

УДК 550.834

СЕЙСМО-ПЛОТНОСТНЫЕ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ ПО СВЕРХДЛИННЫМ СЕЙСМИЧЕСКИМ ПРОФИЛЯМ “КВАРЦ”, “КРАТОН” И “КИМБЕРЛИТ”

© 2015 г. Т. П. Егорова¹, Г. А. Павленкова²

¹ Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, г. Киев

² Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

E-mail: gpavlenkova@yandex.ru

Поступила в редакцию 13.08.2013 г.

Уникальные глубинные сейсмические исследования, проведенные в России с применением ядерных взрывов, позволили определить детальную структуру земной коры, верхней мантии и переходной зоны к нижней мантии до глубины 700 км на огромной площади Северной Евразии. Показано, что сейсмические скорости в верхней мантии отражают, в основном, ее температурный режим. Гравитационное моделирование, выполненное по этим сейсмическим профилям, показало отсутствие прямой связи между сейсмической скоростью и плотностью. Сибирский кратон, характеризующийся низким тепловым потоком и высокоскоростной мантией, отличается пониженной плотностью. Верхняя мантия Восточно-Европейской платформы, примерно с таким же тепловым потоком, характеризуется максимальными плотностями и скоростями. Западно-Сибирская плита отличается высоким тепловым потоком, пониженными сейсмическими скоростями и повышенной плотностью в верхней мантии. Такое соотношение скоростей сейсмических волн и плотности означает разный состав вещества верхней мантии изученных структур: верхняя мантия Сибирского кратона деплетирована.

Ключевые слова: земная кора, верхняя мантия, сейсмическое профилирование, плотностное моделирование.

DOI: 10.7868/S0002333715010044

ВВЕДЕНИЕ

В России в 70–80-е годы прошлого столетия были проведены крупные плановые работы по регистрации ядерных взрывов на сверхдлинных профилях (термин сверхдлинные профили обозначает не длину самого профиля, а расстояния от источника, на которых зарегистрированы волны). Ядерные взрывы были проведены МинГео СССР специально для изучения структуры земной коры и верхней мантии (рис. 1). Кроме ядерных взрывов, которые позволили зарегистрировать мантийные волны до удалений 3200 км (глубина исследований более 700 км), на этих профилях для детального изучения земной коры и верхов мантии использовались большие химические взрывы с регистрацией волн до удалений от источника 200–300 км, а иногда до 700–800 км (глубина исследований 50–70 км).

Выполненная система профилей покрывает огромную площадь Северной Евразии и ряд таких крупных разновозрастных структур, как древние Восточно-Европейская платформа и Сибирский кратон, молодые Западно-Сибирская и Тимано-Печорская плиты, Урал и Байкальскую рифтовую

систему. Поскольку большая часть этой территории является асейсмичной и на ней мало сейсмологических станций, именно система сверхдлинных сейсмических профилей позволяла получить детальную информацию о глубинном строении перечисленных геоструктур.

Однако в течение длительного времени данные по регистрации мирных ядерных взрывов были закрытой информацией. Их систематическая интерпретация началась фактически в 90-е годы [Егоркин, 1991; 1999; 2004; Pavlenkova, 1996]. Тогда же в их обработке приняли участие и зарубежные специалисты [Fucks, 1997]. Полученные разными авторами модели достаточно серьезно различались между собой. Эти различия объясняются многими факторами. Главными из них являлись неполные системы наблюдений и разный объем информации, используемой отдельными авторами для построения скоростных моделей. Так, некоторые исследователи получали одномерные скоростные модели мантии с использованием только первых волн. А.В. Егоркин [1999], напротив, применял скоростную фильтрацию для выделения как можно большего числа отраженных

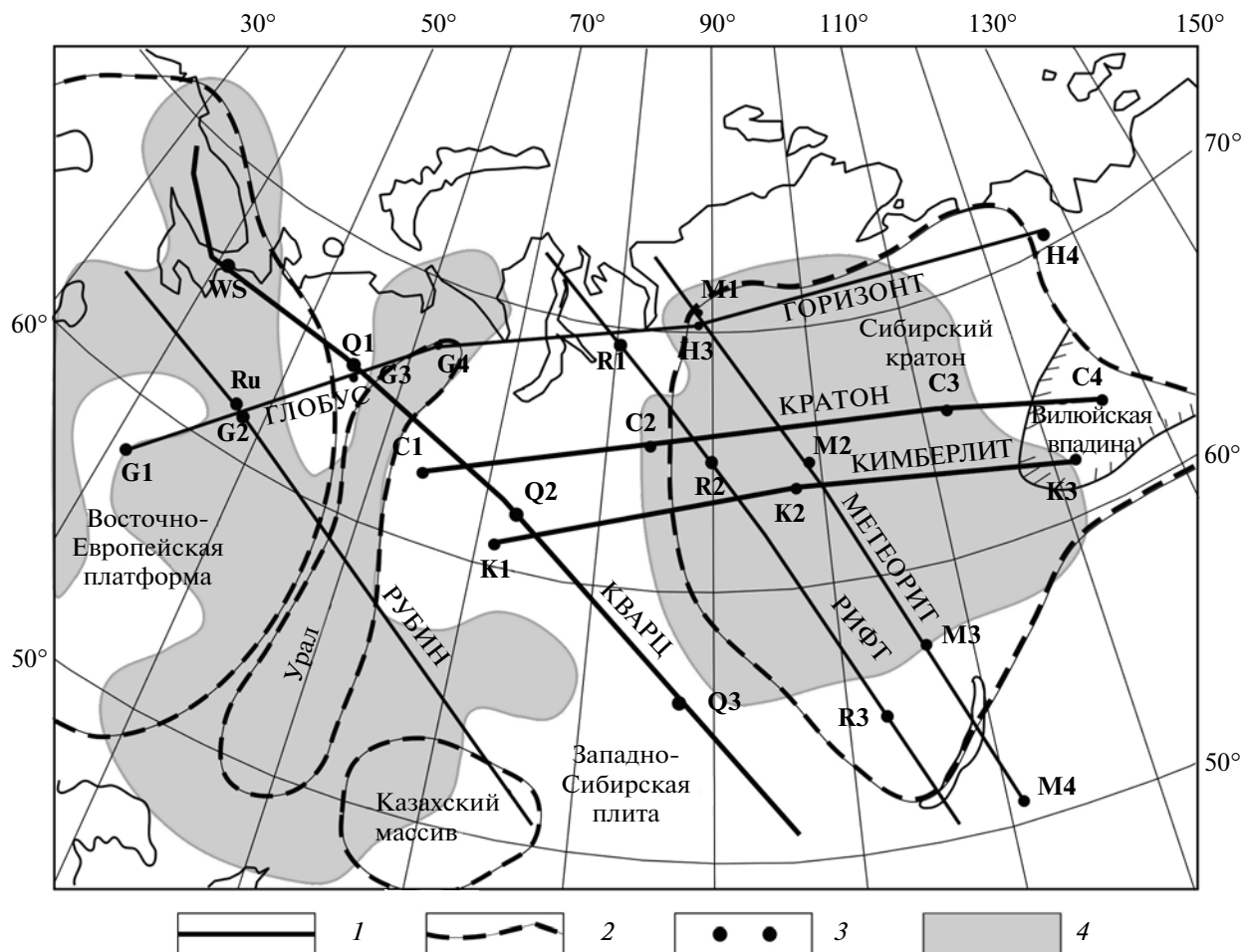


Рис. 1. Схема сверхдлинных профилей, отработанных с мирными ядерными взрывами. Условные обозначения: 1 – сейсмические профили (утолщенными линиями показаны профили, по которым проводилось сейсмо-плотностное моделирование); 2 – контуры основных геоструктур; 3 – пункты ядерных взрывов; 4 – области пониженного теплового потока [Чермак, 1982].

волн, регистрирующихся в последующих вступлениях. В целом, структура мантии определялась большинством исследователей по материалам только ядерных взрывов без использования записей химических источников.

Все это затрудняло обобщение этих данных и использование их для комплексной интерпретации с другими геофизическими данными, в частности, для гравитационного моделирования. Сейсмо-гравитационный метод активно развивался в это время. В нашей стране в этом направлении важнейшими были работы [Булах и др., 1976; Страхов, Романюк, 1984; Старостенко и др., 1988; Гализдра, 1988; и другие]. В 90-е годы эти методы были опробованы при сейсмо-плотностном моделировании коры по профилям “Кратон”, “Кимберлитит” и “Кварц” [Романюк и др., 1985; Павленкова, Романюк, 1991; Романюк, 1995]. Плотностное моделирование для верхней мантии осложнялось неоднозначностью интерпретации сейсмических данных разными авторами по сверх-

длинным профилям. В такой ситуации необходимо было обработать все сейсмические материалы на единой методической основе, и представить все модели в единой форме, удобной для плотностного моделирования и для дальнейшего их использования при комплексной интерпретации.

Такая работа была выполнена в течение нескольких последних лет [Павленкова, 2006; Pavlenkova G., Pavlenkova N., 2006; Павленкова Г., Павленкова Н., 2008]. Была проведена переобработка всего полученного на сверхдлинных профилях материала с построением скоростных моделей земной коры и верхней мантии по единой методике и с использованием всех имеющихся записей от обоих видов источников, ядерных и химических. Это позволило выявить общие черты в структуре верхней мантии таких крупных тектонических образований, как древние Восточно-Европейская и Сибирские платформы, Западно-Сибирская и Тимано-Печорская молодые плиты и Урал. Представленные в единой форме и на основе сов-

местной интерпретации скоростные модели по системе пересекающихся профилей позволяют выявить общие закономерности глубинного строения этих структур и дать им сравнительную характеристику. Этот материал дает возможность провести их комплексную интерпретацию на основе данных других геофизических методов, в частности, интерпретацию гравитационного поля. В настоящей работе приводятся материалы сейсмо-плотностного моделирования по трем сверхдлинным профилям “Кварц”, “Кратон” и “Кимберлит” (рис. 1).

1. СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Полученные на сверхдлинных профилях данные показали (рис. 2б–рис. 4б), что для земной коры и верхней мантии изученной территории характерна существенная неоднородность. Это выражается в изменчивости сейсмических скоростей с глубиной и по горизонтали и в наличии резких сейсмических границ с переменным рельефом. В земной коре аномалеобразующими факторами являются, в основном, изменение мощности осадочного чехла и глубины до границы М. Самые мощные осадки наблюдаются в Печорской впадине и в северной части Западно-Сибирской плиты, а также в Вилюйской впадине Сибирской платформы (рис. 2 и рис. 3). На остальной части изученной территории мощность осадков не превышает 4–5 км.

Мощность земной коры также меняется в широком диапазоне, от 35 до 55 км, отражая ее региональные изменения при переходе к крупным структурам разной геологической природы, и локальные изменения, связанные, в основном, с блоковой структурой коры. В среднем, кора Восточно-Европейской платформы характеризуется несколько большей толщиной (45–50 км), чем кора Западно-Сибирской плиты и Сибирского кратона (40–45 км). Пониженная мощность коры характерна для Тимано-Печорской плиты (38–40 км). Наиболее резкие изменения толщины земной коры отмечаются под горными сооружениями и под глубокими впадинами. Так, в районе Урала и горного Алтая глубина до границы М увеличивается от 40 до 50–55 (рис. 2б). Под глубокими впадинами, напротив, толщина земной коры уменьшается: под Вилюйской впадиной граница М поднимается от 40–45 км на ее бортах до 35 км под наиболее прогнутыми частями фундамента (рис. 3 и рис. 4).

Внутренняя структура коры для большей части территории достаточно выдержанная. Она может быть описана тремя основными слоями: в верхней коре скорость изменяется от 6.0 до 6.4 км/с, в

средней от 6.4 до 6.7 км/с, в нижней коре от 6.7 до 7.1 км/с. Благодаря геологическим исследованиям, данным глубокого бурения и изучению ксенолитов, в настоящее время предполагается, что верхняя кора — это гранито-гнейсовый слой, средняя кора также представлена кислыми породами, но более высокой степени метаморфизма, а нижняя кора сложена, главным образом, основными породами [Кременецкий и др., 1987; Downes, 1997]. Физические свойства пород, слагающих эти слои, достаточно полно изучены в лабораторных условиях при высоком давлении и температуре.

Основной особенностью строения верхней мантии является наиболее существенная неоднородность ее верхней части до глубины 100 км, где скорость меняется не постепенно, а резко, формируя блоковую структуру. На больших глубинах новой и значимой структурной особенностью верхней мантии являются отражающие сейсмические границы N1, N2, L и H на глубинах около 100, 150, 200 и 300 км, прослеженные вдоль всех профилей. Их рельеф наиболее полно характеризует скоростную модель верхней мантии.

Отмечается закономерное изменение скорости в зависимости от возраста геоструктуры и теплового потока (рис. 1–рис. 4). Меньшими скоростями на глубине от границы М до 250–300 км характеризуются молодые плиты и области повышенного теплового потока (Западно-Сибирская и Тимано-Печорская плиты), высокими — области древних платформ и пониженного теплового потока (Восточно-Европейская и Сибирская платформы). Однако эта общая закономерность нарушается на глубине более 250 км, где наблюдается обратное соотношение между скоростями в верхней и нижней частях верхней мантии: в нижней части под древним Сибирским кратоном выявлены не повышенные, а пониженные скорости (рис. 3б и рис. 4б).

Резкие сейсмические границы выделены в переходной зоне от верхней к нижней мантии на глубине 420, 520 и 660 км (на представленных на рис. 2б–рис. 4б разрезах представлена лишь кровля этой зоны, граница Т). Это — фазовые границы, на которых скачком меняются скорости и плотности. Эти границы залегают практически горизонтально на всей площади исследований, поэтому при сейсмо-плотностном моделировании рассматривалась лишь верхняя граница Т.

В отличие от земной коры данные о составе верхней мантии и физических параметрах слагающего ее вещества весьма ограничены. Это, в основном, данные по ксенолитам. Обобщение этих данных по Сибирскому кратону показало, что большая часть верхней мантии кратона сложена деплетированным веществом, состоящим из пе-

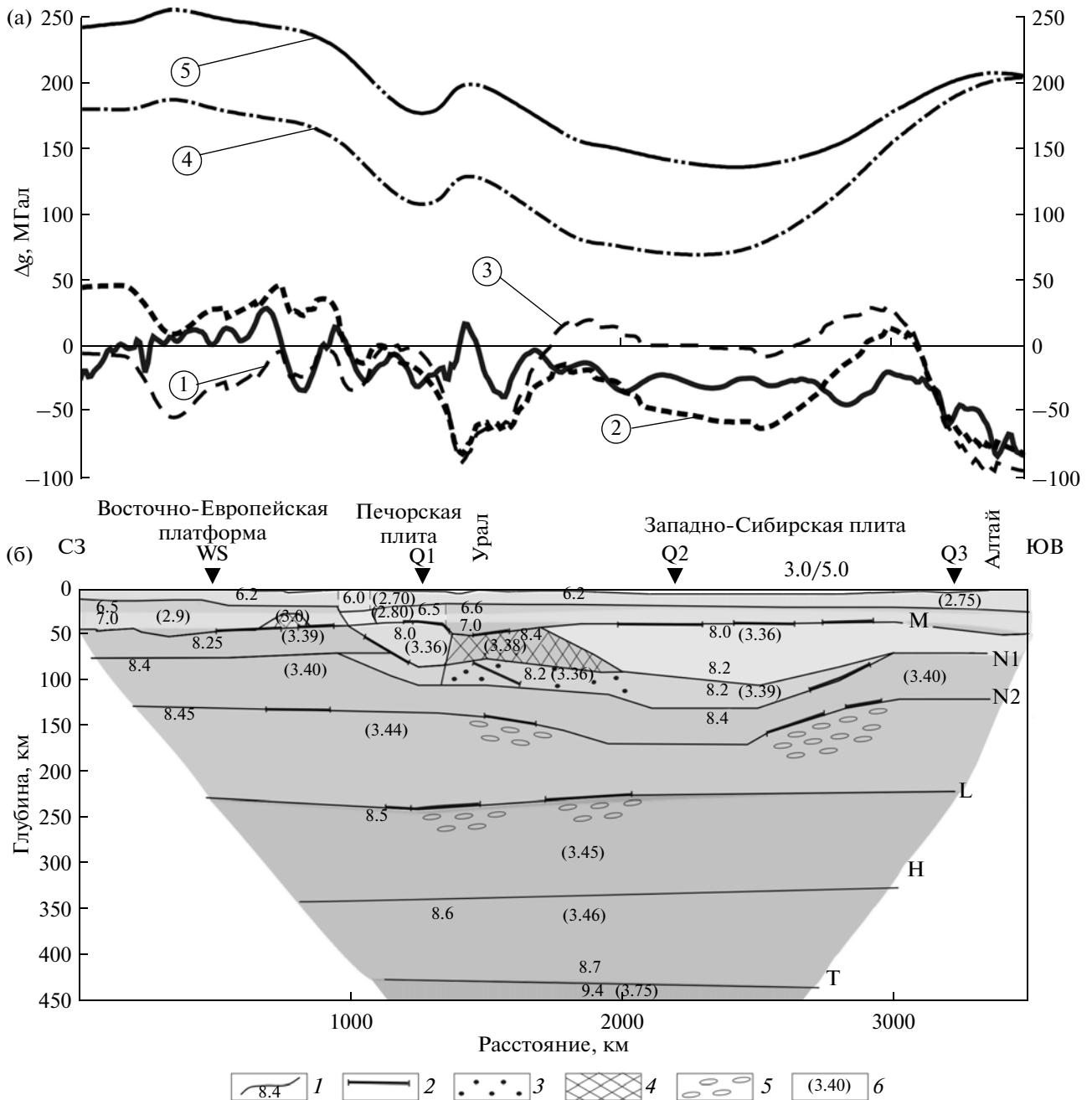


Рис. 2. Сейсмический разрез земной коры и верхней мантии и гравитационные поля по профилю “Кварц”: (а) наблюдаемое и расчетные гравитационные поля; 1 – наблюдаемое поле в аномалиях Буге; 2–5 – гравитационные эффекты земной коры и верхней мантии по плотностной модели, построенный по скоростному разрезу путем перевода скорости в плотности; 2 – суммарный гравитационный эффект земной и верхней мантии до глубины 500 км; 3 – эффект земной коры; 4 – верхней части мантии до глубины около 150 км; 5 – гравитационный эффект всей верхней мантии; (б) скоростной разрез [Павленкова Г., Павленкова Н., 2008]. Условные обозначения: 1 – границы слоев с разными сейсмическими скоростями (км/с); 2 – отражающие площадки; 3 – слой пониженной скорости; 4 – высокоскоростной блок; 5 – область высокой гетерогенности; 6 – начальные значения плотностей (г/см³). WS, Q1, Q2 и Q3 – пункты ядерных взрывов; М – подошва земной коры, N1, N2, L, Н – сейсмические границы в верхней мантии; Т – кровля переходной зоны к нижней мантии.

ридитов, обедненных базальтоидными компонентами, это – гарцбургиты и гранатовые лерцолиты [Соболев, 1974; Уханов и др., 1988; Соловьева и др., 1994; Griffin et al., 1996; Boyd et al., 1997; Гле-

бовицкий и др., 2001; Ionov et al., 2010]. Для необедненной мантии обычно принимается состав фертильного вещества примитивной мантии, близкого к пиролиту [McDonough, 1990]. Физи-

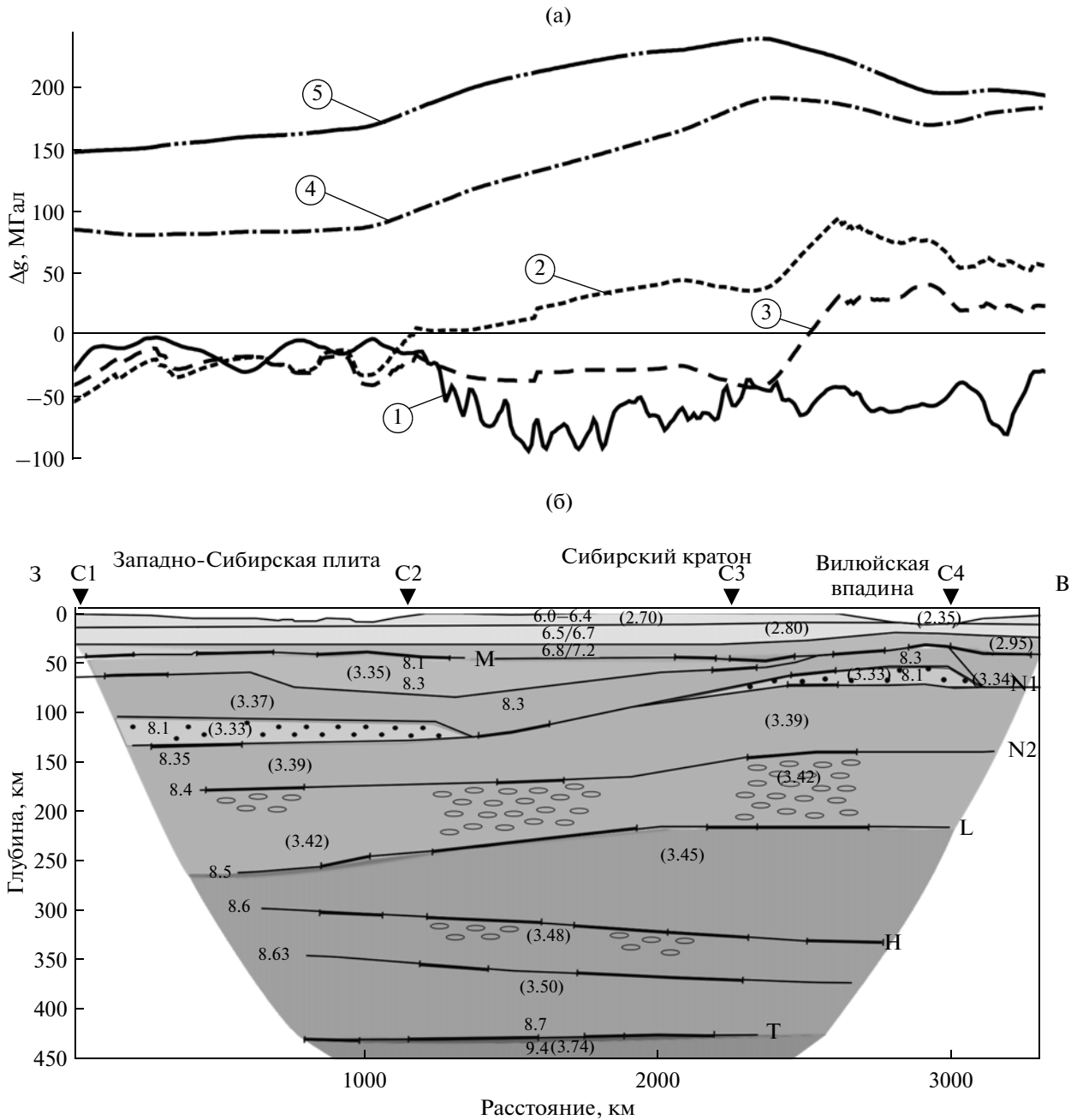


Рис. 3. Структура земной коры и верхней мантии и гравитационные поля по профилю “Кратон”: (а) – наблюдаемое гравитационное поле в сопоставлении с расчетными по скоростному разрезу; (б) – скоростной разрез [Павленкова, 2006]. С1, С2, С3 – пункты ядерных взрывов. Остальные обозначения на рис. 2.

ческие свойства этих пород были исследованы в лабораторных условиях при высоком давлении и температуре, что позволило определить главные особенности влияния состава и температуры на скорости упругих волн и плотность мантийного материала при изменении глубины. Эти данные приведены на рис. 5 [Boyd et al., 1997; Кусков и др., 2011; 2014]. Они рассчитаны для двух кондуктивных геотерм, соответствующих тепловому потоку 35 и 40 мВт/м². Из этих данных следует, что изменение температуры существенно влияет

и на сейсмические скорости, и на плотность. Но состав основного мантийного материала практически не оказывает влияния на сейсмические скорости, в тоже время плотности пород разного состава существенно различаются [Goes et al., 2000; Cammarano et al., 2003; Poupinet et al., 2003; Кусков и др., 2011]. Это означает, что только по сейсмическим данным определить изменение состава верхней мантии невозможно, для этого необходимо использовать плотностные модели.

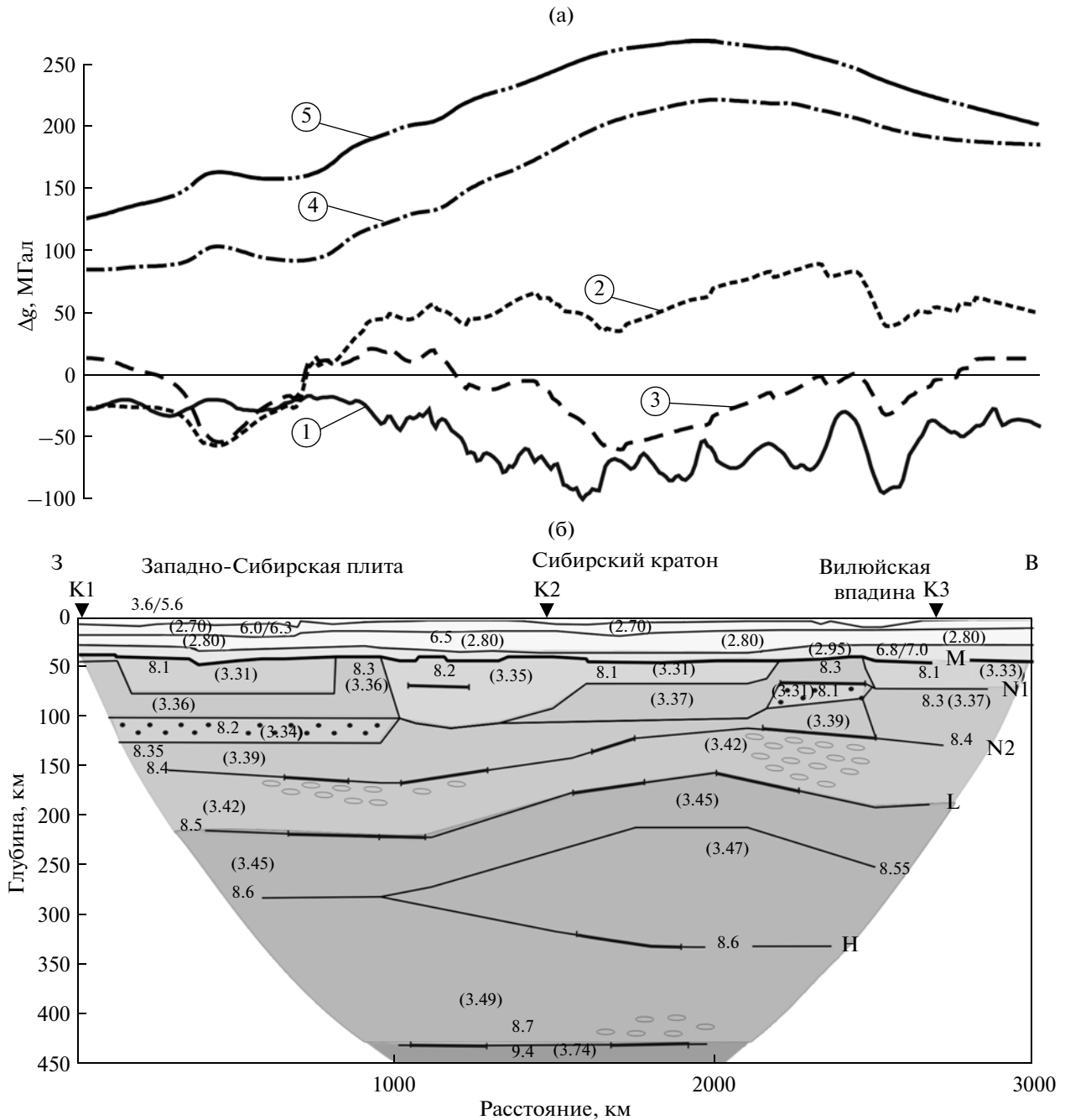


Рис. 4. Структура земной коры и верхней мантии и гравитационные поля по профилю “Кимберлит”: (а) – наблюдаемое гравитационное поле в сопоставлении с расчетными по скоростному разрезу; (б) – скоростной разрез [Павленкова, 2006]. К1, К2, К3 – пункты ядерных взрывов. Остальные обозначения на рис. 2.

2. ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ

Для плотностного моделирования коры и верхней мантии по сверхдлинным сейсмическим профилям использовались гравитационные аномалии Буге (рис. 6), полученные по спутниковым наблюдениям эксперимента GOCE [Drinkwater et al., 2003; Pail et al., 2011]. Как видно из рис. 6, основные тектонические структуры четко разделяются

по характеру гравитационного поля: поле Восточно-Европейской платформы формируется в основном мозаичными и линейными аномалиями различной ориентировки амплитудой +50...–50 мГал. Центральная часть платформы выделяется положительными аномалиями и оконтурена со всех сторон поясами гравитационных минимумов, самыми значительными из которых являются минимумы Прикаспийской впадины на юге и Пред-

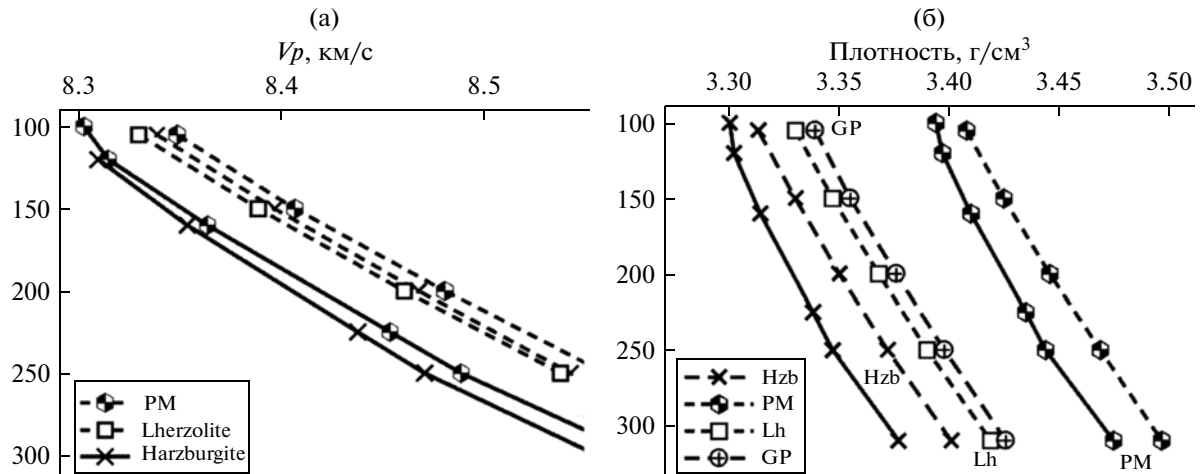


Рис. 5. Скорости P -волн (а) и плотности (б) гранатового гарцбургита (Hzb), лерцолита (Lh), гранатового перидотита среднего состава (GP) и фертильного вещества примитивной мантии (PM), рассчитанные вдоль геотерм 35 мВт/м^2 (пунктир) и 40 мВт/м^2 (сплошные линии) [Boyd et al., 1997; Кусков и др., 2014]. Скорости P -волн для состава GP на рисунке не показаны, поскольку значения V_p для составов Lh и GP практически совпадают.

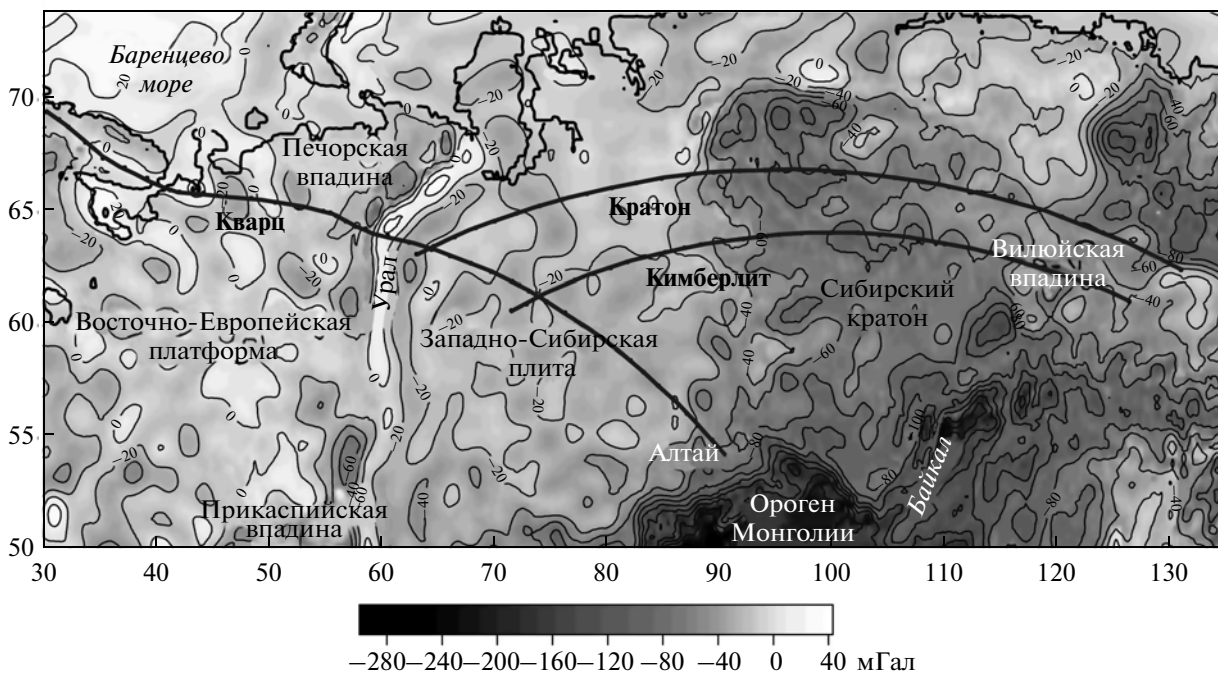


Рис. 6. Гравитационное поле района исследований и положение сейсмических профилей, для которых выполнено сейсмо-плотностное моделирование.

уральского прогиба на юго-востоке платформы. В гравитационном поле северной части Восточно-Европейской платформы и Северного моря преобладают положительные аномалии северо-западного простирания амплитудой до 60 мГал . Одна из них выделяется над Тиманским кряжем, ограничивающим с запада Печорскую впадину. С востока Печорская впадина ограничена минимумом Предуральского прогиба и максимумом Се-

верного Урала. Эта северная часть Восточно-Европейской платформы пересекается профилем “Кварц” (рис. 1 и рис. 6).

В гравитационном поле Западно-Сибирской плиты преобладают отрицательные аномалии Буге (до -40 мГал) в виде поясов и линеаментов субмеридионального простирания. Гипсометрически приподнятый блок Сибирского кратона с отметками дневного рельефа $500\text{--}1000 \text{ м}$ выделяется реги-

ональным гравитационным минимумом достигающим -100 мГал (рис. 6). Минимальные значения отмечаются в северо-западной и юго-восточной частях кратона. Гравитационное поле кратона формируется в основном мозаичными аномалиями с четкой высокочастотной компонентой, обусловленной присутствием в земной коре плато-базальтов.

3. ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ ИСХОДНОЙ ПЛОТНОСТНОЙ МОДЕЛИ И МЕТОДИКА МОДЕЛИРОВАНИЯ

Для определения природы скоростных неоднородностей земной коры и верхней мантии Северной Евразии, как уже отмечалось, было проведено плотностное моделирование по трем профилям: “Кварц”, “Кратон” и “Кимберлит”. В методическом плане это моделирование основывалось на большом опыте подобных исследований, проведенных в разных регионах мира [Yegorova, Starostenko, 2002; Романюк, 2003; Yegorova et al., 2007; 2011; 2013; Старостенко и др., 2008; 2012].

Для расчетов плотностной модели по данным скоростных распределений по отмеченным сверхдлинным профилям были использованы программы GRAVMAG, предназначенные для 2D- и 3D-моделирования [Tchernychev, Makris, 1996]. Элементарным телом для моделирования является прямоугольная призма; в нашем случае размер призмы составил 10×1 км² (X, Z). Процедура моделирования заключается в следующем. Используя сейсмические разрезы, создается геометрия 2D-модели и отдельным ее слоям и блокам приписываются плотности. Для расчетов используются избыточные плотности, полученные приведением абсолютных плотностей к некоей референтной плотности, в качестве которой принимается постоянное значение, представляющее осредненное значение плотностной колонки модели от поверхности до ее основания (670 км). Для моделей по трем профилям это значение составило 3.486 г/см³.

Плотности в исходных моделях задавались по скоростным разрезам с использованием известных зависимостей скорость/плотность в коре и верхней мантии. Для коры использовались осредненные скоростные модели в двухслойной (профиль “Кварц”) и трехслойной аппроксимации (профили “Кратон” и “Кимберлит”), показанные на рис. 26–46, и известные переводные функции Нейфа–Дрейка [Ludwig et al., 1970] между скоростью и плотностью. Для уплотненных осадков и консолидированной коры ($V_p \leq 6.5$ км/с) корреляционное поле осреднялось зависимостью $\rho = 0.174V_p + 1.663$, а для значений $V_p > 6.5$ км/с (нижняя кора и верхи мантии) применялась формула $\rho = 0.3185V_p + 0.762$ (Ludwig et al., 1970). По-

лученные значения плотностей, приведенные в таблице и на рис. 26–рис. 46, по своим значениям очень близки к эмпирическим зависимостям, определенным при сейсмо-плотностном моделировании земной коры С.С. Красовским [1981] ($\rho = 0.32V_p + 0.73$) и В.В. Гордиенко [1999], $\rho = 2.69 + 0.27(V_p - 6.0)$ для пород с V_p до 7.5 км/с и $\rho = 3.02 + 0.28(V_p - 7.0) -$ для $V_p > 7.0(7.2)$ км/с.

Для плотностной параметризации верхней мантии использовалось соотношение между скоростью и плотностью нормальных моделей Земли, в частности модели PREM [Dziewonski, Anderson, 1981] и ее более поздней модификации для верхней мантии – модели ACY400 [Montagner, Anderson, 1989]. Модель ACY400 для нас представляется более предпочтительной, поскольку в ней отсутствуют скачки скоростей и плотностей в верхней мантии и нет четкой низкоскоростной зоны на глубине ~ 200 км, что в целом характерно и для скоростных моделей по сверхдлинным сейсмическим профилям (рис. 26–рис. 46). Поэтому модель ACY400 была принята в качестве базовой при определении зависимости между скоростью P -волн и плотностью в верхней мантии. Она представляется в виде линейной функции $\rho = 0.316V_p + 0.769$, которая очень близка к функции модели PREM на глубине $200-400$ км [Dziewonski, Anderson, 1981] и к упоминавшейся выше зависимости Нейфа–Дрейка для верхней мантии, и в виде полиномиальной функции $\rho = 5.820 - 0.935V_p + 0.077V_p^2$. Обе функции использовались при задании исходной плотностной модели верхней мантии по профилям “Кварц”, “Кратон” и “Кимберлит” (таблица, рис. 26–рис. 46).

Эти расчеты контролировались также независимыми оценками плотностей на основе 2D-моделей распределения температур, опубликованных в работах [Кусков и др., 2011; 2014], для состава GP (гранатового перидотита) на глубинах $100-180$ км и состава примитивной мантии на глубинах, превышающих 180 км. По такой модели в подошве литосферы (~ 310 км) плотность вещества примитивной мантии ($\rho(102.5$ кбар/ $1450^\circ\text{C}) = 3.49$ г/см³) хорошо согласуется с плотностью по сейсмическим моделям AK135 и PREM ($\rho(310$ км) = $3.486-3.4895$ г/см³).

Результаты расчетов гравитационного эффекта плотностных моделей, построенных по сейсмическим разрезам путем перевода скоростей в плотности приведены на рис. 2а–рис. 4а. Они показали, что при единой зависимости между сейсмической скоростью и плотностью расчетное гравитационное поле не совпадает с наблюдаемым, особенно большие расхождения получаются над Сибирской платформой. Расчет гравитационного эффекта отдельных слоев плотностных моделей (кривые 2–5 на рис. 2а–рис. 4а) показал, что главным источником крупных региональных ано-

Скорости и плотности исходных и окончательных моделей коры и верхней мантии по профилям “Кварц”, “Кратон” и “Кимберлит” (в скобках даны плотности в верхней мантии Сибирского кратона)

Слои модели	Профиль “Кварц”				Профиль “Кратон”				Профиль “Кимберлит”			
	Сейсмическая граница	скорости V_p , км/с	плотности ρ , г/см ³		Сейсмическая граница	скорости V_p , км/с	плотности ρ , г/см ³		Сейсмическая граница	скорости V_p , км/с	плотности ρ , г/см ³	
			исходная модель	окончательная модель			исходная модель	окончательная модель			исходная модель	окончательная модель
Кора	Осадки		3.0–5.0	2.35	2.35	3.6–5.6	2.35	2.35	3.6–5.6	2.35	2.35	2.35–2.10
	Верхняя		6.0–6.2	2.75	2.65–2.72	6.0–6.4	2.70	2.70	6.0–6.3	2.70	2.70	2.70
	Средняя					6.5–6.7	2.80	2.80	6.5	2.80	2.80	2.80–2.82
	Нижняя	M	6.5–7.0	2.90	2.85–2.90	6.8–7.2	2.95	2.95	M	6.8–7.0	2.95	2.95
Мантия			8.0	3.36	3.30							
			8.0–8.1	3.36	3.35	8.1	3.33	(3.27)		8.1	3.30–3.33	3.32 (3.27)
			8.2	3.39	3.36–3.37	8.1–8.2	3.35	3.35 (3.31)		8.2	3.35	3.34 (3.30)
	Верхняя мантия	N1	8.25	3.39–3.40	3.34	8.3	3.37	3.37 (3.34–3.29)	N1	8.3	3.36–3.37	3.35 (3.30)
		N2	8.4	3.42	3.40	8.35–8.4	3.39	3.39 (3.35)	N2	8.35	3.39	3.39 (3.35)
		L	8.45	3.44	3.42	8.4–8.5	3.42	3.42 (3.38)	L	8.4	3.42	3.42 (3.38)
	H	8.5	3.45	3.45	8.5–8.6	3.45	3.46	H	8.5–8.6	3.45–3.47	3.45–3.46	
		8.6	3.46	3.49	8.6–8.63	3.48–3.50	3.48–3.50		8.6	3.49	3.49	
Переходная зона	T	9.4	3.75	3.74	9.4	3.74	3.74	T	9.4	3.74	3.74	

Примечание: В скобках указаны подобранные по результатам гравитационного моделирования плотности деплегированной верхней мантии Сибирского кратона в сравнении с таковыми за его пределами (в районе Западно-Сибирской платформы).

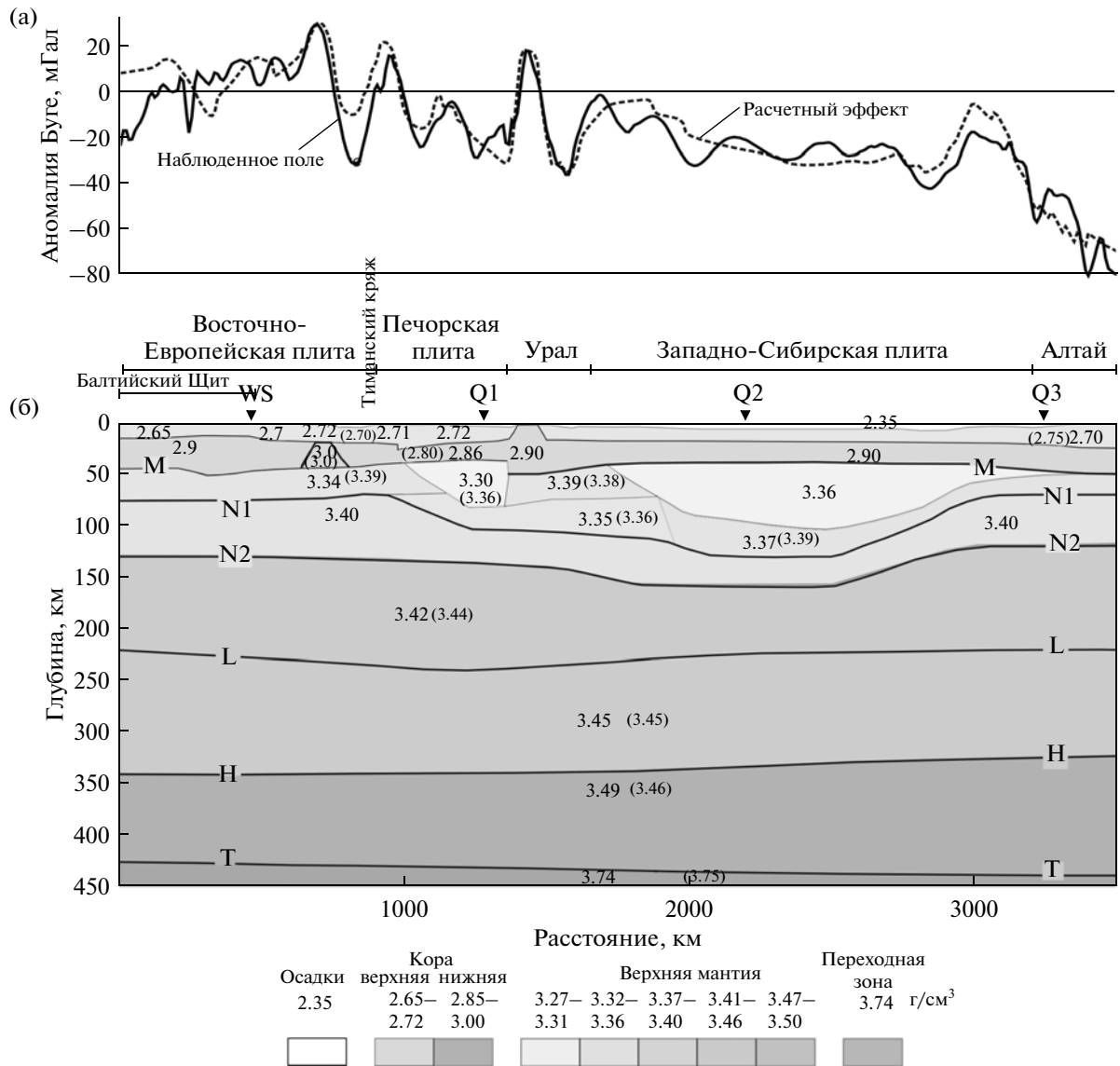


Рис. 7. Результаты сейсмо-плотностного моделирования земной коры и верхней мантии по профилю “Кварц”: (а) – сопоставление расчетных и наблюдаемых полей, (б) – результирующая плотностная модель. Обозначения на рис. 2.

малый является верхняя часть мантии от границы М до глубины около 150 км (граница L). Земная кора создает небольшой региональный минимум только в районе Восточно-Европейской платформы, и очень крупные локальные аномалии.

Для согласования наблюдаемого и расчетных полей в плотностные модели необходимо было внести дополнительные неоднородности: уменьшить плотность верхней мантии Сибирского кратона и дополнить разрез земной коры локальными неоднородностями. Такие изменения были внесены, и для каждого профиля были получены плотностные модели, для которых расчетные гравитационные поля в целом согласованы с наблюдаемыми (таблица, рис. 7–9).

4. ПЛОТНОСТНЫЕ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ПРОФИЛЯМ

Профиль “Кварц”. Гравитационное поле вдоль профиля “Кварц” меняется в аномалиях Буге от 30 до –70 мГал (рис. 7а). Крупные региональные изменения хорошо коррелируются с тектоникой региона. Для Восточно-Европейской платформы характерно слабое положительное поле, в пределах Западно-Сибирской плиты оно уменьшается до –20...–25 мГал, а над Алтаем достигает минимальных значений (–70...–80 мГал). Эти крупные изменения хорошо объясняются структурой верхней мантии: в районе Восточно-Европейской платформы в верхней части мантии сейсмические скорости гораздо выше, чем под Западно-Сибир-

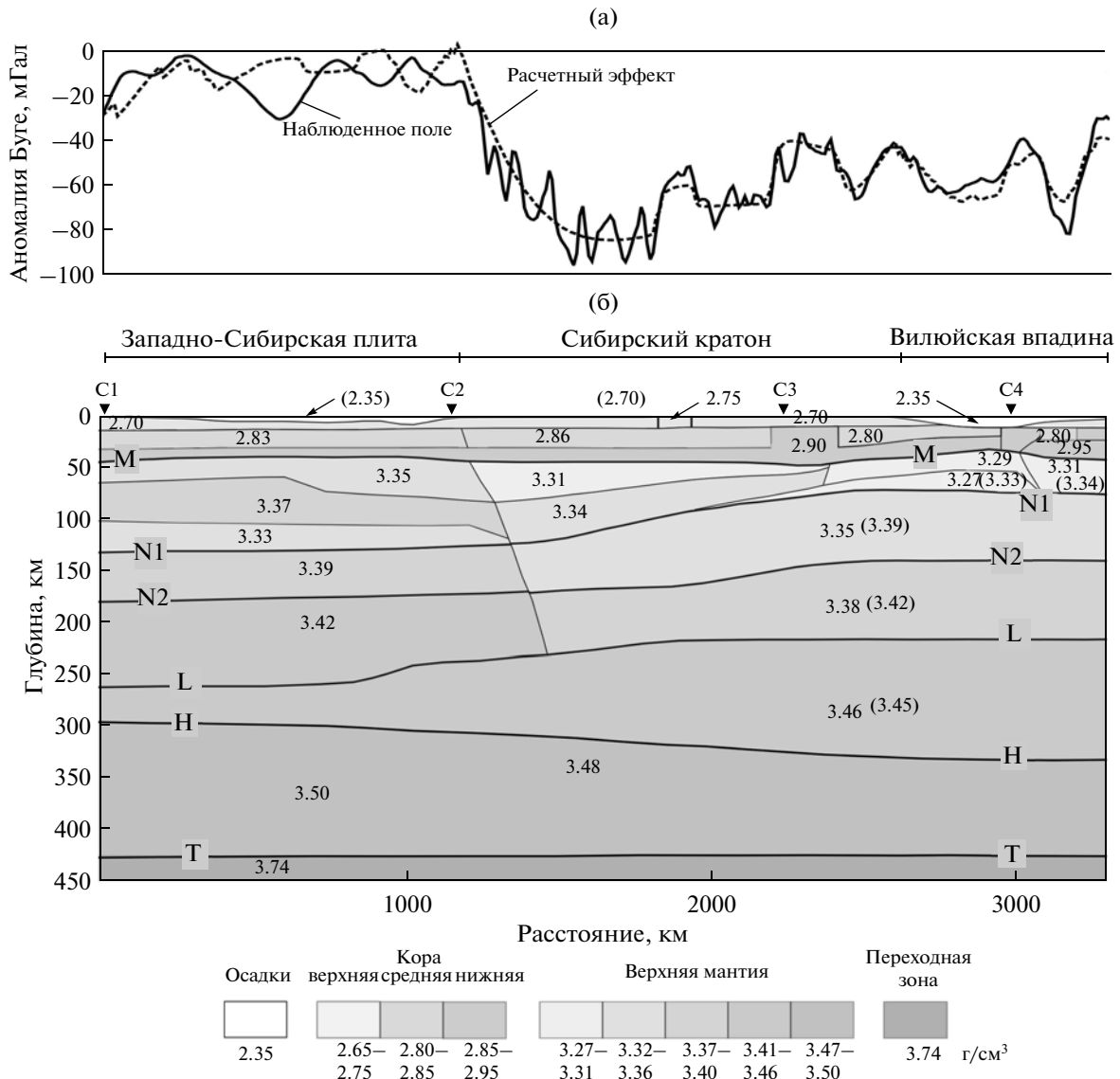


Рис. 8. Результаты сейсмо-плотностного моделирования земной коры и верхней мантии по профилю «Кратон»: (а) – сопоставление расчетных и наблюдаемых полей, (б) – результирующая плотностная модель. Обозначения на рис. 2 и рис. 3.

ской плитой. Соответствующее изменение плотности в верхней мантии получено по сейсмическому разрезу (рис. 2б) при единой зависимости между скоростью и плотностью.

Гравитационные расчеты по профилю «Кварц» показали также, что эффект от нижней части верхней мантии и переходной зоны к нижней мантии на глубинах порядка 300–670 км незначителен и может вносить вклад только в региональный гравитационный фон. Это объясняется довольно глубоким положением сейсмических границ и, главное, отсутствием рельефа в их топографии.

Окончательная плотностная модель по профилю «Кварц», полученная после введения в плотностные необходимых поправок (таблица) показана на

рис. 7б. Утолщенная до 50 км кора северной части Восточно-Европейской платформы и Балтийского щита подстилается верхней мантией довольно простого строения с плотностью 3.34 г/см^3 (скорость продольных волн $V_p = 8.25 \text{ км/с}$) до глубин 75 км (граница N1). Глубже, до границы N2 на глубине около 130 км, расположен слой с плотностью 3.40 г/см^3 . Под корой же Западно-Сибирской плиты толщиной 35 км, перекрытой 3–4 км толщиной осадков, самые верхи мантии до глубины 130 км характеризуются плотностями $3.35\text{--}3.37 \text{ г/см}^3$ ($V_p = 8.0\text{--}8.1 \text{ км/с}$).

Помимо этих региональных изменений в гравитационном поле данного профиля наблюдаются крупные локальные аномалии, главным обра-

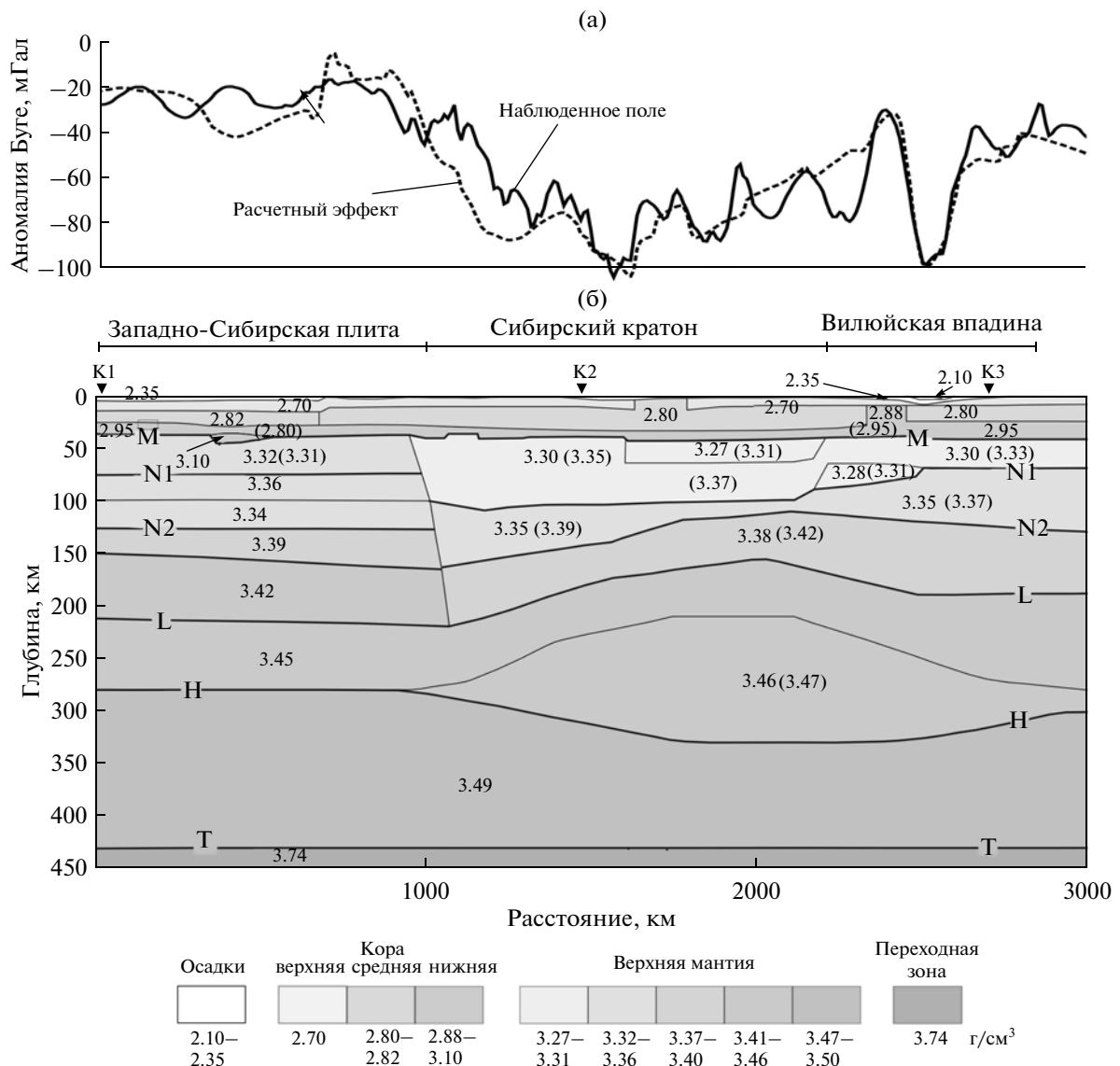


Рис. 9. Результаты сейсмо-плотностного моделирования земной коры и верхней мантии по профилю “Кимберлит”: (а) — сопоставление расчетных и наблюдаемых полей; (б) — результирующая плотностная модель. Обозначения на рис. 2 и рис. 4.

зом в районе Тимано-Печорской плиты и Урала. Амплитуда отдельных аномалий достигает здесь 50–60 мГал (рис. 7а). Сейсмо-плотностное моделирование показало, что эти аномалии связаны с внутренней неоднородностью земной коры, для которой характерно блоковое строение. В целом, блок Печорской плиты характеризуется пониженными плотностями до глубин 80 км. Урал же, напротив, имеет довольно плотную (средняя плотность 2.9 г/см³) толстую кору, которая объясняет гравитационный максимум в 50 мГал. В подкоровом слое орогена выделяется блок высокой плотности и скорости, который прослеживается на 300 км в восточном направлении под Западно-Сибирскую плиту.

Профиль “Кратон”. Гравитационное поле вдоль профиля “Кратон” отличается своей аномальностью (рис. 6, рис. 8а). Как уже отмечалось, главной его особенностью является региональный минимум амплитудой –80 мГал в районе Сибирского кратона, отличающийся от слабо отрицательных значений поля силы тяжести Западно-Сибирской плиты. Вилюйская впадина, расположенная на восточном краю кратона, выделяется аномальным блоком, состоящим из двух локальных максимумов величиной 50 мГал, между которыми расположен минимум амплитудой –65 мГал. В результате по профилю “Кратон” наблюдается необычное соотношение гравитационного поля со скоростным строением верхней мантии крато-

на и с полем Восточно-Европейской платформы. Сейсмические скорости в верхней мантии кратона такие же повышенные, как и на Восточно-Европейской платформе, а в гравитационном поле ему соответствует глубокий минимум. Разница в аномалиях Буге между этими двумя древними платформами достигает 70–80 мГал (рис. 6).

Первые расчеты гравитационного эффекта по профилю “Кратон”, выполненные прямым переводом P -скоростей сейсмической модели в плотности, показали значительное расхождение с наблюдаемым полем в районе Сибирского кратона (рис. 3а). Был получен обширный гравитационный максимум (до 140 мГал) на месте регионального минимума. По результатам расчета гравитационного эффекта отдельных слоев плотностной модели видно, что этот максимум связан со структурой верхней мантии. Для согласования расчетного и наблюдаемого полей необходимо было ввести поправки, уменьшающие плотности верхней мантии кратона: они были уменьшены на 0.03–0.05 г/см³ примерно до глубины 230 км.

Нужно отметить, что с точки зрения плотностного моделирования это решение неоднозначно. Можно увеличить или уменьшить глубину разуплотненной мантии, уменьшив или увеличив соответственно величину аномальной плотности, и получить согласованное с наблюдаемым полем решение. В данном случае область разуплотненной мантии ограничена по глубине сейсмической границей L . При этом учитывалась петрофизическая модель Кускова и др. [2011; 2014], по которой на этой глубине деплетированное вещество верхней мантии сменяется фертильным.

Самое сложное распределение плотностей и скоростей установлено в восточной части Сибирской платформы – в районе Вилюйской впадины. Здесь получены минимальные по профилю плотности (3.27–3.29 г/см³) подкорового слоя до глубины 80 км и высокоплотностной (2.96 г/см³) блок в коре (рис. 8б). Такой же блок высокой плотности установлен в коре Далдын-Алакитского кимберлитового поля, которое на протяжении 250 км (в интервале 2100–2350 км на рис. 3) пересекается профилем “Кратон”.

Строение верхней мантии под Западно-Сибирской плитой по профилю “Кратон” аналогично профилю “Кварц” (рис. 7б). Помимо главной региональной аномалии по профилю “Кратон” выделяется также ряд локальных аномалий. В пределах Западно-Сибирской плиты они менее выразительны, чем на Сибирском кратоне, амплитуда этих аномалий достигает 30 мГал. Какой-либо корреляции между этими аномалиями и блоковой неоднородностью верхов мантии не отмечается, то есть предполагается, что они связаны, в основном, с неоднородностью земной коры.

Профиль “Кимберлит”. Гравитационное поле по профилю “Кимберлит”, так же как и сейсмическая модель верхней мантии, сходно с полем по профилю “Кратон”. Такие же результаты получены по этому профилю и при сейсмо-плотностном моделировании: под Сибирским кратоном в верхней мантии наблюдается уменьшение плотности, которое подтверждает деплетированный состав его верхней мантии (рис. 9б). По этому профилю также была установлена специфическая особенность, аналогичная установленной по профилю “Кратон”, в виде сильного разуплотнения подкорового слоя в области Вилюйской впадины и Далдын-Алакитского кимберлитового поля и присутствия плотного тела в коре впадины.

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ СЕЙСМО-ПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Основным результатом проведенного сейсмо-плотностного моделирования является выявление существенного различия в строении верхней мантии крупнейших по площади тектоно-геологических провинций Северной Евразии: Западно-Сибирской плиты эпигерцинской консолидации, Восточно-Европейская платформы и Сибирского кратона раннепротерозойского возраста [Добрецов, 2010]. По сейсмическим данным эти различия связаны главным образом с разным температурным режимом древних и молодых платформ. Но гравитационное моделирование показало существенное различие в плотностях верхней мантии одновозрастных и одинаковых по тепловому режиму и сейсмическим скоростям Восточно-Европейской платформы и Сибирского кратона. Это означает различие в составе верхней мантии этих древних платформ.

Для объяснения наблюдаемого над Сибирским кратоном гравитационного минимума необходимо было понизить плотность в литосфере кратона относительно соседних структур на величину 0.03–0.04 г/см³ (таблица, рис. 3, рис. 4, рис. 7, рис. 8). Эта плотностная аномалия отражает некоторый средний эффект изучаемой среды. В действительности, величина плотностных неоднородностей, связанных с составом литосферной мантии, может изменяться по глубине и по горизонтали и достигать в некоторых слоях или блоках 0.07–0.09 г/см³ [Кусков и др., 2014].

Сравнение этих осредненных плотностных колонок верхней мантии, полученных в результате плотностного моделирования, с плотностями верхней мантии по данным изучения ксенолитов [Кусков и др., 2011; 2014] выявило следующие особенности. Максимальные значения плотности верхней мантии Восточно-Европейской платформы расположены в поле плотностей фертильного вещества примитивной мантии (рис. 5). Низкие

плотности верхней мантии колонки Сибирского кратона очень близки к значениям деплетированного вещества мантии, представленного гранатовыми перидотитами. Плотностная колонка Западно-Сибирской плиты располагается между соседними колонками Восточно-Европейской платформы и Сибирского кратона.

Низкие плотности верхней мантии, обнаруженные при гравитационном моделировании по профилям “Кратон” и “Кимберлит” на глубинах примерно до 200 км, могут быть связаны с наиболее деплетированной частью верхней мантии. Эта часть верхней мантии ограничена, скорее всего, сейсмической границей L (рис. 8б, 9б). Как уже отмечалось, ее природа до конца неизвестна; одним из объяснений этой границы считается переход от деплетированной мантии к фертильному веществу мантии [Gung et al., 2003; Кусков и др., 2011].

В современной литературе такие уникальные явления как процессы деплетирования мантии при формировании континентальной коры связывают обычно с архейским периодом. Их уникальность и неповторимость объясняется очень высокими температурами мантии в архейское время [Berry et al., 2008], обусловившими тепловой поток, который превышал современный более чем в два раза [Ламберт, 1980; Моралев, 1986; Michaut et al., 2007; Розен и др., 2009]. Это вызвало интенсивное плавление вещества верхней мантии с выплавлением коматиитов и базальтовых компонентов, что привело к обеднению верхней мантии по Fe, Al, Ca (благодаря экстрагированию CaO, Al₂O₃, FeO) и, соответственно, к уменьшению плотности в интервале глубин 200–300 км [Jordan, 1978; Griffin et al., 2009]. Протерозойский возраст Сибирского кратона дает основание расширить возрастные пределы этого процесса до архей-протерозойского.

Именно процессы древней деплетированности мантии считаются ответственными за образование литосферных корней (килей) – высокоскоростных холодных блоков утолщенной литосферы под кратонами. Снижение плотности в этих блоках обеспечивает высокую стабильность литосферы под кратонами и ее “плавучесть” в ходе последующей эволюции литосферы [Artemieva, Mooney, 2001]. Возможно, поэтому большинство древних кратонов со своими литосферными корнями не подвергались значительным изменениям при дальнейшей геологической истории.

Но как показало сейсмо-плотностное моделирование по сверхдлинным профилям, процессы деплетирования не охватывали все древние платформы и, возможно, происходили в мантии более молодых структур. Как отмечалось выше, плотностная и скоростная модели Восточно-Европейской платформы демонстрируют самые высокие плотности и скорости по профилю “Кварц”; они

достигают 3.40 г/см³ и 8.45 км/с на глубине 130 км. Их сравнение с соответствующими параметрами мантийных пород по данным изучения ксенолитов указывает на сходство этих моделей с фертильным веществом примитивной мантии.

Осредненная плотностная колонка (распределение плотности по глубине) в верхней мантии Западно-Сибирской плиты располагается между плотностными колонками Восточно-Европейской платформы (фертильное вещество) и Сибирского кратона (деплетированная мантия). Возможно, она отражает некоторую деплетированность верхней мантии, но существенно меньшую, чем у Сибирского кратона. Однако это может быть связано также с особенностями состава верхней мантии, сформированного в ходе герцинского этапа консолидации континентальной коры. Считается, что состав верхней мантии этого возраста, определенный по изучению ультраосновных массивов Западной Европы [Voshage et al., 1987; Hartmann, Wedepohl, 1990; Bodinier et al., 1991; Downes et al., 1991; Shervais, Mukasa, 1991; Sobolev, Fuchs, 1993] и ксенолитов [Downes, 1997; 2001], определяется шпинелевыми перидотитами в верхней части мантийной литосферы, которые в нижней части литосферы сменяются гранатовыми перидотитами [Menzies, Bodinier, 1993].

Проведенное сейсмо-плотностное моделирование выявило также новые особенности структуры верхней мантии, связанные, возможно, с процессами кимберлитового магматизма и алмазности кратонов. Профили “Кратон” и “Кимберлит” пересекают Далдын-Алакитское кимберлитовое поле Якутской алмазносной провинции (трубки Удачная, Юбилейная). Здесь литосферная мантия отличается исключительно низкими значениями теплового потока на поверхности [Дучков, Соколова, 1997] с очень низкими температурами по данным петрофизического анализа [Кусков и др., 2011] и характеризуется аномальным распределением плотностей и скоростей по профилям “Кратон” и “Кимберлит”. На плотностных и скоростных моделях профилей “Кратон” и “Кимберлит” (рис. 3б, рис. 4б, рис. 8б, рис. 9б) четко видна приуроченность Далдын-Алакитского кимберлитового поля к области максимального расслоения верхней мантии. В коре района кимберлитового поля и Вилуйской впадины отмечаются тела высокой плотности (2.9 г/см³), обуславливающие локальные гравитационные максимумы и связанные, вероятно, с широко распространенными плато-базальтами и внедрениями в кору мантийного вещества. В таких областях зона максимального разуплотнения верхней мантии (до 3.27 г/см³) поднимается до подкорковых глубин.

В целом, верхи мантии по этим профилям характеризуются довольно пестрой картиной – наличием локальных блоков с пониженными (до 8.0 км/с) и

аномально высокими скоростями, до 8.4–8.5 км/с (рис. 3б и рис. 4б). Такие блоки встречаются и в других частях Сибирского кратона [Крылов и др., 1993; Суворов, 1993; Pavlenkova et al., 1996]. Определение природы этих блоков связано с большими трудностями, они не проявляются в гравитационном поле (рис. 3б, рис. 4б, кривые 4) и среди мантийных пород не выявлены образцы с такими высокими скоростями и нормальной плотностью (рис. 5). Можно предположить различные объяснения этих блоков. Во-первых, повышенными скоростями характеризуются мантийные породы с малым содержанием железа [Deschamps et al., 2002] и тогда можно предположить, что формирование этих блоков связано с более интенсивными процессами петрологической дифференциации вещества мантии и выплавки из него железосодержащего материала. Но в этом случае они должны были отмечаться как плотностные неоднородности, что не наблюдается. Другим возможным объяснением природы высокоскоростных блоков является сейсмическая анизотропия, которая довольно часто отмечается в верхней мантии [Fuchs, 1983; Яновская, Кожевников, 2006; Mainprize, 2007] и которая характерна для кристаллов оливина, главного компонента мантийных пород. Эта версия в какой-то мере подтверждается работами по сейсмической томографии, проведенными на Балтийском щите Восточно-Европейской платформы по международному проекту Svekalarpo [Vock et al., 2001]. По скоростям поперечных волн разной поляризации были получены данные об анизотропии скоростей в верхах мантии. Анизотропные по сейсмическим скоростям блоки по плотности не отличаются от изотропных пород, и поэтому они не выражены в гравитационном поле.

Плотностное моделирование позволило получить новую информацию о строении земной коры и самых верхов мантии и других геоструктур. Палеозойская шовная зона Урала между Западно-Сибирской плитой и Восточно-Европейской платформой характеризуется аномальной структурой коры и верхней мантии. Особенностью плотностной модели Урала по профилю “Кварц” (рис. 7б), является тело высокой плотности (3.39 г/см^3) и скорости (8.4 км/с) под Мохо, связанное, скорее всего, с присутствием эклогитов в подкоровом слое орогена. Для Урала такие породы не являются редкостью, они обнаружены на Полярном Урале (блок Марункеу) [Удовкина, 1971; Glogny et al., 2003; Пыстин и др., 2009]. Присутствие эклогитов на больших глубинах под Уралом может быть дополнительным доказательством в пользу аккреционно-коллизионной природы Урала и формирования его шовной зоны в результате палеозойской коллизии древних палеоконтинентов. В этой связи уместно отметить наклонные отражающие сейсмические границы, погружающиеся в

восточном направлении под Западно-Сибирскую плиту. Они могут быть связаны с главной тенденцией направленности тектонических движений, приведших к формированию надвигов на восточной окраине Восточно-Европейской платформы [Павленкова Г., Павленкова Н., 2008].

Как отмечалось выше, сейсмо-плотностное моделирование по описанным трем профилям проводилось и раньше [Романюк и др., 1985; Павленкова и др., 1991; Романюк, 1995]. В результате были построены детальные плотностные модели земной коры, которые, в целом, согласуются с описанными выше результатами. Некоторые расхождения, например, более высокие плотности в низах коры по профилю “Кварц” [Романюк, 1995], можно объяснить тем, что наблюдаемое поле объяснялось тогда только эффектом коры, без учета мантийной неоднородности. Для верхней мантии закономерное соотношение между скоростью и плотностью определить в указанных работах не удалось. Это находит свое объяснение в изложенных выше результатах о разном соотношении между этими параметрами для мантии Сибирской платформы и остальных геоструктур.

Полученные обобщенные плотностные модели верхней мантии, в целом, согласуются и с результатами гравитационного моделирования, представленными в работе [Грачев, Кабан, 2006] для Сибирского кратона, но их интерпретация существенно различается. Эти авторы получили, что плотностные неоднородности, рассчитанные методом инверсии остаточных мантийных аномалий и остаточной топографии, могут достигать 0.06 г/см^3 в верхах мантии. Показано разуплотнение в верхней мантии под Сибирским кратоном. Но это разуплотнение связывается не с изменением состава верхней мантии, а с наличием под кратоном плюма. Такой плюм несомненно существовал под кратоном в период базальтового магматизма, но сейчас его наличие не находит подтверждение в данных по современному тепловому режиму верхней мантии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное сейсмо-плотностное моделирование по сверхдлинным сейсмическим профилям показало достаточно высокую эффективность комплексной интерпретации данных глубинного сейсмического зондирования и гравиметрии для изучения строения земной коры и особенно верхней мантии. При изучении земной коры сейсмический метод позволяет достаточно полно определить главные ее параметры: мощность осадочного чехла и всей коры в целом, изменение толщины основных слоев, сложенных разными по составу породами. Гравитационное поле позволяет детализировать неоднородность коры по составу, выделить внедрения мантийных пород и др.

При изучении строения верхней мантии комплексирование сейсмического и гравиметрического методов особенно важно, поскольку разное по составу вещество верхней мантии не различается по скоростям, и сейсмический метод позволяет определить лишь изменчивость температурного режима на больших глубинах. Гравитационное поле позволяет исследовать изменение состава верхней мантии, так как оно четко выражается в изменении плотности. Такие изменения и были выявлены на изученной площади.

Так, гравитационное моделирование, выполненное по сверхдлинным сейсмическим профилям “Кварц”, “Кратон” и “Кимберлит”, показало значительные различия в структуре и составе верхней мантии Северной Евразии. Сибирский кратон с очень низкими значениями теплового потока (30 мВт/м^2) подстилается высокоскоростной мантий, плотности которой понижены. Тогда как верхняя мантия Восточно-Европейской платформы, примерно с таким же тепловым потоком, характеризуется максимальными плотностями и скоростями верхней мантии. Под Западно-Сибирской плитой с высокими тепловыми потоками (до 60 мВт/м^2) верхняя мантия имеет пониженные скорости (по сравнению с докембрийскими структурами) и повышенные плотности.

Полученные соотношения между скоростью и плотностью в верхней мантии изученных геоструктур дает основание сделать важный вывод, что верхняя мантия Сибирского кратона отличается от других структур по составу, она существенно деплетирована (плотность деплетированного вещества ниже плотности примитивной мантии). О том, что верхняя мантия Сибирского кратона деплетирована, было доказано ранее по петрофизическим данным [Кусков и др., 2011], но сейсмоплотностное моделирование показало, что это — особенность, в основном, только Сибирского кратона.

Работа выполнена при поддержке РФФИ: гранты №№ 11-05-90435-Укр. и 12-05-00407а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Булах Е.Г., Ржаницын В.А., Маркова М.Н. Применение метода минимизации для решения задач структурной геологии по данным гравиразведки. Киев: Наукова думка. 1976. 220 с.
- Гализдра Г.Я. Комплексная интерпретация геофизических полей при изучении глубинного строения земной коры. М.: Недра. 1988. 212 с.
- Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Хильтова В.Я. Термальное состояние мантии, подстилающей докембрийские и фанерозойские структуры (по данным гранат-ортопироксеновой термобарометрии ксенолитов гранатовых перидотитов в кимберлитах и щелочных базальтах) // Физика Земли. 2001. № 3. С. 3–25.
- Гордиенко В.В. Плотностные модели тектоносферы территории Украины. Киев: Интеллект. 1999. 100 с.
- Грачев А.Ф., Кабан М.К. О причинах высокого стояния Сибирской платформы // Физика Земли. 2006. № 12. С. 20–33.
- Добрецов Н.Л. Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 6. С. 761–784.
- Дучков А.Д., Соколова Л.С. Термическая структура литосферы Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 2. С. 494–503.
- Егоркин А.В. Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам. Глубинное строение территории СССР / Под ред. Белоусова В.П., Павленковой Н.И., Квятковской Г.Н. М.: Наука. 1991. С. 118–135.
- Егоркин А.В. Изучение мантии на сверхдлинных геотраверсах // Физика Земли. 1999. № 7–8. С. 114–130.
- Егоркин А.В. Строение мантии Сибирской платформы // Физика Земли. 2004. № 5. С. 37–46.
- Красовский С.С. Отражение динамики континентальной коры в гравитационном поле. Киев: Наукова думка. 1981. 268 с.
- Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н., Боревский Л.В. Геолого-геофизические критерии глубинного прогнозирования по данным изучения сверх-глубоких скважин. Методы и практика исследований глубинного строения недр. Л.: Наука. 1987. С. 97–114.
- Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Сергеев В.Н., Шелудько И.Ф., Тен Е.Н., Кульчинский Ю.В., Мандельбаум М.М., Селезнев В.С., Соловьев В.М., Суворов В.Д. Детальные сейсмические исследования литосферы на Р- и S-волнах. Новосибирск: Наука. 1993. 199 с.
- Кусков О.Л., Кронрод В.А., Прокофьев А.А. Термическая структура и мощность литосферной мантии Сибирского кратона по данным сверхдлинных сейсмических профилей Кратон и Кимберлит // Физика Земли. 2011. № 3. С. 3–23.
- Кусков О.Л., Кронрод В.А., Прокофьев А.А., Павленкова Н.И. Петролого-геофизические модели внутреннего строения литосферной мантии Сибирского кратона // Петрология. 2014. № 1.
- Ламберт Р.Ст.Дж. Архейские тепловые режимы, температуры коры и верхней мантии и поэтапная модель эволюции Земли. Ранняя история Земли / Под ред. Уиндли Б. М.: Мир. 1980. С. 367–379.
- Моралев В.М. Современные модели эволюции архейской литосферы. Динамика и эволюция литосферы. М.: Наука. 1986. С. 66–76.
- Павленкова Г.А. Структурные особенности земной коры и верхов мантии Сибирского кратона по сейсмическим профилям Кратон и Кимберлит. Геофизика XXI столетия: 2005. Сборник трудов Седьмых геофизических чтений им. В.В. Федынского. М.: Научный мир. 2006. С. 76–84.
- Павленкова Г.А., Павленкова Н.И. Результаты совместной обработки данных ядерных и химических взрывов по сверхдлинному профилю “Кварц” (Мурманск–Кызыл) // Физика Земли. 2008. № 4. С. 62–73.
- Павленкова Н.И., Романюк Т.В. Комплексные геофизические модели литосферы Сибири // Геология и геофизика. 1991. № 5. С. 98–108.

- Пыстин А.М., Панфилов А.В., Вшивцев А.Н., Нейман К.С., Потапов И.Л.* Высокобарический метаморфический комплекс хребта Марун-Кеу (Полярный Урал): вещественный состав, структура, возраст. Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. 2009. Т. 2. С. 140–143.
- Розен О.М., Соловьев А.В., Журавлев Д.З.* Термальная эволюция северо-востока Сибирской платформы в свете данных трекового датирования апатитов из керн на глубоких скважинах // Физика Земли. 2009. № 10. С. 79–96.
- Романюк Т.В.* Сейсмоплотностное моделирование коры и верхней части мантии вдоль геотраверса “Кварц” // Физика Земли. 1995. № 9. С. 11–23.
- Романюк Т.В., Егоркин А.В., Кун В.В., Павленкова Н.И., Чернышев Н.М.* Опыт восстановления зависимости $r = f(v)$ по длинным профилям в Сибири. Решение прямой и обратной задач гравиметрии и магнитометрии. М.: ИФЗ. 1985. С. 191–226.
- Романюк Т.В., Муни В.Д., Детвейлер Ш.* Модели распределения плотности литосферы вкост разлома Сан Андреас, Южная Калифорния // Физика Земли. 2003. № 5. С. 18–46.
- Романюк Т.В., Страхов В.Н.* Восстановление плотностей земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ и гравиметрии, II // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1984. № 7. С. 64–80.
- Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука. 1974. 265 с.
- Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В., Масловская М.Н., Брант С.Б.* Кимберлиты и кимберлитовые породы; вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск: ВО “Наука”. Сибирская издательская фирма. 1994. 256 с.
- Старостенко В.И., Костюкевич А.С., Козленко В.Г.* Комплексная интерпретация данных сейсмометрии и гравиметрии // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1988. № 4. С. 33–49. № 6. С. 17–89.
- Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Легостаева О.В., Савченко А.С.* Плотностная неоднородность земной коры вдоль широтных зон разломов Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины // Геофиз. журн. 2012. Т. 34. № 6. С. 113–132.
- Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Легостаева О.В.* Плотностная модель земной коры вдоль профиля DOBRE // Геофиз. журн. 2008. Т. 30. № 1. С. 28–41.
- Страхов В.Н., Романюк Т.В.* Восстановление плотностей земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ и гравиметрии, I // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1984. № 7. С. 44–63.
- Суворов В.Д.* Глубинные сейсмические исследования в Якутской кимберлитовой провинции. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние. 1993. 135 с.
- Удовкина Н.Г.* Эклогиты Полярного Урала: на примере южной части Хребта Марун-Кеу. М.: Наука. 1971. 191 с.
- Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харьков А.Д.* Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. М.: Наука. 1988. 288 с.
- Чермак В.* Геотермическая модель литосферы и карта мощности литосферы на территории СССР // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1982. № 1. С. 25–38.
- Яновская Т.Б., Кожевников В.М.* Анизотропия верхней мантии азиатского континента по групповым скоростям волн Рэлея и Лява // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. С. 622–629.
- Artemieva I.M., Mooney W.D.* Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: a global study // J. Geophys. Res. 2001. V. 106 (B8). P. 16387–16414.
- Berry A.J., Danyushevsky L.V., O'Neill H.St.C., Newville M., Sutton S.R.* Oxidation state of iron in komatiitic melt inclusions indicates hot Archean mantle // Nature. 2008. V. 455. P. 960–963.
- Bock G., Achauer U., Alinaghi A.* Seismic probing of Fennoscandian lithosphere // EOS Trans. Am. Geophys. Un. 2001. V. 82. P. 628–629.
- Bodiniier J.-L., Menzies M.A., Thirlwall M.F.* Continental to oceanic mantle transition – REE and Sr-Nd isotopic geochemistry of the Lanzo lherzolite massif // J. Petrol. (Special Lherzolites Issue). 1991. P. 191–210.
- Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Pearson D.G., Mertzman S.A., Sobolev N.V., Finger L.W.* Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 128. P. 228–246.
- Cammarano F., Goes S., Vacher P., Giardini D.* Inferring upper-mantle temperatures from seismic velocities // Phys. Earth Planet. Inter. 2003. V. 138. P. 197–222.
- Deschamps F., Trampert J., Snieder R.* Anomalies of temperature and iron in the uppermost mantle inferred from gravity data and tomographic models // Phys. Earth Planet. Inter. 2002. V. 129. P. 245–264.
- Downes H.* Shallow continental lithospheric mantle heterogeneity – petrological constraints / Upper Mantle Heterogeneities from Active and Passive Seismology. Fuchs K., Ed. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. 1997. P. 295–308.
- Downes H.* Formation and modification of the shallow sub-continental lithospheric mantle: a review of geochemical evidence from ultramafic xenolith suited and tectonically emplaced ultramafic massifs of Western and Central Europe // J. Petrol. 2001. V. 42 (1). P. 233–250.
- Downes H., Bodiniier J.L., Thirlwall M.F., Lorand J.P., Fabries J.* REE and Sr-Nd isotopic geochemistry of eastern Pyrenean peridotite massifs: sub-continental lithospheric mantle modified by continental magmatism // J. Petrol. (Special Lherzolites Issue). 1991. P. 97–116.
- Drinkwater M.R., Floberhagen R., Haagmans R., Muzi D., Popescu A.* GOCE: ESA's first Earth explorer core mission / Beutler et al., Eds. Earth Gravity field from Space – from sensors to Earth Science: Space Science Series of ISSI, 2003.18. Dordrecht: Kluwer. P. 419–432. ISBN: 1-4020-1418-2.
- Dziewonski A.M., Andersen D.L.* Preliminary reference Earth model // Phys. Earth Planet. Inter. 1981. V. 25. P. 297–356.
- Fuchs K.* (Ed.). Upper Mantle Heterogeneities from Active and Passive Seismology / NATO ASI Series (1. Disarmament Technologies – V. 17), Contribution № 336, International Lithosphere Program. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. 1997. 366 p.
- Fuchs K.* Recently formed elastic anisotropy and petrological model for the continental subcrustal lithosphere in

- southern Germany // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1983. V. 31. P. 93–118.
- Glodny J., Austrheim H., Molina J.F., Rusin A., Seward D.* Rb/Sr record of fluid-rock interaction in eclogites: the Marun-Keu complex, Polar Urals, Russia // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2003. V. 67(22). P. 4353–4371.
- Goes S., Govers R., Vacher P.* Shallow mantle temperatures under Europe from *P* and *S* wave tomography // *J. Geophys. Res. B.* 2000. V. 105. P. 11153–11169.
- Griffin W.L., Kaminsky F.V., Ryan C.G., O'Reilly S.Y., Win T.T., Ilupin I.P.* Thermal state and composition of the lithospheric mantle beneath the Daldyn kimberlite field, Yakutia // *Tectonophysics.* 1996. V. 262. P. 19–33.
- Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Afonso J.C., Begg G.C.* The composition and evolution of lithospheric mantle: a reevaluation and its tectonic implications // *J. Petrol.* 2009. V. 50. P. 1185–1204.
- Gung Y., Panning M., Romanowicz B.* Global anisotropy and the thickness of continents // *Nature.* 2003. V. 422. P. 707–711.
- Ionov D.A., Doucet L.S., Ashchepkov I.V.* Composition of the lithospheric mantle in the Siberian Craton: new constraints from fresh peridotites in the Udachnaya-East kimberlite // *J. Petrol.* 2010. V. 51. P. 2177–2210.
- Hartmann G., Wedepohl K.H.* Metasomatically altered peridotite xenolites from the Hessian Depression (Northwest Germany) // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1990. V. 54. P. 71–86.
- Jordan T.H.* Composition and development of the continental tectosphere // *Nature.* 1978. V. 274. P. 544–548.
- Ludwig W.J., Nafe J.I., Drake C.L.* Seismic refraction // *The Sea* / Maxwell A.E. New York: Wiley-Interscience. 1970. P. 53–84.
- Mainprice D.* Seismic anisotropy of the deep Earth from a mineral and rock physics perspective // *Treatise on Geophysics.* 2007. V. 2. P. 437–491.
- McDonough W.F.* Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990. V. 101. P. 1–18.
- Menzies M.A., Bodiner J.L.* Growth of the European lithosphere mantle – dependence of upper-mantle peridotite facies and chemical heterogeneity on tectonics and age // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1993. V. 79. P. 219–240.
- Montagner J.-P., Anderson D.L.* Constrained reference mantle model // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1989. V. 58. P. 205–227.
- Michaut C., Jaupart C., Bell D.R.* Transient geotherms in Archean continental lithosphere: new constraints on thickness and heat production of the continental lithospheric mantle // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. B04408, doi: 10.1029/2006JB004464
- Pail R., Bruinsma S., Migliaccio F., Förste Ch., Goiginger H., Schuh W.-D., Höck E., Reguzzoni M., Brockmann J.M., Abrikosov O., Veicherts M., Fecher Th., Mayrhofer R., Krasbutter I., Sansò F., Tscherning C.C.* First GOCE gravity field models derived by three different approaches // *J. Geodesy.* 2011. V. 85. P. 819–843.
- Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I.* Upper mantle structure of the Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data // *Tectonophysics.* 2006. V. 416. P. 33–52.
- Pavlenkova N.I.* Crust and upper mantle structure in Northern Eurasia from seismic data. *Advances in Geophysics / Dmowska R., Saltzman B.* Academic Press, Inc. 1996. V. 37. P. 1–104.
- Poupinet G., Arndt N., Vacher P.* Seismic tomography beneath stable tectonic regions and the origin and composition of the continental lithospheric mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 212. P. 89–101.
- Shervais J.W., Mukasa S.B.* The Balmuccia orogenic lherzolite massif, Italy // *J. Petrol. (Special Lherzolites Issue).* 1991. P. 155–174.
- Sobolev S.V., Fuchs K.* Seismic velocities and density in the deep continental lithosphere from the composition of xenoliths // *Terra Nova.* 1993. № 5. Abstract suppl. 1 EUG V11, Strasbourg. P. 333–334.
- Tchernychev M., Makris J.* Fast calculations of gravity and magnetic anomalies based on 2-D and 3-D grid approach // *SEG 66th Ann. Internat. Mtd.* 1996. P. 1136–1138.
- Voshage H., Hunziker J.C., Hofmann A.W., Zingg A.A.* Nd and Sr study of the Ivrea zone, Southern Alps, N. Italy // *Cotrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 97. P. 31–42.
- Yegorova T.P., Bayer U., Thybo H., Maystrenko Y., Scheck-Wenderoth M., Lyngsie S.B.* Gravity signals from the lithosphere in the Central European Basin System // *Tectonophysics.* 2007. V. 429. P. 133–163.
- Yegorova T., Bakhmutov V., Janik T., Grad M.* Joint geophysical and petrological models for the lithosphere structure of the Antarctic Peninsula continental margin // *Geophys. J. Internat.* 2011. V. 184. P. 90–110.
- Yegorova T., Gobarenko V., Yanovskaya T.* Lithosphere structure of the Black Sea from 3D-gravity analysis and seismic tomography // *Geophys. J. Internat.* 2013. V. 193. P. 287–303.
- Yegorova T.P., Starostenko V.I.* Lithosphere structure of Europe and North Atlantic from regional three-dimensional gravity modeling // *Geophys. J. Internat.* 2002. V. 154. P. 11–31.