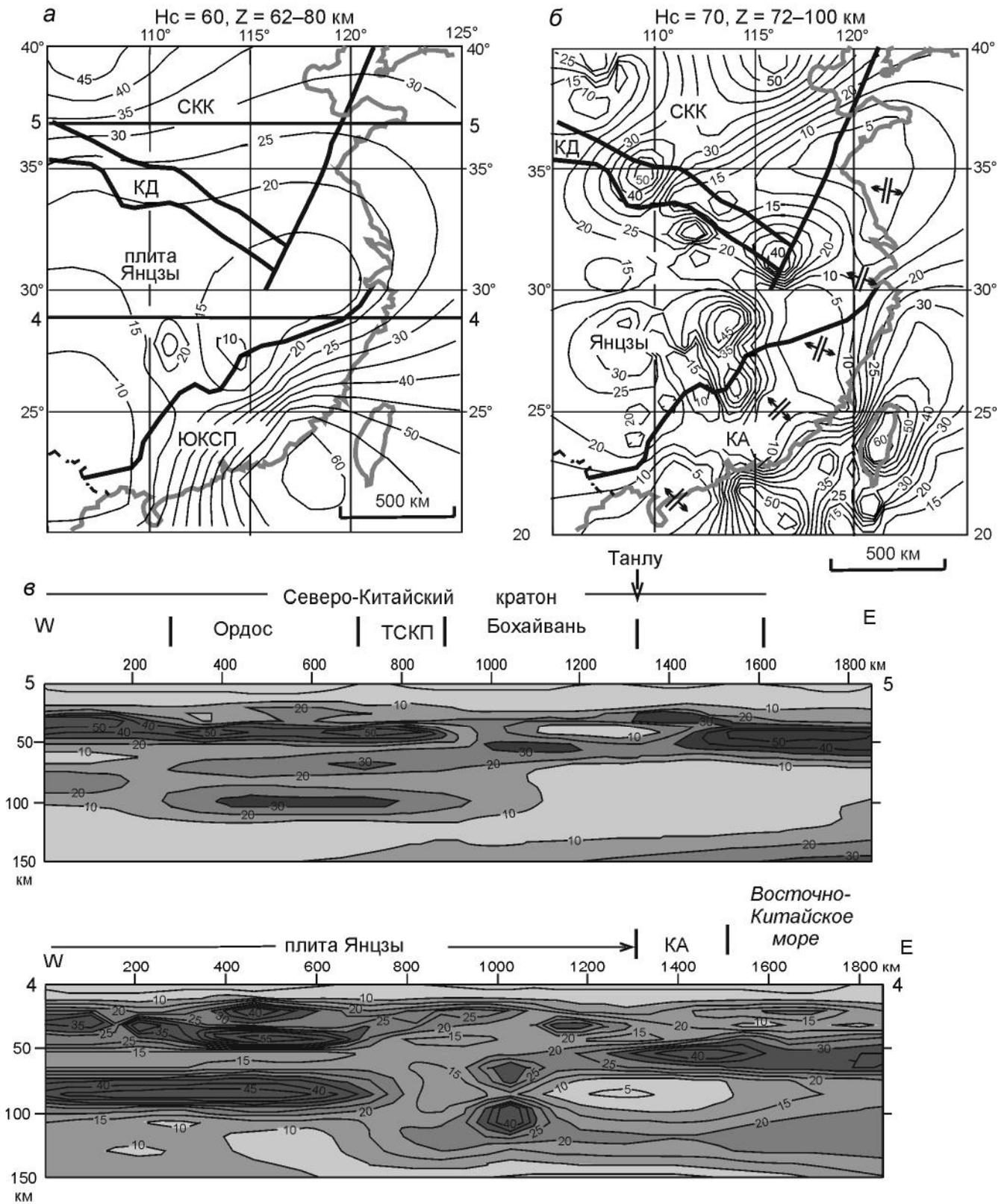


Рис. 4. Распределения плотностной контрастности в подкоровом (а) и нижнем литосферном (б) слоях верхней мантии с разрезами $\mu_z(x, y, H_c)$ -модели (в).

Условные обозначения на рисунках 1–3.

подкорового вязкого слоя в горизонтальной плоскости примерно соответствуют границам плиты Янцзы (рис. 4, а).

Северо-Китайский кратон в разрезе подразделяется на три слоя повышенной вязкости в интервалах глубин: 30–50, 60–75 и 80–120 км (разрезы 2-2 и 5-5). Кратон отчетливо разделяется по мощности на западный (более толстый) и восточный (редуцированный) блоки (разрез 5-5 на рис. 4), что соответствует представлениям большинства исследователей [10, 31, 32, 35, 83, 84]. Граница между блоками проходит по рифтогенному бассейну Бохайвань, точнее – по Нэньдзянскому разлому. Последний является западной границей рифтогенного бассейна Сунляо [2]. Астеносфера в восточном блоке приближается к поверхности Земли до глубины 60–70 км (разрез 5-5, рис. 4), и это совпадает с сейсмическими [10, 84], термометрическими [2] и геоэлектрическими [65] оценками.

В нижнем литосферном срезе (рис. 4, б) контур блока повышенной вязкости под западным блоком Северо-Китайского кратона совпадает с контуром блока утолщенной литосферы, моделируемой по увеличению скорости поперечных сейсмических волн до $4.2 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$ [57].

Плита Янцзы, вертикальная мощность которой не превышает 100 км, что соответствует последним данным [35], расслоена на два жестких слоя (разрезы 1-1, 2-2 и 4-4). Первый соответствует кристаллической коре, а второй – нижнему слою литосферы. Литосфера восточного фланга плиты, так же как и Северо-Китайского кратона, разрушена (разрез 4-4 на рис. 4) и сокращена до 70 км (разрез 2-2 на рис. 5). В зоне контакта с Северо-Китайским кратоном плита Янцзы расщепляется, при этом коровый слой надвигается на кратон (разрез 2-2) или смыкается с ним (разрез 3-3), а нижний литосферный – поддвигается под кратон (разрезы 2-2 и 3-3). В разрезе 2-2 (рис. 5, в) нижний слой литосферы плиты Янцзы субдуцирует не под литосферу кратона, а под земную кору последнего, что обусловлено существованием подкорового слоя пониженной вязкости под кратоном. При этом нижняя литосфера кратона плавно погружается в южном направлении под астеносферную линзу. Такими же структурными взаимоотношениями характеризуется зона контакта Охотоморской плиты с Северо-Азиатским кратоном [45]. Под рифтогенным бассейном Бохайвань, являющемся южным продолжением бассейна Сунляо [50], наблюдается разрыв нижних слоев литосферы и воздымание кровли астеносферы до глубины 80–100 км (разрез 2-2 на рис. 5, в).

Тонкий подкоровый вязкий слой в плите Янцзы выгнут по направлению к земной поверхности (рис. 3, в), что является, обычно, признаком сущест-

вования купольной структуры центрального типа. В плане литосферная мантия плиты Янцзы, в кровле которой располагается подкоровый слой пониженной вязкости, характеризуется концентрической зональностью (рис. 4). Однако в подошве литосферы такая структура не проявлена (рис. 3, в).

На границе Катазиатского блока с плитой Янцзы в распределениях плотностной контрастности картируется мощная астеносферная линза, кровля которой приближается до глубины 60–70 км (разрезы 1-1 и 2-2), где она практически сливается с подкоровым вязким слоем (разрезы 1-1 и 2-2). Астеносферное поднятие сопровождается высоким ($Q > 70 \text{ мВт/м}^2$) тепловым потоком [58] и затуханием сейсмических волн [11].

На глубине 60 км (рис. 4, а) плита Янцзы выражена резким уменьшением плотностной контрастности, соответствующим максимуму V_p/V_s -отношений, а северный фланг Катазиатского блока (ороген Яньнань) вписывается в минимум V_p/V_s -параметра [24] и, соответственно, – в максимум плотностной контрастности. На глубине 100 км (рис. 5, а) поднятие астеносферы занимает большую часть плиты Янцзы и Катазиатского блока, а на глубине 150 км астеносферный слой сдвигается на север и проникает под южную часть Северо-Азиатского кратона (рис. 5, б).

Из рассматриваемых гравитационных моделей (рис. 2, 4 а, 5 б) следует, что подкоровая мантия Катазиатского блока пространственно не связана с литосферой плиты Янцзы и, по-видимому, имеет океаническое либо окраинноморское происхождение. На границе этого блока с плитой Янцзы установлены признаки активной континентальной окраины, океанической дуги и внутриокеанической субдукции [67]. Пограничной структурой между плитой Янцзы и Катазиатским блоком является складчатый пояс Яньнань [24], который интерпретируется иногда как зона вязкого сдвига [17]. Северо-западная вергентность складчатости в этом поясе [17] совпадает с направлением поддвигания литосферной мантии под плиту Янцзы (рис. 2, 4 а).

На границе океанической и континентальной литосферы располагается дугообразная структура растяжения, повторяющая контур береговой линии континента (рис. 4, б). В срезах на глубинах 70 (рис. 4 б) и 100 (рис. 5, а) км верхняя мантия Катазиатского блока разуплотнена, что соответствует резкому понижению скорости поперечных сейсмических волн до $4.3 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$ на этой глубине [81] и приближению астеносферы до глубины 70 км [82]. Картируемая по распределениям плотностной контрастности структура растяжения (рис. 4, б) находит подтверждение и на некоторых тектонических схемах [50].

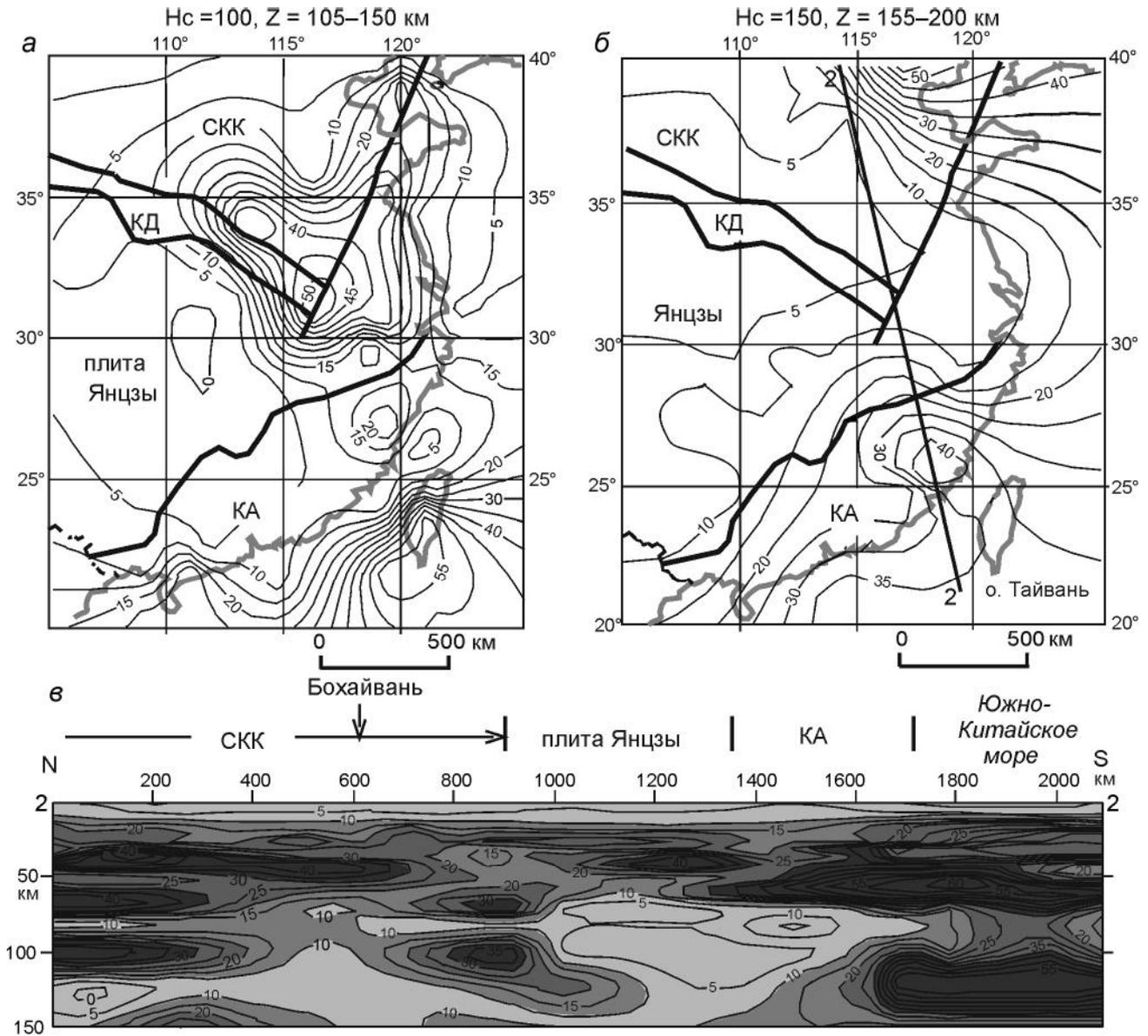


Рис. 5. Распределения плотностной контрастности в нижнем литосферном (а) и подастеноферном (б) слоях верхней мантии с разрезом 2-2 μ_z (x, y, Hc)-модели (в).

Условные обозначения на рисунках 1–3.

Утолщение нижнего литосферного слоя повышенной вязкости под островом Тайвань (рис. 4, б) соответствует утолщению литосферы до 80–90 км [19, 30]. Наблюдаемая асимметрия μ_z -максимума (рис. 4, б) относительно контура острова близка к асимметричному распределению скорости сейсмически волн [30] и согласуется с перемещениями верхнего слоя земной коры по данным GPS [56]. Юго-восточное смещение верхнекоровых структур о. Тайвань относительно нижнекоровых можно увидеть также из сравнения рисунков 3, а и 3, б).

Рисунок 5 отображает распределение плотностной контрастности в нижнем литосферном (рис. 5, а) и подлитосферном (рис. 5, б) срезах верхней мантии. В первом срезе картируется корневая часть западного блока Северо-Азиатского кратона, которая смещена относительно приповерхностного контура на юго-восток по сuture Кунлинь-Даби. Это согласуется с признаками косой субдукции плиты Янцзы [49] и северо-западными перемещениями приповерхностных комплексов в коллизионном поясе Кунлинь-Даби [39]. В этом же срезе на глубине 100 км под Южно-Китай-

ским морем картируется утолщение литосферы, а один из интенсивных максимумов плотностной контрастности совпадает с о. Тайвань. Следующий срез на глубине 150 км (рис. 5, б) характеризует пространственное распределение астеносферы и флангов субдуцирующих под континент океанических пластин. Сопоставление рис. 4, а и рис. 5, б подтверждает ранее сделанный вывод [45] о существовании двухъярусной коллизии литосферных плит на востоке Азии.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Статистические гравитационные модели, отображающие реологические состояния тектонических сред, в большинстве хорошо сопоставляются с геологическими данными и сейсмическими моделями, описывающими глубинное строение и палеогеодинамику тектоносферы Юго-Восточного Китая, дополняя их объемными характеристиками тектонических структур. Последнее обстоятельство позволило выявить ряд новых особенностей реологического расслоения земной коры и верхней мантии, строения и пространственных взаимоотношений структурных элементов тектоносферы: литосферных плит, древних метаморфических блоков, складчатых поясов и рифтогенных структур. Это способствовало независимой оценке существующих тектонических концепций на происхождение и эволюцию тектонических структур разного ранга.

Результаты, подтверждающие и дополняющие предшествующие геолого-геофизические данные, сводятся к следующему:

1. Вертикальная мощность слоя повышенной плотностной контрастности ($\mu_z > 30 \times 10^{-2} \text{ кг/м}^2/\text{км}$) соответствует мощности литосферы, которая, по полученным данным, составляет 120 км под западным блоком Северо-Китайского кратона, 100 км – под плитой Янцзы и 70–75 км – под в Катазиатским блоком, восточными флангами Северо-Китайского кратона и плиты Янцзы.

2. В разрезах $\mu_z(x, y, H_c)$ -модели отображается нижний кристаллический слой земной коры, подошва которого приблизительно совпадает с сейсмической границей Мохо (рис. 2, б).

3. В гравитационных моделях проявлены признаки последовательного поддвигания нижней литосферы плиты Янцзы под Северо-Китайский кратон, Катазиатского блока – под плиту Янцзы и литосферы Южно-Китайского моря – под Катазиатский блок. Эти процессы сопровождаются надвиганием верхнекоровых тектонических комплексов согласно с направлением субдуцирующих пластин в нижней литосфере.

4. Локальные минимумы плотностной контрастности в верхнем слое земной коры совпадают с распо-

ложением мезозойских и кайнозойских наложенных впадин: Ордос, Сычуань, Нанпаньянг, Бохайвань и Тайкань-Хефэй.

5. Утолщения верхнекорового (рис. 3, а) и нижнего литосферного (рис. 4, б) слоев повышенной вязкости под островом Тайвань соответствуют утолщениям земной коры до 40 км в центральных районах этого острова [19, 59], а по некоторым данным – до 55 км [29], и литосферы – до 80–90 км [30].

6. Глубинные границы сегментов кратонного типа (плиты Янцзы и Северо-Китайского кратона), маркируемые по зонам разрыва кристаллического слоя земной коры, в большинстве соответствуют приповерхностным геологическим границам этих структур.

Наряду с подтверждением известных данных о глубинном строении тектоносферы Юго-Восточного Китая, которое доказывает достоверность результатов реализованного метода обработки гравитационных аномалий, с его помощью были выявлены новые элементы в строении земной коры и верхней мантии этого региона:

1. В 3D-пространстве определены глубинные границы тектонических структур второго порядка (рис. 1, б) и пространственные взаимоотношения между ними.

2. Установлена реологическая расслоенность сегментов кратонного типа на коровый и нижний литосферный слои, разделяемые подкоровым слоем пониженной вязкости. Этот результат дополняет новыми данными фундаментальную закономерность строения тектоносферы западного континентального обрамления Тихого океана [43, 45, 47].

3. В зонах коллизии «активных» (движущихся) литосферных сегментов – плиты Янцзы и литосферы окраинных морей – выявлены признаки их расщепления на коровые и нижнелитосферные составляющие. Первые надвигаются на неподвижные (автохтонные) сегменты, а вторые – пододвигаются под земную кору неподвижных сегментов.

4. Выявлены протяженные линейные структуры растяжения в нижней коре (рис. 3, б) и нижнем слое литосферы (рис. 4, б). Первые контролируют расположение мезозойских и кайнозойских осадочных бассейнов, а вторые – глобальную зону растяжения, разделяющую континентальную литосферу кратонного типа и субокеаническую литосферу окраинных морей. В последней зоне происходит резкое сокращение мощности литосферы от 100–120 на западе до 70–80 км на востоке [35, 60].

5. Под Катазиатским блоком и юго-восточным флангом плиты Янцзы обнаружена и пространственно параметризована астеносферная линза (рис. 3, в,

5), кровля которой достигает глубины 60–70 км и которая сопровождается высоким (> 70 мВт / м²) тепловым потоком [59].

6. Обнаружены признаки куполообразного строения земной коры плиты Янцзы (рис. 3, в), что может быть связано с существованием скрытого мантийного плюма, или горячей точки, в которых верхний слой литосферы обычно выгнут к земной поверхности [7, 46]. Возможно, под плитой Янцзы существует ответвление Эмейшанского суперплюма, примыкающего к плите с запада [6, 51].

7. Глубинное строение плиты Янцзы характеризуется чертами сходства с другими литосферными плитами второго порядка Восточной Азии: Амурской [40], Колымо-Омолонской [27] и Охотоморской [45], имеющих окраинноморское происхождение. От кратонных областей эти плиты отличаются сокращенной мощностью земной коры, меньшей слоистостью и признаками концентрической зональности. По причине небольшой мощности (80–100 км) окраинноморские плиты субдуцируют не под основание литосферы континентальных плит, а под подошву земной коры, внедряясь в подкоровый вязкий слой [45].

8. Катазиатский блок, плита Янцзы, Северо-Китайский кратон и Амурская плита представляют собой направленный ряд литосферных сегментов, аккрецированных в разное время к Азиатскому континенту. На их северных границах располагаются шовные зоны: соответственно – Яньнань-Шаосинь [11, 24, 67], Кунлинь-Даби [22, 39], Солонкер [34], Монголо-Охотская [20, 28], и проявляются признаки пододвигания (субдукции) преимущественно северной направленности. Восточнее меридиана 115° в.д. эти сегменты переработаны коллизионными и рифтогенными процессами в Тихоокеанском складчатом поясе, сопровождающимися полистадийной субдукцией одноименной литосферной плиты.

9. По полученным данным, происхождение окраинно-континентального вулканического пояса на юго-востоке Китая связано с постсубдукционными процессами: разрывом литосферы и астеносферным апвеллингом (рис. 3, в; 4, б). Это сближает его с Восточно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясом [41].

Рассмотренные статистические гравитационные модели в общих чертах согласуются с геологическими структурами, сейсмическими моделями тектоносферы и геофизическими аномалиями этого региона, однако они не претендуют на окончательный геологический результат, поскольку основываются на случайных, хотя и множественных, пересечениях плотностных неоднородностей. Во-вторых – двухслойное (а в Северо-Китайском кратоне – трехслойное) строение

литосферы обуславливает отличные от общепринятых представлений формы коллизионных и субдукционных структур. В частности, дискуссионным остается вопрос о встречных перемещениях тектонических масс и двойных субдукциях литосферных сегментов на северной [69] и южной [67, 78] границах плиты Янцзы. С одной стороны, просматриваются ясные признаки чешуйчатого пододвигания жестких литосферных пластин под плиту Янцзы со стороны Восточно-Китайского моря (разрезы 1-1 на рис. 3, в; 2-2 на рис. 5; 4-4 на рис. 4, в), а с другой – юго-восточный край нижней литосферы плиты Янцзы наклонен в сторону Катазиатского блока (разрез 1-1 на рис. 3, в).

Сложное распределение плотностных неоднородностей имеет место и на контакте плиты Янцзы с Северо-Китайским кратоном. Здесь тонкая литосфера плиты пододвинута под кратон (разрезы 3-3 на рис. 3; 2-2 на рис. 5), что соответствует представлениям большинства исследователей, однако нижний слой кратонной литосферы наклонен в сторону плиты Янцзы (разрез 2-2). Мы предполагаем, что тонкая литосфера плиты Янцзы не может субдуцировать под толстую литосферу Северо-Китайского кратона и она пододвигается под его земную кору (разрезы 2-2 и 3-3). При этом нижний слой литосферы кратона отгибается вниз, создавая иллюзию субдукции под плиту Янцзы (разрез 2-2 на рис. 5). Точно такие взаимоотношения установлены на контакте Охотоморской плиты с Северо-Азиатским кратоном [45]. Формы сочленения Северо-Китайского кратона и плиты Янцзы искажаются постсубдукционными рифтогенными процессами, которые сопровождаются разрывами земной коры и нижнего слоя литосферы.

Еще одним дискуссионным моментом является тектоническая природа о. Тайвань. Является ли он обломком континентальной литосферы древней плиты Гондваны [52, 62] или представляет собой молодой орогенный пояс на конвергентной границе Евразийской и Филиппинской плит [29, 56]? Распределение плотностных неоднородностей в нижнем литосферном срезе (рис. 4, б; разрезы 4-4 на рис. 4, в; 2-2 на рис. 5) показывает, что литосфера прибрежных районов Южно-Китайского и Восточно-Китайского морей близка по мощности к литосфере юго-восточного фланга плиты Янцзы (70–75 км). На этом основании автор этой статьи склоняется к тому, что прилегающая к Катазиатскому блоку литосфера Южно-Китайского моря была отторгнута от континента под воздействием рифтогенных процессов (рис. 4, б) и о. Тайвань, так же как Японские острова, является результатом отрыва его от окраины континента. Существование мощного подастеносферного слоя повышенной вязко-

сти под Южно-Китайским морем в интервале глубин 80–150 км в разрезах 1-1 (рис. 4, в) и 2-2 (рис. 5) можно интерпретировать как захоронение в астеносфере обломка древней континентальной плиты: Янцзы или обломка Гондваны [52, 62]. Надвиговая структура и современные перемещения приповерхностных комплексов острова Тайвань [56] не противоречат нашему выводу, поскольку они происходили в более позднее геологическое время.

ВЫВОДЫ

В результате статистической обработки гравитационных аномалий и тектонической интерпретации распределений плотностной контрастности в земной коре и верхней мантии Юго-Восточного Китая были выявлены новые особенности реологического расслоения земной коры и верхней мантии. Охарактеризованы связи приповерхностных геологических структур с глубинным строением тектоносферы этого региона, получены новые данные о глубинных взаимоотношениях литосферных сегментов разного ранга (расщепление, пододвигание, надвигание и сдвиги в разных глубинных диапазонах геологического пространства) и обнаружены скрытые рифтогенные структуры в нижнем слое земной коры и подкорковой мантии.

Получены новые, не зависящие от предшествующих оценки мощности литосферы, подкоркового и астеносферного слоев пониженной вязкости и их размещения в 3D-пространстве. Разработанные модели позволили проанализировать существующие эволюционные модели тектонических структур и отделить непротиворечивые концепции, подтверждаемые статистическими гравитационными моделями, от дискуссионных.

Реологическое расслоение земной коры и верхней мантии Юго-Восточного Китая обуславливает новые, отличные от существующих представлений черты коллизии и субдукции литосферных сегментов, которые являются универсальными для Западно-Тихоокеанской континентальной окраины.

Автор благодарен д. ф.-м. н. А.С. Долгалю и к.г.-м.н. Ю.М. Носыреву за внимательное изучение и помощь в редактировании рукописи. Работа выполнена в рамках государственного задания НИОКТР АААА-А17-117031310010-6 на 2017- 2019 гг. «Моделирование глубинных структур земной коры и верхней мантии Дальневосточного региона, выявление фундаментальных взаимосвязей структурных, геодинамических и металлогенических характеристик тектоносферы».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блох Ю.И. Количественная интерпретация гравитационных и магнитных аномалий. Учеб. пособие. М.: Изд-во Моск. геол.- разв. ун-та, 1998. 87 с.
2. Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф. и др. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.
3. Трошков Г.А. Метод локализации сингулярных источников геопотенциальных полей в пространстве трех вещественных переменных // Физика Земли. 1994. № 9. С. 73–77.
4. An M., Shi Y. Lithospheric thickness of the Chinese continent // Physics of the Earth and Planet. Int. 2006. V. 159. P. 257–266.
5. An M., Feng M., Zhao Y. Destruction of lithosphere within the north China craton inferred from surface wave tomography // Geochem., Geophys., Geosystems. 2009. V. 10, N. 8. P. 1–18.
6. Boorder H. The Jiaodong gold district, northeastern China, in the context of the Late Paleozoic and Late Mesozoic large igneous provinces, orogeny and metallogeny in Eurasia // Ore Geol. Rev. 2015. V. 65. P. 574–588.
7. Burov E., Guillou-Frottier L., D’Acremont., Le Pourhiet L., Cloeting S. Plume head-lithosphere interaction near intra-continental plate boundaries // Tectonophysics. 2007. V. 434. P. 15–38.
8. Charvet J. The Neoproterozoic–Early Paleozoic tectonic evolution of the South China Block: an overview // J. Southeast Asian Earth Sci. 2013. V. 74. P. 198–209. doi: 10.1016/j.jseaes.2013.02.015.
9. Chen B., Jahn B.M., Wilde S., Xu B. Two contrasting paleozoic magmatic belts in northern Inner Mongolia, China: petrogenesis and tectonic implications // Tectonophysics. 2000. 328(1–2). P. 157–182.
10. 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.
11. Chen Y., Xie J. Resolution, uncertainty and data predictability of tomographic Lg attenuation models – application to Southeastern China // Geophys. J. Int. 2017. V. 210. P. 166–183. doi: 10.1093/gji/ggx147
12. CO₂ Storage prospectivity of selected sedimentary basins in the region of China and South East Asia. Innovative Carbon Technologies Pty Ltd. 2015. Website: www.ictpl.com au.
13. Cui J.J., Zhang Y.Q., Dong S.W., Li Y. et al. Late Mesozoic orogenesis along the coast of Southeast China and its geological significance // Geology in China. 2013. V. 40, N. 1. P. 86–105
14. Dong H., Wei, Ye G., Jin S., Jones A.G., Jing J., Zhang L., Xie C., Zhang F., Wang H. Three-dimensional electrical structure of the crust and upper mantle in Ordos Block and adjacent area: Evidence of regional lithospheric modification // Geochem. Geophys. Geosystems. 2014. P. 2414–2425. Doi 10.1002/2014GC005270.
15. Evans G.C. Application of Poincare’s sweeping-out process // Mathematics. 1933. V. 19. P. 457–461.
16. Faure M., Trap P., Lin W., Monié P., Bruguier O. Polyorogenic evolution of the Paleoproterozoic Trans-North China Belt, new insights from the Lüliangshan-Hengshan-Wutaishan and Fuping massifs // Episodes J. International Geosci., Seoul National University, 2007. V. 30, N. 2. P. 95–106.
17. Faure, M., Chen, Y., Feng, Z., Shu, L., Xu, Z. Tectonics and geodynamics of South China: an introductory note // J. Asian Earth Sci. 2017. V. 141. P. 1–6. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.11.031>

18. Fu D., Huang B., Timothy M., Kusky T.M., Li G., Wilde A.S., Zhou W.X., Yu Y.A. Middle Permian Ophiolitic Mélange Belt in the Solonker Suture Zone, Western Inner Mongolia, China: Implications for the evolution of the Paleo-Asian Ocean // *School of Earth and Planetary Sci.* 2018. V. 37, N 5. P. 1292–1320.
19. Gil'manova G.Z., Podgornyi V.Ya. Gravitational model of the Taiwan lithosphere (along the Profile Taiwan Strait–Taiwan Island– West Philippine Basin) // *Russian J. Pacific Geol.* 2007. V. 1, N 3. P. 230–239.
20. Gordienko I.V. Paleozoic geodynamic evolution of the Mongol-Okhotsk fold belt // *J. Southeast Asian Earth Sci.* 1994. V. 9, N 4. P. 429–433.
21. Hacker B.R., Ratschbacher L., Webb L., Ireland T., Walker D., Shuwen D. U/Pb zircon ages constrain the architecture of the ultrahigh-pressure Qinling–Dabie Orogen, China // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 161. P. 215–230.
22. Hacker B., Ratschbacher, L., Liou J. Subduction, collision and exhumation in the ultrahigh-pressure Qinling-Dabie orogen // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 2004. N 1. P. 157–175. DOI: 10.1144/GSL.SP.2004.226.01.09
23. Hao T., Liu Y., Duan C. Characteristics of geophysical field in east China and adjacent regions // *Geosci. J.* 1998. V. 2, N 3. P. 108–116.
24. He C., Dong S., Santosh M., Chen X. Seismic evidence for a geosuture between the Yangtze and Cathaysia Blocks, South China // *Sci. Reports.* 2013. SREP-12-04023.3d. 3/7/13. (<https://www.researchgate.net/publication/24964854>)
25. Huang W., Wu Z.W. Evolution of the Qinling Orogenic Belt // *Tectonics.* 1992. V. 11, N 2. P. 371–380.
26. Huang J., Zhao D. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. B09305. doi:10.1029/2005JB00406.
27. Khanchuk A.I. Petrishchevsky A.M. Asthenosphere and plates of Northeast Asia // *Dokl. Earth Sci.* 2007. V. 413, N 2. P. 220–224.
28. Khanchuk A.I., Didenko A.N., Popeko L.I., Sorokin A.A., Shevchenko B.F. Structure and evolution of the Mongol-Okhotsk orogenic belt // *The Central Asian orogenic belt. Geology, evolution, tectonics and models / Ed. A. Kröner.* Stuttgart: Borntraeger Sci. Publ., 2015. P. 211–234.
29. Kim K.H., Chiu J.M., Pujol J., Chen K.C., Huang B.S., Yeh Y.H., Shen P. Three-dimensional Vp and Vs structural models associated with the active subduction and collision tectonics in the Taiwan region // *Geophys. J. Int.* 2005. V. 162. P. 204–220.
30. Kuo-Chen H., Wu F.T., Roecker S.W. Three-dimensional P velocity structures of the lithosphere beneath Taiwan from the analysis of TAIGER and related seismic data sets // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 2012. V. 117, N. B6. <https://doi.org/10.1029/2011JB009108>
31. Kusky T.M., Windley B.F., Zhai M.G., Meng Q.R. (eds). Mesozoic sub-continental lithospheric thinning under Eastern Asia; constraints, evolution, and tests of models // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2007. V. 280. P. 331–343. DOI: 10.1144/SP280.180305-8719/07/\$15.
32. Kusky T.M., Polat A., Windley B.F., Burke K.C., Dewey J.F., Kidd W.S.F., Maruyama S., Wang J.P., Deng H., Wang Z.S., Wang C., Fu D., Lib X.W., Peng H.T. Insights into the tectonic evolution of the North China Craton through comparative tectonic analysis: A record of outward growth of Precambrian continents // *Earth Sci. Rev.* 2016. V. 162 P. 387–432.
33. Kuzmin M., Antipin S. Geochemical types of granitoids of the Mongol-Okhotsk belt and their geodynamic settings // *Chinese J. Geochem.* 1993. V. 12, N 2. P. 110–117.
34. Li J., Zhou H., Brouwer F.M., Xiao W., Wijbrans J.R., Zhao J., Zhong Z., Liu H. Nature and timing of the Solonker suture of the Central Asian Orogenic Belt: insights from geochronology and geochemistry of basic intrusions in the Xilin Gol Complex, Inner Mongolia, China // *Intern. J. Earth Sci.* 2014. V. 103, N 1. P. 41–60.
35. Li T. The principal characteristics of the lithosphere of China // *Geoscience Frontiers.* 2010. V. 1. P. 45–56.
36. Li T.D., Dai W.S., Wei G.M. Geology of Asia L.F. Ma (Ed.). Atlas of the Geology of China. Beijing: House. Geol. Publ. 2001. P. 5–7.
37. Li X., Zhu P., Kusky M.T., Gu Y., Peng S., Yuan Y., Fu J. Has the Yangtze craton lost its root? A comparison between the North China and Yangtze cratons // *Central Asian Tectonics and Western Pacific Geodynamics International Workshop.* 5–9 June, 2015.
38. Lin W., Wang Q., Chen K. Phanerozoic tectonics of south China block: New insights from the polyphase deformation in the Yunkai massif // *Tectonics.* 2008. V. 27. TC6004. doi:10.1029/2007TC002207.
39. Liu X.C., Li S.Z., Bor-Ming J. Tectonic evolution of the Tongbai-Hong'an orogen in central China: From oceanic subduction/accretion to continent-continent collision // *Sci. China. Earth Sci.* 2015. V. 58, N 9. P. 1477–1496.
40. Malyshev Y.F., Podgornyi V.Y., Shevchenko B.F., Romanovskii N.P., Kaplun V.B., Gornov P.Y. Deep structure of the Amur lithospheric plate border zone // *Russian J. Pacific Geol.* 2007. V. 1, N 2. P. 107–119.
41. Martynov Y.A., Khanchuk A.I. Cenozoic volcanism of the Eastern Sikhote Alin: petrological studies and outlooks // *Petrology.* 2013. V. 21, N 1. P. 85–99.
42. Peng C., Gao R. Lateral change in the lithospheric asthenospheric structures in continental China and its adjacent sea area // *Seismol. Press.* 2000. P. 1–21.
43. Petrishchevsky A.M. A viscous layer at the crust-mantle boundary in the Far East of Russia // *Geotectonics.* 2008. V. 42, N 5. P. 357–367.
44. Petrishchevsky A.M., Yushmanov Yu.P. Rheology and metallogeny of the Maya–Selemdzha Plume // *Dokl. Earth Sci.* 2011. V. 440, N 2. P. 207–212.
45. Petrishchevsky A.M. Gravity models of two-level collision of lithospheric plates in Northeast Asia // *Geotectonics.* 2013. V. 47, N 6. P. 424–443.
46. Petrishchevsky A.M., Yushmanov Yu.P. Geophysical, magmatic, and metallogenic manifestation of a mantle plume in the upper reaches of the Aldan and Amur Rivers // *Russian Geol. and Geophys.* 2014. V. 55. P. 443–462 (WoS).
47. Petrishchevsky A.M. Common features of the tectonosphere deep structure in the Western Pacific Margins (Northeast Asia Region and Australia) // *Geotectonics.* 2016. V. 50, N 6. P. 608–623.
48. *Precambrian Geology of China / Ed. M. Zhai.* Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2015. 390 p.
49. Ratschbacher L., Hacker B.R., Calvert A., Webb L.E., Grimmer J.C., McWilliams M.O., Ireland T., Dong T.S., Hu J.

- Tectonics of the Qinling (Central China): tectonostratigraphy, geochronology, and deformation history // *Tectonophysics*. 2003. V. 366. P. 1–53.
50. Ren J., Tamaki S. Li., Zhan J. Late Mesozoic and Cretaceous rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas // *Tectonophysics*. 2002. V. 344. P. 175–205.
 51. Shellnutt G. The Emeishan large igneous province: A synthesis // *Geosci. Front.* 2004. V. 5. P. 369–394.
 52. Shu L.S., Faure M., Yu J.H., Jahn B.M. Geochronological and geochemical features of the Cathaysia block (South China): new evidence for the Neoproterozoic breakup of Rodinia // *Precambrian Res.* 2011. V. 187, N 3–4. P. 263–276.
 53. Stern R.J., Li S.M., Keller G.R. Continental crust of China: A brief guide for the perplexed // *Earth-Sci. Rev.* 2018. V. 179. P. 72–94.
 54. Sun W., Kennett B.L.N. Uppermost mantle structure beneath eastern China and its surroundings from Pn and Sn tomography // *Geophys. Res. Lett.* 2016. V. 43. P. 3143–3149. doi:10.1002/2016GL068618.
 55. Sun W., Kennett B.L.N. Mid-lithosphere discontinuities beneath the western and central North China Craton // *Geophys. Res. Lett.* 2017. Pp. 1302–1310. doi: 10.1002/2016GL071840
 56. Sun Y., Liu M., Dong S., Zhang H., Shi Y. Active tectonics in Taiwan: insights from a 3-D viscous finite element model // *Earthquake Sci.* 2015. V. 28, N (5–6). P. 353–363.
 57. Tang Y., Chen Y.J., Zhou S., Ning J., Ding Z. Lithosphere structure and thickness beneath the North China Craton from joint inversion of ambient noise and surface wave tomography // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 2013. V. 118. P. 2333–2346. doi:10.1002/jgrb.50191,
 58. Tao W., Shen Z. Heat flow distribution in Chinese continent and its adjacent areas // *Natural Sci.* 2008. V. 18. P. 843–849.
 59. Van Avendonk H.J.A., McIntosh K.D., Kuo-Chen H., Lavier L.L., Okaya D.A., Wu F.T., Wang C.Y., Lee C.S., Liu C.S. lithospheric profile across northern Taiwan: from arc-continent collision to extension // *Geophys. J. Intern.* 2015. V. 204, N 1. P. 331–346.
 60. Wan T., Zhao Q., Lu H., Wang Q., Sun C. Discussion on the special lithosphere type in Eastern China // *Earth Sci.* 2016. V. 5, N 1. P. 1–12. (<http://www.sciencepublishinggroup.com/j/earth>)
 61. Wang D., Shu L. Late Mesozoic basin and range tectonics and related magmatism in Southeast China // *Geosci. Fronti.* 2012. V. 3, N 2. P. 109–124.
 62. Wang Y., Zhang F., Fan W., Zhang G., Chen S., Cawood P.A., Zhang A. Tectonic setting of the South China Block in the early Paleozoic: Resolving intracontinental and ocean closure models from detrital zircon U-Pb geochronology // *Tectonics*. 2010. V. 29. TC6020. P. 1–16. doi:10.1029/2010TC002750
 63. Wang Z.J., Xu W.L., Pei F.P., Wang Z.W., Li Y., Cao H.H. Geochronology and geochemistry of middle Permian–Middle Triassic intrusive rocks from central–eastern Jilin Province, NE China: Constraints on the tectonic evolution of the eastern segment of the Paleo-Asian Ocean // *Lithos.* 2015. V. 238. P. 13–25.
 64. Wang Z., Zhou H., Wang X., Jing X. Characteristics of the crystalline basement beneath the Ordos Basin: Constraint from aeromagnetic data // *Geosci. Fronti.* 2015. V. 6. P. 465–475.
 65. Wei W., Ye G., Jin C., Deng M., Jing J., Peng Z., Li X., Song S., Tang B., Qu S., Chen K., Yang H., Li G. Geoelectric structure of lithosphere beneath Eastern North China: features of thinned lithosphere from magnetotelluric soundings // *Earth Sci. Fronti.* 2008. V. 15, N 4. P. 204–216.
 66. Wu Y.B. Zheng Y.F. Tectonic evolution of a composite collision orogen: an overview on the Qinling–Tongbai–Hong'an–Dabie–Sulu orogenic belt in central China // *Gondwana Res.* 2013. V. 23. P. 1402–1428.
 67. Xia Y., Xu X., Niu Y., Liu L. Neoproterozoic amalgamation between Yangtze and Cathaysia blocks: the magmatism in various tectonic settings and continent–arc–continent collision // *Precambrian Res.* 2018. V. 309. P. 56–87.
 68. Xiao W.J., Windley B.F., Hao J., Li J.L. Arc-ophiolite obduction in the Western Kunlun Range (China): implications for the Palaeozoic evolution of central Asia // *J. Geol. Soc. London.* 2002. 159. P. 517–528.
 69. Xiao W.J., Windley B.F., Yong Y., Yan Z., Yuan C., Liu C., Li J. Early Paleozoic to Devonian multiple-accretionary model for the Qilian Shan, NW China // *J. Asian Earth Sci.* 2009. V. 35. P. 323–333.
 70. Yao J., Shu L., Santosh M., Li J. Precambrian crustal evolution of the South China. Block and its relation to supercontinent history: constraints from U–Pb ages, Lu–Hf isotopes and REE geochemistry of zircons from sandstones and granodiorite // *Precambrian Res.* 2012. V. 208. P. 19–48.
 71. Yao J.L., Cawood P.A., Shu L.S., Santosh M., Li J.Y. An early Neoproterozoic accretionary prism ophiolitic mélange from the Western Jiangnan Orogenic Belt, South China // *J. Geol.* 2016. V. 124. P. 587–601.
 72. Zhai M., Zhou Ya. General Precambrian geology in China // *Precambrian Geology of China*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2015. P. 3–58.
 73. Zhang C., Mushayandebvu F.M., Reid A.B., Fairhead J.D., Odegard M.E. Euler deconvolution of gravity tensor data // *Geophysics*. 2000. V. 65, N 2. P. 512–520.
 74. Zhang L. A review of recent developments in the study of regional lithospheric electrical structure of the Asian continent // *Survey Geophys.* 2017. V. 38. P. 1043–1096. <https://doi.org/10.1007/s10712-017-9424-4>
 75. Zhang X., Yang B., Wu F., Liu G. The lithosphere structure of Northeast China // *Frontiers of Earth Sci. in China.* 2007. V. 1, N 2. P. 165–171.
 76. Zhang S.X., Wei R.Q. Liu Y.G. Three-dimensional rheological structure of the lithosphere in the Ordos block and its adjacent area // *Geophys. J. Int.* 2005. V. 163. P. 339–356.
 77. Zhao G.Y., Zhan L., Wang J., Wang J., Tang X., Chen, Xiao Q. Electrical structure of the crust beneath the Ordos Block // *Earthquake Res. China.* 2011, V. 25. N 2. P. 121–134.
 78. Zhao G. Jiangnan Orogen in South China: developing from divergent double subduction // *Gondwana Res.* 2015. V. 27. P. 1173–1180.
 79. 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 // *J. Asian Earth Sci.* 2018. V. 164. P. 72–82.
 80. Zheng Y.F., Xiao W.J., Zhao G. Introduction to tectonics of China // *Gondwana Res.* 2013. V. 23. P. 1189–1206.
 81. Zhu J.S., Cao J.M., Cai X.L., Yan Z.Q., Gao X.L. High resolution surface wave tomography in east Asia and west

- Pacific Marginal Seas // Chinese J. Geophys. 2002. V. 45, N 5. P. 646–664.
82. Zhu J.S., Cai X.L., Cao J.M., Yan Z.Q. Lithospheric structure and geodynamics in China and its adjacent areas // Geology in China. 2006. V. 33, N. 4. P. 793–803.
83. Zhu R.X., Chen L., Wu F.Y. et al. Timing, scale and mechanism of the destruction of the North China Craton // Sci. China Earth Sci., 2011. V. 54. P. 789–797. doi: 10.1007/s11430-011-4203-4.
84. Zhu R.X., Xu Y.G., Zhu G., Zhang H.F, Xia Q.K., Zheng T.Y. Destruction of the North China Craton // Sci. China Earth Sci. 2012. V. 55, N 10. P. 1565–1587.

Рекомендована к печати В.В. Голозубовым

после доработки 13.08.2019 г.

принята к печати 13.11.2019 г.

A.M Petrishchevsky

New data on the crust and upper mantle structure of the Southeastern China obtained from the results of statistical procedure of gravity anomalies

As a result of statistical processing of gravity anomalies and tectonic interpretation of 3D-distributions of density contrast in the crust and upper mantle of the Southeast China new features of rheological layering of the tectonosphere are revealed. Connections of near-surface geological structures with a deep structure of the tectonosphere in this region are defined. New data on deep relationship of lithospheric segments of a different rank are obtained: splitting, under thrusting, thrusting, and strike-slip fault in the different deep ranges of geological space. Hidden tension zones in the lower crust and a subcrustal mantle had been revealed. New assessments independent from the previous ones were obtained on the lithosphere thickness, subcrustal and asthenosphere layers of the lowered viscosity and their location in the geological-space. Rheological layering of the Earth's crust and upper mantle of Southeast China causes new, other than the existing concepts, features of the collision and subduction of the lithosphere segments which are universal for the West Pacific continental margin.

Key words: crust, upper mantle, gravity models, rifting, subduction, Southeast China.