УДК 550.834.3(571.1)

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ОБЪЕМНОГО СЕЙСМОПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ НА ПРИМЕРЕ СРЕДНЕУРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА

Ладовский И.В., Мартышко П.С., Дружинин В.С., Бызов Д.Д., Цидаев А.Г., Колмогорова В.В. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. В статье рассмотрена оригинальная методика нового программно-алгоритмического комплекса построения 2D и 3D плотностных моделей верхней части литосферы на основе сеточных технологий. Используются двумерные скоростные и плотностные сейсмогеологические разрезы. По повысотным аномалиям гравитационного поля восстанавливается послойное распределение плотности в слоях на различной глубине. Метод применен для построения 3D геолого-геофизической модели верхней части литосферы в зоне сочленения Среднего Урала и Западно-Сибирской плиты.

Средний Урал, глубинное строение, сеточные технологии и алгоритмы 2D и 3D гравитационного моделирования, разделенные поля, геолого-геофизические модели.

METHODS AND RESULTS OF CRUST AND UPPER MANTLE VOLUME DENSITY MODELING FOR DEEP STRUCTURE OF THE MIDDLE URALS REGION

Ladovsky I.V., Martyshko P.S., Druzhinin V.S., Byzov D.D., Tsidaev A.G., Kolmogorova V.V. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstrakt. The article describes basic elements of new grid technique algorithms and developed software for upper lithosphere 3D density model construction. 2D seismic and 3D gravity data are used. Technique is based on density distribution restoring using gravity field recalculations to different heights. Using described methods 3D geological and geophysical models of Middle Urals and West-Siberian plate junction area were constructed.

Middle part Urals, deep structure, grid technique and algorithms 2D and 3D modeling, anomaly's from deep layers, geologic-geophysical models.

Введение

Создание комплексных объемных геолого-геофизических моделей глубинного строения земной коры и верхней мантии (верхней части литосферы, ВЧЛ) является фундаментальным направлением в науках о Земле. Такие модели позволяют делать обоснованные выводы о вещественном составе, условиях образования и тектонического развития геологических структур (Дружинин и др., 2012). Геофизические и, прежде всего, сейсмические исследования показали, что геологическая среда на глубинных горизонтах имеет сложное слоисто-блоковое иерархическое строение и неоднородна как вдоль, так и вкрест простирания сейсмоструктурных этажей ВЧЛ (Садовский и др., 1987). Подобная закономерность проявляется практически на всех профилях и геотраверсах глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ), суммарная протяженность которых на исследуемой площади Уральского региона превышает 10000 км.

Важным интерпретационным параметром любой геофизической модели служит плотность (Красовский, 1989). Именно в ней наиболее полно отражаются петрофизические особенности неоднородного строения и литологического состава горных пород. Способ и технология расчета трехмерного распределения плотности с привязкой к двумерным данным по опорным сейсмическим разрезам лежит в основе предлагаемой методики сейсмоплотностного моделирования.

Построение региональных плотностных моделей глубинного строения ВЧЛ для обширных территорий нуждается в разработке новых компьютерных технологий двух- и трехмерного плотностного мо-

делирования, способных обрабатывать многомерные числовые массивы большой размерности в реальном режиме времени. Как правило, крупномасштабные региональные геофизические модели формируются из нескольких, более детальных сегментов исследуемой территории. Корректное сопоставление разномасштабных и разноглубинных 2D и 3D плотностных моделей фрагментарных участков требует специфической организации количественной информации на всех подготовительных и последующих промежуточных этапах модельных расчетов. Конвертация разноформатных входных данных к единому цифровому стандарту с их последующей математической обработкой способствует созданию автоматизированных алгоритмов и рационализации вычислительных схем (Мартышко и др., 2012а).

Известно, что в гравитационном поле наиболее четко проявляются аномалии от неоднородностей верхней части геологического разреза до глубины 10–15 км. Это так называемый «гравиактивный слой». Глубинные тела не привносят заметных искажений в градиенты поля на дневной поверхности. Однако данные сейсмических зондирований убедительно свидетельствуют о неоднородном распределении скорости, а, следовательно, и плотности не только в земной коре, но и в подстилающих её верхах мантии. Следовательно, наиболее вероятным плотностным аналогом скоростной модели сейсмического разреза будет компенсационная модель, когда аномалии гравитационного поля от толщи слоёв, залегающих ниже гравиактивного слоя, будут скомпенсированы.

Процесс построения плотностных моделей по аномалиям гравитационного поля сводится к решению прямых и обратных задач гравиметрии. Высокоэффективные алгоритмы «быстрого» решения прямой задачи гравиметрии на сетках больших размерностей требуются для успешной реализации функциональных и итерационных схем решения обратных задач. В классически некорректной постановке обратная задача гравиметрии обладает множеством неустойчивых решений. Например, для сложно построенных сред множество многопараметрических решений обратной задачи практически континуально. Именно поэтому для повышения устойчивости и снижения неоднозначности метода гравитационного моделирования необходимо привлекать плотностные модели начального приближения. Такие «нулевые» модели строятся по сейсмическим данным и должны отражать характерные (интегральные) закономерности распределения плотности, а соответствующее им аномальное гравитационное поле, лишь в основных чертах, повторять морфологию наблюденных аномалий. Но даже из многообразия допустимых на множестве корректности эквивалентных решений обратной задачи необходимо выбрать конечное число вариантов, допускающих наиболее правдоподобное геологическое истолкование. Более устойчивое и содержательное решение обратной задачи гравиметрии можно получить, вычисляя отклонения «в малом» от начального распределения плотности модели нулевого приближения (Мартышко и др., 2010).

С учетом этих требований нами разработана новая методика построения объемной плотностной модели по сеточной технологии на основе скоростных и сейсмогеологических плотностных разрезов.

Для территорий Уральского сегмента литосферы в рамках нескольких шестиградусных зон картографической проекции Гаусса-Крюгера допустимо использование гравитационной модели плоского слоя. Частично, это подтвердилось и результатами по комплексному моделированию вдоль транссекта Гранит (Рубин-2): «на геотраверсе ГРАНИТ… (длина порядка 4000 км) до глубин 60–70 км влияние сферичности Земли можно не учитывать…» (Геотраверс…, 2002).

Методика построения плотностного параллелепипеда апробирована для территории зоны сочленения Среднего Урала и Западно-Сибирской плиты, которую пересекают семь региональных сейсмических профилей. На рис. 1 приведен фрагмент карты аномалий гравитационного поля в

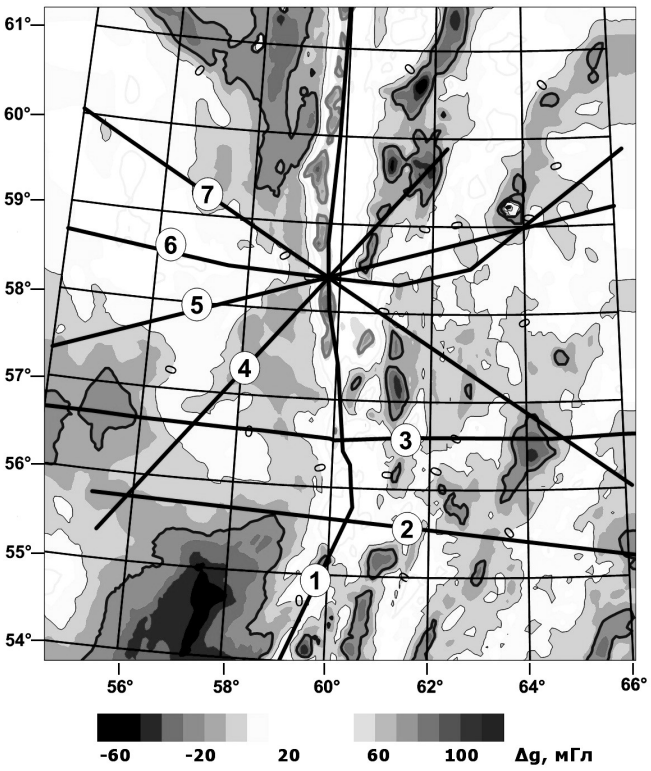


Рис. 1. Схема расположения профилей ГСЗ, МОВЗ, совмещенная с картой аномального гравитационного поля Δg в координатах 54–61°с. ш. и 54–66° в. д. Обозначения профилей: 1) Вижай – Нижняя Тура – Орск; 2) Тараташский; 3) Свердловский; 4) Рубин-2; 5) Уральский МОВЗ; 6) Красноуральский+Ханты-Мансийский; 7) Рубин-1

редукции Буге для исследуемой территории с координатами 54–61° с. ш. и 54–66° в. д.

Двумерные плотностные разрезы

Информационная база плотностной модели начального приближения включает три составляющие: профильные годографы, поля времен и соответствующие им двумерные скоростные модели; эмпирическую корреляционную зависимость «плотность–скорость» и цифровые карты площадных аномалий гравитационного поля в редукции Буге.

Сейсмический материал представлен разрезами по опорным профилям ГСЗ, глубинного МОВ–ОГТ и фрагментам протяженных геотраверсов, с регистрацией продольных и поперечных волн, в том числе и обменных волн удаленных землетрясений (Дружинин и др., 1990; Егоркин, 1991; Романюк, 1995). Трехмерные геолого-тектонические конструкции, равно как и планшеты сейсмоструктурных и скоростных карт, являются уже вторичными интерпретационными схемами, отчасти сопоставленными с локально одномерными разрезами на доступных глубинах буровых скважин (Куприенко и др., 2007; Надежка и др., 2011).

Скоростные и соответствующие им плотностные разрезы заданы в двух форматах: либо дискреты континуальной (градиентной) скоростной модели (Мартышко и др., 2011а; Мартышко и др., 2012а), либо слоисто-блоковая плотностная конфигурация (Дружинин и др., 2009; Дружинин и др., 2012). Оба типа моделей имеют равные права на существование (Дружинин и др., 2007; Мартышко и др., 2011б), но особенности их построения потребовали создания двух различных алгоритмов обработки данных.

Известно, что соотношение физических параметров между плотностью и скоростью продольных волн для пород консолидированной земной коры может быть представлено кусочно-линейной регрессионной зависимостью (Красовский, 1989). Несмотря на то, что коэффициенты такой зависимости для различных регионов несколько отличаются, сохраняется общая тенденция монотонного увеличения плотности пород по мере роста скорости распространения упругих волн. Плотность, как и скорость, лишь частично отражает петрохимический состав и физико-механическое состояние пород в естественном залегании. Стохастическая связь между двумя случайными переменными находится по ограниченной выборке образцов горных пород. Для монотипных коллекций из одного района опробования она представляется значимой (Семенов, 1993). Для разнородных коллекций величина статистической погрешности возрастает в несколько раз (Дружинин и др., 1982). Линейная регрессия не регламентирует взаимно однозначного соответствия «плотность–скорость». В рамках доверительного интервала возможна корректировка приращения обеих случайных величин как в сторону больших, так и меньших

значений. Любое из них будет равновероятным. Поэтому коэффициенты регрессии уточнялись в процессе решения линейной обратной задачи гравиметрии по всем имеющимся скоростным профилям заданного региона (Федорова и др., 2010; Цидаев и др., 2011). К линейной зависимости «плотность–скорость», характеризующей породы консолидированной земной коры, добавлена аналогичная зависимость для пород осадочного чехла. Сводная корреляционная кусочно-линейная зависимость «плотность–скорость», полученная для района исследований, выглядит следующим образом (Мартышко и др., 2012а):

$$\sigma(V) = \begin{cases} V - 0{,}05; & V < 2{,}35 \\ 0{,}113 \times V + 2{,}034; & 2{,}35 \le V < 5 \\ 0{,}2 \times V + 1{,}6; & 5 \le V < 8 \end{cases}$$

Прямая задача гравиметрии от двумерных плотностных моделей рассчитывалась по специально разработанной программе «V-σ CALC» для скоростных сеточных матриц (Цидаев, 2011). По каждому скоростному интервалу строилась часть плотностной матрицы и вычислялся прямой гравитационный эффект объединенной матричной модели. При этом никакого дополнительного деления области на слои и блоки с постоянными плотностями не требуется. Для выравнивания расчетного поля за пределами профиля модель продолжается двумя бесконечными полупластами с плотностями левого и правого краев двумерного разреза.

На рис. 2б (цветная вкладка) показан фрагмент градиентного плотностного разреза по Свердловскому профилю ГСЗ, построенный по скоростной сеточной матрице до глубины 30 км. Здесь же сопоставлено расчетное гравитационное поле усеченной плотностной модели с наблюденными аномалиями Буге (рис. 2а, цветная вкладка). Морфологическое сходство двух кривых вполне приемлемо на качественном уровне интерпретации и свидетельствует о слабом гравитационном влиянии глубинных масс.

Альтернативные алгоритмы преобразования двумерных данных разрабатывались для разломно-блоковой слоистой модели строения литосферы, построенной по методике сейсмогеокартирования земной коры (Дружинин и др., 1974). Вся доступная сейсмическая и геологическая информация по профилям формализуется через физический параметр плотности, оцифровывается в виде замкнутых блоков необходимого масштаба и включается в итерационный процесс расчета гравитационных аномалий по формулам прямой задачи – программы «BLOCK» и «PROFIL» (Дружинин и др., 2000а).

Информация структурно-геологического плана (Козленко и др., 1997) учитывается путем ввода дополнительных модельных фрагментов плотностных неоднородностей с последующей корректировкой сводной модели. Это позволило составить однотипные 2D сейсмоплотностные модели до глубины регионального уровня изостатического выравнивания 80 км (рис. 3), ставшие основой для построения 3D моделей верхней части литосферы.

Двумерные слоисто-блоковые цифровые модели формируются из одномерного упорядоченного массива однородных плотностей и двумерного массива координат вершин мозаичных многоугольников. Все данные скомпилированы в формате файлов геоинформационной системы «ArcGIS». Используя три типа файлов «.shp», «.shx» и «.dbf», авторская программа «SHAPE_to_GRID» отображает мозаичную структуру слоисто-блоковой плотностной модели по сейсмическим профилям в формат сеточных функций.

На рис. 2в (цветная вкладка) показан макет подобного разреза по Свердловскому профилю ГСЗ до глубины 80 км. Цветные блоки соответствуют сеточному файлу «.grd», светлыми линиями нанесены контуры блоков «.shp» формата пакета «ArcGIS». Для внутреннего контроля рассчитывался прямой гравитационный эффект блочной и сеточной плотностной модели, при сравнении которых оценивалась погрешность сеточной аппроксимации блочной структуры. Такая операция проводилась по всем разрезам, представленным

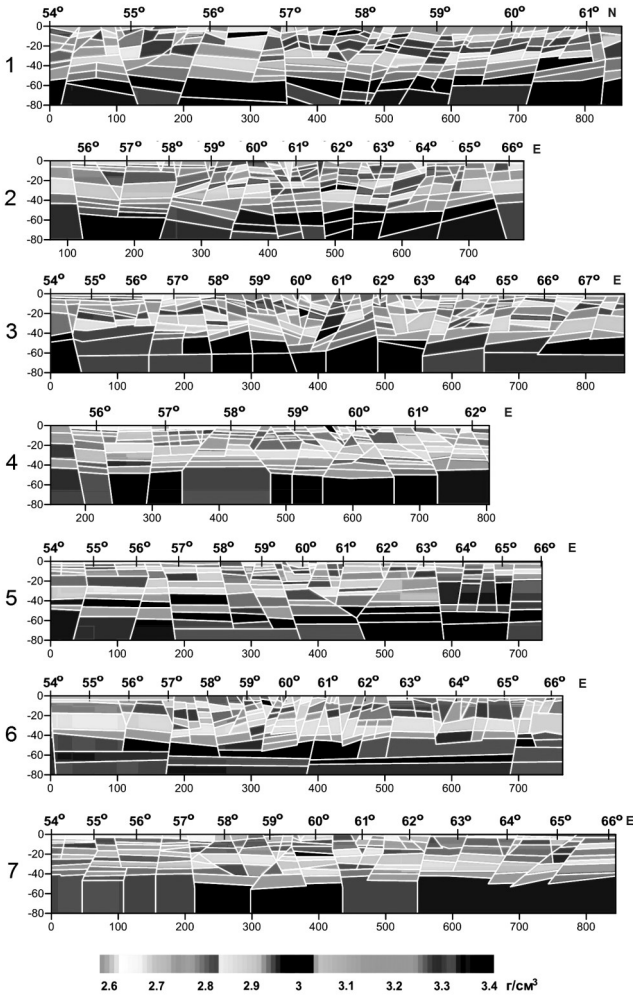


Рис. 3. Разломно-блоковые плотностные модели верхней части литосферы (границы – светлые линии), преобразованные в сеточные грид-файлы. Обозначение профилей на рис. 1

разломно-блоковыми слоистыми моделями.

Преобразования форматов цифровых файлов и сопутствующие им вычислительные алгоритмы намного сократили затраты на предварительную обработку двумерных плотностных моделей и сделали возможным использовать интерактивную схему метода подбора для решения обратной задачи гравиметрии в реальном режиме времени.

Трехмерная модель интерполированной плотности

Для успешной разработки эффективных алгоритмов трехмерного плотностного моделирования требуется специальная организация 2D-данных по сейсмическим разрезам. Один из возможных вариантов – привязка разномасштабных разрезов (допустимы разрезы и различной глубины) на единый координатный цифровой планшет, например планшет карты аномалий гравитационного поля, с последующей интерполяцией двумерных плотностей в межпрофильное пространство. Это предполагает преобразование двумерного распределения плотности вдоль профильных сечений в формат трехмерных сеточных функций. Инструментом технологической поддержки является лицензионный пакет Golden Software программ «Grafer», «Surfer» и «Voxler».

Граничные файлы формата «.bln» задают положение каждого из профилей на цифровом планшете карты гравитационного поля. Им сопоставляется набор стандартных сеточных файлов формата «.grd» двумерных плотностных моделей. Таким образом учитывается взаимное расположение разрезов в пространстве и происходит переход от двумерного массива координат вдоль профильных сечений (с учетом их кривизны) к трехмерному координатному массиву объемной модели. Программа визуализации экспортирует данные как трехмерный «грид-файл» пакета Voxler и восстанавливает пространственную геометрию профильных сечений (рис. 4).

Далее происходит процесс заполнения ячеек сеточного куба интерполированными значениями плотности по алгоритму программы «PLANSHET» (Цидаев, 2011). Было решено использовать три интерполяционные схемы пакета «Surfer»: метод ближайших соседей, метод обратных расстояний с большим (три и более) степенным показателем и метод триангуляции с линейной интерполяцией.

Первые два метода сориентированы на восстановление пространственного положения компактных объектов, третий – на обрисовку протяженных линейных структур по их профильным подсечениям. Интерполяция выполняется по отдельным горизонтальным слоям. Мощности слоев определяются шагом дискретизации по оси глубин, количество слоев равно количеству дискретов разбиения. Результатом работы программы интерполяции является

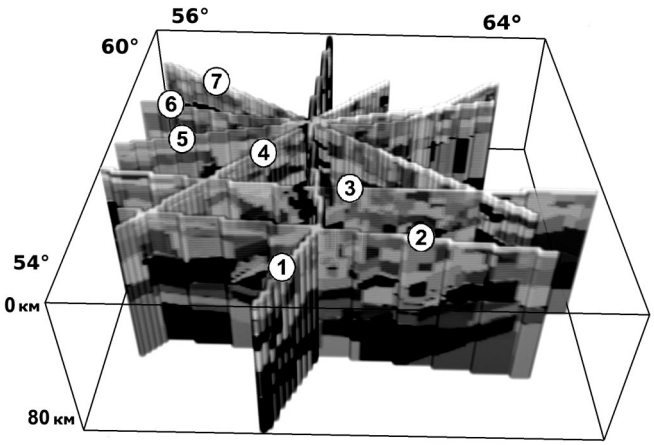


Рис. 4. Пространственное положение плотностных разрезов на координатном цифровом планшете исследуемой территории. Обозначение профилей на рис. 1

пакет сеточных «грид-файлов», содержащих горизонтальные слои четырехмерного (x, y, z, σ) куба, и XML-файл, в котором каждому слою сопоставлена глубина, на которой он расположен:

$$\sigma(x,y,z) := \{\sigma_K(x.y);\ z \in (z_{K-1}, z_K];\ k = \overline{1,N}\}$$

Построенный «цифровой куб» на рис. 5а (цветная вкладка) представляет собой трехмерную плотностную модель начального приближения для заданного участка площади и доступен для редактирования с возможностью получения информации по любому сечению вдоль образующей кривой граничного файла в формате «.bln». На его основе возможно построение карт горизонтальных срезов и структурных карт рельефа опорных плотностных границ.

На рис. 5б (цветная вкладка) представлено одно из вертикальных сечений сеточной 3D плотностной модели вдоль профиля Рубин-2. Его незначительное отличие от двумерной модели исходного разреза связано с особенностями послойной схемы линейной интерполяции по редкой сети узловых точек глубинных блоков.

Трехмерная гравитационная модель начального приближения

Использование двумерных плотностных моделей для перехода к трехмерной конфигурации не требует высокоточного подбора гравитационного поля по отдельно взятым профилям. Вполне достаточно качественного совпадения расчетного поля разреза с реальной проекцией на профиль трехмерных аномалий наблюденного поля. Важно другое. При объемном моделировании интерпретатор решает две принципиальные задачи: корректное восстановление формы основных аномалиеобразующих объектов в межпрофильном пространстве и устранение краевого эффекта затухания 3D-модельного поля за пределами исследуемого региона.

В силу объективной ограниченности информационной базы геолого-геофизических данных невозможно воссоздать реальную конфигурацию аномальных объектов в трехмерном пространстве по разрозненным профильным подсечениям. Как следствие, неизвестны и поправки в гравитационный эффект за трехмерное распределение плотности. Для изометрических тел приповерхностного залегания этот поправочный коэффициент весьма значителен. Так в ходе вычислительных экспериментов для моделей глубинного строения земной коры северо-восточной части Восточно-Европейской плиты (Костюченко, Романюк, 1997) и северной части Среднего Урала (Дружинин и др., 2000а) установлено, что поправка в гравитационный эффект за трехмерность модельных объектов достигает на некоторых профилях 100 и более процентов.

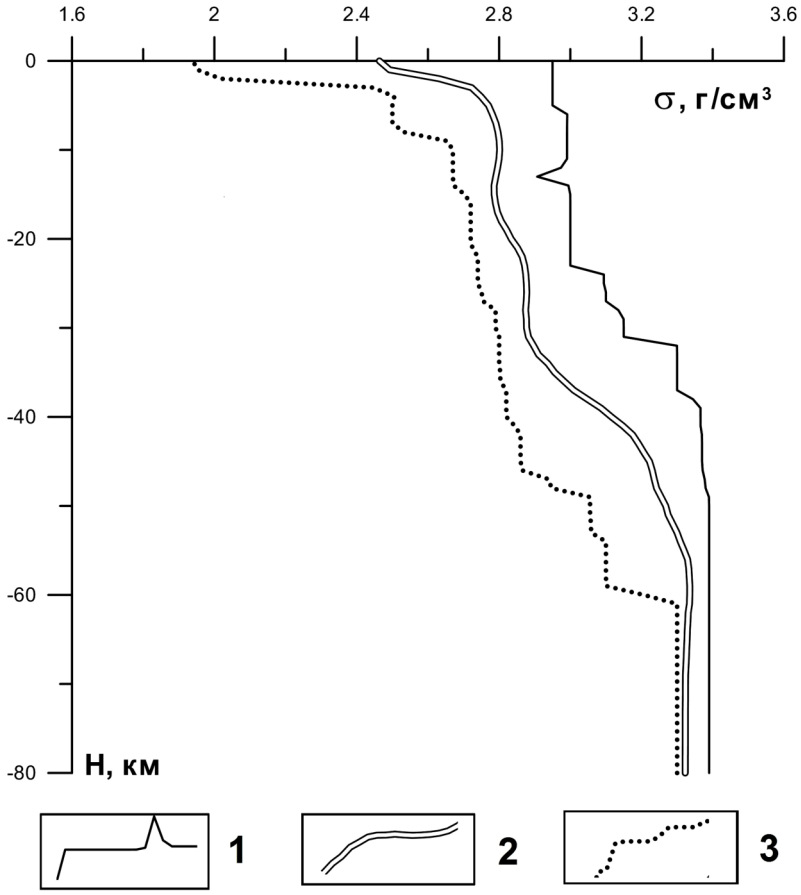
Хотя подобные количественные оценки на наш взгляд кажутся несколько завышенными, указанное обстоятельство требует ревизии устоявшейся методики трехмерного моделирования с использованием профильных данных.

Аномальные гравитационные эффекты вычисляются на уровне фонового поля «нормальной» модели, плотность которой считается постоянной. Это либо нулевая (Страхов, Романюк, 1984; Романюк, 1995), либо средневзвешенная (Дружинин и др., 2009), либо максимальная плотность мантийных блоков (Куприенко и др., 2010). В таком случае игнорируется постоянная составляющая расчетного уровня поля и возникает проблема сопоставления разноглу-

бинных сегментов сводной плотностной модели. Для исключения краевого эффекта затухания фонового поля необходимо адекватное пространственное продолжение аномалиеобразующих масс за внешние границы модельной области. Один из способов продолжения – увеличение длин расчетных профилей для двумерных плотностных моделей (Дружинин и др., 2000б). Если доступна информация для более обширного региона, то это снимает часть вопросов, хотя и значительно увеличивает объем подготовительных вычислений. Однако удлинение профилей не решает проблему в трехмерном варианте. В условиях практического отсутствия информации о глубинном строении необходимо выполнить параметризацию масс законтурных блоков с привязкой к профильным значениям. Подобная процедура трудно формализуема и, даже в случае ее успешной реализации, приводит к перекосу фонового поля и образованию ложных краевых аномалий по контуру модельного планшета.

Корректное решение трехмерной задачи гравитационного моделирования зависит от способа продолжения масс за боковые грани плотностного куба и выбора закона распределения фоновой плотности (плотности относимости) «нормальной» модели. Послойная организация сеточных «грид-файлов» интерполированной плотности позволяет автоматизировать алгоритм требуемых вычислений.

В качестве фоновой плотности «нормальной» модели плоского слоя принимается плотность, зависящая только от глубины. Ее можно получить, усредняя сеточные функции интерполированной плотности по каждому слою «цифрового куба». Такую плотность условно можно назвать «гидростатической». Для каждого гипсометрического уровня z_k по плотностной матрице $\sigma_k(x, y)$ вычисляются значения средних σ_{0k}. Полученные средние σ_{0k} приравниваются к распределению зависящей только от глубины гидростатической плотности $\sigma_0(z)$, которая и принимается за плотность относимости нормальной модели.



На (рис. 6) показан закон изменения с глубиной минимальных, средних и максимальных значений плотности, рассчитанных по слоям «цифрового куба» 3D плотностной модели начального приближения.

Средняя плотность, в основном, повторяет закономерности в распределении максимальных и минимальных значений: резкое нарастание плотности в приповерхностной части разреза до глубины 5–8 км (влияние четвертичных отложений) и в зоне перехода

Рис. 6. Графики зависимости от глубины плотности в слое для 3D модели начального приближения: 1) максимальной; 2) средней; 3) минимальной

кора–мантия на глубинах 40–50 км; слабоградиентная изменчивость в консолидированной части средней и нижней коры; ступень – при переходе к плотным мантийным блокам. Сравнительно с редукцией на любую постоянную плотность «нормальной» модели, надгидростатические добавки избыточной плотности имеют существенно меньшую амплитуду и минимизируют компенсационные составляющие расчетного уровня фона разноглубинных аномалий.

Полученная закономерность изменения «гидростатической» плотности с глубиной распространяется и на законтурное пространство. В этом случае фоновое поле «нормальной» модели будет постоянной величиной, а аномальная часть вычисленного гравитационного поля всегда отнесена к нулевому уровню. Краевой эффект продолжения масс во внешность слоя равен амплитуде гравитационной ступени на границе образующего контура. Амплитуда гравитационной ступени пропорциональна разности между приграничной плотностью внутри «k-ого» слоя и ее усредненным значением σ_{0k} во внешней области. Чем меньше толщина слоя (шаг дискретизации по оси глубин), тем меньше величина краевых аномалий. Как правило знак этих аномалий меняется случайным образом при переходе от слоя к слою. Сумма по всем слоям дает статистически усредненную оценку минимального краевого эффекта.

На рис. 7 иллюстрируется результат решения прямой трехмерной задачи гравиметрии для модели плоского слоя до глубины 80 км. Программа вычислений «3D_σ CALC» составлена на основе «быстрых» алгоритмов и обладает высокой производительностью (Бызов, 2013).

Так для модели сеточного куба размером 256×256×800 ячеек время расчета поля на той же сетке 256×256 не превышает 8–10 минут на стандартном процессоре с тактовой частотой до 3 ГГц.

Выявленное морфологическое отличие модельного поля от поля наблюденных гравитационных аномалий подчеркивает несогласие исходных 2D- и построенных 3D-моделей интерполированной плотности. Хотя в окрестности профилей, например профиля Рубин-2, это отличие минимально (рис. 8, цветная вкладка). Обозначенная проблема не является фатальной. Сгущение сейсмической сети профильных наблюдений, равно как и привлечение дополнительных данных других геофизических методов даже в локально одномерном варианте, сможет существенно повысить качество гравитационной плотностной модели начального приближения.

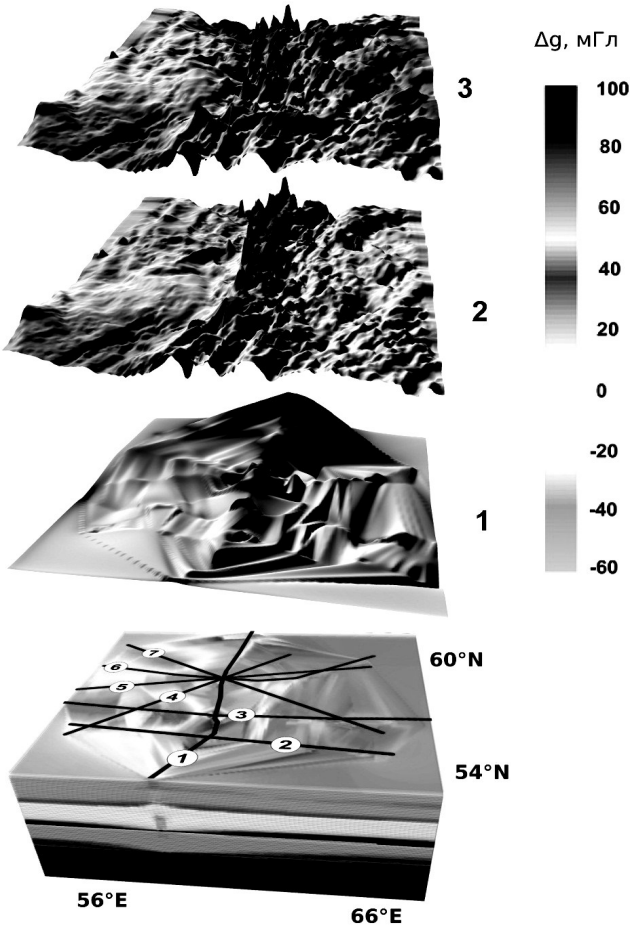


Рис. 7. Прямая задача гравиметрии для сеточных матриц 3D плотностной модели начального приближения: 1) модельное поле; 2) наблюденное поле; 3) разность наблюденного и модельного полей (остаточное поле)

Уравнивание полей объемной сейсмоплотностной модели

Уточнение трехмерного распределения плотности, которое минимизирует невязку (см. рис. 7) между расчетным и наблюденным полем гравитационных аномалий, происходит при решении обратной задачи гравиметрии. Корректная постановка об-

ратной задачи теории потенциала возможна лишь в классах тел, обеспечивающих устойчивость получаемых решений (Цирульский, 1990; Мартышко, 1996; Кобрунов, 1983). С этой точки зрения, для дискретных матричных моделей, наиболее приемлем вариант восстановления латеральной изменчивости плотности в слое (Мартышко, Кокшаров, 2005). Плотностная модель начального приближения (см. рис. 5, цветная вкладка), организованная в виде послойных сеточных файлов интерполированной плотности, является идеальным объектом для создания устойчивых алгоритмов решения обратной задачи гравиметрии.

Разделение аномалий наблюденного гравитационного поля по глубине и их ассоциированная связь с глубинными объектами образует стержень интерпретационных схем задач гравитационного моделирования (Маловичко, 1956). Классический способ разделения полей включает спектральную фильтрацию с последующим аналитическим продолжением разделенных аномалий (Сербуленко, 1966). Одна из удачных реализаций – система «VECTOR» послойного векторного сканирования аномалий гравитационного поля (Простолупов и др., 2006; Бычков, 2010). Фильтрация поля путем повысотных трансформаций обеспечила существенное продвижение вперед в вопросах разделения разноглубинных аномалий (Мартышко, Пруткин, 2003).

Алгоритмическая реализация разделения полей с применением параллельных вычислений на многопроцессорном комплексе МВС-1000/32 и их связь с глубиной аномалиеобразующих объектов исследована в работе (Акимова, Гемайдинов, 2007; Мартышко и др., 2012б).

На рис. 9 (цветная вкладка) приведен пример фильтрации наблюденного поля с использованием методов аналитического продолжения на глубину.

Для приведения модельного поля к наблюденному использовался алгоритм метода локальных поправок (Пруткин, 1986), дающий решение линейной обратной задачи гравиметрии в плоском слое (Мартышко, Кокшаров, 2005; Бычков, 2010). Модель разделялась на несколько горизонтальных слоев, поля от которых приравнивались разделенным аномалиям повысотных трансформант.

Таким образом, задача вычисления корректирующей добавки к распределению плотности для одного слоя сводилась к двумерному случаю и могла решаться независимо от других слоев. Это уменьшает число возможных вариантов двумерного подбора и, как следствие, повышает устойчивость решения задачи в целом.

Каждый слой разбивался на множество элементарных параллелепипедов с заранее выбранной зависимостью плотности от глубины. В качестве последней выступала часть общей условно «гидростатической» плотности ρ_0 на глубине z_k (см. рис. 6). Расчётные элементы «надгидростатических» добавок латерального изменения плотности в слое уточнялись на каждой итерации алгоритма методом локальных поправок. Для повышения скорости сходимости метода амплитуда модельного поля на текущей итерации приводилась к уровню амплитуды подбираемого поля.

Послойные сеточные функции корректирующих добавок вычислялась на 256×256×800 ячейках плотностного параллелепипеда интерполированной плотности (см. рис. 5, цветная вкладка); поля разделенных аномалий задавались на горизонтальных сетках 256×256 для 17 высот пересчета с шагом 5 км (см. рис. 9, цветная вкладка). Дискретизация интегрального оператора обратной задачи гравиметрии приводит к матричной форме задачи СЛАУ большой размерности: матрица неизвестных содержит примерно 3×10^7 элементов; матрица интегрирования – более 5×10^8 элементов; матрица поля – 10^6 элементов. Задача СЛАУ подобной размерности требует привлечения значительных вычислительных мощностей. Поэтому было проведено распараллеливание алгоритма вычислений. Так время расчёта плотностной матрицы на одном стандартном процессоре с тактовой частотой до 3 ГГц составило более 20 часов; на 256-и графи-

ческих процессорах гибридных вычислительных систем – около 30 минут.

Для решения задачи СЛАУ использовался метод локальных поправок с адаптивной регуляризацией (Мартышко и др., 2013). На рис. 10 изображены невязки полей для ряда последовательных приближений. Резко уменьшающаяся величина дисперсии (*Var*) невыбранных остатков дает представление о скорости сходимости метода. Сопоставление дисперсий невязки поля для вариантов «а» и «д» на рис. 10 показывает, что уже после 20-й итерации амплитуда невыбранных остатков поля уменьшается по сравнению с начальной моделью более чем в 40 раз.

По аналогии с начальной моделью интерполированной плотности (см. рис 5, цветная вкладка) искомые сеточные решения обратной задачи гравиметрии можно наглядно представить в виде послойной модели цифрового «куба» (либо его отдельных частей), что весьма удобно для последующей геолого-геофизической интерпретации результирующей математической модели. Например, о характере распределения подобранной плотности на конкретных глубинах можно судить по горизонтальным срезам, представленным на рис. 11, 12 (цветная вкладка).

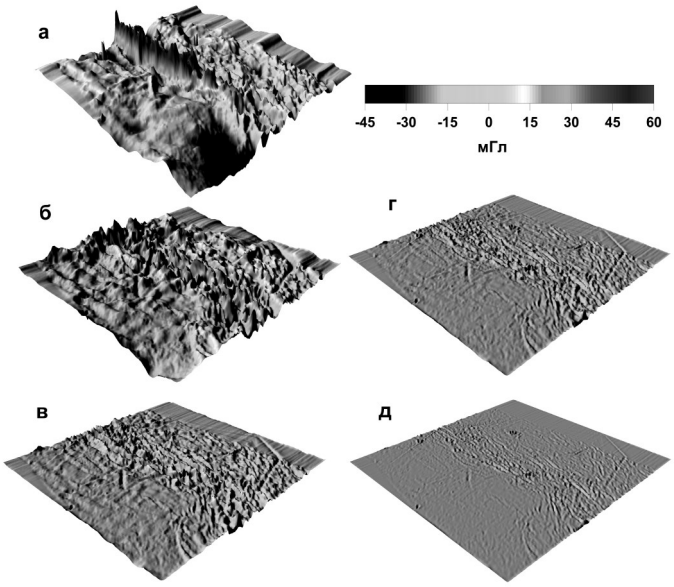


Рис. 10. Невыбранное поле Δg итеративного алгоритма подбора: а) исходное поле (разность наблюденного и поля модели начального приближения, *Var*=899,03); б) после первой итерации (*Var*=100,25); в) после пятой итераций (*Var*=9,8); г) после 10 итераций (2,42); д) после 20 итераций (*Var*=0,44)

Как видно, структура срезов существенно меняется при переходе от начальной модели интерполированной плотности к итоговой трехмерной модели, соответствующей наблюденному полю. Детали структурных особенностей начальной плотностной модели интерполированной плотности на рис. 11а и 12а в основном утрачиваются. Их заменяет региональный тренд подобранной плотностной модели на рис. 11б и 12б.

Специально следует оговорить, что между распределением плотности в слоях подобранной 3D модели и разделенными аномалиями гравитационного поля наблюдается морфологическое подобие.

По полям повысотных трансформант (см. рис. 9б, г, цветная вкладка) восстанавливаются независимо друг от друга изоплотностные границы на соответствующих глубинах (см. рис. 11б, 12б).

В алгоритме метода локальных поправок используется локально одномерная по глубине схема итеративных вычислений плотности (отсюда и название метода). Поэтому морфология разделенных полей в той или иной степени будет воспроизводиться в рельефе плотностных границ искомого решения. Это связано и с тем, что мощность модельных слоев всего 5 км, а латеральные размеры элементарной ячейки подбираемой плотности примерно 4×4 км, что сопоставимо с геометрическими размерами высокоградиентных узкополосных аномалий, каждая из которых выделяется по одной точке.

Прямая задача от неоднородного пласта с криволинейными границами

Градиентно-слоистая плотностная модель является первым приближением к реальному строению земной коры. По сейсмическим и сейсмологическим данным установлено, что основными элементами строения континентальной коры являются сейсмогеологические этажи (СГЭ), различающиеся по структурно-тектоническим особенностям, физическим параметрам и вре-

менем формирования (Дружинин и др., 2000б). Этажи разделены регионально выдержанными поверхностями раздела, две из которых – реперные. Первая поверхность соответствует поверхности нижнеархейского гранито-гнейсового фундамента K_{01}. Вторым региональным репером является сейсмогеологический раздел М между нижней корой и верхней мантией. Каждый из этажей кристаллической коры представлен разломно-блоковой сейсмогеологической моделью, имеющей сложное иерархическое строение. Верхняя мантия также неоднородна. К ней относятся породы с характерными скоростями продольных волн, как правило, больше 8,0 км/с и плотностью не менее 3,30 г/см^3 (Мартышко и др., 2011б).

Построение разломно-блоковой плотностной модели опирается на полученное выше решение обратной задачи гравиметрии. В модель может вводиться любая неформализованная геолого-геофизической информация о неоднородностях в пределах земной коры и верхней мантии, включая зоны инверсии. Ее можно учесть, используя модельные фрагменты плотностных неоднородностей с последующим уточнением поля на основе интерактивного метода решения прямой задачи гравиметрии (Дружинин и др., 2000а). При этом возникает проблема вычисления гравитационного поля от отдельных слоев или блоков плотностной модели неоднородной геологической среды.

Расчет гравитационных аномалий от неоднородных фрагментов плотностной модели и введение соответствующей поправки в наблюдённое поле получило название «геологического редуцирования» (Куприенко и др., 2007; Надежка и др., 2011). Как правило, подобным образом исключаются гравитационные эффекты от осадочного слоя и верхней мантии (Куприенко и др., 2010; Мартышко и др., 2011б). При этом предполагается, что плотностные характеристики осадочного слоя сравнительно хорошо изучены, а вариации мантийной плотности на глубине слабо сказываются на градиентах поля на уровне дневной поверхности.

Для надлежащего учета гравитационного эффекта упомянутой редукции нами предложен способ вычисления аномального поля от неоднородного пласта (или иного сегмента) плотностной модели с криволинейными границами. Проблема состоит не только в определении плотности самого аномалиеобразующего объекта, но и в выборе фоновой плотности вмещающих пород, относительно которой производятся вычисления.

Интерпретация локальных гравитационных аномалий проводится на относительном уровне: наблюденное и вычисленное значения поля совпадают с точностью до произвольной постоянной или слабо меняющейся величины. Разделение гравитационного поля модели на нормальную и аномальную части весьма условно.

В модели плоского слоя постоянная составляющая приравнивается к уровню «нормального гравитационного поля». Ему соответствует фоновая плотность горизонтального пласта, которую принимают за средневзвешенную плотность эквивалентного слоя. Постоянный уровень «нормального» поля и вычисленная по нему фоновая плотность вмещающей среды однозначно связаны с мощностью горизонтального пласта. По аномальному полю фоновая плотность не определяется. Если в качестве последней принять любое другое постоянное значение (Страхов, Романюк, 1984; Романюк, 1995; Куприенко и др., 2007), то это приведет к сдвигу уровня аномального поля и вновь потребует его редуцирования (Дружинин и др., 2000а; Дружинин и др., 2012). И только в случае, если хотя бы одна из границ слоя обрамления (кровля или подошва пласта) будет криволинейной, морфология расчетных аномалий изменяется принципиально. В этом случае появляется переменное фоновое поле, амплитуда которого пропорциональна скачку плотности на криволинейной границе (Мартышко и др., 2010).

В качестве иллюстрирующего примера рассчитаем модельное поле от слоя переменной плотности ниже сейсмологическо-

го раздела кора-мантия (границы М). Поверхность М для Среднеуральского сегмента построена по сейсмологическим и петрофизическим данным В.С. Дружининым. Рельеф граничной поверхности М*(z)* представлен изогипсами глубин $z_м = z(x, y)$. Проекция глубин $z_м$ на послойные сеточные функции плотности $\sigma(x, y, z)$ решения обратной задачи гравиметрии позволяет отстраивать структурные поверхности с переменной плотностью $\sigma_м = \sigma(x, y, z(x, y))$.

На рис. 13 показана схема изогипс границы М (изолинии), совмещенных с проективным распределением плотности $\sigma_м$ нижележащих пород.

Как видно из рис. 13, сейсмологическая (рельеф М) и гравитационная модели (плотности $\sigma_м$) морфологически соответствуют друг другу, однако значения плотностей мантийных пород оказались меньше предполагаемых. На заданной территории ундуляция рельефа М составляет около 20 км; морфология расчетных аномалий воспроизводит рельеф границы М,

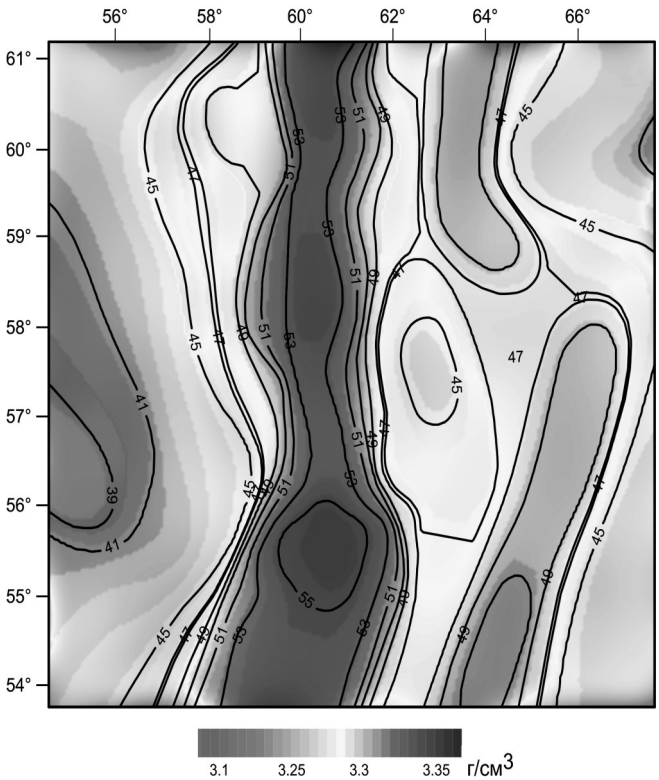


Рис. 13. Схема изогипс сейсмологического раздела М «кора–мантия», совмещенная со структурной картой распределения плотности мантийных пород

а при скачке плотности 0,3 г/см^3 амплитуда поля превышает 100 мГл. Такие высокоамплитудные аномалии трудно интерпретировать, а их учет («геологическое редуцирование») потребует введения дополнительных компенсирующих масс в земной коре.

Универсальный алгоритм построения структурных границ с переменной плотностью реализован в варианте бланкирования (исключения) сеточных функций $\sigma(x, y, z)$ вне заданного интервала глубин.

На рис. 14 (цветная вкладка) показан фрагмент 3D плотностной модели мантии, начиная от сейсмогеологического раздела М до глубины 80 км – первого регионального уровня изостатической компенсации.

Над мантийным фрагментом плотностной модели построены трехмерные графики (поверхности) расчетных аномалий гравитационного поля. Поле на рис. 14а вычислялось по стандартной методике относительно постоянного значения средневзвешенной плотности модели σ_0 = 3,06 г/см^3 (скачок плотности 0,3 г/см^3); поле на рис. 14б вычислялось по нашей методике относительно интервального значения переменной величины $\sigma_0(z)$, $z \in [M(x, y) \div 80]$, приведенной на рис. 6. Как показывают вычисления, амплитуды мантийных аномалий поля отличаются на порядок. Поле на рис. 14б, вычисленное по нашей схеме, гораздо объективнее соответствует физической модели реальной среды. Амплитуда слабоградиентных аномалий от глубокозалегающих мантийных блоков не превышает 12 мГл, а их форма хорошо согласуется с длинноволновой составляющей разделенных трансформант наблюденного поля (см. рис. 9в, г, цветная вкладка).

Таким образом, выбор условно «гидростатической» плотности $\sigma_0(z)$ в качестве фоновой плотности «нормального» поля позволяет не только унифицировать алгоритмы решения прямых и обратных задач гравиметрии, но и строить физически содержательные примеры строения неоднородной геологической среды.

Заключение

Обоснованное решение задач региональной геологии и минерагении практически невозможно без учёта особенностей глубинного строения верхней части литосферы. Анализ результатов выполненных исследований по созданию объемной геолого-геофизической модели ВЧЛ Северной и Средней части Уральского региона, свидетельствует о том, что достаточно представительную информацию можно извлечь из работ по региональным профилям и геотраверсам ГСЗ, выполненных в значительных объемах по всей территории России. Для количественного обеспечения полномасштабных работ подобного плана нами разработан корректный и объективный аппарат поэтапного математического сопровождения. Преобразование входной информации в формат сеточных функций позволяет резко сократить трудоемкость предварительной обработки данных и увеличить эффективность последующих вычислительных схем.

На основе быстрых алгоритмов решения прямых и обратных задач гравиметрии разработана непрерывная технологическая цепочка построения сеточных функций по слоям трехмерной плотностной модели. Для корректного сопоставления наблюденных и расчетных аномалий предложен способ вычисления плотности относимости «нормальной модели плоского слоя». Реализован метод вычисления аномалий от неоднородных по плотности слоев с криволинейными границами.

Сеточные технологии построения плотностных и геолого-геофизических моделей глубинного строения земной коры и верхней мантии могут быть использованы для других регионов России при составлении сводных структурно-тектонических карт перспективного районирования в соответствии с Государственной программой Российской Федерации до 2020 г.: «Воспроизводство и использование природных ресурсов» в части раздела «Воспроизводство минерально-сырьевой базы, геологическое изучение недр».

Работы выполнены при частичной поддержке проекта по программам фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 12-Т-5-1018.

Литература

Акимова Е.Н., Гемайдинов Д.В. Параллельные алгоритмы решения задачи гравиметрии о восстановлении плотности в слое // Тр. Ин-та математики и механики УрО РАН. Екатеринбург, 2007. Т. 13. № 3. С. 3–21.

Бызов Д. Д. Быстрый алгоритм решения прямых задач гравиметрии и магнитометрии без учета размагничивания // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Мат-лы 40-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. М., 2013. С. 67–70.

Бычков С.Г. Методы обработки и интерпретации гравиметрических наблюдений при решении задач нефтегазовой геологии. Екатеринбург: Горный институт УрО РАН, 2010. 187 с.

Геотраверс «ГРАНИТ»: Восточно-Европейская платформа–Урал–Западная Сибирь (строение земной коры по результатам комплексных геолого-геофизических исследований) / Под ред. С.Н. Кашубина. Екатеринбург: ГУПР России по Свердловской области; ФГУГП «Баженовская экспедиция», 2002. 312 с.

Дружинин В.С., Рыбалка В.М., Соболев И.Д. Проблемы связи верхних структур земной коры с глубинным строением Уральского региона // Сов. геология. 1974. № 10. С. 12–55.

Дружинин В.С., Кашубин С.И., Сивкова Л.В., Вальчак В.И., Кашубина Т.В. Опыт глубинных сейсмических зондирований на Урале. Свердловск: НТО Горное, 1982. 72 с.

Дружинин В.С., Егоркин А.В., Кашубин С.Н. Новые данные о глубинной структуре Урала и прилегающих к нему областей по данным ГСЗ // ДАН СССР. 1990. Т. 315. № 5. С. 1089 –1090.

Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Начапкин И.И., Бахвалов А.Н. Разработка методики объемного моделирования верхней части литосферы Урала // Уральский геофизический вестник. 2000а. № 1. С. 56–60.

Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Начапкин Н.И., Бахвалов А.И. Использование результатов геофизических исследований на

региональных профилях для глубинного геокартирования // Разведка и охрана недр. 2000б. № 2. С. 2–6.

Дружинин В.С., Начапкин И.И., Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Осипов В.Ю. Методика построения плотностных моделей верхней части литосферы по данным ГСЗ (на примере Красноленинского профиля) // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле земли, интерпретация геофизических полей. Четвертые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. С. 15–17.

Дружинин В.С., Колмогорова В.В., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю., Брехунцов А.М., Нестеров И.И., Плесовских И.А. Карта доюрских вещественных комплексов северо-западной части Западно-Сибирской равнины на основе объёмной модели земной коры // Отечественная геология. 2009. № 1. С. 104–112.

Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Решение задач региональной геологии среднего сегмента Уральского региона на основе объёмной геолого-геофизической модели верхней части литосферы // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2012. № 1. С. 32–41.

Егоркин А.В. Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам // Глубинное строение территории СССР. М., 1991. С. 118–135.

Кобрунов А.И. Разрешимость и эквивалентность в обратной задаче гравиразведки для нескольких плотностных границ // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 5. С. 67–75.

Козленко В.Г., Старостенко В.И., Баранова Е.П., Гурова И.Ю. Сейсмогравитационное моделирование земной коры: проблема учета тектонического фактора // Физика Земли. 1997. № 8. С. 20–30.

Костюченко С.Л., Романюк Т.В. О природе Мезенского гравитационного максимума // Физика Земли. 1997. № 12. С. 3–32.

Красовский С.С. Гравитационное моделирование глубинных структур земной коры и изостазия. Киев: Наукова Думка, 1989. 246 с.

Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., Легостаева О.В. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Украинского щита // Геофизический журнал. 2007. Т. 29. № 5. С. 3–27.

Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., Легостаева О.В., Савченко А.С. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса // Геофизический журнал. 2010. Т. 32. № 6. С. 175-214.

Маловичко А.К. Методы аналитического продолжения аномалий силы тяжести и их приложения к задачам гравиразведки. М.: Гостоптехиздат, 1956. 160 с.

Мартышко П.С. Обратные задачи электромагнитных геофизических полей. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 143 с.

Мартышко П.С., Пруткин И.Л. Технология разделения источников гравитационного поля по глубине // Геофизический журнал. 2003. Т. 25. № 3. С. 159–168.

Мартышко П.С., Кокшаров Д.Е. Об определении плотности в слоистой среде по гравитационным данным // Геофизический журнал. 2005. Т. 27. № 4. С. 678–684.

Мартышко П.С., Ладовский И.В., Цидаев А.Г. Построение региональных геофизических моделей на основе комплексной интерпретации гравитационных и сейсмических данных // Физика Земли. 2010. № 11. С. 23–35.

Мартышко П.С., Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Цидаев А.Г., Бызов Д.Д. Методика сейсмо-плотностного моделирования верхней части литосферы по «сеточной» технологии // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Шестые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Екатеринбург: УрО РАН, 2011а. С. 246–248.

Мартышко П.С., Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю., Фёдорова Н.В., Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Цидаев А.Г. Методика и результаты создания объёмной модели верхней части литосферы северного и среднего сегментов Уральского региона // Динамика физических полей Земли. М., 2011б. С. 9–30.

Мартышко П.С., Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Цидаев А.Г., Бызов Д.Д. При-

менение сеточных функций в задачах трехмерного плотностного моделирования // Уральский геофизический вестник. 2012а. № 1. С. 30–34.

Мартышко П.С., Федорова Н.В., Гемайдинов Д.В. Применение параллельных алгоритмов вычислений при изучении структуры аномального магнитного поля Урала // ДАН. 2012б. Т. 446. № 2. С. 201–203.

Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д. О решении обратной задачи гравиметрии на сетках большой размерности // ДАН. 2013. Т. 450. № 6. С. 702–707.

Надежка Л.И., Ипполитов О.М., Золототрубова Э.И. Некоторые особенности распределения плотности в литосфере Воронежского кристаллического массива // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Шестые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. С. 265–268.

Простолупов Г.В., Новоселицкий В.М., Конешов В.Н., Щербинина Г.П. Об интерпретации гравитационного и магнитного полей на основе трансформации горизонтальных градиентов в системе «VECTOR» // Физика Земли. 2006. № 6. С. 90–96.

Пруткин И Л. О решении трёхмерной обратной задачи гравиметрии в классе контактных поверхностей методом локальных поправок // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 1. С. 67–77.

Романюк Т.В. Сейсмоплотностное моделирование коры и верхней части мантии вдоль геотраверса «КВАРЦ» // Физика Земли. 1995. № 9. С. 11–23.

Садовский М.А., Нерсесов И.Л., Писаренко В.Ф. Иерархическая дискретная структура литосферы и сейсмический процесс // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М., 1987. С. 182–191.

Семенов Б.Г. О комплексировании данных сейсмометрии и гравиметрии при составлении сейсмоплотностной модели земной коры // Земная кора и полезные ископаемые Урала. Екатеринбург, 1993. С. 61–69.

Сербуленко М.Г. Линейные методы разделения потенциальных полей // Курс гравиразведки и магниторазведки (специальные главы) / Под ред. чл.-кор. Э.Э. Фотиади Новосибирск, 1966. С. 389–457.

Страхов В.Н., Романюк Т.В. Восстановление плотностей земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ и гравиметрии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. № 6. С. 44–63.

Федорова Н.В., Колмогорова В.В., Ладовский И.В. Геофизические модели строения земной коры по Красноленинскому профилю // Уральский геофизический вестник. 2010. № 1. С. 59–68.

Цирульский А.В. Функции комплексного переменного в теории и методах потенциальных геофизических полей. Свердловск: УрО РАН СССР, 1990. 132 с.

Цидаев А.Г. Опыт построения трехмерных плотностных моделей по сейсмическим данным // Двенадцатая Уральская молодежная научная школа по геофизике. Пермь, 2011. С. 280–283.

Цидаев А.Г., Фадеева Н.В., Бызов Д.Д. Об одном методе решения линейной обратной задачи гравиметрии // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Мат-лы 38-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. Пермь, 2011. С. 288–291.

К статье Ладовского И.В., Мартышко П.С. и др. «Методика и результаты объемного ...»

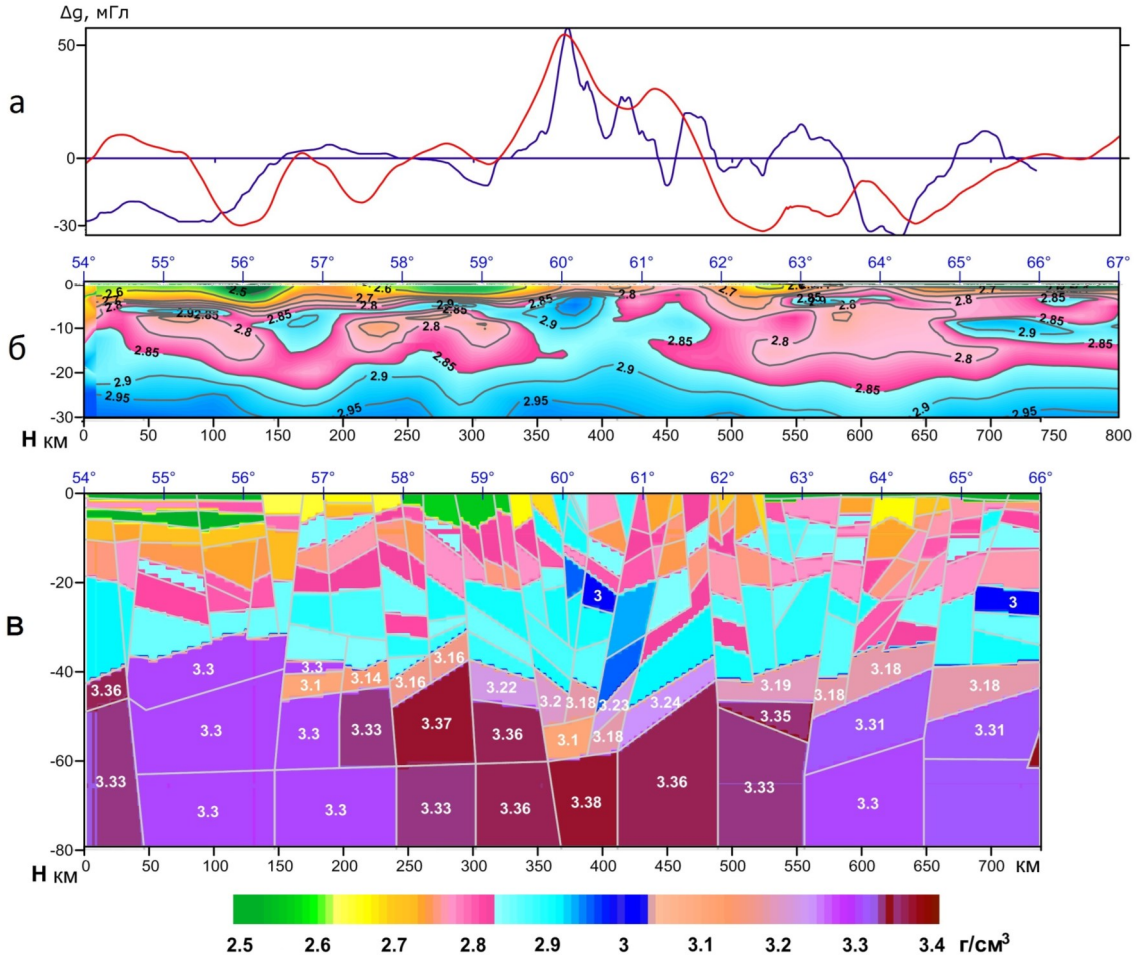


Рис. 2. Двумерные плотностные модели начального приближения строения земной коры и верхней мантии по Свердловскому профилю ГСЗ: б) градиентный плотностной разрез до глубины 30 км (по В.В. Колмогоровой); в) слоисто-блоковая плотностная модель до глубины 80 км (по В.С. Дружинину). Сверху (а) приведены поля аномалий Δg: наблюденное (синим цветом) и расчетное от градиентной плотностной модели до 30 км (красным)

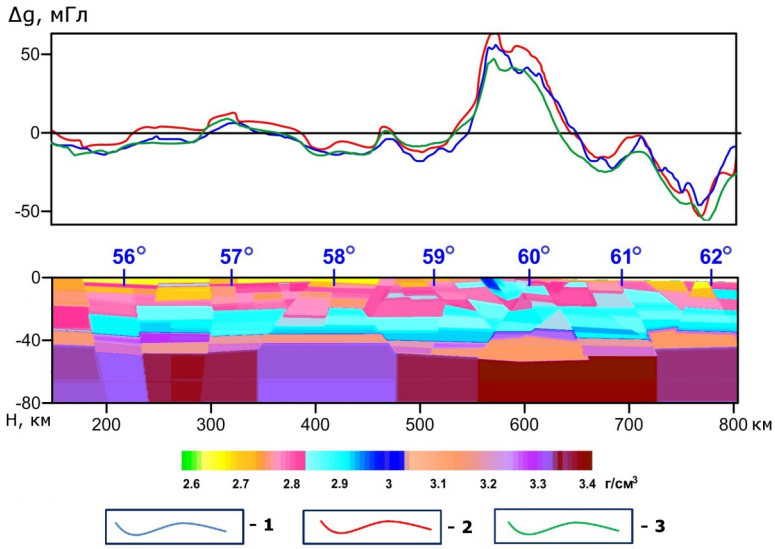


Рис. 8. Сопоставление аномалий поля Δg по профилю Рубин-2: 1) наблюденное; 2) расчетное от 2D модели разреза; 3) расчетное от 3D модели начального приближения, взятое вдоль сечения по выбранному профилю

К статье Ладовского И.В., Мартышко П.С. и др. «Методика и результаты объемного ...»

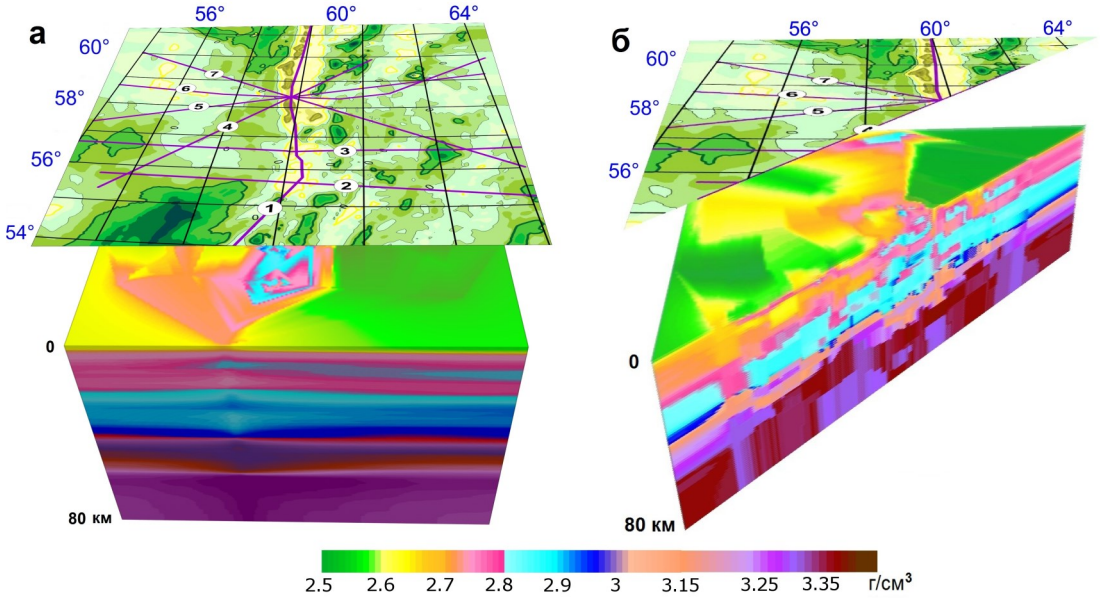


Рис. 5. Плотностная 3D модель начального приближения, полученная интерполяцией плотностей двумерных разрезов в межпрофильное пространство (а); вертикальное сечение 3D плотностной модели по профилю Рубин-2 (б); сверху размещена карта наблюденных аномалий поля Δg

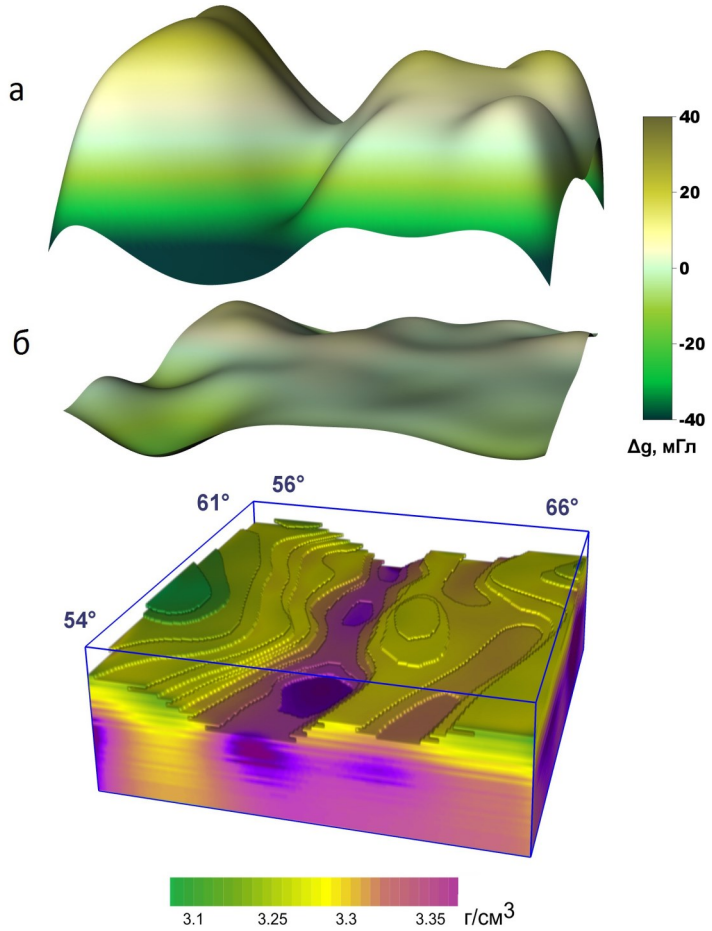


Рис. 14. 3D плотностная модель неоднородной мантии для интервала глубин [M(z)÷80].
Сверху приведены трехмерные графики аномалий гравитационного поля, рассчитанных по двум схемам: а) относительно постоянного значения средневзвешенной плотности общей модели «кора–мантия» σ_0 =3,06 г/см^3; б) относительно соответствующего фрагмента переменной по глубине условно «гидростатической» плотности $\sigma_0(z)$

К статье Ладовского И.В., Мартышко П.С. и др. «Методика и результаты объемного сейсмоплотностного моделирования глубинного строения земной коры и верхней мантии на примере Среднеуральского сегмента»

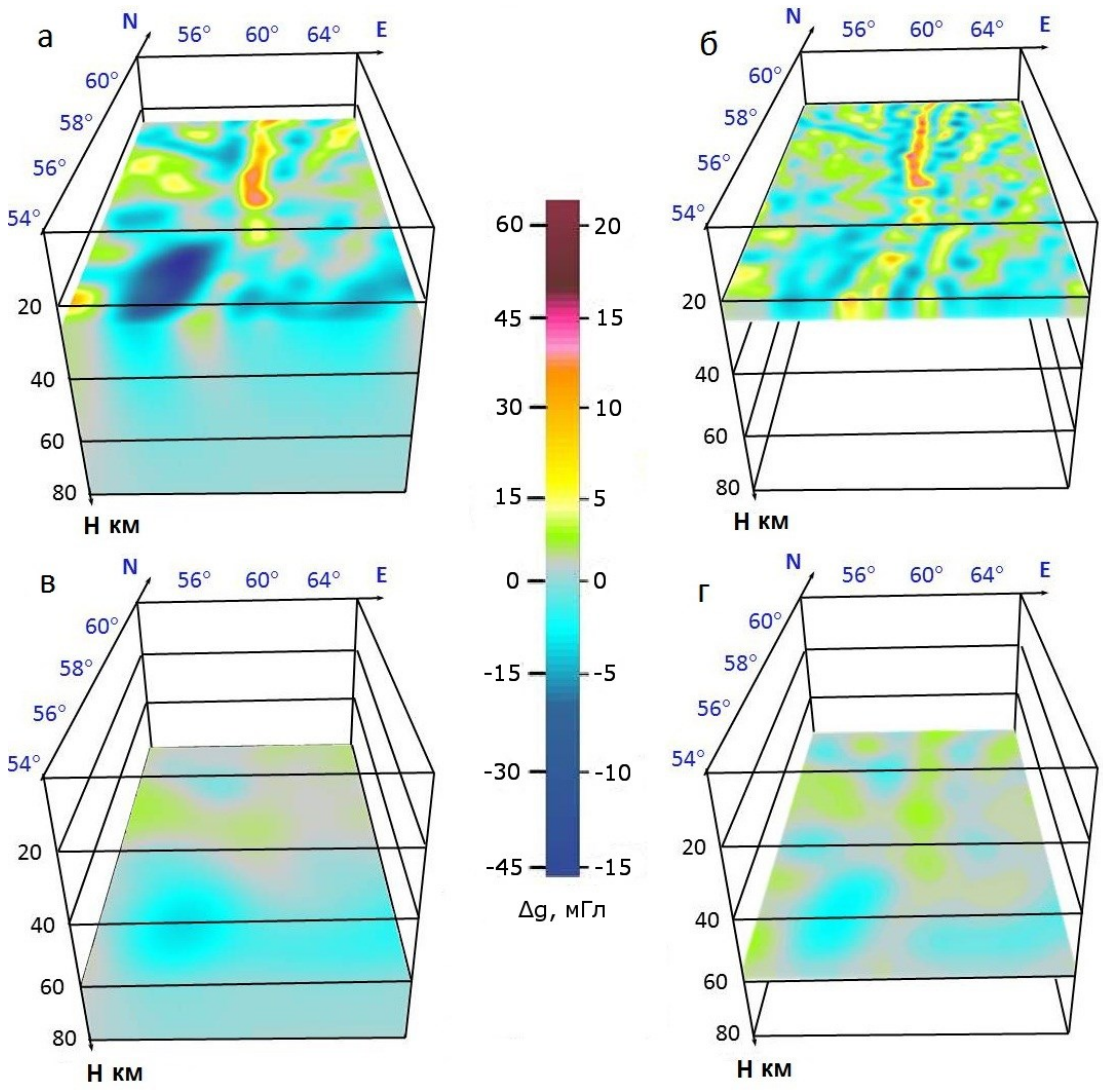


Рис. 9. Повысотные трансформации аномалий наблюденного поля и их послойные разделения: а) поле от слоя ниже 25 км; б) поле от слоя между 20 и 25 км; в) поле от слоя ниже 60 км; г) поле от слоя между 55 и 60 км

К статье Ладовского И.В., Мартышко П.С. и др. «Методика и результаты объемного сейсмоплотностного моделирования глубинного строения земной коры и верхней мантии на примере Среднеуральского сегмента»

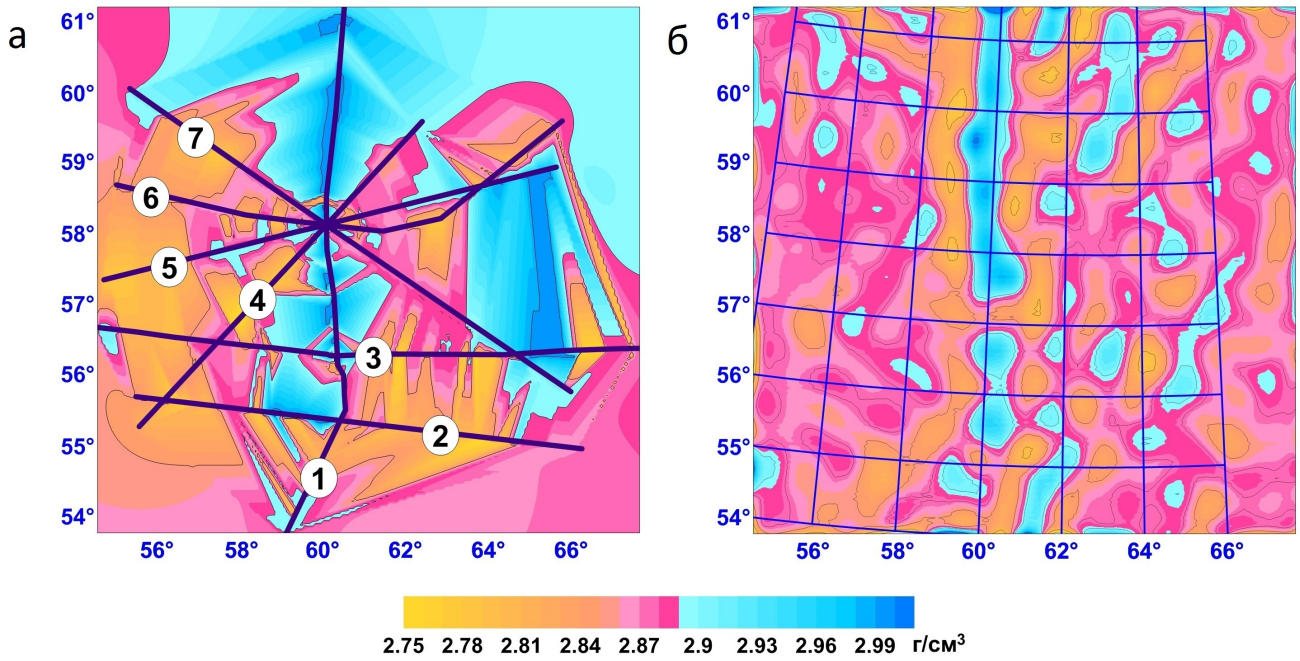


Рис. 11. Карты распределения плотности на горизонтальных срезах на глубине 23 км: а) 3D модели начального приближения; б) подобранной 3D плотностной модели. Обозначение профилей на рис.1

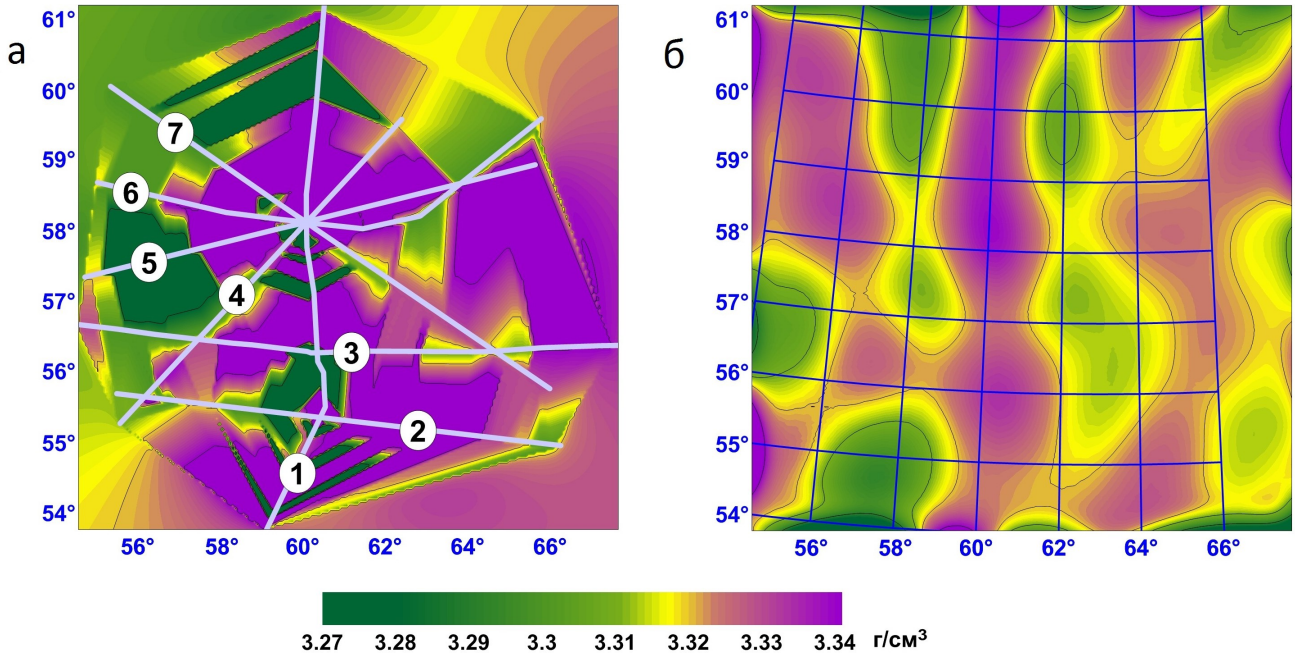


Рис. 12. Карты распределения плотности на горизонтальных срезах на глубине 57 км: а) 3D модели начального приближения; б) подобранной 3D плотностной модели. Обозначение профилей на рис. 1