

ЗЕМНАЯ КОРА И ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ В ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО И ТИХООКЕАНСКОГО СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ

А.М. Петрищевский

ФГБУН Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, ул. Шолом Алейхема 4², г. Биробиджан, 697016; e.mail: petris2010@mail.ru

Поступила в редакцию 23 сентября 2020 г.

Анализируются пространственные распределения плотностных неоднородностей и их сравнительных реологических характеристик, оцениваемых по плотностной контрастности земной коры и верхней мантии, в Северо-Восточном Китае. Определены черты реологического расслоения тектоносферы и глубинные пространственные взаимоотношения тектонических структур (кратонных блоков, окраинно-материковых террейнов и осадочных бассейнов). В распределениях плотностной контрастности обнаружены формальные признаки палеозойской субдукции Северо-Китайского кратона и мезозойской субдукции Тихоокеанской плиты под Амурскую плиту. Деформации земной коры резко отличаются от деформаций верхней мантии, что объясняется различными направлениями тектонического стресса в палеозое и мезозое. Выявлены признаки надвигания Цзямусинского и Ханкайского окраинно-континентальных террейнов на нижний слой литосферы Амурской плиты. Реология и глубинное строение Северо-Восточного Китая имеют много общего с другими районами западной окраины Тихого океана в Азии и Австралии.

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

ВВЕДЕНИЕ

Область сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов (Северо-Восточный Китай) характеризуется сложным геологическим строением [1, 2, 13, 38, 53]. Здесь распространены разновозрастные метаморфические, осадочные, вулканические и интрузивные комплексы, образовавшиеся в различных тектонических обстановках, главнейшими из которых являются процессы, связанные с коллизиями литосферных плит и переработкой древних кратонных сегментов [27, 29, 30, 66, 70], образованием складчатых, гранитоидных и вулканических поясов [49, 54, 59, 61, 62] и, особенно, с формированием структур растяжения-сдвига в позднем мезозое и кайнозое [21, 37, 43, 44, 52], с которыми связаны вулканические и интрузивные проявления и приразломные осадочные бассейны. По причине сложности геологического строения тектоническое районирование этой территории, за исключением осадочных бассейнов, неоднозначно, а на схемах разных исследователей наименования, тектоническая позиция и границы тектонических структур ча-

сто не совпадают [3, 33, 34, 37, 38, 47, 51, 56, 59, 68] (рис. 1). Так, например, территория Аргунского (Erguna) и Большого Хингана (Great Xin'gan) массивов иногда показывается как Охотский пояс [68], а территория Малого Хингана относится либо к восточному продолжению Большого Хингана [56], либо к продолжению под бассейном Сунляо орогена Соньен (Songnen-Zhangguangcai) [59]. Последний известен также под названиями блоков Ксилинхот [68] и Сунляо [47]. Разное положение на тектонических схемах занимают ороген Жангуанькай (Zhangguangcai) (рис. 1, в, г) и блок Цзямуси (рис. 1, б, в). Западный фланг Северо-Китайского кратона иногда показывается как Тайханьшанский складчатый пояс (рис. 1, а). Отсутствие унифицированной тектонической схемы для рассматриваемого региона объясняется тесной перемежаемостью геологических масс в широком временном диапазоне [2, 53, 56], что удовлетворяет признакам микститовой среды.

Сложность геологического строения обуславливает широкое разнообразие и неоднозначность представлений о глубинном строении и эволюции текто-

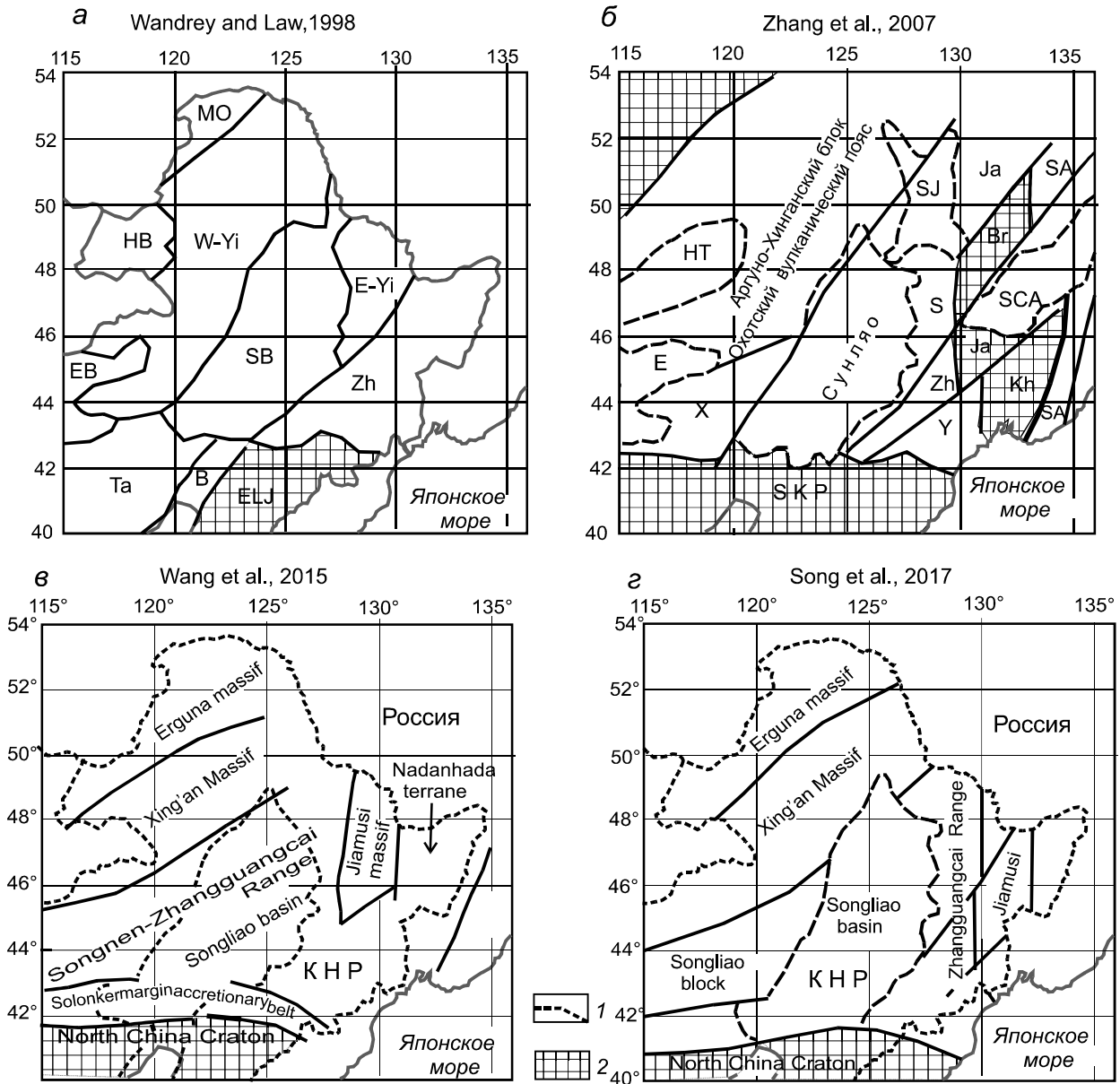


Рис. 1. Тектонические схемы региона по данным китайских исследователей: *a* – [56], *б* – [68], *в* – [59], *з* – [47].

l – государственная граница КНР; *2* – блоки кратонного типа; обозначения структур – *a*: MO – Монголо-Охотская складчатая система; блоки кратонного типа: W-Yi – Западно-Иньшанский, E-Yi – Восточно-Иньшанский, Zh – Жаньгуанькай, Та – Тайханьшань-Яньшань, ELJ – Восточно-Люкси-Гаолю; осадочные бассейны: HB – Хайларский, EB – Эрлианский, SB – Сунляо, В – Бохайвань; *б*: SKP – Сино-Корейская плита; блоки кратонного типа: Br – Буреинский, Ja – Цзямуси, Kh – Ханкайский; Zh – Жаньгуанькайский; блоки Соньен-Жаньгуанькайского пояса: Соньен: X – Ксилинхот, S – Соньен, Y – Янджи; SA – аккреционные комплексы Сихотэ-Алиня; осадочные бассейны: HT – Хайлар-Тамсаг, E – Еарлиан, CSA – Соньянь-Центрально-Амурский; SJ – Сунву-Джия.

носферы Северо-Восточного Китая [2, 3, 5, 23, 30, 38, 44, 49, 54, 61, 70].

В перечисленных условиях актуальным является привлечение других геофизических моделей, которые могут быть полезными для понимания глубинного строения исследуемого региона и связи глубинных структур с геологическим строением приповерхностного слоя земной коры. В частности, могут представ-

лять интерес вероятностно-детерминистские гравитационные отражения глубинных структур региона [9], основывающиеся на математически однозначных расчетных процедурах [10], не обремененных предварительными тектоническими гипотезами и априорной геолого-геофизической информацией. Целью статьи является анализ 3D-распределений плотностной контрастности тектоносферы до глубины 100 км и сопо-

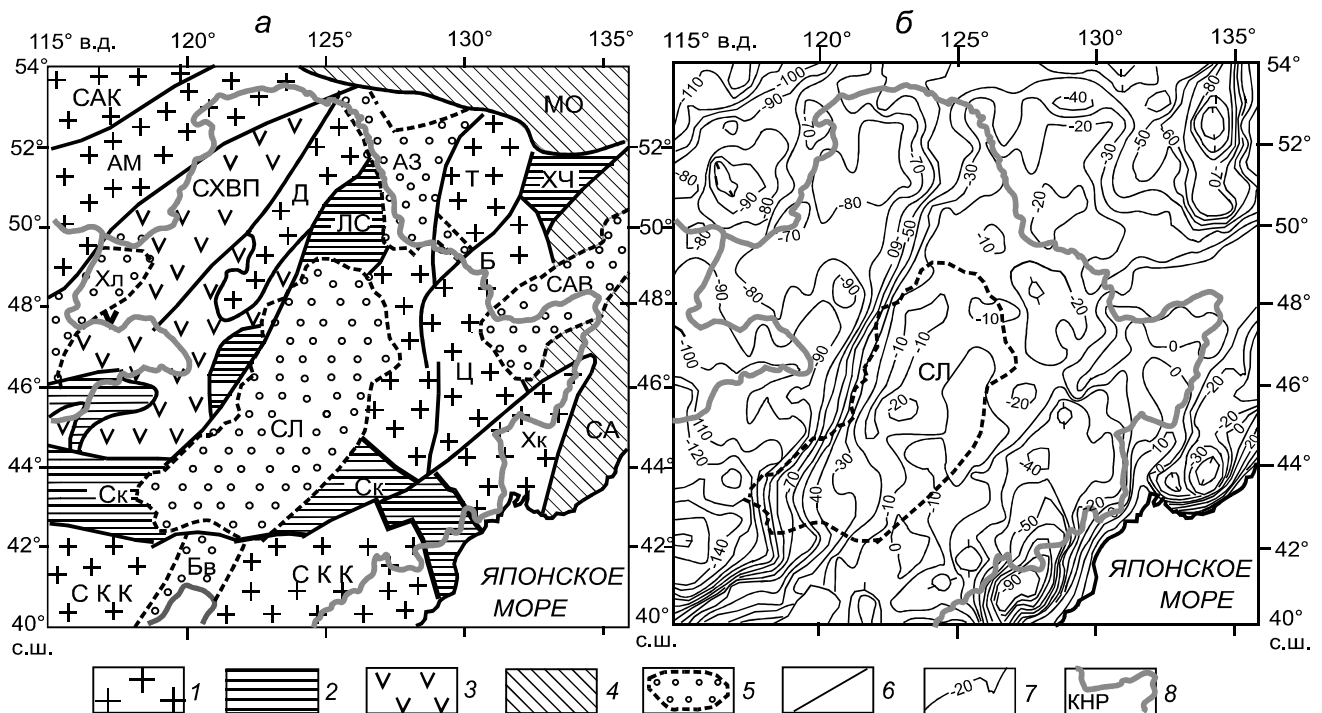


Рис. 2. Тектоническая схема (а), по данным российских исследователей [2, 3], и гравиметрическая карта в редукции Буге (б) [31] Северо-Восточного Китая.

1 – структуры с фундаментом кратонного типа; 2 – палеозойские (герцинские) складчатые комплексы; 3 – Северо-Хинганский мезозойский вулканический пояс; 4 – мезозойские складчатые комплексы; 5 – мезозойско-кайнозойские осадочные бассейны; 6 – разломы; 7 – изоаномалы Буге, мГл; 8 – государственная граница КНР. Обозначения структур: кратоны: САК – Северо-Азиатский, СКК – Северо-Китайский; блоки с фундаментом кратонного типа: АМ – Аргуно-Мамынский, Д – Дягдагачинский, ЛС – Лунцзян-Селемджинский, Т – Туранский, Б – Буреинский, Ц – Цзямусинский, Хк – Ханнкайский; складчатые пояса: МО – Монголо-Охотский; СА – Сихотэ-Алинский; ХЧ – Хэган-Чегдомынский, Ск – Солонкерский; СХВП – Северо-Хинганский вулканический пояс; мезозойско-кайнозойские впадины: Хл – Хайларская, СЛ – Сунляо, Бв – Бохайваньская, САВ – Средне-Амурская, АЗ – Амуру-Зейская.

ставление этой априорной модели с комплексом известных геолого-геофизических данных.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Фундамент палеозойских и мезозойских вулканогенно-осадочных толщ в складчатых поясах сложен метаморфическими комплексами архея–протерозоя, обнажающимися на территориях Северо-Азиатского и Северо-Китайского (Сино-Корейского) кратонов и в локальных выступах фундамента в пределах палеозойских поднятий (рис. 2, а). Чехол, определяемый в прогибах фундамента, представлен среднепалеозойскими и мезозойскими карбонатно-терригенными и вулканогенно-карбонатно-терригенными комплексами [2, 13].

Сосуществуют две точки зрения на строение и происхождение тектонических структур рассматриваемого региона. Первая концепция [38] основывается на террейновом анализе, который предполагает нагромождение (коллаж) разновозрастных террейнов в зоне сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов, при этом не уточня-

ются вертикальная мощность этих террейнов и место их первичного образования. Вторая концепция [3, 5, 13] исходит из образования складчатых комплексов (каледонских, герцинских и киммерийских) на месте палеозойско-мезозойского Палеоазиатского [26], Монголо-Охотского [8] (или палео-Тихого [1]) океана. Фундаментом складчатых комплексов является гранитно-метаморфический слой, представленный метаморфитами гранулитогнейсовой и амфиболитовой фаций: гранулитами, гнейсами, ортогнейсами гранитоидного состава, амфиболитами, биотит-амфиболовыми, актинолитовыми, кварц-серицитовыми и хлоритовыми сланцами [13].

На месте восточного фланга Центрально-Азиатского складчатого пояса дальневосточные геологи [1, 3, 5], вслед за Л.П. Зоненшайном [4], выделяют Амурскую плиту, южная и северная границы которой соответствуют границам Северо-Азиатского и Северо-Китайского кратонов, а восточная – выходит за пределы континента и охватывает северную часть о. Сахалин [5, 9]. Подразумевается, что Амурская плита перекрывается с востока структурами Тихоо-

кеанского складчатого пояса. Характерной особенностью рассматриваемого региона является широкое присутствие среднепалеозойских гранитоидов [2, 13] в выступах фундамента Центрально-Азиатского складчатого пояса на территориях Аргуно-Мамынского, Дягдагачинского, Буреинского, Цзямусинского и Ханкайского поднятий (рис. 2, а). Широкое распространение палеозойских и более поздних гранитоидов свидетельствует о существовании на протяжении длительного времени (более 300 млн лет) мощных источников тепла в нижней коре и подкоровой мантии, что находит подтверждение в неглубоком залегании точек Кюри (13–17 км) в этой части Центрально-Азиатского складчатого пояса и на восточном фланге Северо-Китайского кратона [22].

Мезозойские гранитоиды [2, 54, 62] пространственно связаны с вулканическими проявлениями (вулканические пояса Большого Хингана [57] и Хингано-Охотский [1]). Существуют различные мнения на происхождение мезозойского магматизма в этом регионе, в большинстве из которых магматизм связывается с полициклической субдукцией Тихоокеанской плиты под окраину Евразии [17, 57, 70, 71], что находит отражение в сейсмотомографических моделях [25], при этом магматизм связывают с мантийными апвеллингами в разрывах субдуцирующих слэбов [49]. По другим представлениям [54], магматизм развивается в зонах тектонического плавления. Эти представления основаны на приуроченности большей части магматических проявлений к внутрикоровым разломам и субгоризонтальным границам раздела тектонических сред, что согласуется с высокой электрической проводимостью и пониженной скоростью сейсмических волн на границе гранитно-метаморфического и мафического слоев земной коры. Повышение температуры в зонах разломов и на границах раздела объясняется [54] уменьшением тектонического давления.

Важнейшей чертой строения земной коры рассматриваемого региона является существование зон растяжения–сдвига северо-восточного простирания, параллельных восточной окраине Азии, главной из которых является зона Танлу и ее южное продолжение – зона Танчень-Личжуань [44]. Они представляют собой широкую линейную область мезозойско-кайнозойских деформаций и дислокаций растяжения–сдвига, протягивающуюся от среднего течения р. Амур до северной широты 30°. Более подробно изучен южный фрагмент зоны Танлу [58, 69]. Северное продолжение разлома Танлу также имеет название Илань-Итунский [1, 2, 3, 6, 51, 54]. Пространственное положение разломов северного фланга зоны Танлу варьирует на различных схемах [23, 35, 44, 51, 66, 69], а на некоторых [23, 37, 58, 66] разломы системы Танлу совпадают с

границами бассейна Сунляо. В сейсмических моделях [18, 67] зона Танлу, так же как бассейн Сунляо [67], характеризуется сокращением мощности земной коры и литосферы, и обе эти структуры связаны процессами мезозойско-кайнозойского растяжения на востоке Азии [43, 44]. Вблизи южной границы исследуемого района (рис. 2, а) в зоне Танлу выявлены деформации сдвига, растяжения и листрические сбросы. Деформации сдвига доминировали в поздней юре, деформации растяжения влияли на кинематику региона в раннем мелу, листрические сбросы были тектонической доминантой в палеогене [66]. Выявлены признаки того, что процессы растяжения и магматические проявления омолаживались с запада на восток [23, 35, 51, 55, 57] в направлении, согласном с сокращением мощности земной коры. В противоположном направлении субдуцирует Тихоокеанская плита [1, 30, 39–41, 71].

Происхождение бассейна Сунляо, расположенного в центральной части исследуемого региона, связано с позднемезозойскими рифтогенными процессами, однако существует предположение [23], что образование южного фрагмента впадины происходило при участии мантийного плюма. Возможно, здесь происходило наложение рифтогенеза на процесс возникновения и развития плюма [32, 36, 45, 46]. Впадина Сунляо характеризуется сокращением мощности земной коры [3, 22, 23] и литосферы [3, 30, 66], а также повышенным тепловым потоком [3, 50]. В нижней коре под впадиной Сунляо диагностируется резкое увеличение соотношения скоростей V_p/V_s [23]. Удельное электрическое сопротивление нижнекорового слоя в интервале глубин 18–30 км под впадиной Сунляо уменьшается до 3–5 Ом·м [3]. Данные показатели являются типичными индикаторами пониженной вязкости геологических сред [9, 40–42].

Изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии в этом регионе осуществляется преимущественно китайскими [18, 19, 22, 23, 25, 48, 66, 68] и российскими [1–3, 5] исследователями. Составлены схемы рельефа подошвы земной коры [3, 22] и литосферы [1, 3, 48, 55], построены сейсмические [18, 25, 51, 60] и геоэлектрические [3] разрезы, а также схемы распределения скоростей сейсмических волн в разных глубинных срезах земной коры и верхней мантии [25, 27, 68]. Однако эти данные не дают однозначного представления о глубинном строении региона. Так, например, различаются схемы рельефа подошвы земной коры у российских [3] и китайских [22] исследователей, а повышенная скорость сейсмических волн на глубине 35 км под впадиной Сунляо [68] противоречит геоэлектрическим данным [3] и общепризнанной рифтогенной природе этого бассейна. В более глубоком срезе (на глубине 50 км) линейный

минимум скорости сейсмических волн под углом 25° пересекает бассейн Сунляо, но его положение совпадает с поясом плиоценовых вулканов [27]. В более глубоких срезах (интервал глубин 90–170 км) аномалии скорости сейсмических волн ориентированы в субширотном направлении [68].

Однако на границе кора–мантия на глубине 35 км под впадиной Сунляо регистрируется повышение скорости сейсмических волн до $7.9 \text{ км}\cdot\text{с}^{-1}$ относительно $6.9\text{--}7.0 \text{ км}\cdot\text{с}^{-1}$ на ее восточной и западной границах [68]. Область повышенных скоростей протягивается в полосе шириной 500 км с юго-запада на северо-восток, охватывая рифтовую зону Танлу вместе с впадиной Сунляо. Повышенные скорости сейсмических волн в подкоревой мантии увязываются с присутствием большого количества мантийных ксенолитов (перидотитов и пироксенитов) в вулканических породах осадочного бассейна, что, в совокупности, позволило предположить [23] существование мантийного диапира в основании рифтовой зоны.

Рассмотренные данные свидетельствуют о том, что земная кора и верхняя мантия в области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов характеризуется многоярусным строением и была подвержена нескольким этапам перестройки, по-разному отражающимся в приповерхностных тектонических структурах и в разных глубинных диапазонах геологического пространства.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В качестве основы модельных построений использован мировой каталог гравиметрических данных [31], содержащий цифровой массив значений аномалий Буге по сети $0.42' \times 0.42'$ на территорию Северо-Восточного Китая и российского Приамурья. По этим данным составлена гравиметрическая карта (рис. 2, б). На широтных профилях, пересекающих гравиметрическую карту через 0.5° , с шагом 5 км были построены графики аномалий Буге, по которым рассчитаны кажущаяся глубина залегания источников квази-симметричных аномалий и плотностная контрастность (μ_z -параметр) на отрезках между центрами масс систем плотностных неоднородностей и поверхностями эквивалентных сфер, на которые выметались, по Пуанкаре [20], аномальные массы этих систем.

Идеологической основой конструирования рассматриваемых ниже моделей является представление геологического пространства в виде микститовой среды с хаотическим распределением элементарных плотностных неоднородностей. Из теории гравитационного потенциала следует, что каждое локальное возмущение аномального гравитационного поля может быть результатом сложения эффектов нескольких источников, а для любой многосвязной системы источников всегда существует эквивалентная односвязная масса с центром тяжести, соответствующим центру тяжести системы [10]. Предметом интерпретации гравитационных возмущений в этом случае являются не конечно-метрические (конечно-элементные) тела, а области источников, эквивалентные компактной односвязной звездной массе.

Источники гравитационных аномалий каждого слоя выметались на поверхности эквивалентных сфер, касательных к поверхностям слоев, по алгоритму:

$$\mu_z = \frac{V_{zm}Z_0}{4\pi K(Z_0 - H_c)^2}, \quad (1)$$

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

Земная кора и верхняя мантия были подразделены на 13 слоев, и источники каждого слоя выметались на ближайшие к ним поверхности H_c (табл.).

При расчетах выполнялось условие: $H_c < Z_0$, а пиковые значения μ_z -параметра сглаживались до значения $\mu_z = 60 \times 10^{-2} \text{ кг}/\text{м}^2/\text{км}$.

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

Предлагаемая процедура является вероятностно-детерминированной, поскольку источники гравитационных аномалий непосредственно не связаны с конкретными геологическими телами или структурами. Она близка к процедурам локализации источников с помощью деконволюции Эйлера [65] или

Таблица. Разбиение тектоносферы на слои.

Интервал глубин, км	11–20	16–25	21–30	27–40	32–45	37–50	42–60	52–70	62–80	82–100	105–120	125–150	155–250
H_c , км	10	15	20	25	30	35	40	50	60	80	100	120	150

метода Г.А. Трошкова [14], однако переменные размеры скользящего окна и измерения амплитуд гравитационных возмущений расширяют возможности данных методов и позволяют исследовать вещественные свойства моделируемых сред [9, 10].

Опыт исследований [9, 39–42] 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, низким и пониженным значениям соответствуют 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. В разрезах тектоносферы низкие значения μ_z -параметра повсеместно совпадают с зонами пониженных скоростей сейсмических волн и удельных электрических сопротивлений [39–42]. 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. Как будет показано ниже, те же закономерности установлены и в рассматриваемом регионе.

ВЕРОЯТНОСТНО-ДЕТЕРМИНИСТСКИЕ ГРАВИТАЦИОННЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО КИТАЯ

По описанной методике построены модели пространственных распределений центров плотностных неоднородностей, связанных со структурными осо-

бенностями тектоносферы, и μ_z -параметра, отражающего реологическое состояние геологических сред.

Структурные неоднородности в земной коре и верхней мантии

Региональный фон гравитационных аномалий (рис. 2, б) на территории Северо-Восточного Китая (рис. 2, а) определяется двумя главными границами раздела тектоносферы: подошвами земной коры и литосферы. Обе структурные границы погружаются с северо-запада на юго-восток [22, 55]. Однако пространственное положение мощной гравитационной ступени (рис. 2, б), разделяющей литосферу внутренних и окраинно-материковых районов Восточной Азии, на тектонических схемах не согласуется либо согласуется частично (рис. 2, а, б) с границами геологических структур, что может быть результатом широкого проявления сдвиговых и надвиговых дислокаций в верхних слоях земной коры.

Распределение плотностных неоднородностей по глубинам (рис. 3) показывает, что 46 % источников локальных гравитационных возмущений залегают в интервале глубин 25–40 км, т.е. они приурочены к разделу кора-мантия. Пространственное распределение центров возмущающих масс в области статистического максимума (рис. 4, б) связано с приповерхностными геологическими структурами. Увеличение глубин фиксируется под блоками с дорифейским фундаментом (Цзямусинским, Аргуно-Мамынским, Дяндагачинским) и Северо-Китайским кратоном, а уменьшение фиксируется под впадинами (Сунляо, Амуро-Зейской, Средне-Амурской) и Северо-Хинганским вулканическим поясом. Распределение плотностных неоднородностей в среднем слое земной коры (рис. 4, а) обусловлено прогибанием фундамента палеозойско-мезозойского чехла под бассейном

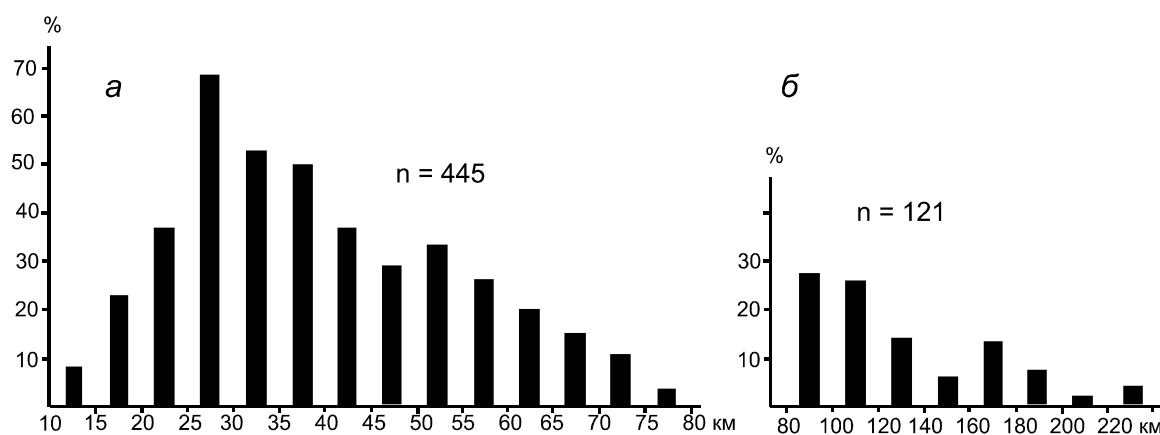


Рис. 3. Гистограмма распределений источников гравитационных аномалий по глубинам залегания центров масс (Z_0) в корово-мантийном диапазоне глубин (а) и в верхней мантии (б).

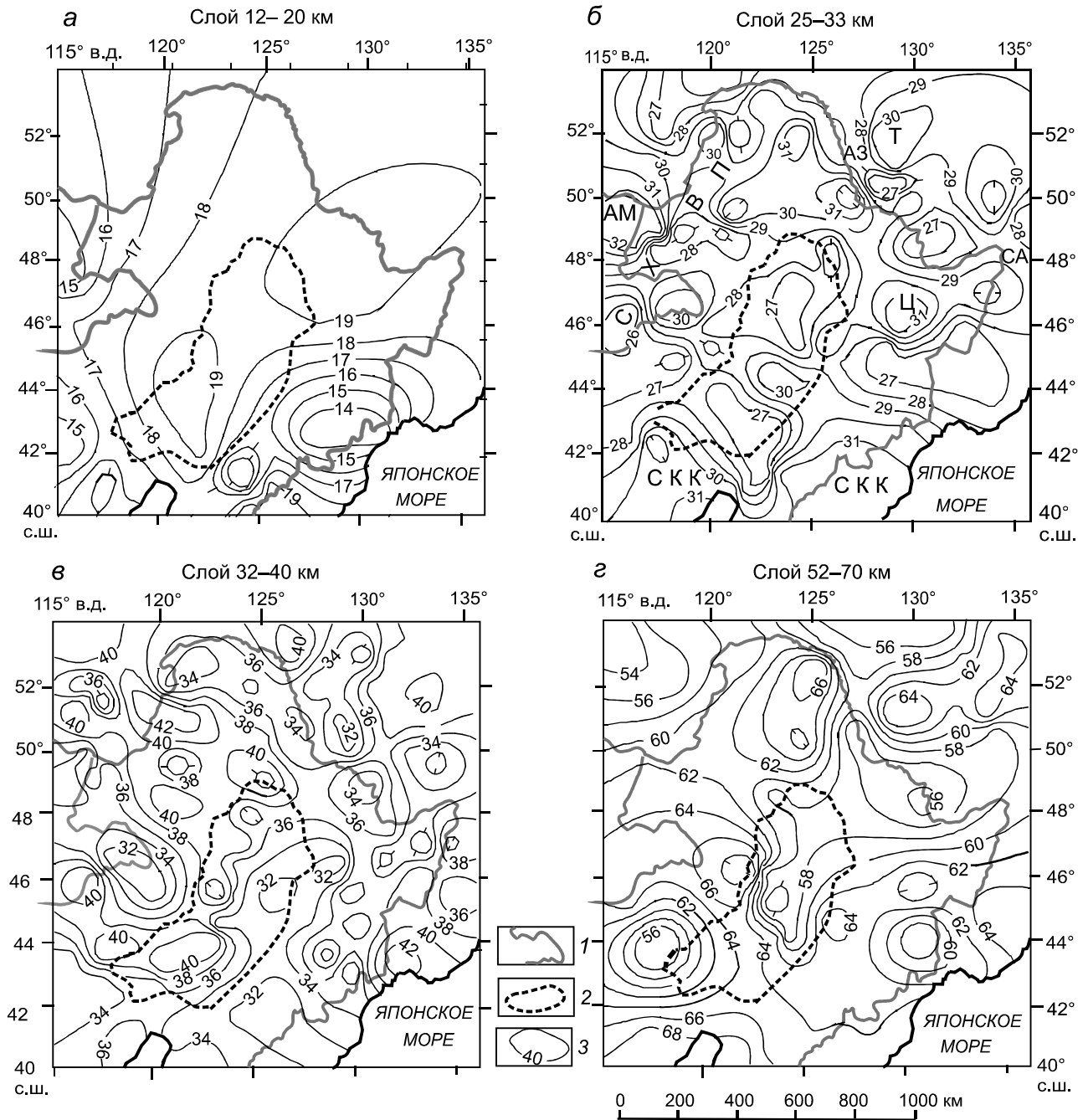


Рис. 4. Пространственные распределения центров масс плотностных неоднородностей в земной коре (*а, б*) и подкоровой мантии (*в, з*) в зоне сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов.

1 – государственная граница КНР; 2 – бассейн Сунляо; 3 – изолинии глубины залегания центров плотностных неоднородностей, км. Локальные утолщения слоев на схеме «б»: АМ – Аргуно-Мамынское, Т – Туранское, Ц – Цзямусинское, СА – Северо-Китайское. Локальные утонения: СХВП – Северо-Хинганское.

Сунляо и северо-восточным продолжением рифта Танлу.

Распределение плотностных неоднородностей под Северо-Хинганским вулканическим поясом (рис. 4, б) показывает, что он асимметричен в поперечном пересечении. Ось данной структуры, выра-

женная узкой зоной локальных поднятий, приурочена к границе Аргуно-Мамынского и Дягдагачинского блоков. Вероятно, мощность вулканического покрова на большей части Дягдагачинского блока незначительна, и AR-PR-комплексы под вулканитами простираются на юго-запад до северной широты 46°. Еще

южнее вулканический покров выклинивается на границе с палеозойскими складчатыми комплексами.

Распределение нижнекоровых плотностных неоднородностей под бассейном Сунляо характеризуется поперечной зональностью: северный и южный блоки приподняты, а центральный – опущен (рис. 4, б). Аналогичной зональностью характеризуется тектоническое районирование бассейна Сунляо [24]. Существование поперечных, по отношению к оси рифта, деформаций является характерной особенностью осадочных бассейнов в зоне Танлу (грабены Таньюань, Бирофельдский) [6] и является результатом растягивающих напряжений в сдвиговых дуплексах. Нижнекоровый слой Дягдагачинского блока пододвинут под западный фланг бассейна Сунляо (рис. 4, в).

Распределение плотностных неоднородностей в верхней мантии (рис. 3, б) характеризуется двумя максимумами: первый на глубине 90–110 км совпадает с подошвой литосферы, а второй на глубине 170 км – с подошвой астеносферы.

Рассмотренные данные (рис. 3, 4) характеризуют самые общие черты глубинного строения земной коры. Большой информативностью обладают модели распределений плотностной контрастности (μ_z -параметра).

Реологическая гравитационная модель земной коры и верхней мантии

На схеме плотностной контрастности нижнего слоя земной коры (рис. 5, а) выделяются три области повышенных значений μ_z -параметра:

- северо-западная,
- восточная,
- южная.

В северо-западной области локальные максимумы μ_z -параметра совпадают с расположением Аргунского и Мамынского выступов архейско-протерозойского фундамента. Южнее, в юго-западной части Дягдагачинского блока, предполагается существование еще одного выступа, перекрытого вулканитами Северо-Хинганского пояса. В восточной области локальные максимумы плотностной контрастности совпадают с Буреинским и Цзямусинским выступами фундамента. Южный максимум μ_z -параметра (рис. 5, а) оконтуривает северную границу Северо-Китайского кратона, который разделяется на два блока Бохайваньской рифтогенной впадиной (рис. 2, а). Бассейн Сунляо располагается в широкой области минимума плотностной контрастности нижнекорового слоя (рис. 5, а).

В срезе на глубине 70 км, характеризующем нижний слой литосферы, границы северо-западного

и восточного жестких блоков расширяются, а впадина Сунляо приобретает более отчетливые признаки рифтогенной структуры (рис. 5, б). Восточной границей впадины является Илань-Итунский разлом, западной границей – Неньцзянский разлом, являющийся восточной границей Дягдагачинского блока [3, 69]. Резкое сокращение литосферы под впадиной Сунляо до 80 км показывает сейсмическая модель (рис. 5, г), а тепловая модель показывает сокращение мощности литосферы до 50 км [3].

Впадина сопровождается высоким тепловым потоком (рис. 5, в). Концентрическая зональность аномалий теплового потока свидетельствует в пользу существования мантийного плюма [23], предшествующего рифтогенезу или наложенного на рифт. Центр головы плюма смещен к юго-восточному флангу впадины (рис. 5, в) и, по-видимому, инверсирован (опущен), а его восточная граница выходит за пределы впадины под южную часть Цзямусинского блока. Удельное электрическое сопротивление нижнего слоя земной коры под впадиной понижено до 3–5 Ом·м [3], что является признаком его интенсивной тектонической проработки и, возможно, высокой флюидной насыщенности.

В разрезе μ_z -модели по профилю 1–1 (рис. 6) по значениям плотностной контрастности различаются три жестких слоя (коровый, нижний литосферный и подастеносферный) и два слоя пониженной вязкости (подкоровый и астеносферный). В разрезе 1–1 заметно расслоение земной коры Дягдагачинского блока на гранитно-метаморфический (интервал глубин 5–20 км и нижнекоровый мафический (интервал глубин 30–50 км) слои, которые разделены внутрикоровым слоем пониженной вязкости.

Такое расслоение является широко распространенной особенностью строения тектоносферы Северо-Восточной Азии [28, 40, 41]. В разрезе 1-1 (рис. 6, в) кровля подкорового вязкого слоя (подошва земной коры) равномерно погружается от 25–30 км на востоке региона до 45–50 км на западе, что соответствует генеральной особенности поведения границы Мохо [22].

Мощность подкорового вязкого слоя, диагностируемого низкими значениями μ_z -параметра, увеличивается под Цзямусинским блоком и Северо-Хинганским вулканическим поясом. По полученным данным, Цзямусинский блок, так же как и Ханкайский, не имеет связи с нижним мафическим слоем земной коры.

В разрезе 2–2 (рис. 7, в) нижний слой земной коры Амгунского блока погружается в юго-восточном направлении. Под Северо-Хинганским вулканическим поясом и прилегающей к нему кайнозойской впадиной земная кора характеризуется пониженной

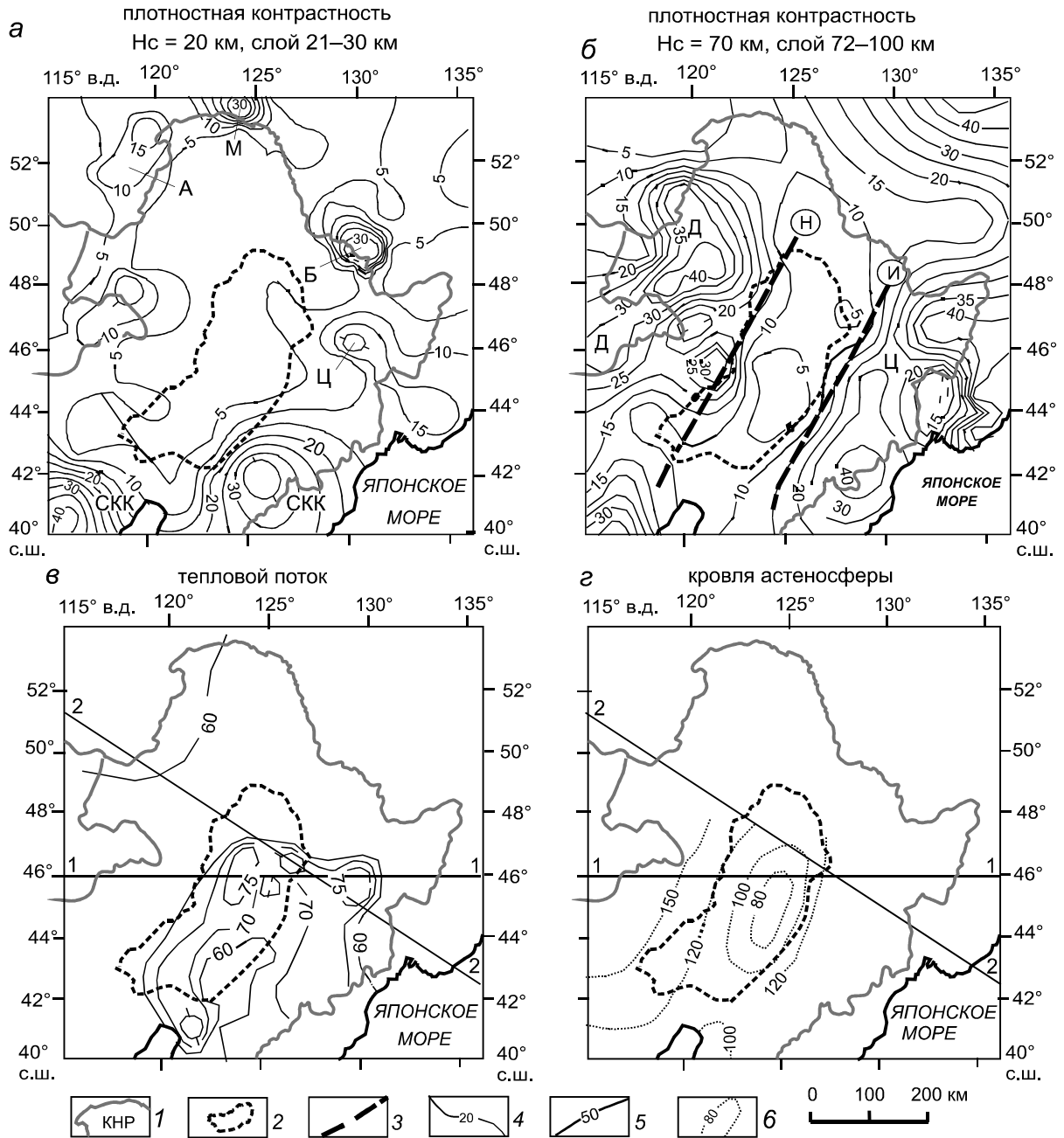


Рис. 5. Плотностная контрастность нижнего слоя земной коры (*а*) и подкоревой мантии (*б*), тепловой поток (*в*) и кровля астеносферы по сейсмическим данным (*г*) в зоне сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов.

1 – государственная граница КНР; 2 – бассейн Сунляо; 3 – разломы: Н – Нинцзянский, И – Илань-Итунский [3]; 4 – изолинии плотностной контрастности (1 ед. = 10–20 кг/м³/км); 5 – изолинии теплового потока, мВт/м² [50]; 6 – изолинии глубин залегания низкоскоростного слоя, соответствующего астеносфере, км [29]. Максимумы плотностной контрастности, сопровождающие выступы метаморфического фундамента: А – Аргунский, М – Мамынский, Б – Буреинский, Ц – Цзямусинский, Д – Дягдагачинский, СКК – Северо-Китайский. Hc – глубина поверхности конденсации (выметания) плотностных неоднородностей соответствующего слоя.

вязкостью. Астеносферный слой в разрезе 2–2 характеризуется выпуклой формой и кровля его приближается до глубины 75–80 км под впадиной Сунляо, что соответствует определениям глубины залегания кровли астеносферы в сейсмических [29, 55] и тепло-

вой [3] моделях. В надкупольной зоне астеносферной линзы располагается поле юрско-меловых вулканитов (рис 7, б). Так же как в разрезе 1–1, Цзямусинский блок характеризуется уменьшенной мощностью земной коры до 35 км. Распределение плотностной

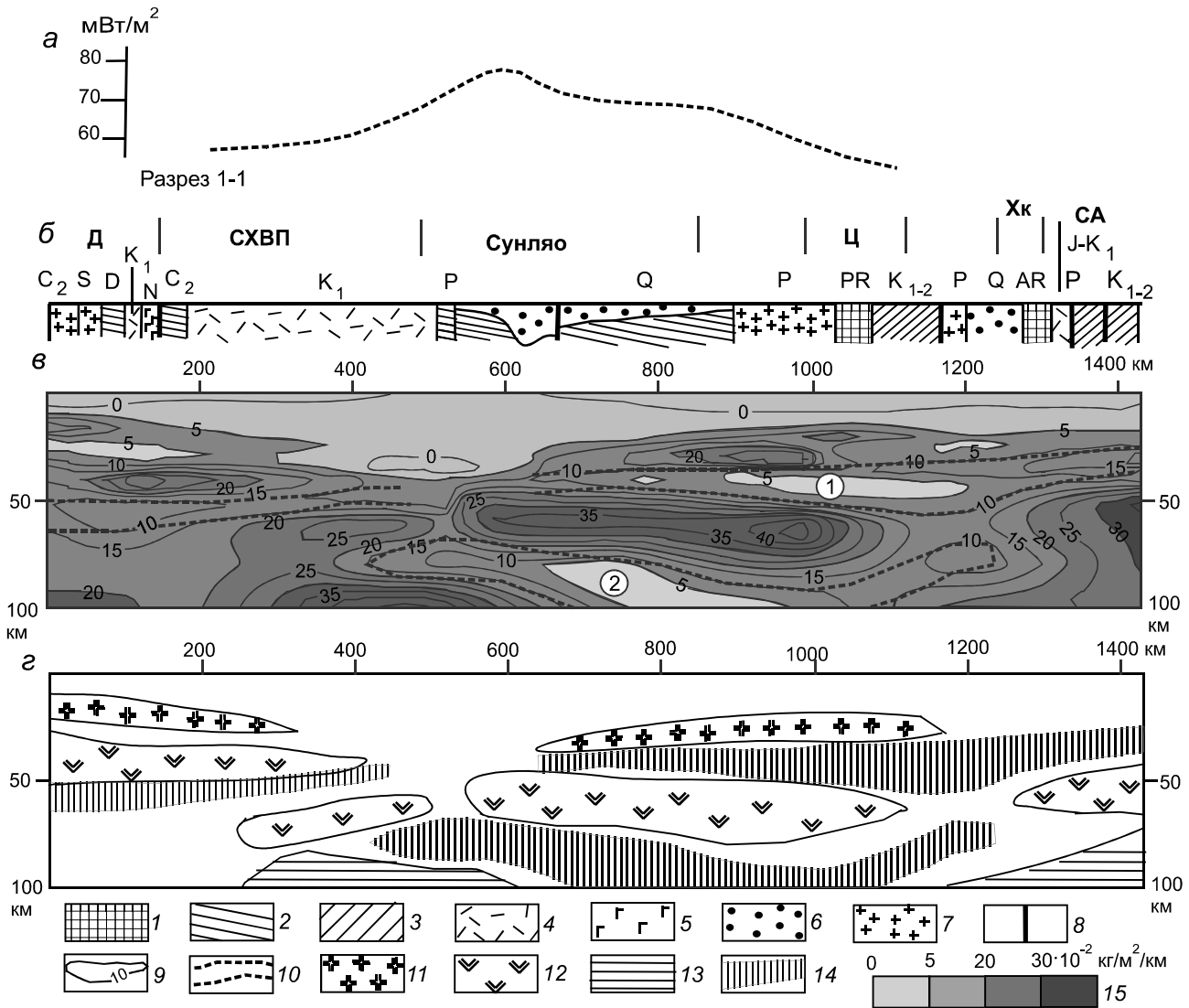


Рис. 6. Вертикальный разрез 1-1 модели плотностной контрастности: график теплового потока, по [50], (а); геологический разрез (б), по [2]; распределение плотностной контрастности (в), реологический разрез (г).

1 – архейско-протерозойский метаморфический фундамент; 2–3 – складчатые комплексы и чехол: палеозойские (2) и мезозойские (3); 4–5 – вулканические покровы: кислого (4) и среднего-основного (5) состава; 6 – кайнозойские осадочные отложения; 7 – гранитоиды; 8 – разломы; 9 – изолинии плотностной контрастности (1 ед. = 10–2 кг/м²/км); 10 – слои пониженной вязкости в разрезе «в»: подкоровый (цифра в кружке 1) и астеносферный (цифра в кружке 2); 11–12 – жесткие пластины в коре (11) и литосферной мантии (12); 13 – подастеносферная мантия; 14 – слои пониженной вязкости в разрезе «г»; 15 – шкала раскраски разреза «в». Обозначения структур над геологическим разрезом: СХВП – Северо-Хинганский вулканический пояс; блоки с фундаментом кратонного типа: Д – Дягдагачинский, Ц – Цзямусинский, Хк – Ханкайский; СА – Сихотэ-Алинский аккреционно-складчатый пояс. Расположение разреза на рисунке 5, в, г.

контрастности на юго-западном фланге разреза 2–2 (рис. 7, в) позволяет предположить расслоение океанической литосферы на коровую и нижнюю литосферную субдуцирующую пластины. Из разрезов 1–1 и 2–2 следует, что источники тепловых аномалий находятся преимущественно в астеносфере, поскольку графики теплового потока в правой части повторяют форму кровли наиболее вязкой части астеносферного слоя (рис. 6, а, рис. 7, а).

Пространственные взаимоотношения жестких пластин, диагностируемых по максимумам плотностной контрастности, соответствуют типичным формам двухъярусной коллизии внутриконтинентальных и окраинно-материковых глубинных структур на северо-востоке Азии [40–42] (рис. 6, г, рис. 7, г). В восточной части разрезов наблюдаются признаки расщепления субокеанической литосферы на коровую и нижнелитосферную составляющие. Нижний слой

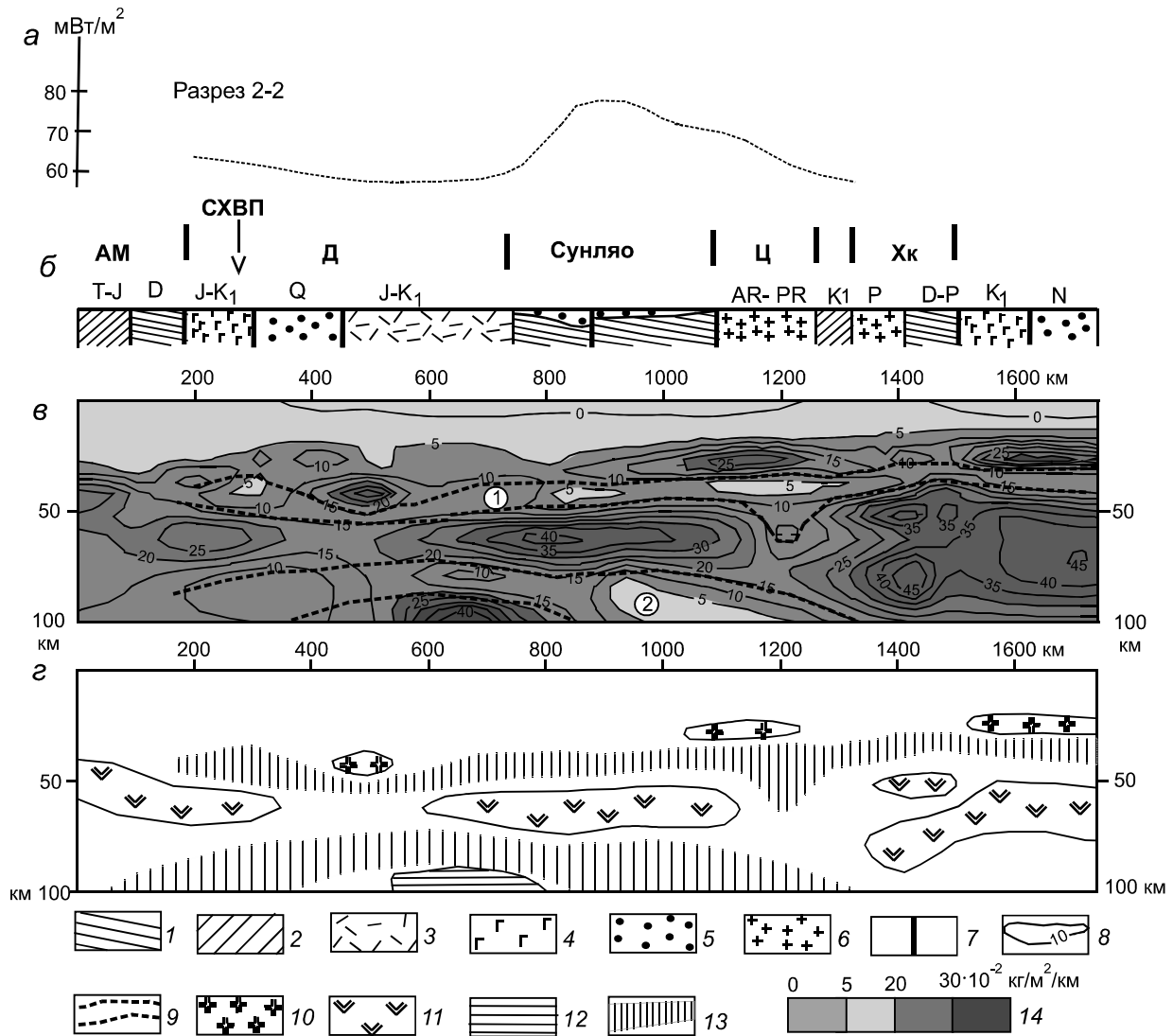


Рис. 7. Вертикальный разрез 2-2 модели плотностной контрастности: график теплового потока, по [50], (а); геологический разрез (б), по [2]; распределение плотностной контрастности (в), реологический разрез (г).

1–2 – складчатые комплексы и чехол: палеозойские (1) и мезозойские (2); 3–4 – вулканические покровы: кислого (3) и среднего-основного (4) состава; 5 – кайнозойские осадочные отложения; 6 – гранитоиды; 7 – разломы; 8 – изолинии плотностной контрастности (1 ед. = 10^{-2} кг/м³/км); 9 – слои пониженной вязкости в разрезе «в»: подкоровый (цифра в кружке 1) и астеносферный (цифра в кружке 2); 10–11 – жесткие пластины в коре (10) и литосферной мантии (11); 12 – подастеносферная мантия; 13 – слои пониженной вязкости в разрезе «г»; 14 – шкала раскраски разреза «в». Обозначения структур над геологическим разрезом: СХВП – Северо-Хинганский вулканический пояс; блоки с фундаментом кратонного типа: АМ – Аргуно-Мамынский, Д – Дягдагачинский, Ц – Цзямусинский, Хк – Ханкайский. Расположение разреза на рисунке 5, в, г.

окраинно-материковой литосферы погружается под континентальную литосферу, что можно рассматривать в качестве признака субдукции океанической литосферы, которая предполагается в этом регионе [18, 29, 58], а более тонкая кора континентальной окраины под Цзямусинским и Ханкайским террейнами надвинута на нижний слой континентальной литосферы. Жесткие слои разделены подкоровым вязким слоем.

Распределения плотностной контрастности в верхней мантии ниже глубины 80 км (рис. 8, а, б) рез-

ко дискордантны распределениям этого параметра в земной коре и нижней литосфере (рис. 5, а, б). Они характеризуются широкими линейными зонами низких значений μ_z -параметра юго-восточной (северо-западной) ориентировки. Первая схема (рис. 8, а) отражает распределение плотностных неоднородностей в переходном слое литосфера–астеносфера. На ней отображены две области высоких значений μ_z -параметра, соответствующие положению субдуцирующих пластин в интервале глубин 80–120 км. Восточная об-

ласть характеризует срез нижнего слоя океанической литосферы, субдуцированной под Амурскую плиту [1, 30], юго-западная область характеризует жесткую пластину в нижней литосфере Северо-Китайского кратона. В срезе на глубине 120 км (рис. 8, б) южная зона наибольшего градиента μ_z -параметра смещена на северо-восток, что предполагает погружение (палеозойскую субдукцию) Северо-Китайского кратона под Амурскую плиту, на месте которой в палеозое существовал Монголо-Охотский [8] или Солонкерский [30] океан. В результате субдукции нижнего слоя литосферы кратона в нижнем палеозое [16] на его северной границе сформировался надсубдукционный аккреционный пояс [37, 63], а впоследствии возникла Солонкерская сутура [16, 64], сопровождавшаяся внедрением габбро-диоритовых магм [17] и мантийных офиолитов [64].

Разрез 3–3 (рис. 8, з) отображает поддвигание Северо-Китайского кратона под южную окраину Амурской плиты. В этом пересечении, так же как в разрезе 1–1 (рис. 6, в), земная кора под бассейном Сунляо характеризуется пониженной вязкостью вследствие раздробления и переработки, и только в северной части бассейна в интервале глубин 20–30 км можно предполагать существование тонкой пластины повышенной вязкости. Тектоническая природа этой пластины остается неясной, поскольку пластина располагается в сдвиговой зоне Танлу. Она может быть перемещенным фрагментом окраинно-континентальной коры со стороны Цзямусинского блока либо, возможно, фрагментом континентальной коры Северо-Китайского кратона, выдавленного мантийным диапиром, от которого эта пластина отделена тонким подкоровым вязким слоем (рис. 8, з). Из разреза 3–3 следует, что кристаллический слой земной коры Северо-Китайского кратона тоже наклонен в северном направлении.

Расслоение литосферы Северо-Китайского кратона типично для восточных окраин Азиатского и Австралийского континентов [28, 40–42], где наблюдается чешуйчатое смещение земной коры относительно нижележащих слоев литосферы. Расслоение вообще является фундаментальной чертой строения тектоносферы, и, в соответствии с такой концепцией [12], каждая из тектонических оболочек Земли может перемещаться независимо (или полузависимо) от других.

Реологические гравитационные модели показывают, что деструкция восточного фланга Северо-Китайского кратона происходила в три этапа. На первом этапе деструкция была обусловлена коллизией кратона с окраинноморской Амурской плитой в палеозое [16] (рис. 8, а), на втором этапе деструкция была об-

условлена субдукцией Тихоокеанской плиты в мезозое [71]. Третий этап перестройки кратона был связан с деформациями растяжения литосферы в зоне Танлу, в результате которых рассматриваемая часть кратона была разделена на два блока Бохайваньским рифтогенным осадочным бассейном (рис. 5, б).

Второй от поверхности жесткий слой (максимум плотностной контрастности) соответствует нижнему слою литосферы и непрерывно протягивается по всему разрезу 3–3 (рис. 8, з). Глубина залегания подошвы этого слоя соответствует сейсмическим и теплофизическим моделям литосферы [1, 3, 19] и составляет: ≥ 120 км в западном блоке Северо-Китайского кратона; 70–80 км под впадиной Сунляо; 100 км под Нижне-Амурским блоком.

Распределение реологических неоднородностей в подастеносферной мантии (рис. 8, а, б) совпадает с характером дислокаций и деформаций Центрально-Азиатского складчатого пояса, которые формировались в позднем палеозое при коллизии глубинных структур Северо-Китайского кратона с Евразийской плитой. В восточной части Центрально-Азиатского пояса эти деформации сохранились только в верхней мантии, поскольку в мезозое и кайнозое на них наложился структуры Тихоокеанского складчатого пояса, которые проявлены преимущественно в коровом и подкоровом диапазонах глубин (рис. 5, а, б). Похожим образом проявлена дискордантность коровых и мантийных структур на северо-восточной окраине Азии, где линейные плотностные неоднородности (поднятия и погружения) ориентированы в направлениях: северо-восточном в нижнекоровом слое, согласно границе Тихоокеанской плиты, и субмеридиональном – в нижней литосфере, согласно границе Северо-Американской плиты [9]. Ориентировки глубинных деформаций тектоносферы на Северо-Востоке Азии обусловлены направлениями тектонического стресса. Коллизия Северо-Американской плиты с Евразийской (Колымо-Омолонской [28]) обусловила деформации нижней литосферы, а коллизия Тихоокеанской плиты с Евразийской, к которой в мезозое присоединились Колымо-Омолонская и Амурская плиты второго порядка, повлияла на деформации земной коры.

Похожие структурные несогласия проявлены в распределениях скоростей сейсмических волн [68], линейные аномалии которых соответствуют направлениям:

- северо-восточному в земной коре до глубины 35 км,
- меридиональному в подкоровой мантии на глубине 50 км,

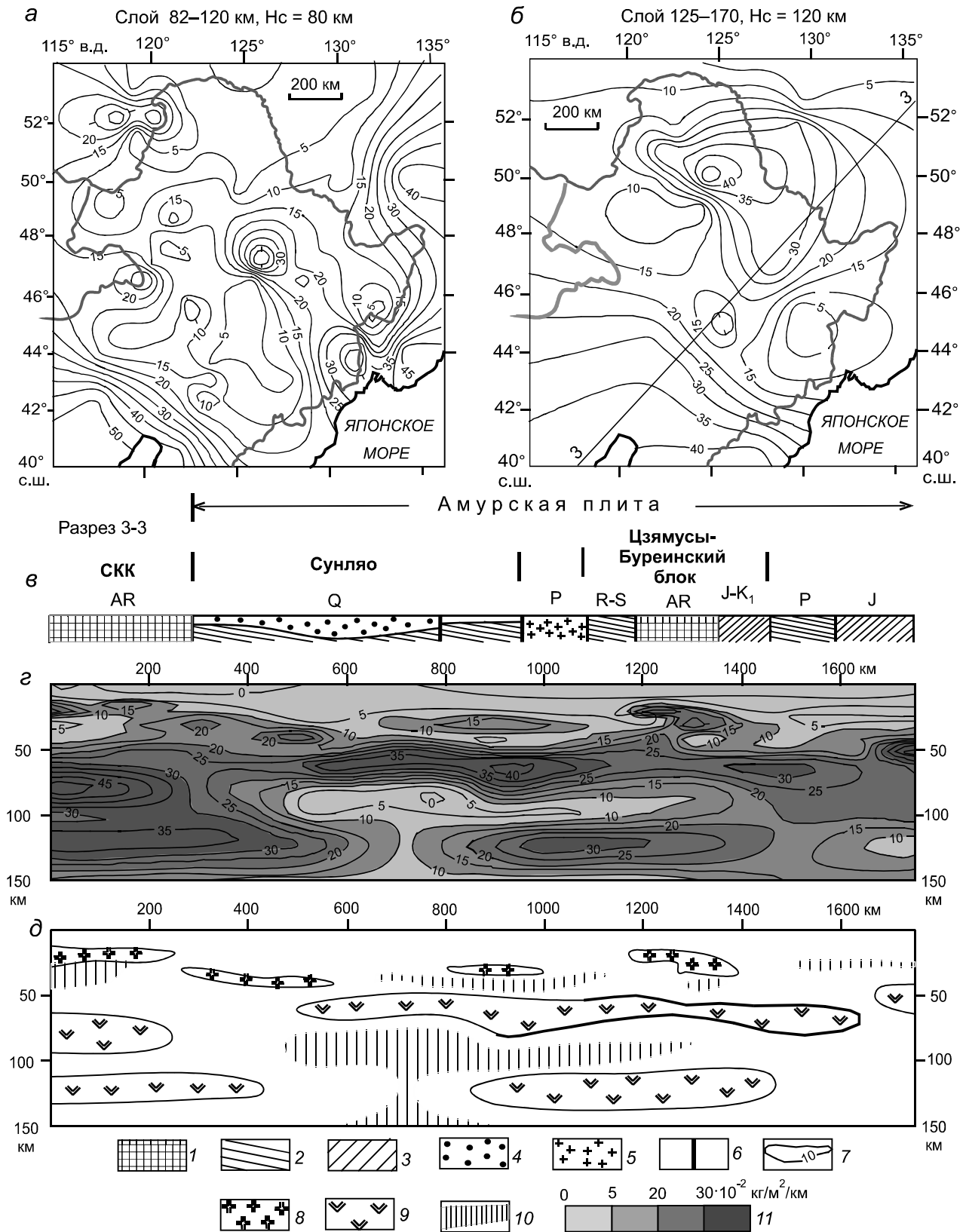


Рис. 8. Распределения плотностной контрастности в верхней мантии (а, б) с геологическим разрезом (в), распределением плотностной контрастности в разрезе (з) и реологическим разрезом (д) по линии 3-3.

1 – архейско-протерозойский метаморфический фундамент; 2–3 – складчатые комплексы и чехол; палеозойские (2) и мезозойские (3); 4 – кайнозойские осадочные отложения; 5 – гранитоиды; 6 – разломы; 7 – изолинии плотностной контрастности (1 ед. =

– субширотному в астеносфере в интервале глубин 90–170 км.

Деформации верхней мантии линейного северо-западного простирания являются отражением конвергенции Северо-Азиатского и Северо-Китайского кратонов, а в более широком пространстве – Индийской плиты с Евразийской [4]. Северо-восточные деформации являются отражением коллизии Тихоокеанской плиты с восточным флангом Амурской плиты. Расхождение векторов тектонического стресса в разных глубинных диапазонах тектоносферы стало возможным в связи с существованием вязкого слоя на границе корамантия, который определил формы коллизии и субдукции литосферных плит разного порядка [8, 38].

В тектоносфере Северо-Китайского кратона до глубины 150 км можно различить три жестких и два вязких слоя (рис. 8, д):

– жесткие слои на глубинах 10–25, 50–90 и 110–130 км,

– вязкие слои на глубинах 25–50, 90–110 и более 130 км.

Данное расслоение аналогично расслоению тектоносферы Северо-Азиатского кратона, северного фланга Амурской плиты и кратонных сегментов Австралии, что доказывает единообразие формирования тектонических оболочек Земли [9, 11, 28, 40–42].

Из известных ранее [7–8, 38–40] и полученных автором (рис. 6, 7) данных следует, что земная кора Тихого океана надвинута на нижнюю литосферу Амурской плиты по подкоровому вязкому слою, и поэтому окраинно-континентальная кора представляет собой коллаж островодужных, аккреционных, аккреционно-складчатых и коллизионно-складчатых структур, причлененных в разное время к Азиатскому континенту [1, 7–8]. В их составе присутствуют мощные турбидитовые толщи континентального склона, тектонические покровы, палеостровные дуги и микроконтиненты [1, 3, 7]. К микроконтинентам некоторые исследователи [3] относят Цзямусинский, Буреинский и Ханкайские блоки с утоненной корой континентального типа (рис. 2, б; 5, а, б; 6, в; 7, в), не имеющие глубоких корней в отличие от Аргуно-Мамынского и Дягдагачинского кратонных блоков. Геохимические (Nd isotope model) определения возраста кристаллических пород [63] показывают, что верхние горизонты окраинно-континентальных метаморфических блоков древнее нижних горизонтов, что является прямым признаком аллохтон-

ного залегания приповерхностных комплексов. При коллизии океаническая литосфера расслаивается, и только ее нижний слой субдуцирует под континентальную литосферу или под континентальную кору в зависимости от толщины континентальной коры и особенностей расслоения окраинно-континентальной литосферы [9, 41].

Астеносфера под впадиной Сунляо и западным флангом Цзямусы-Буреинского массива представляет собой линзу, связанную вертикальным каналом с глубокими слоями верхней мантии (рис. 6, г; 8, д). В разрезе 3–3 (рис. 8, д) зона пониженной вязкости имеет грибообразную форму, характерную для плюмовых структур [9, 15, 36]. Такая форма обусловлена растеканием мантийных магм под подошвой литосферы. Участие плюма при формировании впадины Сунляо ранее предполагалось [23], и вполне вероятно, что впадина в начальной стадии имела изометричные контуры, а потом была растянута в северо-восточном направлении под влиянием сдвиговых процессов в зоне Танлу.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты статистического анализа распределений плотностных неоднородностей в земной коре и верхней мантии области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов и их сравнительных реологических характеристик, оцениваемых по μ_z -параметру, дополняют результаты предшествующих исследований глубинного строения региона.

Подтверждена рифтогенная природа впадины Сунляо, восточная и западная границы которой ограничены глубинными разломами Танлу и Неньцзянским, соответственно. В верхней мантии под впадиной обнаружена грибообразная зона пониженной вязкости, типичная для плюмовых структур. Данная зона выходит за пределы осадочного бассейна и сопровождается концентрически зональной аномалией теплового потока.

В фанерозойской тектоносфере исследуемого региона минимумами плотностной контрастности диагностируются:

- подкоровый вязкий слой на глубинах 30–50 км,
- астеносфера на глубинах 80–100 км.

По максимуму плотностной контрастности определена мощность литосферы Амурской плиты (80–100 км) и северного фланга Северо-Китайского кратона (130–140 км).

10^2 кг/м²/км); 8–9 – жесткие пластины в коре (8) и литосферной мантии (9); 10 – слой пониженной вязкости в разрезе «д»; 11 – шкала раскраски разреза «г». Обозначения структур над геологическим разрезом: СКК – Северо-Китайский кратон, Нс – глубина поверхности конденсации (выметания) плотностных неоднородностей соответствующего слоя.

В распределениях плотностной контрастности обнаружены формальные признаки палеозойской субдукции Северо-Китайского кратона и мезозойской субдукции Тихоокеанской плиты под Амурскую плиту. В соответствии с этим деформации земной коры и верхней мантии резко различаются структурными планами, обусловленными различными направлениями тектонических напряжений в палеозое и мезозое. Структуры северо-восточного простирания, отвечающие конвергенции Тихоокеанской и Амурской плит, проявлены в земной коре и подкоровом слое до глубины 70 км. Структуры ниже глубины 80 км характеризуются северо-западным простиранием, отвечающим конвергенции Северо-Китайского кратона и Амурской плиты. В разрезах $\mu_z(x, y, H_c)$ -модели выявлены признаки надвигания окраинно-континентальных террейнов (Цзямусинского, Ханкайского) на нижний слой литосферы Амурской плиты. Границей между окраинно-континентальной и континентальной корой является зона Танлу и сингенетичная ей цепочка рифтогенных впадин Бохайвань–Сунляо–Амуро-Зейская.

Реология и глубинное строение зоны сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов характеризуются чертами сходства с другими районами Восточно-Азиатской и Восточно-Австралийской окраин. Во всех изученных автором районах [9, 28, 39–42] выявлены признаки расщепления субдуцирующих плит на коровую и мантийную составляющие, при этом коровые окраинно-континентальные структуры надвинуты на нижний слой континентальной литосферы. В вероятностно-детерминистских гравитационных моделях одинаково проявлены структуры растяжения-сдвига: Охотско-Чукотская на Северо-Востоке Азии [9, 40], Танлу на северо-востоке Китая (рис. 6, б), Тасман в Австралии [42]. Рифтогенные структуры являются границами между аллохтонными окраинно-континентальными и автохтонными континентальными с корой кратонного типа структурами.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарен М.Н. Шуплецову (ГИН РАН) и Е.А. Рогожину (ИФЗ РАН) за внимательную проработку рукописи, ценные замечания, которые способствовали улучшению пониманию статьи.

Работа выполнена в соответствии с темой научных исследований, утвержденных 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. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / А.И. Ханчук (ред.). Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
2. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2 500 000 / Л.И. Красный, Пэн Юньбяо (ред.). Л.: ВСЕГЕИ, 1999.
3. Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф. и др. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.
4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 327 с.
5. Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Шевченко Б.Ф., Романовский Н.П., Каплун В.Б., Горнов П.Ю. Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 2. С. 3–17.
6. Меркулова Т.В., Кириллова Г.Л. Строение и перспективы нефтегазоносности северных звеньев Итунь-Иланьской ветви разломов Тан-Лу // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 6. С. 55–75.
7. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
8. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
9. 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.
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. Новые данные о строении земной коры и верхней мантии Юго-Восточного Китая, полученные в результате статистической обработки гравитационных аномалий // Тихоокеан. геология. 2020. Т. 3, № 2. С. 29–45.
12. Соколов С.Д. Концепция тектонической расслоенности литосферы: история создания и основные положения // Геотектоника. 1990. № 6. С. 3–19.
13. Тектоническая карта области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. 1:1 500 000 / Л.П. Карсаков, Чжао Чуньзинь, Ю.Ф. Малышев, М.В. Горошко (ред.). Владивосток-Хабаровск: ИТИГ ДВО РАН, 2005.
14. Трошков Г.А. Метод локализации сингулярных источников геопотенциальных полей в пространстве трех вещественных переменных // Физика Земли. 1994. № 9. С. 73–77.
15. Burov E., Guillou-Frottier L., D'Acremont., Le Pourhiet L., and Cloeting SPLume head-lithosphere interaction near intracontinental plate boundaries // Tectonophysics. 2007. V. 434. P. 15–38.
16. 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. V. 328. P. 157–182.
17. Chen G. N., Grapes R. Granite genesis: In situ melting and

- crustal evolution. Dordrecht, Netherlands: Springer, 2007. 278 p.
18. Chen L., Zheng T., Xu W. A thinned lithospheric image of the Tanlu Fault Zone, Eastern China: Constructed from wave equation based receiver function migration // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. B09312.
 19. 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.
 20. Evans C. Application of Poincare's sweeping-out process // *Mathematics.* 1933. V. 19. P. 457–461.
 21. Ge R.F., Zhang Q.L., Wang L.S., Chen J., Xie G.A., Wang X.Y. Late Mesozoic rift evolution and crustal extension in the central Songliao Basin, northeastern China: constraints from cross-section restoration and implications for lithospheric thinning // *Int. Geol. Rev.* 2012. V. 54. P. 183–207.
 22. 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.
 23. He C., Dong S.W., Chen X., Santosh M., Niu S. Seismic evidence for plume-induced rifting in the Songliao Basin of Northeast China // *Tectonophysics.* 2013. V. 627. P. 171–181.
 24. Hu F., Liu Z., Meng Q., Song Q., Xie W. Characteristics and comprehensive utilization of oil shale of the upper Cretaceous Qingshankou Formation in the southern Songliao Basin, NE China // *Oil Shale.* 2017. V. 34, N 4, P. 312–335.
 25. Huang J., Zhao D. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. B09305.
 26. Huang H., Zhang Z., Kusky T., Zhang D., Hou T., Liu Ju., Zhao Zh. Geochronology and petrochemistry 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.* 2012. V. 140–141. P. 66–85.
 27. Kang D., Ning W. J., Ritzwolle M. H., Kan D., Shen W. Seismic evidence for lithospheric modification associated with intra-continental volcanism in Northeastern China // *Geophys. J. Int.* 2016. V. 204. P. 215–235.
 28. Khanchuk A.I., Petrishchevsky A.M. Asthenosphere and plates of Northern Asia // *Doklady Earth Sci.* 2007. V. 413, N 2. P. 220–224.
 29. Kusky T.M., Windley B.F., Zhai M.G. Lithospheric thinning in eastern Asia; constraints, evolution, and tests of models // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2007. V. 280. P. 331–343.
 30. Kusky T.M., Windley B.F., Zhai M. G. Tectonic evolution of the North China Block: from orogen to craton to orogen // *NEICON (Nation. Electron. Inform. Consortium of Russia).* 2017. V. 1. URL <http://sp.lyellcollection.org>
 31. Land Gravity Data.bgi.omp.obs-mip.fr / модель: EGM08_CBA_global_2190_2.5m.
 32. Leitch A.M., Davies G.F., M. Wells M.A plume head melting under a rifting margin // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 161, N 1. P. 161–177.
 33. Li S.Q., Wang Y., Fang B.W., He F.F., Chen F., Siebel W. Early Cretaceous rift-related volcanism in the Songliao Basin, NE China – a geochemical study // *Int. Geol. Rev.* 2017. P. 1–17.
 34. Liu H., Niu F. Receiver function study of the crustal structure of Northeast China: Seismic evidence for a mantle upwelling beneath the eastern flank of the Songliao Basin and the Changbaishan region // *Earth Sci.* 2011. V. 24. P. 27–33.
 35. Liu Y.Q., Kuang H.W., Peng N., Xu H., Zhang P., Wang N.S., Wei T. An Mesozoic basins and associated palaeogeographic evolution in North China // *J. Palaeogeogr.* 2015. V. 4, N 2. P. 189–202.
 36. McDonald R., Rogers N.W., Fitton J.G., Black S., and Smith M. Plume-lithosphere interaction in the generation of the basalts of the Kenia rift, East Africa // *J. Petrol.* 2001. V. 42, N 5. P. 877–900.
 37. Meng Q. What drove Late Mesozoic extension of the northern China–Mongolia tract? // *Tectonophysics.* 2003. V. 369. P. 155–174.
 38. Parfenov L.M., Badarch G., Berzin N.A., Khanchuk A.I., Kuzmin M.I., Nokleberg W.E.J., Prokopiev A.V., Ogasawara V., Yan H. Summary of Northeast Asia geodynamics and tectonics // *Stephan Mueller Spec. Publ.* 2009. Ser. 4. P. 11–33.
 39. Petrishchevsky A.M. Gravity indicator of rheological properties of the tectonosphere of the Russian Far East // *Izvestiya Physics Solid Earth.* 2006. V. 42, N 8. P. 668–683.
 40. 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.
 41. Petrishchevsky A.M. Gravity models of two-level collision of lithospheric plates in Northeast Asia // *Geotectonics.* 2013. V. 47, N 6. P. 424–443.
 42. 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.
 43. Qi J-F., Zhou X-H., Deng R-G., Zhang K-X. Structural characteristics of the Tan-Lu fault zone in Cenozoic // *Sci. China. Ser. D–Earth Sci.* 2008. V. 51. P. 20–38.
 44. 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.
 45. Safonov Yu.G., Popov V.V., Volkov A.V., Zlobina T.M., Chaplin I.V. Topical problems of gold metallogeny // *Russian J. Geol. and Geophys.* 2007. V. 48, N 12. P. 5502–5511.
 46. Saunders A.D., Jones S.M., Morgan L.A., Pierce K.L., Widdowson M., Xu Y.G. Regional uplift associated with continental large igneous provinces: the role of mantle plumes and the lithosphere // *Chem. Geol.* 2007. V. 241. P. 282–318.
 47. Song Y., Liu Z., Bechtel A., Sachsenhofer R.F., Gro D., Meng Q. Palaeoenvironmental Reconstruction of the coal and oil shale-bearing interval in the lower Cretaceous Muling, Laoheishan Basin, northeast China // *Int. J. of Coal Geol.* 2017. V. 172. P. 1–18.
 48. Tang Y., Chen J.Y., 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.
 49. Tang Y., Obayashi M., Niu F., Grand S.P., Chen Y.J., Kawaka tsu H., Tanaka S., Ning J., James F., Ni F.J. Changbaishan volcanism in northeast China linked to subduction-induced mantle upwelling // *Nature Geosci.* 2014. V. 7. P. 470–475.
 50. Tao W., Shen Z. Heat flow distribution in Chinese continent and its adjacent areas // *Natural Sci.* 2008. V. 18. P. 843–849.
 51. Teng C., Hao F., Zou Y., Zhou X., Xu C. Tan-Lu fault system and its significance in oil accumulation in the central Liaodong

- Bay subbasin, Bohai Bay Basin, China // AAPG Bull. 2016. V. 100, N 2. P. 289–314.
52. Utkin V.P. Shear structural paragenesis and its role in continental rifting of the East Asian Margine // Russian J. Pacif. Geol.. 2015. V. 9, N 1. P. 167–188.
53. Wan T. The Tectonics of China. Data, Maps and Evolution. Beijing: Higher Education Publ. House. 2010. 501 p.
54. Wan T. F., Zhao Q. L. The genesis of tectono-magmatism in eastern China // Sci. China. Earth Sci. 2012. V. 55, N 3. P. 347–354.
55. 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.
56. Wandrey C.J., Law B.E. Maps showing geology, oil and gas fields and geologic provinces of South Asia // USGS Open-File Report 97-470C. 1998. URL: <http://pubs.usgs.gov/of/1997/ofr-97-470/OF97-470C/asiaGmap.html>.
57. Wang F., Zhou X.H., Zhang L.C., Ying J.F., Zhang Yu.T., Wu F.Y., Zhu R.X. Late Mesozoic volcanism in the Great Xing'an Range (NE China): Timing and implications for dynamic setting of NE Asia // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. V. 251. P. 179–198.
58. Wang P.J., Xie X.A., Mattern F., Ren Y.G., Zhu D.F., Sun X.M. The Cretaceous Songliao Basin: volcanogenic succession, sedimentary sequence and tectonic evolution, NE China // Acta Geol. Sinica. 2007. V. 81. P. 1002–1011.
59. Wang Z.J., Xu W.L., Pei F.P., Wang Zh.W., Yu Li, Cao H.Y. 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.
60. Wei H-H., Liu J.L., Meng Q-R. Structural and sedimentary evolution of the southern Songliao Basin, northeast China, and implications for hydrocarbon prospectivity // AAPG Bull. V. 94, N 4. P. 533–566.
61. Windley, B.F., Maruyama, S., Xiao, W.J. Delamination/thinning of sub-continental lithospheric mantle under eastern China: the role of water and multiple subduction // Am. J. Sci. 2010. V. 310. P. 1250–1293.
62. Wu F., Lin J., Wilde S. A., Zhang X., Yang J. Nature and significance of the Early Cretaceous giant igneous event in eastern China // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 233. P. 1–61.
63. Wu F.Y., Zhao G.C., Sun D.Y., Wilde S.A., Yang J.H. The Hulan group: its role in the evolution of the central Asian orogenic belt of NE China // J. Asian Earth Sci. 2007. V. 30. P. 542–556.
64. Xiao W., Windley B.F., Jie H., Mingguo Z. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: Termination of the central Asian orogenic belt // Tectonics. 2003. V. 22, N 6. P. 1–8.
65. 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.
66. Zhang J., Hao T., Dong S., Chen X., Cui J., Yang X., Liu C., Li T., Xu Y., Huang S., Re F. The structural and tectonic relationships of the major fault systems of the Tan-Lu fault zone, with a focus on the segments within the North China region // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 110. P. 85–100.
67. Zhang R., Wu Q., Sun L., He J., Gao Z. Crustal and lithospheric structure of Northeast China from S-wave receiver functions // Earth Planet. Sci. Lett. 2014. V. 401. P. 196–205.
68. Zhang X., Yang B. Wu F., Liu G. The lithosphere structure of Northeast China // Frontier. Earth Sci. China. 2007. V. 1, N 2. P. 165–171.
69. Zhang Y., Ma Y, Yang N, Shi W., and Dong S. Cenozoic extensional stress evolution in North China // J. Geodynamics. 2003. V. 36. P. 591–613.
70. Zhu R.X., Chen L. Wu F.Y., Liu J. L. Timing, scale and mechanism of the destruction of North China Craton // Sci. China. Ser. Earth Sci. 2011. V. 54. P. 789–797.
71. 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. Ser. Earth Sci. 2012. V. 55, N 10. P. 1565–1587.

Рекомендована к печати В.Б. Каплуном

после доработки 11.04.2021 г.

принята к печати 27.05.2021 г.

A.M. Petrishchevsky

Crust and upper mantle in the zone of junction between the Central Asian and Pacific fold belts

Spatial distributions of gravity sources and density contrast of geological media, which is reflected by the values of parameter μ_z , into the crust and upper mantle of Northeast China are analyzed. Features of rheological layering of the tectonosphere and deep spatial relationships of tectonic structures (cratonic blocks, marginal terranes, and sedimentary basins) are defined. In the density contrast distributions the formal signs of Paleozoic subduction of the North-China Craton and Mesozoic subduction of the Pacific Plate under the Amurian Plate were revealed. Crustal deformations are in sharp contrast with upper mantle deformations in structural planes resulting from different directions of tectonic stresses in the Paleozoic and Mesozoic. Thrusting of marginal terranes (Jamusi, Khanka) over the Amurian Plate lithosphere is revealed. Rheology and deep structure of North East China bear many similarities to other regions of the Pacific western margin in Asia and Australia.

Key words: crust, upper mantle, gravity models, tectonics, rheology, rifting, subduction, North East China.