

ГЛУБИННЫЕ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ ПО ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

А.М. Петрищевский

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН

679106, г. Биробиджан, ул. Шолом-Алейхема, 4

E-mail: petris@stl.ru

Поступила в редакцию 25 января 2006 г.

Анализируются пространственные распределения плотностных неоднородностей в земной коре и верхней мантии Северо-Востока России, моделируемые в результате формализованных и априорных расчетных процедур. По распределениям центров масс элементарных неоднородностей установлены резкие различия в характере деформаций среднестороннего, нижнестороннего и нижнего литосферного слоев, выявлены структуры растяжения и сжатия в нижнем слое земной коры, обнаружена приуроченность Охотско-Чукотского вулканического пояса к региональной структуре растяжения. По распределениям вертикальных градиентов плотности эквивалентных сферических источников установлено 5-слойное строение тектоносферы до глубины 120 км от поверхности геоида, определены параметры и типы пространственных взаимоотношений окраинно-континентальных коровых и субокеанических корово-мантийных субкристаллических пластин в зонах коллизии Северо-Американской, Евразийской и Тихоокеанской литосферных плит. В верхней мантии Северо-Восточной Азии выявлены обширные области (в плане) и слои (в разрезе), в пределах которых отсутствуют источники интенсивных гравитационных аномалий. Корреляция этих слоев с зонами низких электрических сопротивлений и тепловыми аномалиями позволяет связывать их со слоями пониженной вязкости или повышенной текучести в подкоровом слое верхней мантии и астеносфере. Установлена отчетливая связь поднятий вязкого слоя с Охотско-Чукотским вулканическим поясом и границами литосферных плит. Формализованные модели гравитационной неоднородности тектоносферы трансформированы в стандартные плотностные модели.

Ключевые слова: *Северо-Восток России, тектоносфера, гравитационные модели.*

UPPER MANTLE STRUCTURES OF THE NORTHEASTERN RUSSIA (FROM GRAVITY DATA)

A.M. Petrishchevsky

Institute for Integrated Analysis of Regional Problems, Far East Branch of RAS

The spatial distributions of density heterogeneities in the crust and upper mantle of the Northeastern Russia received from formalized non-aprior procedures are analyzed. According to distributions of the mass centers of elementary heterogeneities the sharp different types of deformations of the mid-crust, low-crust and low-lithosphere layers were established; the structures of a stretching and compression in the low-crust layer were revealed; the belonging of the Okhotsk-Chukotky volcanic belt to the regional stretch-structure was discovered. Following distributions of the vertical gradients density of equivalent spherical sources was established 5-layering structure of the tectonosphere up to a depth of 120 km from the geoid surface. The parameters and types of spatial relations of the marginal continental slabs and oceanic crust-mantle subcrystal ones in the collision zones of the Northern-American, Eurasian and Pacific lithosphere plates were determined. Within the extensive areas (in a plan) and layers (in a section) of the upper mantle of Northeast Asia were revealed the absence of any sources of intensive gravity anomalies. The correlation of these layers with zones of low electrical resistance and high thermal anomalies allows to connect them with layers of the lowered viscosity or increased fluidity in subcrust layer of upper mantle and in the asthenosphere. The distinct connection of the raises of viscous layer with the Okhotsk-Chukotky volcanic belt and the lithosphere plates bor-

ders was established. The formalized models of tectonosphere gravity heterogeneities has been transformed into standard density models.

Key words: *Northeastern Russia, tectonosphere, gravity models.*

В связи с редкой сетью сейсмических профилей [Булин, 1989; Глубинное..., 1991; Ващилов и др., 2003] глубинное строение земной коры и верхней мантии Северо-Востока России до сих пор остается слабо изученным, в то время как приповерхностные тектонические комплексы этого региона характеризуются исключительно сложным геологическим строением [Тильман, Богданов, 1992; Соколов, 1992; Парфенов и др., 1993; Соколов и др., 1997; Чехов, 2000; Тектоника..., 2001]. Северо-Восточный регион располагается на стыке четырех литосферных плит [Тектоника..., 2001], при коллизиях которых в позднем палеозое, мезозое и кайнозое были образованы сложные ансамбли кратонных, аккреционных, островодужных и океанических террейнов, перекрываемых плитными и складчато-надвиговыми комплексами (рис. 1). В зонах коллизии литосферных плит и крупных террейнов (супертеррейнов или микроконтинентов) проявились активные мезозойские магматические процессы, наиболее мощные из которых привели к образованию протяженных гранитоидного Верхояно-Колымского и плутоногенно-вулканогенного Охотско-Чукотского поясов. Недостаточность сведений о глубинном строении верхней мантии Северо-Восточного региона обуславливает высокую степень неоднозначности палеогеодинамической интерпретации приповерхностных геологических наблюдений. В частности, существует около 10 версий происхождения Охотско-Чукотского вулканического пояса [Белый, 1998; Чехов, 2000], а граница между Евразийской и Северо-Американской литосферными плитами проводится разными исследователями в полосе шириной 700 км, начиная от Полоусненско-Колымского структурного шва на юго-западе [Churkin, 1973; Мигурский и др., 2005] до Южно-Ануйской зоны – на северо-востоке [Парфенов, 1975] (рис. 1). Чрезвычайно разнообразный вещественный состав магматических образований (от габбро-офиолитов до плагиогранитов) в сочетании с широким развитием шарьяжей и тектонических покровов при отсутствии опорной сейсмической информации яв-

ляется сложным препятствием для гравитационного моделирования глубинных структур земной коры и верхней мантии этого региона.

Наибольший вклад в гравиметрические исследования тектоносферы Северо-Востока России внесли работы Ю.Я. Ващилова [1984, 1993, 1995, 2003], модели которого характеризуют зону до глубины 60 км от поверхности геоида. Эти модели, основывающиеся на аппроксимации геологического пространства вертикальными параллелепипедами, более информативны во внутрикратонных районах и в пределах близких к ним по строению окраинно-материковых террейнов со стабильной, или «зрелой», континентальной корой, где распространены блоково-слоистые структуры с вертикальными нарушениями сплошности геологического пространства. Однако, в районах с широким развитием близковозрастных аккреционных, микситовых (турбидитовых, олистостромовых) и магматических комплексов, перекрываемых мощными вулканическими и тектоническими покровами (прибрежно-материковые районы Северо-Востока), где преобладают элементарные плотностные неоднородности с наклонными (шарьяжи, надвиги) и неровными (магматические тела) боковыми гранями, применение слоисто-блоковой аппроксимации геологического пространства сталкивается с неопределенностями локализации источников типа «вертикальный блок» или «призма», прежде всего – с неясностью определения точек перегиба кривых V_z (максимумов V_{zx}) и асимптот гравитационных аномалий, по значениям которых Ю.Я. Ващилов определяет положение верхних (Z_1) и нижних (Z_2) ограничений вертикальных блоков.

В предлагаемой работе первый этап гравитационного моделирования глубинных структур нижнего слоя земной коры и верхней мантии до глубины 120 км основывается на аппроксимации геологического пространства более широким классом «компактных» плотностных неоднородностей, удовлетворяющих условию: $Z_1 > 0,5D$, где Z_1 – расстояние до поверхности элементарного тела над его центром

тяжести, D – горизонтальные размеры тела в исследуемом пересечении.

Методика исследования

Описываемые ниже модели пространственных распределений центров масс плотностных неоднородностей (Z_0) и соответствующие им модели распределений градиентов плотности эквивалентных сферических источников (μ_z) основываются на результатах множественной интерпретации элементарных квазисимметричных гравитационных возмущений, отделяемых от низкочастотных составляющих гравитационного спектра линейным фоном либо вычитанием их из трансформированных (осредненных или пересчитанных вверх) «региональных» компонент аномалий Буге. Компьютеризированные вычисления глубин залегания центров масс, приводимые к типу изометричного источника ($1 > k > 0,76$), осуществлялись по системе параллельных профилей, задаваемых вкостр преобладающего простираения гравитационных аномалий по алгоритму:

$$Z_0 = 0,69 \frac{\sum_{i=1}^k G(i) dx}{G_{\max}}, \quad (1)$$

где dx – шаг регистрации поля; $G(i)$ – текущее значение аномалии Буге на отрезке профиля после исключения линейного фона, касательного к ее флангам; $G_{\max}$ – амплитуда элементарной аномалии.

Этот алгоритм устойчив к помехам, обусловленным высокочастотными флюктуациями аномальных кривых (G), и характеризуется наилучшей сходимостью с вычислениями (Z_0) по абсциссам полумаксимумов [Гравиразведка, 1990, с. 442]. Результаты имитационного моделирования доказывают [Петрищевский, 2004б], что при условии: $Z_1 > 0,5D$ глубина залегания центра масс элементарного «компактного» источника вычисляется с погрешностью, не превышающей 30 % его истинного положения без петрофизических данных и точной информации о форме тела. Условием пространственной корреляции множества таких источников является их взаимоудаленность на расстояние, большее $1,5D$ [Петрищевский, 2004б]. По другим заключениям [Гравиразведка, 1990, с. 234-235], достаточным условием однозначного нахождения центров масс тел с изометричным сечением (в идеальном случае – шара или горизонтального цилиндра) в сложных системах плотностных неоднородностей является непересекаемость их поверхностей. При соблюдении этих условий формализованные модели пространственных распределений плотностных неоднородностей в условном (специализированном) геологическом пространстве способны отображать объективные закономерности глубинного строения тектоносферы без идентификации гравитационных аномалий с конкретными геологическими телами и тектоно-физическими структурами, параметры которых в глубоких слоях земной коры

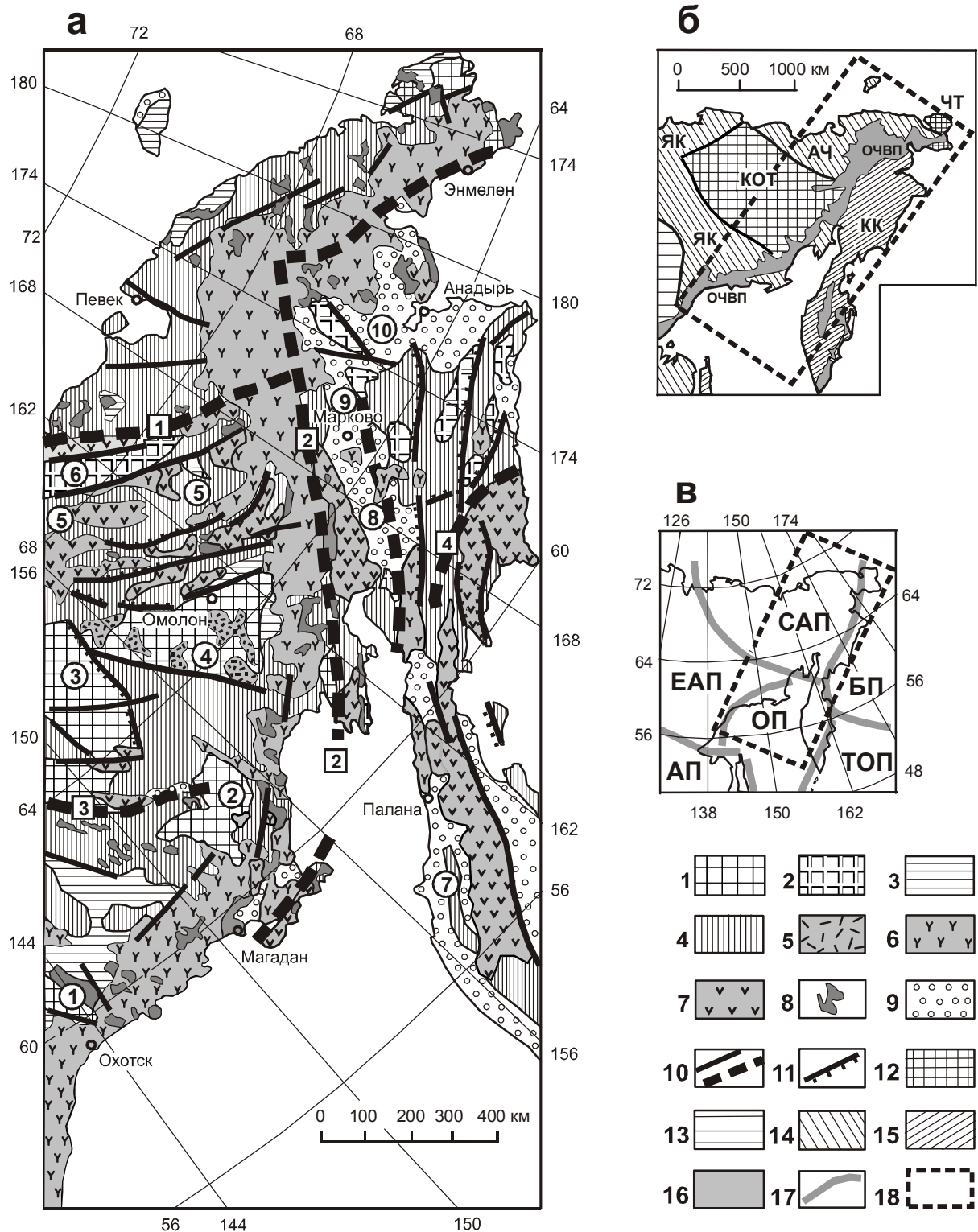
Рис. 1. Схемы тектонических комплексов (а), главнейших структур (б) и литосферных плит (в) Северо-Восточного региона (по [Тильман, Богданов, 1992; Чехов, 2000; Парфенов, 1975; Тектоника..., 2001]).

На схеме тектонических комплексов (а): 1 – микроконтиненты (террейны) с континентальной корой; 2 – субокеанические террейны; 3-4 – аккреционно-складчатые комплексы: 3 – палеозойские, 4 – мезозойские; 5-7 – мезозойские вулканы: 5 – липарит-дацитового состава, 6 – смешанного состава, 7 – андезитового состава; 8 – мезозойские гранитоиды; 9 – кайнозойские, преимущественно терригенные, комплексы; 10 – разломы, том числе структурные швы (пунктир); 11 – надвиги. Наименования структур (цифры в кружках): окраинно-материковые террейны с континентальной корой: 1 – Охотский, 2 – Балыгычанский, 3 – Шаманихский, 4 – Омолонский; 5 – Олойская складчатая зона; 6 – Южно-Анхойская складчато-раздвиговая система; 7 – Западно-Камчатская палеостровная дуга [Чехович, Сухов, 2005]; кайнозойские впадины: 8 – Пенжинская, 9 – Марковская, 10 – Анадырская. Обозначения структурных швов (цифры в квадратах): 1 – Новосибирско-Чукотский, 2 – Кони-Мургальский, 3 – Полоусненско-Колымский, 4 – Вывенковский. На схеме главнейших структур (б): 12 – супертеррейны (КОТ – Колымо-Омолонский, ЧТ – Чукотский); 13 – палеозойский чехол Северо-Азиатского кратона; 14, 15 – аккреционно-складчатые системы: 14 – мезозойские (ЯК – Яно-Колымская, АЧ – Анхойско-Чукотская), 15 – позднемезозойско-кайнозойские (КК – Корьяско-Камчатская); 16 – Охотско-чукотский вулканический пояс (ОЧВП). На схеме литосферных плит (в): 17 – границы литосферных плит [Тектоника..., 2001] с дополнениями [Петрищевский, Злобин, 2004]. Плиты: ЕАП – Евразийская, САП – Северо-Американская, АП – Амурская, ОП – Охотоморская, ТОП – Тихоокеанская, БП – Беринговоморская; 18 – контур схемы (а) на схемах (б) и (в).

ГЛУБИННЫЕ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

и верхней мантии, вне редких профилей ГСЗ, МОВЗ и МТЗ, заранее неизвестны. Эквивалентность гравитационных потенциалов многосвязных систем плотностных неоднородностей односвязным звездным массам [Иванов, 1956; Зидаров, 1968; Прилепко, 1970; Цирульский, Никонова, 1975; Никонова, 1979] позволяет распространить этот вывод на весьма сложные геологические структуры (тектоно-магматические, мета-

морфогенные, слоисто-блоковые, вулканоплутонические, микситовые, аккреционные, тектонофизические и др.), при этом с помощью простейшего алгоритма для «компактных» источников (1) представляется возможным исследовать взаимное расположение элементарных тел широкого пространственного диапазона: $5 > \Delta H/D > 0,1$ [Петришевский, 2004б], где ΔH – вертикальная мощность элементарного геологического тела.



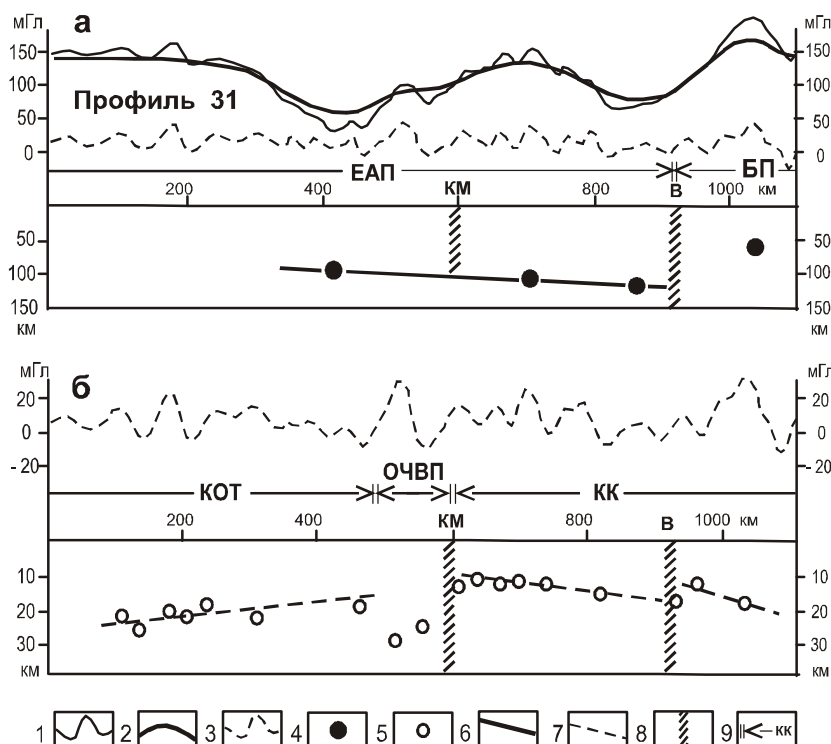


Рис. 2. Пример локализации «компактных» источников гравитационных аномалий в верхней мантии (а) и среднем слое земной коры (б).

1-3 – кривые аномалий Буге: 1 – наблюдаемая, 2 – осредненная в радиусе 150 км, 3 – разностная; 4-5 – центры масс плотностных неоднородностей: 4 – мантийных, 5 – коровых; 6-7 – линии корреляции центров возмущающих масс: 6 – мантийных, 7 – коровых; 8 – структурные швы: КМ – Кони-Мургаляский, В – Вывенковский; 9 – границы тектонических структур (по рис. 1б). Расположение профиля 31 см. на рис. 5а.

Основным противопоказанием к моделированию глубинных структур тектоносферы по распределениям центров масс является существование горизонтально-плоских тел и структур ($Z_1 \ll D$) в приповерхностной части разрезов. Приемы отбраковки аномалий от таких источников описаны в работе [Петрищевский, 2006б], однако они не гарантируют полное освобождение моделей от искажающего влияния горизонтально-плоских тел. Поскольку соотношение количеств «компактных» и горизонтально-плоских аномальных масс в земной коре заранее почти всегда неизвестно, единственным способом оценки геологической достоверности рассматриваемых ниже формализованных гравитационных моделей является сопоставление результатов моделирования с геологическими данными (стратиграфия, складчатые деформации, разрывная тектоника и др.) и результатами сейсмических и магнитотеллурических зондирований [Петрищевский, 1988, 2004б, 2006б].

На рис. 2 показан пример локализации эквивалентных (или кажущихся) «компактных» источников гравитационных аномалий вблизи подошвы литосферы (рис. 2а) и в среднем слое

земной коры (рис. 2б). На литосферном уровне скачкообразное увеличение глубины залегания плотностных неоднородностей наблюдается в зоне Вывенковского структурного шва, совпадающего (на профиле 31) с глубинной границей Северо-Американской субконтинентальной и Беринговоморской океанической плит (рис. 1в). На коровом уровне (рис. 2б) наблюдается плавное погружение корреляционных границ¹ в обе стороны от Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП), а в пределах пояса глубина залегания плотностных неоднородностей скачкообразно увеличивается. Как будет показано ниже (рис. 4б), такое распределение аномальных масс имеет место на всем протяжении ОЧВП и объясняется валлообразным поднятием нижнекорового слоя, которое в позднем мезозое сопровождалось интенсивными вулканическими излияниями среднего и основного состава в зоне регионального растяжения земной коры.

Расчеты выполнены по профилям северо-западного направления (профили параллельны короткой стороне прямоугольника, ограничивающего район исследований на рис. 1б,в), расстояние между профилями составляет 50 км,

¹ Линии корреляции центров плотностных неоднородностей представляют собой условные геологические границы 2-го класса [Косыгин, 1983], подобные структурным границам в тектонике, проводимым через особые точки геологического пространства, например, через замки складок непрерывающегося стратиграфического горизонта (поверхность «зеркала складчатости»).

шаг регистрации поля на профиле – 5 км. Такая система исходных данных плотно охватывает все гравитационные аномалии региона, начиная от размеров: 50 × 50 км и характеризует плотностные неоднородности нижнего полупространства на глубинах более 15 км. В результате множественной интерпретации элементарных гравитационных возмущений сформирован массив значений $Z_0(x,y,z)$ с общим числом расчетных точек $n = 1097$, используемый для построения структурных планов гравитирующих неоднородностей и моделирования плотностной контрастности геологического пространства по градиентам поверхностной плотности эквивалентных сферических источников (μ_z).

Последний параметр описывается выражением [Петрищевский, 2004а, 2005, 2006б]:

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

где Vzm – амплитуда элементарного гравитационного возмущения; K – гравитационная

постоянная; H_c – поверхность, на которую «конденсируются» массы компактных источников слоя (задается интерпретатором).

Значения μ_z (1 ед. = 10^{-2} кг/м²/км) вычислены для слоев земной коры и верхней мантии в интервалах глубин: 2-10, 12-25, 17-30, 22-40, 27-45, 32-50, 37-55, 42-60, 52-70, 65-90, 75-110, 85-120, 95-140, 105-160 и 125-200 км на соответствующих этим слоям уровнях поверхности: $H_c = 0, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100$ и 120 км. Поскольку поверхности (H_c), на которые «конденсировались» объемные массы, всегда располагались выше поверхностей соответствующих слоев, функция (2) не испытывала разрывов в точках: $H_c = Z_0$. Вычисления транспонированы в узлы матрицы $130 \times 130 \times 10$ км, используемой для построения карт-срезов и разрезов объемной модели $\mu_z(x, y, H_c)$.

Опыт проведенных исследований привел к выводу, что μ_z -параметр отражает степень жесткости тектонических сред: его максимумам

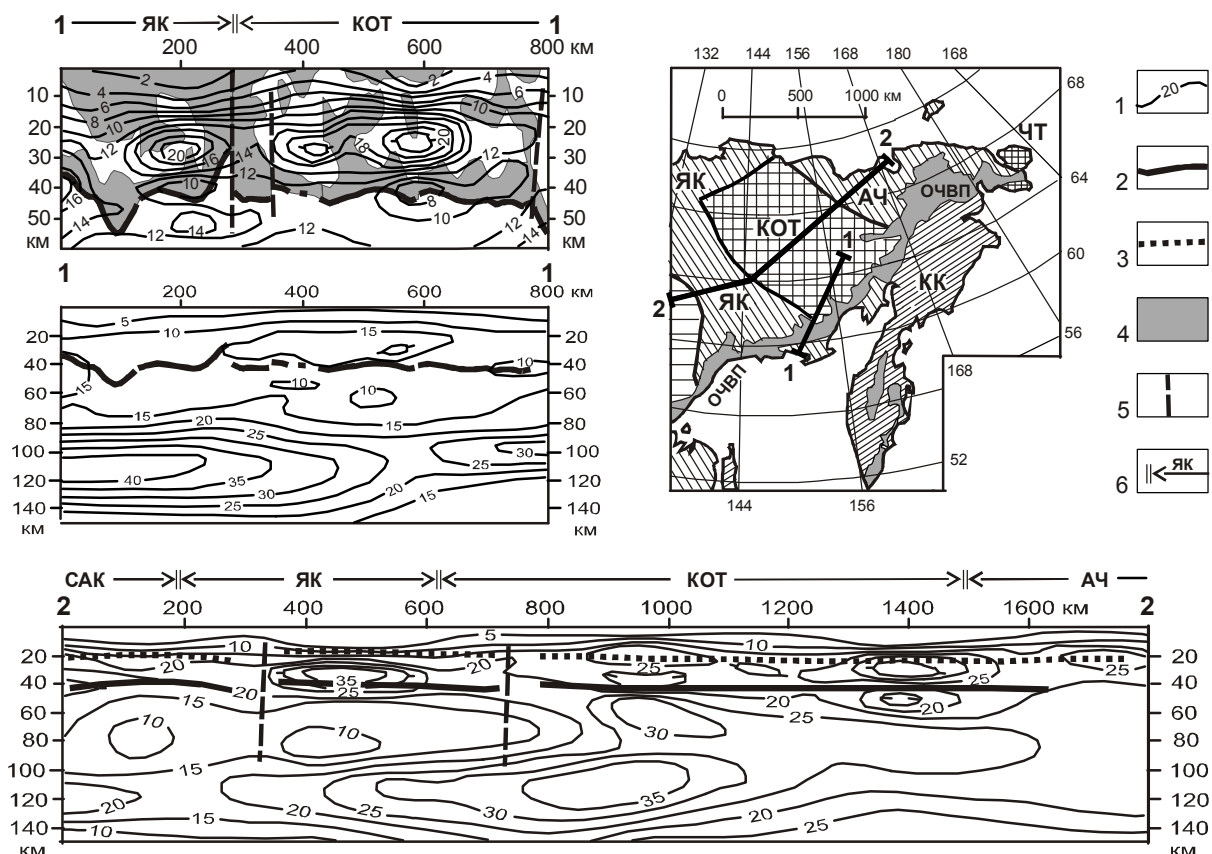


Рис. 3. Распределения градиентов сферической плотности в разрезах ГСЗ «Магадан-Омолон» (1-1) и МОВЗ «Чурапча-Артык-Певек» (2-2).

1 – изолинии градиента плотности, 10^{-2} кг/м²/км; 2-3 – скоростные границы: 2 – Мохоровичича, 3 – Конрада; 4 – зоны пониженной скорости сейсмических волн в разрезе 1-1 [Мигурский и др., 2005]; 5 – разломы; 6 – границы тектонических структур на разрезах. Наименования структур: САК – Северо-Азиатский кратон. Другие обозначения на рис. 1б.

соответствуют глубоко метаморфизованные блоки и пластины древней континентальной коры и нижнего слоя литосферы, а минимумам – слою пониженной вязкости в подкоровом слое верхней мантии и астеносфере [Петрищевский, 2006б]. Более подробное физико-математическое обоснование, технологические приемы построения формализованных гравитационных моделей и принципы их геологической интерпретации приведены в работах [Петрищевский, 1981, 1988, 2004а,б; 2005; 2006а,б].

Сравнение распределений градиентов плотности эквивалентных сферических источников с распределениями скорости сейсмических волн в разрезах МОВЗ и ГСЗ на территории Северо-Востока России (рис. 3) иллюстрирует возможности диагностики и пространственной параметризации глубинных структур с помощью μ_z -параметра:

1. На профиле ГСЗ «Магадан-Омолон» [Мигурский и др., 2005] области повышенных градиентов плотности в интервале глубин 15-35 км (разрез 1-1) соответствует кристаллический слой земной коры, а сейсмический «волновод» в основании коры сопровождается локальными минимумами μ_z -параметра. Внутри земной коры максимальные значения градиентов плотности коррелируются с более высокоскоростными (и соответственно, более жесткими) сейсмическими средами.

2. Зона низких значений μ_z -параметра в подкоровом слое верхней мантии (разрез 1-1, нижний рисунок) в интервале глубин 50-70 км соответствует слою с низким электрическим сопротивлением, диагностируемому на южном отрезке профиля 1-1 точечными магнитотеллурическими зондированиями [Ващилов и др., 2003].

3. На профиле МОВЗ «Чурапча-Артык-Певек» [Булин, 1989] слой повышенных градиентов плотности в интервале глубин 15-40 км (разрез 2-2) вписывается в кристаллический слой земной коры. Подошва высокоградиентного слоя коррелируется с границей Мохоровичича, а кровля располагается на 5-8 км выше границы Конрада либо совпадает с последней.

4. В обоих разрезах (рис. 3) слой с высокими значениями градиента плотности в интервале глубин 80-130 км соответствует нижнему, более жесткому, слою литосферы. Этот слой – жесткая пластина в верхней мантии – погружается с северо-востока на юго-запад, что может быть связано с поддвижением Северо-Американской плиты под Евразийскую (рис. 1в).

Приводимые формализованные гравитационные модели тектоносферы Северо-Востока России (рис. 3-7) не претендуют на геологическую однозначность построений, однако, будучи основанными на инаприорных формализованных расчетных процедурах в классе обратных задач гравитационного потенциала, обладающих внутренней (процедурной) единственностью решений, они являются объективным (т.е. не зависимым от предшествующих геолого-геофизических данных и тектонических концепций) и однозначно воспроизводимым источником информации.

На завершающем этапе интерпретации гравиметрических данных распределения градиентов плотности увязаны с традиционными 2-мерными плотностными моделями в опорных разрезах. Прямая итерационная задача решалась по алгоритму Голиздры-Старостенко для тел с 4-угольным поперечным сечением [Гравиразведка, 1990].

Формализованные модели гравитационной неоднородности земной коры и верхней мантии Северо-Востока России

По особенностям пространственных распределений центров масс плотностных неоднородностей тектоносфера Северо-Восточного региона дифференцируется на три главных слоя. Верхний слой до глубины 35-40 км, соответствующей средней (в этом регионе) глубине залегания подошвы земной коры, характеризуется разнонаправленным простираанием изолиний (Z_0) и осей структур рельефа условных уровней поверхностей: северо-восточным, субширотным и субмеридиональным. Глубинные структуры северо-западного направления, которые могли бы быть связаны с деформациями приповерхностных комплексов Колымо-Омолонского супертеррейна и Анюйско-Чукотской складчатой системы [Тектоническая..., 1978; Тильман, Богданов, 1992], в рассматриваемых моделях (рис. 4) не проявлены по причине северо-западной ориентировки расчетных профилей: поперечной по отношению к преобладающему простираанию гравитационных аномалий, и продольной по отношению к простираанию пликативных, магматических и разрывных структур мезозойской эры. В верхнем слое земной коры, до глубины 15 км, ориентировки изолиний (Z_0) и осей локальных аномалий не закономерны (может

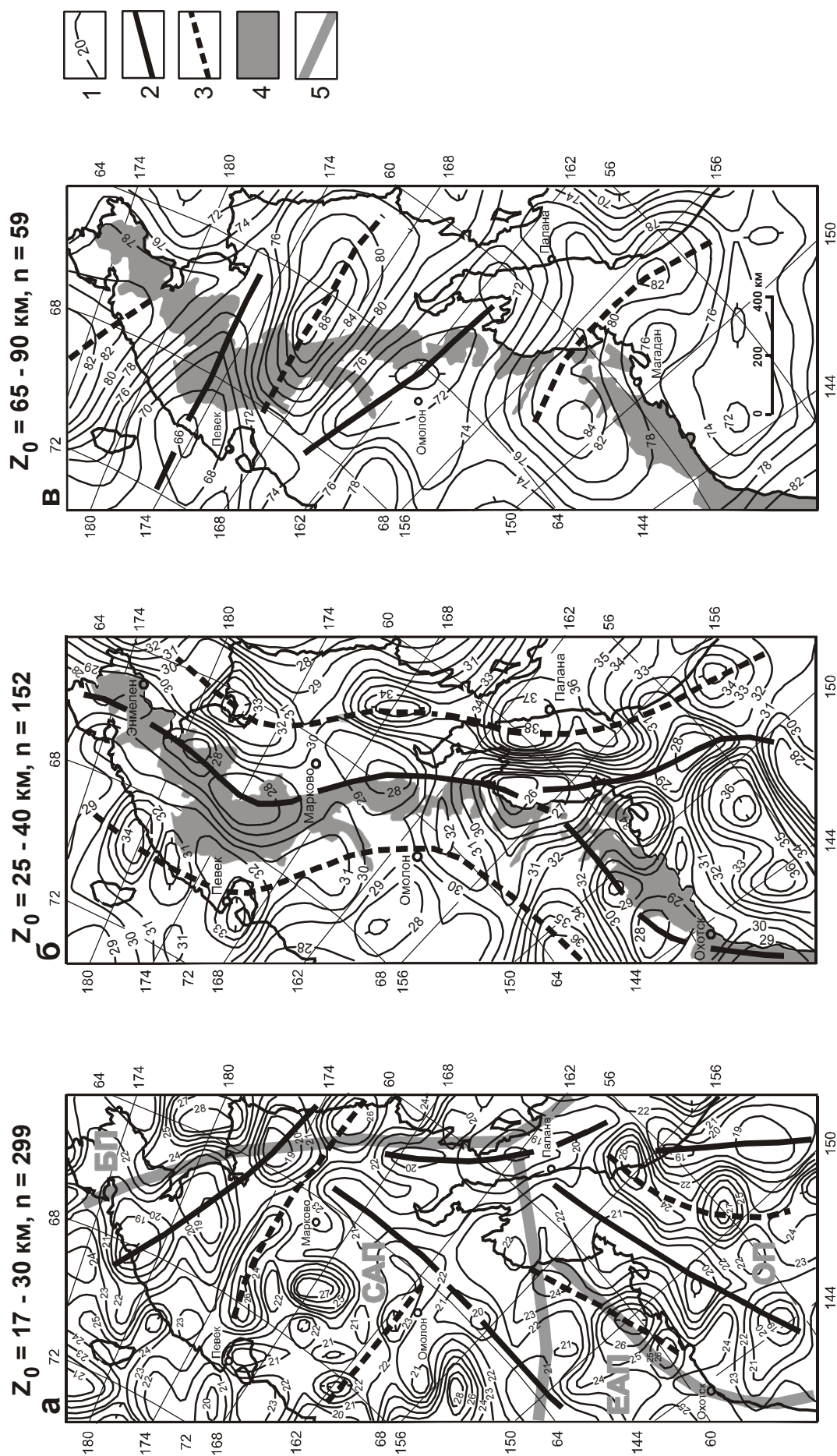


Рис. 4. Схемы распределений центров масс плотностных неоднородностей в среднем (а) и нижнем (б) слоях земной коры и нижнем слое литосферы (в)

1 — изолинии глубин залегания центров масс, км; 2-3 — линии корреляции плотностных неоднородностей; 4 — Охотско-Чукотский вулканический пояс; 5 — границы литосферных плит по рис. 2в.

быть, это объясняется редкой сетью использованных гравиметрических данных), однако в среднем слое коры (рис. 4а) наблюдается отчетливое различие структурных планов плотностных неоднородностей в южных и северных районах рассматриваемого региона. Южнее 64° с.ш. оси линейных структур рельефа условной поверхности ($Z_0 = 23 \pm 7$ км) ориентированы в северо-восточном направлении, характерном для тектонических структур Тихоокеанской и Охотоморской континентальных окраин (рис. 1), а севернее этой широты преобладают субмеридиональные ориентировки в распределениях плотностных неоднородностей, не проявленные в приповерхностных тектонических деформациях мезозойского Северо-Востока, однако широко распространенные в домезозойских складчато-разрывных структурах юго-восточного и северо-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона и кратонных террейнов – Приколымского, Охотского, Тас-Хаятасского и Уяндинского [Тектоническая..., 1978; Тектоника..., 2001]. Последняя особенность указывает на то, что средний и нижний слои земной коры Колымо-Омолонского супертеррейна и примыкающей к нему Анюйско-Чукотской складчатой системы отражают структурный план допозднемезозойских деформаций, обусловленный палеозойской-раннемезозойской коллизией Северо-Американской и Евразийской литосферных плит.

Второй слой, в интервале глубин: $\Delta Z_0 = 35-55$ км (схема не представлена), характеризуется преобладанием северо-восточной ориентировки изолиний (Z_0), связанной с кайнозойскими тектоническими деформациями тихоокеанской окраины Азиатского континента, обусловленными коллизией Евразийской и Северо-Американской континентальных плит (которые сомкнулись в позднем палеозое-раннем мезозое) с Берингоморской, Тихоокеанской и Охотоморской океаническими плитами. В распределении плотностных неоднородностей нижнего слоя земной коры (рис. 4б) хорошо проявлены S-образные субпараллельные зоны поднятий и погружений условной поверхности (Z_0), повторяющие контуры границ литосферных плит, а центральная зона поднятий совпадает с положением Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП). Воздымание нижнекоровых масс в основании ОЧВП является типичным признаком раздвиговых (рифтогенных) окраинно-материковых структур [Родников, 1979; Тек-

тоносфера..., 1992; Петрищевский, 2004а]. В альб-сантонское время в зоне предполагаемого раздвига произошли мощные вулканические излияния преимущественно андезитового состава [Белый, 1998]. С более поздним (кайнозойским) периодом развития Охотско-Чукотской структуры растяжения, по-видимому, связана система кайнозойских впадин (ТИНРО-Шелехова-Пенжинская-Марковская-Анадырская), протягивающаяся вдоль юго-восточных границ ОЧВП. Небольшое (порядка 60-80 км) северо-западное смещение оси глубинного раздвига относительно осей упомянутых впадин может быть обусловлено латеральной миграцией зоны растяжения либо поддвиганием нижнекорового (или корово-мантийного) слоя «тихоокеанской» литосферы под формирующуюся континентальную окраину и встречным перемещением приповерхностных тектонических масс. Признаки процессов второго типа хорошо проявлены в структурах земной коры Камчатского полуострова [Петрищевский, 2006а] и Сихотэ-Алиня [Петрищевский, 2004б].

Таким образом, по полученным данным, ОЧВП представляет собой окраинно-материковую структуру растяжения, что согласуется с тектонической версией Яншина-Хаина-Гатинского [Яншин и др., 1984] о приуроченности этого пояса к шовной зоне на границах литосферных плит. С региональной структурой растяжения в основании ОЧВП сопряжены субпараллельные ему структуры сжатия по обе стороны от пояса, сопровождающиеся увеличением мощности корового гравитационно-активного слоя (рис. 4б). В юго-восточной зоне предполагаемого сжатия располагается Корьяско-Камчатская аккреционно-складчатая система, а к северо-западной зоне приурочены Охотский, Балыгычанский и Омолонский террейны с земной корой континентального типа (рис. 1).

Третий гравитационно-активный слой, в интервале глубин 50-120 км, характеризуется преобладающим субмеридиональным структурным планом распределений центров плотностных неоднородностей, резко дискордантным по отношению к приповерхностным и нижнекоровым структурам, а наиболее четко это проявлено в интервале глубин $\Delta Z_0 = 65-90$ км (рис. 4в). Такое распределение может быть обусловлено широтным (западным) вектором тектонических напряжений, характеризующим взаимодействие Евразийской и Северо-Американской литосферных плит в позднем палеозое

и раннем мезозое. Как будет показано ниже (рис. 5б, 7), глубинная граница этих плит располагается намного севернее ее сейсмогенной коровой границы [Тектоника..., 2001] и имеет согласную с распределением плотностных неоднородностей нижнего слоя литосферы меридиональную ориентировку.

Структурные особенности распределений плотностных неоднородностей в земной коре и верхней мантии Северо-Восточного региона (рис. 4) детализируются и дополняются объемными моделями $\mu_z(x, y, H_c)$, которые содержат информацию о плотностной контрастности (степени неоднородности) тектоносферы до глубины 120 км от поверхности геоида (рис. 5). Так же, как и в сопредельном Охотоморском регионе [Петрищевский, Злобин, 2004; Петрищевский, 2006б], распределение μ_z -параметра характеризуется 5-слоиным разрезом. Близповерхностный вулканогенно-осадочный слой (до глубины 10-12 км) характеризуется низкими значениями градиентов плотности ($\mu_z < 10$ ед.).

Второй слой (КК) в интервале глубин 15-40 км с высокими значениями μ_z параметра (15-30 ед.), соответствующий нижнему слою земной коры (рис. 3), лучше всего проявлен в континентальной части разрезов (2-2 на рис. 5в; 4-4 на рис. 6; 3-3 на рис. 7), слабее на территории Западной Камчатки (рис. 5в), а в морской и прибрежно-континентальной частях разрезов этот слой обычно отсутствует либо имеет небольшую мощность.

Третий слой (КМ) с высокими значениями градиентов плотности (15-30 ед.) в диапазоне глубин 30-60 км структурно обособлен от второго слоя (КК) и сопровождается признаками выклинивания в направлении континента (разрезы 4-4, 7-7 и 2-2 на рис. 5-7). Этот слой связывается с жесткими пластинами в подкоровом (или корово-мантийном) слое верхней мантии субокеанического типа.

Четвертый слой (А), регистрируемый в диапазоне глубин от 40 до 100 км, характеризуется аномально низкими значениями μ_z -параметра (< 15 ед.) и совпадает с положением вязкого слоя – зоны частичного плавления, диагностируемого в этом регионе по разрозненным магнитотеллурическим [Мороз, 1991; Туезов, 1994; Вашилов, Гайдай и др., 2003] и термометрическим данным [Туезов, 1990; Структура..., 1996]. Низкие значения градиентов плотности этого слоя являются формальным индикатором отсутствия в нем интенсивных источников гра-

витационных аномалий, что может быть обусловлено размягчением вещества верхней мантии, потерей резкостных свойств границ и «расползанием» плотностных неоднородностей. В центральных районах Охотского моря подошва этого слоя прогибается до глубины 140 км [Petryshchevsky, Zlobin, 2004; Петрищевский, 2006б], а по мере приближения к Азиатскому континенту мощность слоя (А) сокращается, а кровля его приближается к поверхности до глубины 40-50 км (разрезы 4-4, 5-5 и 2-2 на рис. 5-7). В прибрежно-материковых районах слой (А) нередко раздваивается и его верхняя часть (A_1) занимает пространство между земной корой (слоем КК) и нижним жестким слоем литосферы (разрезы 3-3 и 5-5 на рис. 6-7). Похожее раздвоение вязкого слоя наблюдается в разрезе электрических сопротивлений Камчатского полуострова, по данным магнитотеллурических зондирований [Мороз, 1991], где нижнекоровые зоны аномальной проводимости под кайнозойскими вулканическими поясами отделены от астеносферного слоя жесткими пластинами «тихоокеанской» верхней мантии. В других случаях (разрезы 2-2 и 7-7 на рис. 5 и 7) «окраинноморская» астеносфера (слой A_2) плавно трансформируется в континентальный подкоровый вязкий слой (A_1).

Пятый слой (ТМ) залегает в основании изученного разреза на глубинах более 70 км и характеризуется наиболее высокими значениями μ_z -параметра (> 30 ед.). Пространственные параметры этого слоя в разрезах тектоносферы прибрежно-материковых районов Азиатского континента сопоставляются с нижним, более жестким и плотным литосферным слоем верхней мантии (разрезы 2-2, 3-3, 4-4 и 7-7 на рис. 5-7). В морской части разрезов (2-2 и 5-5) он может соответствовать подастеносферному слою.

Карты-срезы объемной модели $\mu_z(x, y, H_c)$ характеризуют структурно-вещественную неоднородность верхней мантии в горизонтальной плоскости. В срезе $H_c = 35$ км (рис. 5а) S-образная зона низких значений градиентов плотности повторяет контур Охотско-Чукотского вулканического пояса, на основании чего можно предположить, что подкоровый слой верхней мантии в интервале глубин 37-55 км в основании пояса находится в вязком или частично расплавленном состоянии. Такое предположение согласуется с данными магнитотеллурических зондирований, которые регистрируют проводящие зоны ($\rho_t < 20$ Ом·м) в основании

примагаданского звена ОЧВП на глубинах 20-60 км [Вашилов, Гайдай и др., 2003, табл. 1].

Сопряженная с ОЧВП структура сжатия, проходящая вдоль северо-западной границы Корякской аккреционно-складчатой системы и по охотоморскому шельфу Камчатки (рис. 4б), в срезе $H_c = 35$ км характеризуется цепочкой интенсивных максимумов μ_z -параметра (рис. 5а), что может быть результатом тектонического «выдавливания» или изостатического всплывания глубинных высокоплотных пород верхней мантии в подкоровый слой (или переходный слой «кора-мантия»). С этим выводом согласуются многочисленные выходы на поверхность океанической коры в пределах Корякской системы (рис. 1). Линейной зоне максимумов μ_z -параметра на этой глубине соответствует резкое увеличение плотности нижнекорового слоя до 3,13-3,20 г/см³ относительно фоновых значений (3,05-3,08 г/см³) в модели Ю.Я. Вашилова [1993, рис. 3]. Совпадение результатов формализованного моделирования плотностных неоднородностей нижнего слоя земной коры и подкорового слоя верхней мантии у исследователей, использующих разные модельные классы тел, убеждает в объективности существования линейного мантийного диапира, приуроченного к северо-западной границе Корякско-Камчатской складчатой системы. Поскольку линейные поднятия мантийных масс (сокращение мощности земной коры) характерны для рифтовых систем, следует предположить, что образование этого диапира связано с поясом кайнозойских впадин ТИНРО-Шелехова-Пенжинская-Марковская-Анадырская, а

юго-восточное смещение оси этой глубинной структуры относительно осей впадин (на 60-80 км) произошло совсем в недавнее время в результате перемещения приповерхностных комплексов континентальной окраины. Признаки таких перемещений отчетливо проявлены в сейсмических (временных) разрезах кайнозойских отложений Хатырской и Анадырской впадин, где верхний ярус осадочной толщи (Pg_2-N) мощностью 2-6 км сорван по подошве складчатости (детachment) и перемещен к северо-западу в надвиговых чешуях [Паровышный, 2005]. Послойные деформации и горизонтальные перемещения тектонических масс в прибрежно-материковых районах Северо-Восточного региона по-видимому характерны и для более глубоких горизонтов земной коры и верхней мантии. К этому выводу приводит сопоставление структур нижнекорового (рис. 4б) и подкорового (рис. 5а) слоев на северо-западном фланге Корякско-Камчатской аккреционно-складчатой системы, где в нижнекоровом диапазоне глубин (25-40 км) наблюдается утолщение слоя плотностных неоднородностей, характерное для структур сжатия, а в подкоровом слое (37-55 км) – приближение к подошве земной коры высокоплотных мантийных неоднородностей, характерное для структур растяжения. Похожая асимметрия глубинных и поверхностных структур, выраженная в горизонтальных смещениях утолщений земной коры в сторону океана, хорошо проявлена в разрезах земной коры Камчатки [Косыгин, 1991], Хоккайдо [Родников, 1979; Тектоносфера..., 1992] и юго-восточном смещении интенсивных грави-

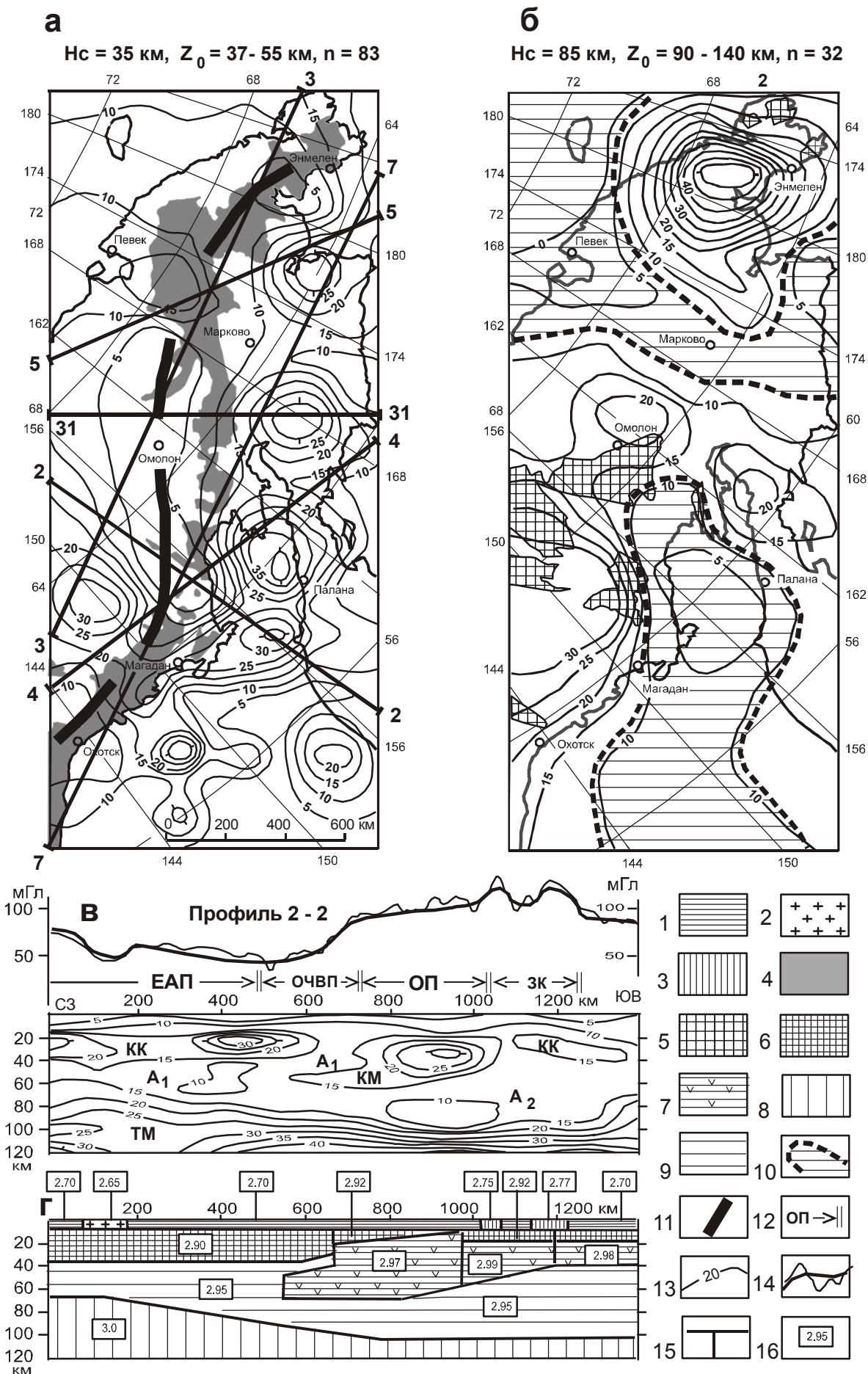
Рис. 5. Карты-срезы объемной модели градиентов плотности (m_z) на глубинах $H_c = 35$ км (а) и 85 км (б), разрез 2-2 (в) и стандартная плотностная модель (г).

1 – вулканогенно-осадочный слой; 2 – мезозойские гранитоиды; 3 – островодужные комплексы Камчатки; 4 – Охотско-Чукотский вулканический пояс; 5 – комплексы континентального чехла с дорифейским фундаментом на схеме (б); 6 – субкристаллический слой континентальной коры; 7 – корово-мантийные пластины океанического происхождения; 8 – твердая мантия; 9-10 – слой пониженной вязкости: 9 – в разрезе, 10 – в плане; 11 – ось поднятия вязкого слоя; 12 – границы тектонических структур на разрезе (ЗК – Западно-Камчатская островная дуга, другие обозначения – на рис. 1); 13 – изолинии градиента поверхностной плотности слоев, 10⁻² кг/м²/км; 14 – графики аномалий Буге: тонкая линия – наблюдаемой, толстая линия – расчетной); 15 – границы плотностных сред, 16 – расчетная плотность сред.

Обозначения слоев в разрезе (m_z): КК – континентальный коровый, КМ – субокеанический корово-мантийный, A_1 , A_2 – слои пониженной вязкости в верхней мантии, ТМ – жесткий слой в верхней мантии.

Аббревиатура структур над разрезами в рис. 5-7: ОЧВП – Охотско-Чукотский вулканический пояс, ЗК – Западно-Камчатская островная дуга, окраинно-материковые террейны: Ох – Охотский, Бл – Балыгычанский, Ом – Омогонский, ЧТ – Чукотский; складчатые системы и зоны: Як – Яно-Колымская, КК – Корякско-Камчатская, АЧ – Анюйско-Чукотская, ЮА – Южно-Анюйская, Ол – Олойская. Обозначения литосферных плит по рис. 1-в.

ГЛУБИННЫЕ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ



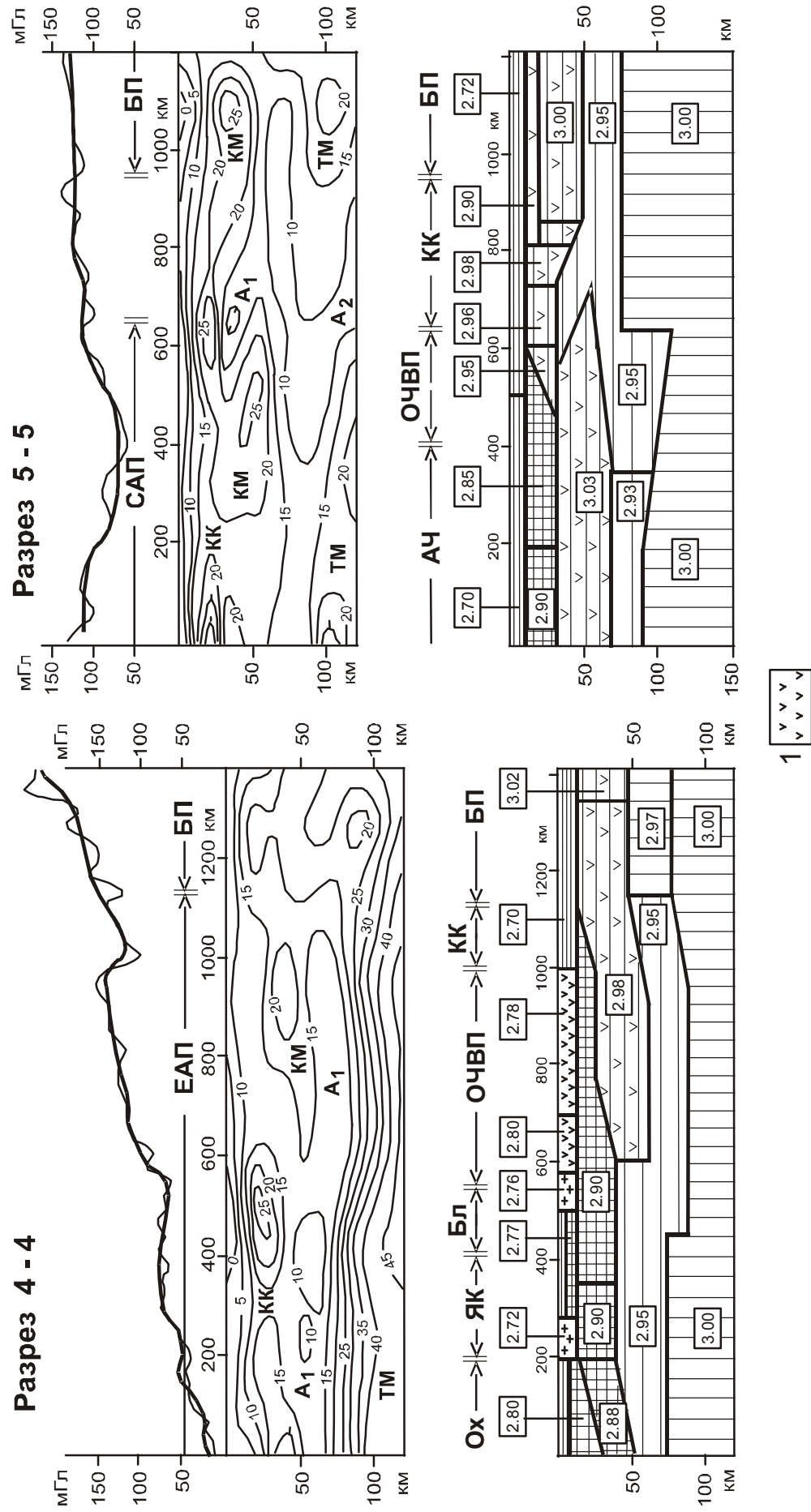


Рис. 6. Поперечные разрезы переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану.
1 – вулканические комплексы ОЧВП. Другие обозначения на рис. 1 и 5.

тационных минимумов под Южными Курилами [Косыгин, 1991; Структура..., 1996].

В срезе $H_c = 85$ км (рис. 5б), приуроченном к разделу «литосфера-астеносфера», проявляются особенности глубинного сочленения Евразийской, Охотоморской и Беринговоморской литосферных плит. В пределах областей повышенных и высоких значений μ_z -параметра (> 15 ед.) на поверхности распространены террейны с типичной континентальной корой, что позволяет связывать пространственные границы этих областей с глубинными границами континентальных литосферных сегментов. На глубинах 90-140 км эти сегменты разделены выступами астеносферы. В юго-западных районах рассматриваемой территории выступ астеносферного слоя (A_2), протягивающийся от впадин ТИНРО и Шелехова в северо-восточном направлении, представляет собой ответвление Центрально-Охотоморской астеносферной линзы, описанной в предшествующих публикациях [Петрищевский, Злобин, 2004; Petryshchevsky, Zlobin, 2004; Петрищевский, 2005]. Этот выступ отделяет Евразийскую плиту и Колымо-Омолонский супертеррейн от Тихоокеанской плиты. Второй выступ слоя A_2 протягивается в субмеридиональном направлении между 168° и 174° в.д. (рис. 5б) и отделяет Колымо-Омолонский супертеррейн от Северо-Американской плиты. В разрезе 3-3 (рис. 7) хорошо проявлено резкое угловое несогласие структурных планов распределений μ_z -параметра в подкоровом слое верхней мантии этих литосферных сегментов, а в разрезе 7-7 (рис. 7) последние разграничиваются слоем A_2 на глубинах 70-120 км. Глубинная граница Евразийской и Северо-Американской плит, по этим признакам, проходит вблизи Южно-Анхойской офиолитовой зоны, что подтверждает точку зрения Л.М. Парфенова [1975] и Б.А. Натальина [1984]. В разрезах 3-3 и 7-7 (рис. 7) хорошо видно, что структуры нижнего слоя литосферы обеих плит, так же как и их глубинная граница, несогласно перекрываются слоем КМ. В разрезе 3-3 нижний слой «евразийской» континентальной коры и подкоровый слой верхней мантии надвинуты на астеносферную линзу (интервал $x = 1000-1400$ км), а в разрезе 7-7, субпараллельном современной границе Азиатского континента (рис. 5а), субокеанический корово-мантийный слой (КМ) перекрывает окраинно-материковую астеносферу на всем протяжении этого разреза, вплоть до Анадырского залива.

Ширина перекрытия, оцениваемая в поперечных (к границе Азиатского континента) разрезах 4-4 и 5-5 (рис. 6), составляет 400-450 км.

Плотностные модели тектоносферы Северо-Восточного региона

Традиционные подходы к гравитационному моделированию на Дальнем Востоке России основываются на преобразовании сейсмических (скоростных) сред в плотностные [Тектоносфера..., 1992; Брянский, 1995] либо «подгонке» распределений плотности под существующие тектонические концепции [Косыгин, 1991; Структура..., 1996]. Поскольку на большей части региона сейсмические данные отсутствуют, а выбор тектонических концепций чрезвычайно широк, то в данных условиях автор предпочел решение прямой нелинейной итерационной задачи гравитационного потенциала путем подбора значений плотности в средах с закрепленными границами (рис. 5г, 6, 7). Границами сред в этих моделях являются границы зон и областей с различным характером распределений μ_z -параметра – зоны сгущения изолиний μ_z и границы областей с разной величиной или характером пространственных распределений этого параметра. Расчеты выполнены в относительной системе ($\pm \Delta \sigma$), а абсолютные значения плотности вычислены относительно средней плотности приповерхностного вулканогенно-осадочного слоя ($2,70$ г/см³).

В поперечных разрезах тихоокеанской окраины (2-2 на рис. 5 и 4-4 на рис. 6) выполненные расчеты обнаруживают резкое различие плотности нижнего слоя континентальной коры ($2,84-2,90$ г/см³) и нерасчленяемого корово-мантийного субокеанического слоя ($2,97-2,98$ г/см³), которое определяет различие уровней аномального гравитационного поля в континентальном и «переходном» от континента к океану районах. Плотность вязкого слоя в верхах мантии понижена до $2,95$ г/см³, а плотность нижнего слоя литосферы составляет $3,0-3,1$ г/см³. Близкими к полученным значениям характеризуется плотность нижнего слоя земной коры и подкорового слоя верхней мантии ($2,95-3,10$ г/см³) в моделях других исследователей [Аносов и др., 1978; Тектоносфера..., 1992; Ващилов, Жупахин и др., 2003], что, с одной стороны, является доказательством объективности полученных данных (воспроизводимость результатов моделирования разными технологическими приема-

ми), а с другой – свидетельствует о том, что все источники гравитационных возмущений, которые можно достоверно обнаружить в наблюдаемых гравитационных аномалиях рассматриваемой территории, распределены в земной коре и верхней мантии до глубины 200 км (максимальные значения Z_0 , регистрируемые в этом районе), поскольку вычисляемые глубины зале-

гания центров масс элементарных плотностных неоднородностей (исходя из которых выполнены все построения) представляют собой предельные оценки вертикальной протяженности плотностных неоднородностей.

Поперечные разрезы переходной зоны «континент-океан» (разрезы 2-2 и 4-4) иллюстрируют приуроченность Охотско-Чукотского

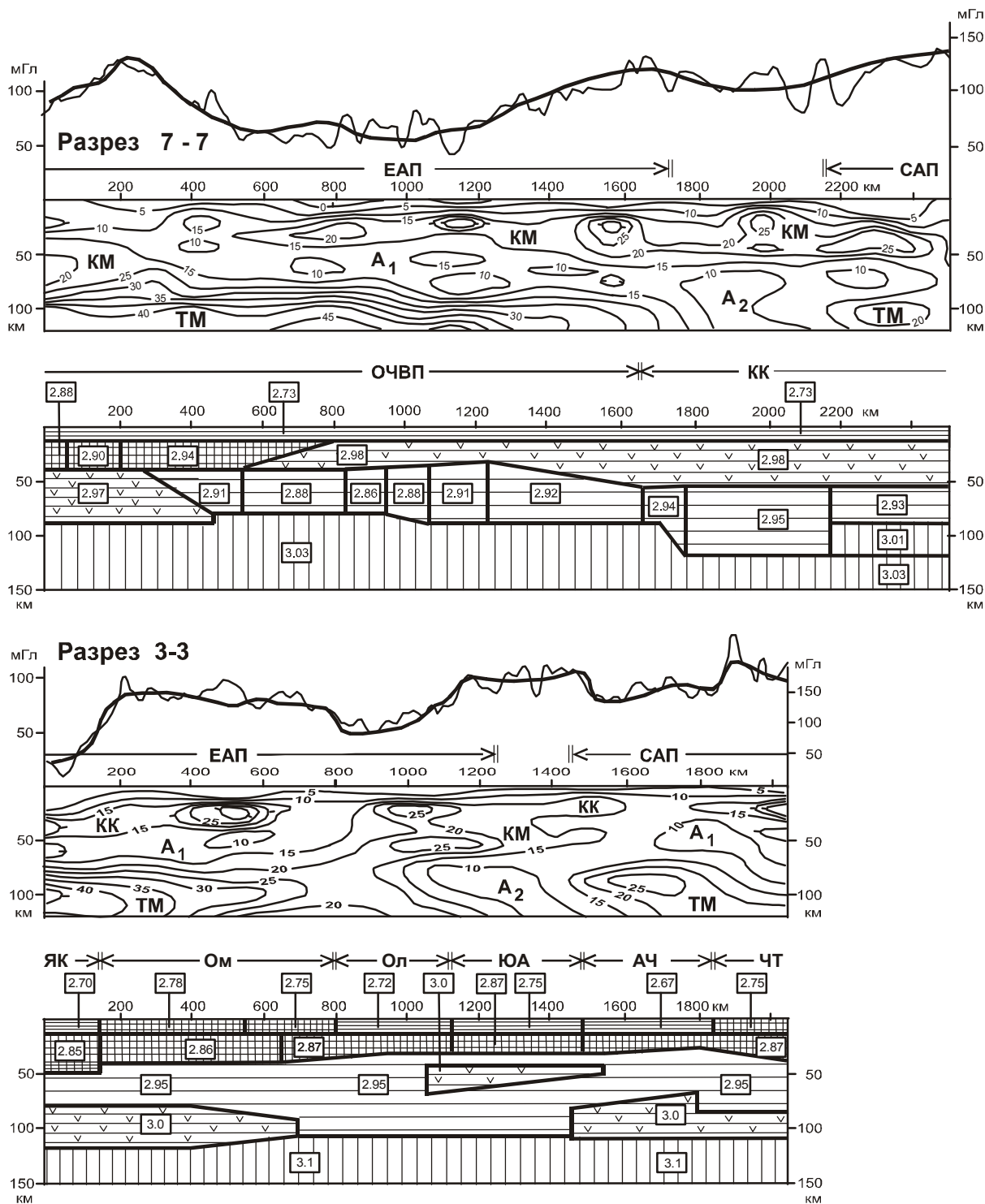


Рис. 7. Продольные разрезы Азиатско-Тихоокеанской переходной зоны. Условные обозначения на рис. 1 и 5.

вулканического пояса к зоне коллизии континентальной коровой и океанической корово-мантийной пластин, в области которой в позднем мезозое и кайнозое чередовались во времени и мигрировали по латерали колебательные процессы растяжения и сжатия [Тектоника..., 1980; Структура..., 1996; Чехов, 2000]. Локальные плотностные неоднородности в земной коре юго-восточной окраины континента (разрезы 2-2 и 4-4) хорошо увязываются с приповерхностными магматическими и тектоническими структурами. В северной части разреза 2-2 (рис. 5г) локальный минимум Буге соответствует массиву позднемеловых гранитоидов, а в южной части – интенсивные гравитационные максимумы объясняются выходами на поверхность вулканогенно-кремнистых и метаморфических комплексов Западно-Камчатской палеоостровной дуги [Чехович, Сухов, 2005]. Увеличение плотности вулканогенно-осадочного слоя в разрезе 4-4 до 2,78-2,80 г/см³ (рис. 6) коррелируется с преимущественно основным составом вулканических излияний (амфиболовые и пироксеновые андезиты [Белый, 1998]) в той части ОЧВП, где проходит разрез.

Продольные (по отношению к простиранию переходной зоны «континент-океан») разрезы тектоносферы Северо-Восточного региона (рис. 7) отображают пространственные взаимоотношения корово-мантийного (КМ) и нижнего литосферного (ТМ) слоев в зоне сочленения 3-х литосферных плит: Северо-Американской, Евразийской и Тихоокеанской (вместе с Охотоморской и Берингоморской плитами 2-го порядка). В пределах внутриконтинентального разреза 3-3 (рис. 7) нижний слой земной коры (КК) с плотностью до 2,85-2,87 г/см³ непрерывен на всем протяжении разреза, а плотность приповерхностного слоя варьирует от 2,70 г/см³ в мезозойских вулканогенно-осадочных комплексах до 2,75-2,78 г/см³ в пределах протерозойско-палеозойских террейнов (микроконтинентов по М.С. Тильману и Н.А. Богданову [1992]). Мощность земной коры увеличена до 45-48 км в юго-западной части профиля, примыкающей к Северо-Азиатскому кратону, и под Чукотским архейским террейном и сокращена до 30 км под Южно-Анхойской раздвиговой системой (прежде она называлась эвгеосинклинальной [Наталин, 1984]). В подкоровом слое верхней мантии Южно-Анхойской системы проведенными расчетами выявлена высокоплотная (3,0 г/см³) пластина, сложенная

мантийными гипербазитовыми породами, которые в мезозое (Т-Т), по-видимому, были пространственно связаны с приповерхностными габбро-офиолитовыми комплексами (рис. 1). В настоящее время эта пластина отделена от земной коры слоем пониженной вязкости и смещена от верхнекоровых границ системы на юго-запад. В основании разреза 3-3 (рис. 7) на глубинах 80-120 км располагаются две жесткие клиновидные пластины Евразийской и Северо-Американской литосферных плит, простирающихся навстречу друг другу в область глубинного контакта. Последний не проявлен четкой (резкой) плотностной границей и предполагается в полосе шириной 200-250 км только по изменениям морфологических особенностей поля градиентов плотности (рис. 5б, 7).

В окраинно-континентальном продольном разрезе (7-7, рис. 7) доминирующей особенностью является существование протяженной корово-мантийной пластины (КМ), надвинутой на литосферную мантию континента (ТМ). Высокая плотность (2,98 г/см³) этой пластины и ее структурное положение, прочитываемое в поперечных разрезах переходной зоны (разрезы 2-2 и 4-4), позволяют связывать ее со вторым слоем «тихоокеанской» литосферы (первый слой – вулканогенно-осадочный). Плотность приповерхностного слоя земной коры в этом разрезе увеличена до 2,73 г/см³, что обусловлено широким проникновением в верхние горизонты континентальной коры офиолитовых комплексов океанической коры на границе «континент-океан» и андезито-базальтовыми излияниями в зоне ОЧВП (рис. 1). Глубинный контакт Евразийской и Северо-Американской литосферных плит на этом профиле менее широкий, чем на профиле 3-3, однако и здесь зона контакта сопровождается астеносферной линзой (интервал профиля: $x = 1800-2150$ км). Подкоровый вязкий слой в верхней мантии прибрежно-материковой окраины континента весьма неоднороден по плотности, а наименьшие значения его плотности (2,86-2,88 г/см³) наблюдаются под центральными районами ОЧВП. В юго-западной части разреза 7-7 нижний слой континентальной литосферы (слой ТМ) приближен к подошве земной коры, а вязкий слой (A_1) выклинивается.

В разрезе 5-5 (рис. 6), проходящем вдоль южного края Северо-Американской плиты, хорошо проявлены клиноформные взаимоотношения субконтинентальной «северо-американ-

ской» и океанической «берингоморской» корово-мантийных пластин. Вторая надвинута на первую в соответствии с кайнозойским вектором тектонических напряжений на Тихоокеанской окраине Азии. Так же, как и в разрезе 3-3 (рис. 7), слой A_1 под Южно-Анжуйской системой резко сокращен (или отсутствует), а слой ТМ приближен к подошве земной коры. Охотско-Чукотский вулканический пояс на своем северном отрезке приурочен к зоне стыка (коллизии) двух корово-мантийных пластин, который совпадает в точке $x = 600$ км с Кони-Мургайским структурным швом (рис. 1). Нижний слой литосферы Северо-Американской и Берингоморской плит разделен обширной астеносферной линзой с неровными очертаниями.

Обобщение и выводы

Рассмотренные модели свидетельствуют о том, что тектоносфера Северо-Восточной Азии в окружении двух океанов не является устойчивой 3-компонентной тектоно-физической системой (земная кора, литосферный слой верхней мантии, астеносфера), а представляет собой тонко расслоенную среду (5-6 слоев до глубины 120 км), в которой каждый из слоев индивидуален по мощности и протяженности, особенностям пространственного положения, внутреннему строению (вещественному составу) и своей роли в тектоническом происхождении приповерхностных геологических структур. Наиболее неоднородным и, вероятно, наиболее подвижным в мезозойско-кайнозойской истории региона является корово-мантийный слой океанического происхождения (слой КМ), вмещающей средой для которого являются слои пониженной вязкости (A_1 и A_2). В поперечных (к простиранию юго-восточной границы континента) разрезах этот слой имеет форму клина и характеризуется признаками поддвигания под земную кору континента (разрезы 2-2 и 4-4). С горизонтальным инъектированием континентальной окраины жесткими корово-мантийными пластинами субокеанического происхождения, по-видимому связаны сопряженные структуры сжатия и растяжения в нижнем слое земной коры (рис. 4б). Вопрос о том, являются ли корово-мантийные клинья отражением кайнозойской субдукции Тихоокеанской и Берингоморской литосферных плит под окраину континента, остается открытым, поскольку в основании изученного разреза тек-

тоносферы проведенными расчетами выявлены протяженные субгоризонтальные границы, характеризующиеся плавным погружением в сторону Тихого океана (разрезы 2-2, 4-4). Еще менее ясными, в свете рассмотренных данных, представляются позднепалеозойские и мезозойские субдукционные процессы на границе Евразийской и Северо-Американской литосферных плит, уже длительное время (150-200 млн. лет) спаянных между собой на коровом уровне и перекрытых с юго-востока корово-мантийными тектоническими пластинами «тихоокеанского» происхождения в полосе шириной 400-450 км от современной границы «суша-море» (разрезы 5-5, 7-7). Современные геодинамические процессы в зоне сочленения этих плит, судя по распределению эпицентров землетрясений [Тектоника..., 2001], ограничиваются земной корой, а максимальная плотность эпицентров землетрясений наблюдается в интервале глубин 10-18 км. Эти процессы смещены к юго-западу на расстояние 700-750 км от глубинной границы Евразийского и Северо-Американского литосферных сегментов, проходящей между 168 и 174° в.д. Глубинная граница плит развернута относительно простирания приповерхностных тектонических структур на 40° по часовой стрелке, что может быть связано с вращением плит [Тектоника..., 2001], либо является результатом глобального трансформного сдвига северо-восточной окраины Азиатского континента [Ханчук, Иванов, 1999].

Результаты проведенных исследований могут быть использованы сторонниками тектоники плит для объяснения горизонтальных перемещений (сдвигов, надвигов и поддвигов) тектонических пластин в интервале глубин 10-120 км, механизмов образования островных дуг и окраинных морей, аккреционных комплексов и тектонических покровов, однако отчетливые прямые признаки субдукции Тихоокеанской плиты под Азиатский континент в рассмотренных моделях отсутствуют. Полученные данные лучше согласуются с концепцией тектонически расслоенной литосферы [Хаин, 1989; Тектоническая..., 1990; Соколов, 1990], согласно которой каждый из слоев представляет собой автономную геодинамическую систему. Палео- и современная геодинамика этих слоев могут быть обусловлены колебаниями параметров вращения Земли (ротационными силами), а не только эндогенными тектоническими напряжениями, возникающими при коллизиях и рас-

щеплениях литосферных плит, перемещаемых конвективными потоками в мантии. Деформации и горизонтальные перемещения тектонических масс при этом не охватывают целиком и одинаково весь литосферный тектоно-физический слой (рис. 6-7) и не ограничиваются этим слоем, насколько можно судить по гравитационным моделям Охотоморского региона [Петрищевский, 2004б, 2005] и дискретному распределению эпицентров глубокофокусных землетрясений в Тихоокеанско-Охотоморской сейсмофокальной зоне [Тараканов, 1990; Тектоносфера..., 1992]. И в этой связи становится понятным, почему так резко не совпадают мантийная позднепалеозойская (или раннемезозойская), перекрытая на востоке кайнозойскими корово-мантийными пластинами «тихоокеанского» происхождения (рис. 5б, 7), и современная коровая сейсмогенная (рис. 1в) границы Евразийского и Северо-Американского литосферных сегментов.

Рассмотренные данные, таким образом, существенно дополняют и корректируют имеющиеся представления о строении глубоких слоев земной коры и верхней мантии Северо-Восточного региона и могут быть использованы в качестве глубинной структурной основы при дальнейшей разработке и оценках тектонических, геодинамических и металлогенических моделей.

Список литературы

- Аносов Г.И., Бикенина С.К., Попов А.А. и др. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 129 с.
- Белый В.Ф. Окраинно-континентальные тектоно-магматические пояса Тихоокеанского сегмента Земли. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 58 с.
- Брянский Л.И. Плотностная структура земной коры и верхней мантии восточной окраины Азиатского континента. Владивосток: Дальнаука, 1995. 141 с.
- Булин И.К. Глубинное строение Верхояно-Чукотской складчатой области по сейсмическим данным // Тихоокеанская геология. 1989. № 1. С. 77-85.
- Ващилов Ю.Я. Блоковослоистая модель земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1984. 240 с.
- Ващилов Ю.Я. Глубинная структура, геодинамика и геокинематика Северо-Востока России // Структура и геокинематика литосферы Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1993. С. 5-19.
- Ващилов Ю.Я. Гравиметрическая томография – новое направление изучения твердой оболочки Земли // Докл. РАН. 1995. Т. 343. № 4. С. 532-536.
- Ващилов Ю.Я., Гайдай Н.К., Максимов А.Е. и др. Полиастеносфера Северо-Востока России – методы изучения, структура, кинематика, динамика // Астеносфера и литосфера Северо-Востока России (структура, геокинематика, эволюция). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 135-142.
- Ващилов Ю.Я., Журакин Е.Н., Любомудров В.В., Сахно О.В. Разрез литосферы по будущему профилю ГСЗ Магадан-Кубака (интерпретация гравиметрии) // Астеносфера и литосфера Северо-Востока России (структура, геокинематика, эволюция). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 73-87.
- Глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1991. 224 с.
- Гравиразведка. Справочник геофизика. М.: Недра, 1990. 607 с.
- Зидаров Д. О решении некоторых обратных задач потенциальных полей и его применении к вопросам геофизики. София: Изд-во Болгарской академии наук, 1968. 143 с.
- Иванов В.К. О разрешимости обратной задачи потенциала в конечном виде // Докл. АН СССР. 1956. Т. 106. № 4. С. 598-600.
- Косыгин В.Ю. Гравитационные поля и плотностные модели тектоносферы северо-запада Тихого океана. Владивосток: ИМГиГ ДВО АН СССР, 1991. 201 с.
- Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1983. 536 с.
- Мигурский А.В., Мигурский Ф.А., Соболев П.Н. Элементы инденторного строения земной коры Северо-Востока России в районе опорного профиля 2-ДВ (г. Магадан-пос. Омолон) // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. М.: Геос, 2005. С. 433-437.
- Мороз Ю.Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. М.: Наука, 1991. 181 с.
- Натальин Б.А. Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы северной части Тихоокеанского обрамления. М.: Наука, 1984. 135 с.
- Никонова Р.И. Разрешимость обратной задачи логарифмического потенциала в конечном виде и ее использование для интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Автореф. канд. дисс. Свердловск, 1979. 24 с.
- Паровышный В.В. Надвиговые системы в кайнозойских прогибах Чукотки и Сахалина. Автореф. канд. дисс. Южно-Сахалинск, 2005. 23 с.
- Парфенов Л.М. Схема тектоники советского Дальнего Востока и некоторые вопросы магматизма // Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 3-25.
- Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68-78.
- Петрищевский А.М. Опыт аппроксимации сложных геологических сред массивом материальных точек. Вознесенский рудный район Приморья // Геология и геофизика. 1981. № 5. С. 106-115.

- Петрищевский А.М.* Статистические гравитационные модели литосферы Дальнего Востока. Владивосток: Дальневосточный госуниверситет, 1988. 168 с.
- Петрищевский А.М.* Гравитационная неоднородность земной коры и верхней мантии Приамурья (пространственно-статистические модели) // Тихоокеанская геология. 2004а. Т. 23. № 1. С. 20-36.
- Петрищевский А.М.* «Теневые» гравитационные модели глубинных структур земной коры и верхней мантии // Геофизика. 2004б. № 4. С. 48-54.
- Петрищевский А.М.* Гравитационная томография тектоносферы Дальнего Востока России в классе сферических источников // Геофизика. 2005. № 5. С. 47-57.
- Петрищевский А.М.* Тектоническая интерпретация плотностных неоднородностей в земной коре и верхней мантии Камчатки // Тихоокеанская геология. 2006а. Т. 25. № 1. С. 31-46.
- Петрищевский А.М.* Гравитационный индикатор реологических свойств тектоносферы дальневосточных окраин России // Физика Земли. 2006б. № 8. С. 43-59.
- Петрищевский А.М., Злобин Т.К.* Плотностная неоднородность тектоносферы Охотоморского региона // Ученые записки Сахалинского государственного университета. Вып. 4. Южно-Сахалинск: Сахалинский госуниверситет, 2004. С. 10-20.
- Приленко А.И.* О единственности определения плотности и формы тела в обратных задачах теории потенциала // Докл. АН СССР. 1970. Т. 193. № 2. С. 288-291.
- Родников А.Г.* Островные дуги западной части Тихого океана. Результаты исследований по международным геофизическим проектам. М.: Наука, 1979. 152 с.
- Соколов А.Д.* Концепция тектонической слоистости литосферы: история создания и основные положения // Геотектоника. 1990. № 6. С. 3-19.
- Соколов А.Д.* Аккреционная тектоника Корьяско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
- Соколов А.Д., Диденко А.Н., Григорьев В.Н. и др.* Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: проблемы и неопределенности // Геотектоника. 1997. № 6. С. 72-90.
- Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. Результаты исследований по международным геофизическим проектам. М.: Междувед. геофиз. комитет, 1996. 337 с.
- Тараканов Р.З.* Оценка максимальных возможных магнитуд землетрясений для Курило-Камчатского региона // Природные катастрофы и стихийные бедствия в Дальневосточном регионе. Т. 1. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 28-47.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
- Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 283 с.
- Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных районов (на формализованной основе). Масштаб 1 : 2 000 000 / под ред. Ю.А. Косыгина, Л.М. Парфенова Л.: ВСЕГЕИ, 1978.
- Тектоническая слоистость литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. 293 с.
- Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 238 с.
- Тильман С.М., Богданов Н.А.* Тектоническая карта северо-востока Азии. Масштаб 1 : 1 500 000. М.: Комитет по геодезии и картографии МПР РФ, 1992.
- Туезов И.К.* Геотермическая структура литосферы и астеносферы Азиатско-Тихоокеанской зоны сочленения и прилегающих частей Азии и Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1990. 109 с.
- Туезов И.К.* Геоэлектрический разрез литосферы и астеносферы северо-восточной Азии и прилегающих частей Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1994. 303 с.
- Хаин В.Е.* Слоистость Земли и многоярусная конвекция как основа подлинно глобальной геодинамической модели // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308. № 6. С. 1437-1440.
- Ханчук А.И., Иванов В.В.* Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 9. С. 1635-1645.
- Цирульский А.В., Никонова Ф.И.* О разрешимости обратной задачи логарифмического потенциала в конечном виде // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1975. № 5. С. 37-46.
- Чехов А.Д.* Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии. М.: Научный Мир, 2000. 204 с.
- Чехович В.Д., Сухов А.Н.* О позднемировой Западно-Камчатской островной дуге // Тектоника земной коры и верхней мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Т. II. М.: Геос, 2005. С. 331-334.
- Янишин А.Л., Хаин В.Е., Гатинский Ю.Г.* Основные проблемы тектоники Азии // Тектоника Азии. 27-й МКГ. Доклады. Т. 5. М.: Наука, 1984. С. 3-10.
- Churkin M.* Western boundary of the North American plate in Asia // Bull. Geol. Soc. Amer., 1973. V. 83. № 4. P. 1027-1036.
- Petryshchevsky A.M., Zlobin T.K.* Asthenosphere, plumes and plates in the Okhotsk Sea Area // Metallogeny of the Pacific Northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins. Vladivostok: Dalnauka, 2004. P. 138-141.

Рецензенты доктор геол.-мин. наук С.Н. Кашубин,
кандидат физ.-мат. наук Н.И. Начапкин