

УДК 550.831.017

## ПЛОТНОСТНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 2016 В.Н. Глазнев<sup>1</sup>, М.В. Минц<sup>2</sup>, О.М. Муравина<sup>1</sup><sup>1</sup>Воронежский государственный университет, Воронеж, 394006; e-mail: muravina@geol.vsu.ru<sup>2</sup>Геологический институт РАН, Москва, 119017

Рассмотрены принципы построения комплексной плотностной модели литосферы центральной части Восточно-Европейской платформы. Сформулирована методика моделирования, основанная на решении прямых и обратных задач гравиметрии, в условиях неполного обеспечения информацией по строению литосферы. Исходными данными для моделирования послужили варианты сейсмических моделей земной коры и данные о скоростном строении верхней мантии региона. Начальное приближение плотностной модели получено на основании перехода от скоростных моделей литосферы к плотностным с учетом температуры и давления в среде. Выполнено редуцирование гравитационного поля на основе учета гравитационного эффекта осадочного чехла региона. Решена прямая задача гравиметрии от трех исходных моделей строения земной коры, различающихся положением границ раздела: с максимальными, средними и минимальными глубинами. Для этих моделей выполнено решение 3D обратной задачи гравиметрии в сферической постановке на регулярной пространственной сети. Модель с максимальными глубинами границ обнаруживает наименьшую норму итоговой невязки между рассчитанным и исходным гравитационным полем. Рассчитанная 3D плотностная модель рассмотрена в связи с региональными тектоническими структурами фундамента центральной части Восточно-Европейской платформы. Сделаны выводы об особенностях строения литосферы этих тектонических структур.

*Ключевые слова:* плотность, гравитационное поле, сейсмическая модель, инверсия, результаты моделирования.

### ВВЕДЕНИЕ

Изучение глубинного строения коры и верхней мантии, как правило, выполняется на основе комплексной интерпретации сейсмических данных и данных гравиметрии (Глазнев, 2003; Гришина, Малинина, 2015; Романюк, 1995; Kozlovskaya et al., 2004; Tiberi et al., 2003; Tikhotsky, Achauer, 2008), что позволяет получать достаточно надежные геологические результаты для крупных регионов. В общей постановке комплексного геофизического моделирования по данным гравиметрии и магнитометрии (Буянов и др., 1989; Glaznev et al., 1989, 1996) обязательным условием получения достоверных результатов является максимальное использование сейсмических и геотермических данных, а также данных о петрофизических свойствах пород исследуемого региона. Однако такие благоприятные условия полного покрытия изучаемой площади совокупностью исходных геофизических данных

реализуются далеко не во всех ситуациях. В таком случае при создании моделей коры крупных регионов можно использовать методы стохастических оценок характеристик среды: глубин границ, термических параметров, взаимосвязей между различными физическими свойствами. В данной работе рассматриваются основные этапы и результаты создания комплексной плотностной модели литосферы центральной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) в условиях неполноты исходной геолого-геофизической информации.

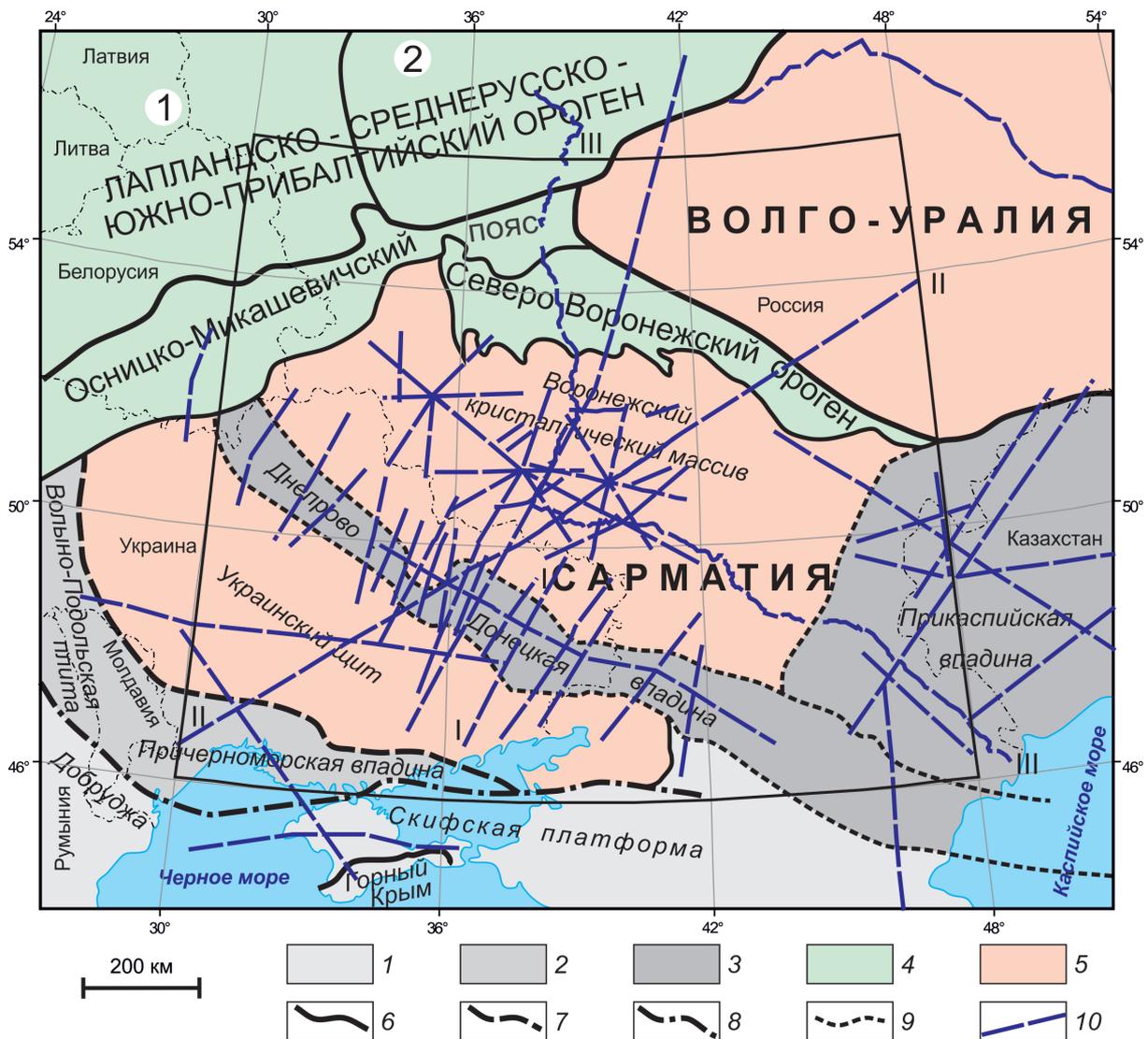
### ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Создание комплексной плотностной модели литосферы основывается на решении обратной задачи гравиметрии, реализуемой в определенной постановке (Глазнев, 2003; Кобрунов, 2008; Муравина, Глазнев, 2015) при использовании априорных данных о начальной модели среды,

обобщающей всю необходимую совокупность сведений о строении среды в пределах исследуемого региона. При создании модели земной коры и верхней мантии ВЕП использовались результативные сейсмические данные по профилям (рис. 1), сейсмологические материалы по изучению строения литосферы, обобщенные геологические модели строения осадочного комплекса чехла, обобщенные материалы петрофизических исследований для кристаллических и осадочных пород, а также обобщенные данные о гравитационном поле (Pavlis et al., 2012) по региону исследований.

В процессе плотностного моделирования было реализовано решение последовательности ряда целевых задач, ориентированных на созда-

ние максимально достоверной модели земной коры региона. Здесь в рамках создания пространственной петрофизической базы данных была разработана структурная петроплотностная модель осадочного чехла (Муравина, 2013; Муравина, Глазнев, 2014; Муравина и др., 2013), а также обобщенная петроплотностная модель верхней части кристаллического фундамента региона (Муравина, Жаворонкин, 2015; Муравина и др., 2014). На основе указанных данных был выполнен расчет гравитационного эффекта осадочного чехла и учтен его вклад в наблюдаемое гравитационное поле исследуемого региона (Глазнев и др., 2012а). В дальнейшем, по данным о локальных аномалиях гравитационного поля была выполнена оценка мощности верхнего



**Рис. 1.** Основные тектонические элементы ВЕП (показана область плотностного моделирования литосферы): 1 — Скифская платформа; 2 — Причерноморская впадина; 3 — неопротерозой-фанерозойские структуры; 4 — палеопротерозойские структуры (здесь цифры в кружках 1 — Южно-Прибалтийский и 2 — Лапландско-Среднерусский орогены); 5 — архейские структуры; 6 — границы палеоконтинентов и внутриконтинентальных орогенов; 7 — южное ограничение Украинского щита; 8 — граница раннекембрийского фундамента ВЕП; 9 — границы неопротерозой-фанерозойских плит; 10 — сейсмические профили: I — «DOBRE»; II — «Гранит»; III — «I-EB».

гравиактивного слоя кристаллического фундамента (Глазнев и др., 2014, 2015).

На следующем этапе, на основе обобщения результативных сейсмических данных были сформированы 3D структурные модели коры (Глазнев и др., 2015), отражающие глубинное строение региона для различного положения границы Моховичича (Мохо) в модели EUMONO2007 (Grad et al., 2009). В этой модели глубина усредненного залегания границы Мохо для территории Европы определена с некоторой дисперсией, численно охарактеризованной в модели EUMONO2007 и зависящей от представительности использованных первичных сейсмических материалов. С учетом этих особенностей априорной информации, были сформированы три варианта структурных моделей коры (рис. 2). Модель с условным названием «MAX» характеризуется максимальной глубиной залегания поверхности Мохо, для модели «MID» взяты средние значения глубин Мохо по региону, а для модели «MIN» поверхность Мохо залегает на минимальных глубинах. Для каждой из исходных моделей земной коры, выраженных

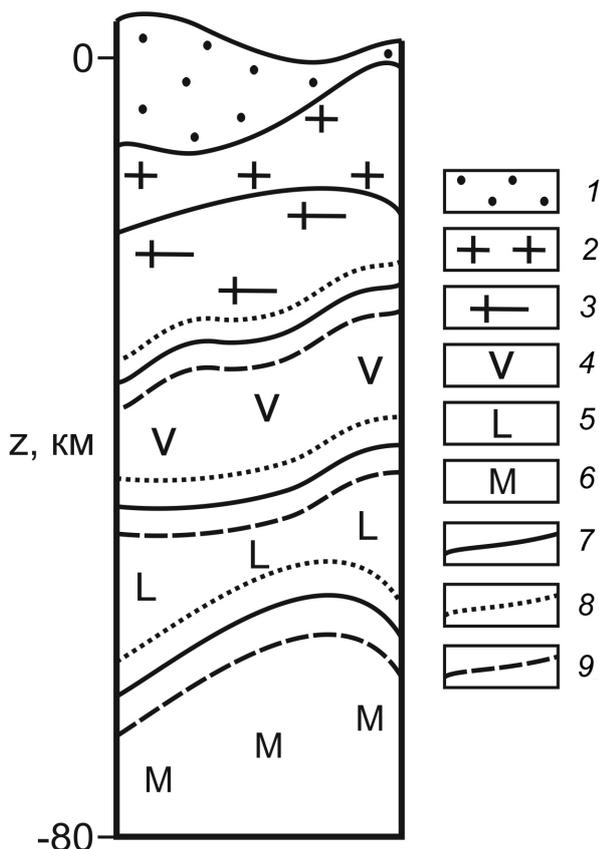
в глубинном положении границ и значениях скорости сейсмических продольных волн в выделяемых слоях, осуществлялся переход от величин скорости к величинам плотности в указанных слоях на основании аппроксимационных стохастических зависимостей связи скорости и плотности (Глазнев, 2003; Глазнев и др., 2012б). Использование этих аппроксимаций потребовало расчета температуры и давления в среде, которые в существенной мере влияют на физические свойства пород в их естественном залегании. При этом давление в среде рассматривалось как литостатическое и оценивалось для усредненных значений плотности в слоях коры, а температура в среде оценивалась на основе предложенной стохастической термической модели литосферы региона (Глазнев, 2012).

### ВХОДНЫЕ ДАННЫЕ

*Гравитационное поле.* В качестве гравитационного поля в редукции Буге использована модель EGM2008 (Pavlis et al., 2012), синтезированная для всей рассматриваемой территории на среднем уровне рельефа региона (100 м) в узлах пространственной сетки 5'×5'. Численная модель поля, в сопоставлении с наблюдаемым полем фрагмента территории исследований (Антонов, Жаворонкин, 1997), показывает хорошее совпадение структуры и деталей гравитационных аномалий региона в принятом пространственном разрешении. Результаты исследований по оценке погрешности модели EGM2008 (Конешов и др., 2015) также подтвердили ее высокое качество, что и обусловило возможность использования модели гравитационного поля EGM2008 в редукции Буге при решении задач регионального плотностного моделирования.

В соответствии с принятой методикой, предварительно был выполнен учет гравитационного эффекта всего комплекса пород осадочного чехла и рассчитаны гравитационные аномалии для такого вида геологического редуцирования (Глазнев и др., 2013, 2012а). Вычисление редуцированного гравитационного поля, которое в дальнейшем выступало как исходное поле для плотностного моделирования, выполнялось в узлах регулярной сетки в географических координатах на реальной поверхности рельефа. Вычисленный 2D массив редуцированного гравитационного поля в дальнейшем интерполировался в регулярную географическую сетку с шагом 15', так чтобы обеспечивать необходимую генерализацию среды при построении плотностной модели литосферы ВЕП в процедуре инверсии.

*Стартовые модели среды.* Решение обратной задачи выполнялась в рамках принятого начального приближения — стартовых моделей,



**Рис. 2.** Модель скоростной и плотностной расчлененности коры: 1–2 — верхняя кора (1 — осадочный слой; 2 — гравиактивный слой); 3 — средняя кора; 4 — нижняя кора; 5 — переходный слой; 6 — верхняя мантия; 7 — среднее положение границ; 8 — минимальные глубины границ; 9 — максимальные глубины границ.

аккумулирующих априорную информацию о строении литосферы региона. При этом стартовые модели формировались на наиболее достоверных данных для каждого уровня скоростной и плотностной расслоенности изучаемой среды (рис. 2). Глубина залегания кристаллического фундамента была задана с высокой степенью достоверности по большому объему фактических данных приведенных в работе (Глазнев и др., 2013). Подошва гравиактивного слоя приближенно оценивалась по автокорреляционным функциям локальных аномалий наблюдаемого гравитационного поля (Глазнев и др., 2014, 2015). Положение границ средней и нижней коры (часто рассматриваемых в качестве «диоритового» и «базитового» слоев) определялась по результатам сейсмических построений, причем, необходимо отметить, что оценки глубин границ кровли и подошвы этих слоев варьируют в довольно широких пределах (Литосфера Воронежского ..., 2012; Литосфера Центральной ..., 1989; Mints et al., 2015). В силу этого обстоятельства для всех моделей среды выполнялась весовая коррекция положения этих слоев, так чтобы их границы не пересекались друг с другом и с границами других компонентов модели, а также не выходили за оценку дисперсии глубинного положения границы Мохо. Обобщенные характеристики сформированных слоев начальных моделей среды приведены в таблице.

Геометрические параметры начальных приближений моделей среды частично обуславливают и различия в распределении плотности слоев литосферы, поскольку помимо различий в значениях скоростей сейсмических волн для выделенных слоев, ввод поправок за влияние РТ-условий в среде вносит некоторую дополнительную дифференциацию при переходе от значений скорости к плотности. В результате такого преобразования к значениям плотности в среде, были сформирована 2D модель, содержащая значения плотности на подошве и кровле каждого модельного слоя коры в узлах регулярной сферической сетки. Для корректного описания входных данных модели среды, в рамках реализованного алгоритма задачи

Диапазоны вариаций глубин границ модельных слоев коры

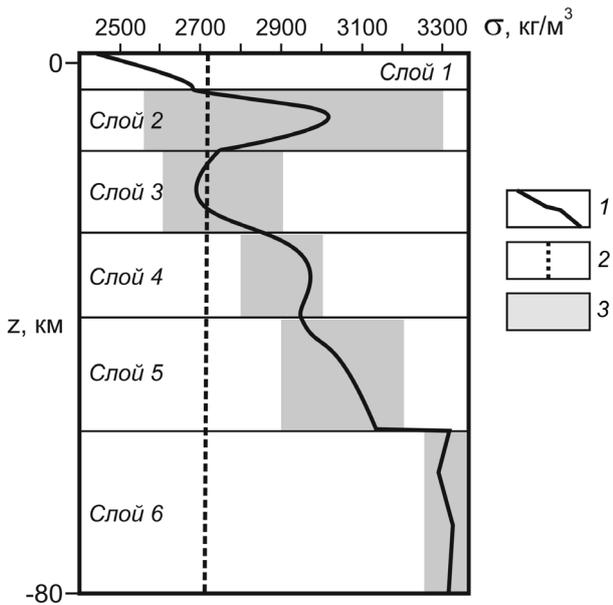
Слой	Модель «MIN»		Модель «MID»		Модель «MAX»	
	min H, км	max H, км	min H, км	max H, км	min H, км	max H, км
2	-27	-2	-27	-2	-27	-2
3	-29	-13	-30	-14	-31	-15
4	-32	-19	-34	-21	-37	-22
5	-48	-30	-53	-34	-58	-39
6	-80	-80	-80	-80	-80	-80

инверсии в сферической постановке (Glaznev et al., 2015), указанные 2D плотностные данные были преобразованы в 3D модели на регулярной сферической и нерегулярной радиальной сетке с наличием тонких градиентных по радиусу слоев на границах разделов в модели. Фиксированное значение толщины градиентных зон было определено по данным вычислительных экспериментов с учетом фактической геометрии моделей и составило 1 км. Таким образом, модели начального приближения среды представляют собой 3D массив абсолютных значений плотности, заданных в сферических координатах и содержащих всего девять слоев (пять основных и четыре дополнительных, градиентных, на границах между ними) по радиусу до глубины 80 км.

*Нормальное поле и нормальная модель.* Рассмотренные начальные модели задают распределение абсолютных значений плотности пород в среде. Для перехода от абсолютных величин плотности к их избыточным значениям и, соответственно, к аномальным значениям гравитационного поля, в качестве нормальной модели использовалась плотностная континентальная модель Земли и ее гравитационное поле, вычисленное на уровне геоида (Картвелишвили, 1983).

*Ограничения на плотность.* С целью ограничения значений плотностей, получаемых в процедуре итерационного решения обратной задачи гравиметрии, были заданы пределы возможных вариаций плотности в результативной модели. На уровне верхних слоев модели, в пределах гравиактивного слоя, ограничения на искомую плотность принимались по обобщенным петроплотностным данным для пород кристаллического фундамента (Муравина, Жаворонкин, 2015). Для более глубоких слоев пределы изменения плотности задавались исходя из данных о вариации скорости сейсмических волн в коре, преобразованных в значения плотности пород коры и верхней мантии. Принятые ограничения на искомую плотность результативной модели в схематизированном виде показаны на рис. 3. Фактически указанные ограничения были сформированы в виде 3D массива минимального и максимального значения абсолютной плотности для всех точек пространственной сетки соответствующей обратной задачи.

*Весовая функция в задаче инверсии.* В соответствии с используемым алгоритмом нормального решения обратной задачи (Глазнев, 2003; Кобрунов, 2008; Glaznev et al., 2015) в качестве весовой функции, определяющей характер перераспределения невязки — разности между модельным и исходным гравитационным полями, была принята величина энтропии условной плотности вероятности, оцениваемая на стадии стохастического перехода от скоростной



**Рис. 3.** Плотностная характеристика среды: 1 — стартовая плотность (схематично); 2 — нормальная плотность фундамента ВЕП; 3 — диапазон допустимых плотностей среды.

модели среды к плотностной. Таким образом, весовая функция перераспределения плотности была представлена в виде 3D массива значений энтропии, характеризующего неопределенность исходных данных для всех точек пространственной сетки соответствующей обратной задачи.

*Численное решение обратных задач.* Инверсия аномалий гравитационного поля выполнялось по разработанной программе, реализующей решение обратной задачи в сферической постановке (Глазнев, 2003; Glaznev et al., 2015). При численном решении использовались входные массивы гравитационных аномалий и стартовой модели среды, описанные выше, и необходимые числовые параметры, характеризующие итоговую точность вычислительных процедур. Инверсия аномального поля выполнялось по регулярной в плане 15' сети (~ 25 км) для территории, охватывающей центральную часть ВЕП.

Рассмотрим ключевые параметры инверсии, определяющие точность получаемых решений, которые были оптимизированы в процессе численных экспериментов. На этапе перехода от горизонтально-слоистой модели среды к совокупности аппроксимирующих элементов, слагающих текущий элемент сетки, важным параметром является максимально допустимая толщина аппроксимирующего элемента — сферической пластины. Эта величина не должна превышать минимальную мощность самого верхнего слоя модели, в противном случае аппроксимация горизонтально-слоистой среды будет выполнена некорректно, и в тоже время должна позволять выполнять приемлемую и

относительно быструю по времени вычислений аппроксимацию среды в рамках рекурсивного алгоритма решения прямой задачи гравиметрии (Глазнев, Лошаков, 2012; Муравина, Лошаков, 2015). Значение максимальной толщины элементарной сферической пластины, на основании данных таблицы и модельных численных экспериментов, было принято равным 1 км, что гарантирует достаточную точность представления при последующем рекурсивном разбиении каждого текущего элемента среды.

Геометрические параметры эквивалентного слоя рассчитывались в зависимости от значений наибольшей глубины верхней грани стартовой модели среды, минимальной мощности аппроксимирующего элемента модели и вертикальной координаты расчета поля в точке максимального положения верхней грани модели. Указанные значения были приняты равными 0.1 км, 1 км и 0.2 км, соответственно. Такой выбор параметра гарантирует устойчивое определение плотности простого эквивалентного слоя на основании оценок, приведенных в (Алексидзе, 1987).

В процедуре разделения невязки поля на региональную и локальную составляющую задается радиус интервала сглаживания поля в единицах шага сетки в плане и порог локальной дисперсии. Рекомендуемый диапазон радиуса сглаживания может составлять от 0 (без сглаживания) до 3 шагов сетки. Для лучшей модели, при численных экспериментах, это значение принято равным 1 шаг сетки, а порог локальной дисперсии поля был принят равным 1.5 дисперсии от ее полной величины в интервале сглаживания поля.

В каждой точке задания поля локальная невязка поля распределялась в заданное количество верхних слоев модели. В нашем случае, исходя из общих данных о строении коры (таблица), локальная невязка распределялась в два верхних слоя модели среды с единичной пространственной весовой функцией. То есть локальные пространственные невязки обуславливают, практически, коррекцию только верхнего гравиактивного слоя модели. Для нижних слоев модели региональная часть невязки перераспределяется в пространственный конус с заданной полушириной растра, что обуславливает «квазинормальное» решение обратной задачи гравиметрии (Глазнев, 2003; Кобрунов, 2008). Рекомендуемый диапазон растра может составлять от ~ 0° до 90° (полупространство с нормальным решением). В численных экспериментах приемлемые результаты были получены для угла в 45°.

Точность решения обратной задачи гравиметрии принималась равной 5 мГал, а максимальное число итераций в процедуре инверсии не превышало 50.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Рассмотрим результаты построения региональной плотностной модели ВЕП, представленной на пространственной  $15'$  сетке. Решение прямой задачи для стартовых моделей среды, рассмотренных в работе (Глазнев и др., 2015), показало значительные величины невязки нулевого приближения — расхождения стартового модельного и редуцированного (исходного) гравитационных полей. Карта невязки начального приближения для стартовой модели «МАХ» (рис. 4а на 3 стр. обложки) демонстрирует общий характер изменения невязки, варьирующей по амплитуде от  $-210$  до  $+75$  мГал, со средним значением равным  $-53.2$  мГал. Приведенная схема невязки нулевого приближения (рис. 4а) показывает пространственную приуроченность аномалий к определенным тектоническим структурам региона (рис. 1, 4). Региональные положительные аномалии невязки приурочены к Украинскому щиту и южной части Воронежского кристаллического массива (ВКМ). Менее масштабные в плане положительные аномалии невязки проявлены на Прикаспийской впадине и в областях, прилегающих к ней Волго-Уралии и восточной Сарматии. Интенсивная линейная отрицательная аномалия невязки практически совпадает с Днепровско-Донецкой впадиной (ДДВ) на всем ее протяжении. Область интенсивной отрицательной аномалии невязки охватывает часть территории Причерноморской впадины, а на севере региона отрицательные аномалии средней интенсивности совпадают с Лапландско — Среднерусско — Южно-Прибалтийским орогеном и северо-западной частью Волго-Уралии.

В целом вычисленные величины невязки начального приближения не являются экзотическими и вполне приемлемы для последующего решения обратной задачи гравиметрии. Наиболее сложным для трактовки случаев является область ДДВ, где выраженная корреляция аномалии невязки с поверхностной геологической структурой может быть сформирована аномальными объектами не только в кристаллической части разреза, но и, частично, в осадочном комплексе чехла. То есть для данной области принятое исходное геологическое редуцирование наблюдаемого поля (Глазнев и др., 2013, 2012а) может вносить некоторую погрешность в результаты последующего плотностного моделирования кристаллической коры и верхней мантии региона.

Приведенные аномалии невязки начального приближения для соответствующей стартовой модели среды использовались для решения обратной задачи в принятой постановке (Глаз-

нев, 2003; Glaznev et al., 2015). В процедуре итерационного решения наилучшие результаты по норме невязки разности полей от текущего приближения модели и исходного гравитационного поля были получены для модели «МАХ», в рамках которой после 50 итераций величина нормы невязки составила  $3.7$  мГал. Отметим, что характер сходимости решения обратной задачи по норме невязки — гиперболический на первых пяти итерациях, сменяется на низко-градиентный линейный для последующих итераций. Две другие из рассмотренных моделей «МІD» и «МІN» дают, соответственно, значение нормы невязки в  $7.1$  мГал и  $8.3$  мГал, что значительно хуже, чем для модели «МАХ».

Характер пространственного распределения итоговой невязки для модели «МАХ» (рис. 4б), показывает что невязка в целом центрирована и колеблется в диапазоне от  $-8.5$  мГал до  $+13.5$  мГал, причем практически на всей территории исследования, кроме отдельных незначительных по размерам областей, значение невязки не выходит за пределы  $\pm 5$  мГал. Локальные области экстремальных значений итоговой невязки приурочены к центральной, наиболее глубокой части ДДВ — отрицательная аномалия, и зоне сочленения восточной Сарматии с Прикаспийской впадиной — положительная аномалия. По характеру наследования указанной отрицательной аномалии в процедуре решения обратной задачи (рис. 4а, 4б), можно предполагать наличие более плотных пород в нижней части осадочного чехла (базальты девона?), по крайней мере, для центральной области ДДВ. Подобное повышение плотности пород чехла ранее отмечалось по данным двухмерной интерпретации на профиле «Гранит» (Геотраверс ..., 2002). Что касается локальной положительной аномалии на северо-западной границе Прикаспийской впадины, то здесь природа не полной компенсации наблюдаемого поля, вероятно, связана с неточностью предполагаемого положения границы фундамента в исходной модели, который в действительности может залегать глубже.

В результате решения обратной задачи гравиметрии была рассчитана 3D модель плотностного строения литосферы центральной части ВЕП, полученная в результате коррекции стартовой модели «МАХ» (рис. 5 на 4 стр. обложки).

Генерализованный анализ полученной модели рассмотрим в сопоставлении с данными о поверхностном геологическом строении региона (Mints et al., 2015). Наиболее детально в 3D плотностной модели охарактеризована верхняя часть кристаллического фундамента, для которой имеются относительно достоверные региональные петроплотностные данные по всей территории исследований и детальные

петрофизические материалы по территории ВКМ. В целом для гравиактивного слоя верхней части кристаллической коры (рис. 5а) характерен широкий диапазон изменений плотности пород — от 2560 кг/м<sup>3</sup> до 3080 кг/м<sup>3</sup>, который отвечает всем типичным породам фундамента региона (Муравина, Жаворонкин, 2015). Среднее значение плотности фундамента составляет 2717 кг/м<sup>3</sup>, что является типичным значением для древних щитов (Козлов и др., 2006).

Пространственная дифференциация плотности в гравиактивном слое показывает общую приуроченность аномалий к известным структурам верхней коры региона (Mints et al., 2015). Так линейная структура ДДВ отмечается повышенными значениями плотности (до 3080 кг/м<sup>3</sup>), которые соотносятся с наиболее глубокими частями впадины (Глазнев и др., 2012б). Аналогично проявлена и область Прикаспийской впадины, но здесь плотностная аномалия в верхней части кристаллического фундамента (рис. 5а) — не изометричная, а ориентирована примерно параллельно контакту с Восточной Сарматией. Контакт этих структур пространственно совпадает с градиентной зоной между двумя параллельными линейными аномалиями пониженной (~ 2650 кг/м<sup>3</sup>) и повышенной (~ 3000 кг/м<sup>3</sup>) плотности в верхней части кристаллического фундамента, что в целом свидетельствует о сложном строении пограничной зоны Прикаспийской впадины. Собственно кристаллический фундамент Восточной Сарматии характеризуется пространственным чередованием изометричных и линейных аномалий плотности, причем последние в целом ориентированы согласно общему структурному плану территории ВКМ. Наряду с этими структурами для восточной части территории отмечаются и северо-восточные ориентировки слабо дифференцированных линейных плотностных аномалий, которые пересекают Северо-Воронежский ороген и продолжаются и на территорию Волго-Уралии (рис. 5а). На северо-западной границе Восточной Сарматии Осницко-Микашевичский пояс (рис. 1) проявлен как область, ограничивающая характерный структурный рисунок плотностных аномалий в фундаменте западной части ВКМ (рис. 5а).

Для территории Западной Сарматии верхняя часть коры Украинского кристаллического щита характеризуется примерно изометричными в плане аномалиями с плотностью от 2650 кг/м<sup>3</sup> до 2900 кг/м<sup>3</sup>. На востоке щита в верхней части кристаллического фундамента выделяется область повышенной плотности (до 2950 кг/м<sup>3</sup>), которая примерно совпадает с Приазовским блоком коры, аномальным и по сейсмическим параметрам (Шумлянская и др., 2014).

Среднекоровый слой, в целом характеризуется меньшей дифференцированностью по плотности (рис. 5б), диапазон расчетных значений которой составляет от 2650 кг/м<sup>3</sup> до 2900 кг/м<sup>3</sup>, и незначительным повышением среднего значения плотности по сравнению с вышележащим слоем. Для глубоких впадин региона исследований, где мощность средней коры относительно мала (Глазнев и др., 2015) и составляет не более 2–4 км, плотностные аномалии повторяют рисунок аномалий вышележащего слоя кристаллической коры. Некоторое незначительное уменьшение плотности в этих областях, по сравнению с вышележащими породами гравиактивного слоя коры, вполне объясняется методологией плотностного моделирования, включающей весовые коэффициенты перераспределения региональной части невязки плотности в форме «квазинормального» решения. Наряду с этим, для целого ряда областей Восточной и Западной Сарматии в средней коре отмечается относительное понижение плотности, по сравнению с вышележащим слоем, на 40–80 кг/м<sup>3</sup>, что обусловлено особенностями исходной скоростной модели верхних слоев кристаллической коры (Глазнев и др., 2015). При этом рассчитанная 3D плотностная модель демонстрирует соответствие исходной скоростной и плотностной моделей в рамках выявленной корреляции петрофизических свойств пород фундамента нашего региона (Глазнев и др., 2012б).

На фоне указанных общих тенденций распределения плотности в средней коре, западная часть Северо-Воронежского орогена и прилегающие к ней с севера тектонические структуры (рис. 5б) выделяется как региональная область повышенных значений плотности до 2800–2900 кг/м<sup>3</sup>. Такие величины плотности демонстрируют возможность существования значительных по размерам массивов пород, предположительно основного состава, в верхней части кристаллической коры.

Степень дифференцированности плотности в более глубоких слоях коры резко снижается и слои становятся более однородными с закономерным ростом средней плотности с глубиной (рис. 5в, 5г), что естественно отражает специфику сейсмической модели коры (Глазнев и др., 2015). На этом общем региональном фоне по плотностным аномалиям в нижней коре резко выделяются глубокие впадины региона (рис. 5в): линейная для ДДВ со значениями плотности до 3000 кг/м<sup>3</sup> и изометричная для Прикаспийской впадины при значениях плотности до 2900 кг/м<sup>3</sup>. Линейная аномалия под ДДВ прослеживается и на уровне переходного слоя коры (рис. 5г), где плотность достигает пиковых значений 3180 кг/м<sup>3</sup>. Вероятно, эту глубинную аномалию

плотности можно отождествить с наличием сохранившихся фрагментов корневой части Днепровско-Донецкой впадины. Отметим также, что на уровне средней и нижней коры (рис. 5в, 5г) эта линейная плотностная аномалия достоверно проявляется в северо-западном направлении под центральной частью Осницко-Микашевичского пояса и, вероятно, простирается далее на север под Южно-Прибалтийский ороген.

Для территории восточной части Восточной Сарматии и прилегающей к ней части западной Волго-Уралии в нижних слоях коры отмечаются слабовыраженные плотностные аномалии с северо-западной ориентировкой (рис. 5в, 5г). Эти относительно узкие квазилинейные структуры, достигающие протяженности 500–600 км частично пересекают границы крупных тектонических единиц архейской коры региона (рис. 1). Природа этих нижнекоровых неоднородностей требует более детального исследования.

В слое верхней мантии, включенном в рассматриваемую модель (рис. 2), рассчитанные значения плотности пород в целом близки к нормальным значениям для плотностной модели мантии (Картвелишвили, 1983), составляющей 3320–3340 кг/м<sup>3</sup>. На этом фоне для ряда крупных областей региона — Украинского щита, центральной части Восточной Сарматии и части Прикаспийской впадины, установлены незначительные понижения плотности верхней мантии до 3280–3300 кг/м<sup>3</sup>. Пространственно эти области частично совпадают с аномальными по скоростному строению областями верхней мантии, установленными по материалам сейсмической томографии (Шумлянская и др., 2014).

Приведенные результаты 3D плотностного моделирования литосферы отображаются в основных чертах и на плотностных разрезах коры, построенных по ряду профилей сейсмических исследований, пересекающих главные тектонические структуры региона (рис. 1). Сгенерированные из 3D модели плотностные разрезы литосферы (рис. 6 на 3 стр. обложки), демонстрируют наличие высокоплотных пород в нижней коре и самой верхней части мантии под структурой ДДВ, пересеченной профилями «Гранит» и «DOBRE». Пограничная область Прикаспийской впадины, пересеченная профилем «1-ЕВ», выражена менее отчетливо, однако и здесь высокоплотные породы локализованы в нижней коре.

## ВЫВОДЫ

В результате выполненной комплексной инверсии поля впервые получена непротиворечивая трехмерная плотностная модель литосферы центральной части Восточно-Европей-

ской платформы. Модель наилучшим образом соответствуют петрофизическим материалам, сейсмическим данным о строении литосферы и наблюдаемому гравитационному полю.

Основные тектонические подразделения сформировавшиеся в палеопротерозое в какой-то степени отражаются в картине распределения плотности только на верхних и средних уровнях коры, что соответствует глубинам, не превышающим 30 км. Начиная с нижнекорового слоя характер распределения плотности изменяется, корреляция с границами тектонических структур нарушается. Исключение составляет структура ДДВ, контуры которой уверенно прослеживаются до верхней мантии. Для пород ДДВ характерно относительно повышенная плотность во всех слоях, за исключением верхней мантии.

Таким образом, результаты моделирования литосферы центральной части Восточно-Европейской платформы подтверждают выдвинутый нами (Glaznev et al., 2015) тезис о том, что субгоризонтальная плотностная расслоенность континентальной коры накладывается на ранее сформированную геологическую структуру. Особенности такой расслоенности в преобладающей степени определяются современным и относительно недавним термодинамическим и реологическим состоянием нижней коры и верхней мантии. Проблемы исследования взаимоотношений этих элементов литосферы и природа формирования раздела между ними (Abbott et al., 2013; Glaznev et al., 2015; O'Reilly, Griffin, 2013) являются актуальными задачами современной геофизики.

Исследования выполнены в рамках грантов РФФИ № 15-05-01214 и № 16-05-00975.

## Список литературы

- Алексидзе М.А.* Приближенные методы решения прямых и обратных задач гравиметрии. М.: Наука, 1987. 336 с.
- Антонов Ю.В., Жаворонкин В.И.* Региональное поле силы тяжести Воронежского кристаллического массива и современная динамика земной коры // Вестник ВГУ, серия Геология. 1997. №3. С. 139–144.
- Буянов А.Ф., Глазнев В.Н., Раевский А.Б., Скопенко Г.Б.* Комплексная интерпретация данных гравиметрии, сейсмометрии и геотермии // Геофизический журнал. 1989. № 2. С. 30–39.
- Глазнев В.Н.* Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. Апатиты: КаэМ, 2003. 252 с.
- Глазнев В.Н.* Стохастическая оценка температурного профиля литосферы Воронежского кристаллического массива / Материалы 39-ой сессии международного семинара

- им. Д.Г.Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей». Воронеж: ВГУ. 2012. С. 68–71.
- Глазнев В.Н., Жаворонкин В.И., Минц М.В.* и др. Петроплотностная модель и гравитационный эффект осадочного чехла Воронежского кристаллического массива и его обрамления / Материалы 40-ой сессии международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей». М.: ИФЗ РАН. 2013. С. 107–112.
- Глазнев В.Н., Жаворонкин В.И., Муравина О.М.* Учет гравитационного эффекта осадочного чехла Воронежского кристаллического массива обрамления // Материалы 2-ой школы семинара «Гординские чтения». М.: ИФЗ РАН, 2012а. С. 43.
- Глазнев В.Н., Жаворонкин В.И., Хованский Н.Е.* Корреляция скорости и плотности пород Воронежского кристаллического массива / Материалы 39-ой сессии международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей». Воронеж: ВГУ, 2012б. С. 73–77.
- Глазнев В.Н., Лошаков Г.Г.* Решения прямой двумерной задачи магнитометрии с использованием адаптивной аппроксимации тела / Материалы 39-ой сессии международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей». Воронеж: ВГУ. 2012. С. 80–83.
- Глазнев В.Н., Муравина О.М., Воронова Т.А., Холин В.М.* Оценка мощности гравиактивного слоя земной коры Воронежского кристаллического массива // Вестник ВГУ, серия Геология. 2014. №4. С. 78–84.
- Глазнев В.Н., Муравина О.М., Воронова Т.А., Кислова Е.Б.* Мощность гравиактивного слоя верхней части земной коры Воронежского кристаллического массива по результатам стохастического анализа гравитационного поля / Материалы 42-ой сессии международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей». Пермь: ИГФ УрО РАН, 2015. С. 46–48.
- Глазнев В.Н., Муравина О.М., Дубянский А.И.* Сейсмо-плотностная модель земной коры Воронежского кристаллического массива / Материалы 42-ой сессии международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей». Пермь: ИГФ УрО РАН, 2015. С. 43–46.
- Гришина И.Л., Малинина С.С.* Технология построения согласованных 2D и 3D магнито-плотностных моделей земной коры в среде ГТС ИНТЕГРО // Геоинформатика. 2015. № 3. С. 39–49.
- Картвелишвили К.М.* Планетарная плотностная модель и нормальное гравитационное поле Земли. М.: Наука, 1983. 93 с.
- Геотраверс «Гранит»: Восточно-Европейская платформа — Урал — Западная Сибирь (строение земной коры по результатам комплексных геолого-геофизических исследований) / Отв. ред. С.Н. Кашубин Екатеринбург: ФГУГП «Баженовская геофизическая экспедиция», 2002. 312 с.
- Кобрунов А.И.* Математические основы теории интерпретации геофизических данных. М.: ЦентрЛитНефтеГаз, 2008. 286 с.
- Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О., Глазнев В.Н.* и др. Геология архея Балтийского щита. СПб.: Наука, 2006. 329 с.
- Конешов В.Н., Непоклонов В.Б., Соловьев В.Н.* Сравнение глобальных моделей аномалий гравитационного поля Земли с аэрогравиметрическими измерениями при транс-континентальном перелете // Гироскопия и навигация. 2014. № 2. С.86–94.
- Муравина О.М.* Идентификационный анализ петрофизических характеристик пород осадочного чехла Воронежской антеклизы // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 2. Вып. 22. С. 20–25.
- Муравина О.М., Глазнев В.Н.* Структурно-параметрические модели петрофизических параметров осадочного чехла Воронежской антеклизы // Известия СО РАЕН. Иркутск: Изд. ИГТУ. 2014. № 1 (44). С. 81–87.
- Муравина О.М., Глазнев В.Н.* Методология построения комплексных моделей литосферы платформенных областей в условиях неполноты информации. Материалы III Школы-конференции «Гординские чтения». М.: ИФЗ РАН, 2015. С. 22–26.
- Муравина О.М., Жаворонкин В.И.* Макет петроплотностной карты Воронежского кристаллического массива (данные и анализ) // Материалы 42-ой сессии международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей». Пермь: ИГФ УрО РАН, 2015. С. 150–152.
- Муравина О.М., Жаворонкин В.И., Глазнев В.Н.* Петрофизическая характеристика осадочного чехла Воронежской антеклизы // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2013. № 1. С. 189–196.
- Муравина О.М., Жаворонкин В.И., Глазнев В.Н.* Пространственный анализ распределения

- плотности докембрийских образований Воронежского кристаллического массива // Материалы XV Международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». М.: ИФЗ РАН, 2014. С. 170–173.
- Муравина О.М., Лошаков Г.Г.* Принципы решения прямых задач потенциала при моделировании строения литосферы // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2015. № 3. С. 97–100.
- Романюк Т.В.* Сейсмоплотностное моделирование коры и верхней части мантии вдоль геотраверса Кварц // Физика Земли. 1995. № 9. С. 11–23.
- Литосфера Воронежского кристаллического массива по геофизическим и петрофизическим данным / Ред. Н.М. Чернышев. Воронеж: «Научная книга», 2012. 330 с.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы: Восточно-Европейская платформа / Ред. В.Б. Соллогуб. Киев: «Наукова думка», 1989. 188 с.
- Шумлянская Л.А., Трипольский А.А., Цветкова Т.А.* Влияние скоростной структуры коры на результаты сейсмической томографии Украинского щита // Геофизический журнал. 2014. № 4. С. 95–117.
- Abbott D.H., Mooney W.D., Van Tongeren J.A.* The character of the Moho and lower crust within Archean cratons and the tectonic implications // Tectonophysics. 2013. V. 609. P. 690–705.
- Glaznev V.N., Mints M.V., Muravina O.M., Raevsky A.B., Osipenko L.G.* Complex geological-geophysical 3D model of the crust in the southeastern Fennoscandian Shield: Nature of density layering of the crust and the crust-mantle boundary // Geodynamics & Tectonophysics. 2015. V. 6. № 2. P. 133–170.
- Glaznev V.N., Raevsky A.B., Sharov N.V.* A model of the deep structure of the north-eastern part of the Baltic Shield based on joint interpretation of seismic, gravity, magnetic and heat flow data // Tectonophysics. 1989. V. 162. № 1–2. P. 151–164.
- Glaznev V.N., Raevsky A.B., Skopenko G.B.* A three-dimensional integrated density and thermal model of the Fennoscandian lithosphere // Tectonophysics. 1996. V. 258. № 1–4. P. 15–33.
- Grad M., Tiira T.* and ESC Working Group. The Moho depth map of the European Plate // Geoph. J. Int. 2009. V. 176. № 1. P. 279–292.
- Kozlovskaya E., Elo S., Hjelt S.-E.* et al. SVEKALAPKO Seismic Tomography Working Group. 3-D density model of the crust of southern and central Finland obtained from joint interpretation of the SVEKALAPKO crustal P-wave velocity models and gravity data // Geoph. J. Int. 2004. V. 158. № 3. P. 827–848.
- Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N.* et al. East European Craton: Early Precambrian history and 3D models of deep crustal structure. Geol. Soc. of Amer., Special Paper. 2015. V. 510. 433 p.
- O'Reilly S.Y., Griffin W.L.* Moho vs crust-mantle boundary: Evolution of an idea // Tectonophysics. 2013. V. 609. P. 535–546.
- Pavlis N.K., Holmes S.A., Kenyon S.C., Factor J.K.* The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008) // JGR. 2012. V. 117. B4. doi:10.1029/2011JB008916.
- Tiberi C., Diament M., Déverchère J.* et al. Deep structure of the Baikal rift zone revealed by joint inversion of gravity and seismological data // JGR. 2003. V. 108. B3. P. 1–15.
- Tikhotsky S., Achauer U.* Inversion of controlled-source seismic tomography and gravity data with the self-adaptive wavelet parametrization of velocities and interfaces // Geoph. J. Int. 2008. V. 172. № 2. P. 619–630.

ПЛОТНОСТНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ  
**DENSITY MODELING OF THE EARTH CRUST FOR THE CENTRAL PART  
OF THE EAST-EUROPEAN PLATFORM**

**V.N. Glaznev<sup>1</sup>, M.V. Mints<sup>2</sup>, O.M. Muravina<sup>1</sup>**

*<sup>1</sup>Voronezh State University, Voronezh, 394006, Russia*

*<sup>2</sup>Geological Institute RAS, Moscow, Russia, 119017*

The authors considered principles of the construction of integrated density models for the lithosphere in the central part of the East European platform and enunciated the technique of modeling based on solving direct and inverse problems of gravity under conditions of incomplete information on the structure of the lithosphere. The modeling was based on source data on variants of seismic crustal models and data on velocity of the upper mantle in the area of study. Initial approximation of model density was based on transition from velocity in the model of the lithosphere to the density model with taking into account the temperature and pressure in the medium. We conducted transformation of the observed gravity field based on gravitational effect of the regional sedimentary cover and solved the direct problem of gravity from three source models of the earth's crust that differ in position of interfaces: maximum, medium and minimum depths. For these models the authors found the solution for the 3D inverse problem of gravity in spherical coordinates on regular spatial grid. The model with the maximum depths of the boundaries detects the smallest norm of the final residual between the calculated and the initial gravitational fields. The calculated 3D density model was considered in relation to the regional tectonic units in the central part of the basement of the East European platform. Conclusions are drawn about the peculiarities of the structures of the lithosphere for these tectonic units.

*Keywords: density, gravity field, seismic model, inversion, modeling results.*