УДК 550.834.3(571.1)

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ГРАВИТАЦИОННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ ЗОН ЛОКАЛЬНЫХ РАЗУПЛОТНЕНИЙ

Бызов Д.Д., Ладовский И.В., Мартышко П.С. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. В настоящей работе на основе новых сеточных алгоритмов решения трехмерных обратных задач гравиметрии предлагается усовершенствованная методика интерпретации малоамплитудных гравитационных аномалий для зон локальных разуплотнений. Разработана технология объемного гравитационного моделирования для приповерхностной части неоднородного слоя с криволинейными границами. По гравитационным аномалиям от источников, разделенных по горизонтальным слоям, выделена из наблюденного поля информативная составляющая прогностического плана. По послойным аномалиям разделенного поля восстановлено трехмерное распределение плотности локальных объектов в формате сеточных функций.

Гравитационное моделирование, задача Дирихле, истокообразная аппроксимация, аналитическое продолжение.

TECHNIQUE AND RESULTS OF SHALLOW LOCAL LOOSENING ZONES GRAVITY MODELING

Byzov D.D., Ladovskiy I.V., Martyshko P.S. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. In this paper we offer improved interpretation method for low-amplitude gravity anomalies in local loosening zones. Algorithm is based on new grid techniques of 3D gravity inversion. Volume gravity modeling method for shallow part of inhomogeneous layer with curvilinear boundaries was developed. By separating anomalies from sources in horizontal layers an informative prognosis part was extracted from the observed field. 3D density distribution for local objects was found by layer anomalies of separated field.

Gravity modeling, Dirichlet problem, approximation with singular sources, analytic continuation.

Введение

Для восстановления трехмерного распределения плотности на глубине с использованием устойчивых решений обратной задачи гравиметрии требуются цифровые данные гравитационного поля, точность которых достаточна для воспроизведения необходимых деталей объекта исследований. Если задача малоглубинная, а перспективный участок имеет площадь порядка 100–500 км^2, то мы имеем дело с высокоточной задачей крупномасштабного гравитационного моделирования.

Для определения подробности задания измеренных данных, необходимой для построения моделей требуемой точности, определена зависимость полуширины локальных аномалий от параметров залегания (угла видимости) локализованного объекта. Для плотностных моделей перспективных площадей масштаба 1:100000 данные должны быть заданы на сетке с шагом не более 100 м. Профильные годографы сейсмических зондирований, также как и одномерные данные по редкой сети буровых скважин не могут обеспечить требуемую детальность построений; необходимую информацию можно извлечь из карт гравитационных аномалий соответствующего масштаба.

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, поэтому для повышения устойчивости и снижения неоднозначности метода гравитационного моделирования необходимо привлекать плотностные модели начального приближения.

Содержательная интерпретация слабо-

амплитудных аномалий гравитационного поля невозможна без адекватного выбора нормального поля и соответствующей ему модели неоднородного пласта с криволинейными границами. Усовершенствованные схемы интерпретации малоамплитудных гравитационных аномалий позволяют строить трехмерные плотностные модели перспективных залежей, приуроченных к верхней части неоднородного пласта. При расчетах используется плотностная модель неоднородного пласта с криволинейными границами, одна из которых – подошва осадочного слоя. Рельеф подошвы осадочного чехла, равно как и неоднородная плотность пород подстилающего фундамента может, полностью замаскировать оценку перспективных аномалий локальных зон на переменном уровне гравитационного фона неоднородного плотностного контакта региональной границы. Формализация доступной разнородной информации, как и алгоритмы устойчивого решения трехмерной обратной задачи гравиметрии на сетках большой размерности, определяют актуальность настоящих исследований.

В измеренное на земной поверхности наблюдённое поле в редукции Буге вводится поправка за региональный фон путем исключения влияния боковых источников. Затем выделяются гравитационные аномалии от источников, разделенных по горизонтальным слоям между двумя заданными глубинами. Инструментом фильтрации является метод сглаживания полей при их пересчете на различные высоты и последующим аналитическим продолжением на глубину. По разделенным аномалиям поля послойно вычисляется трехмерное распределение избыточной плотности относительно модели начального приближения горизонтально-слоистой среды. Модель начального приближения строится на основе истокообразной аппроксимации локальной составляющей наблюденного гравитационного поля.

Исключение боковых источников поля

Хорошо известно, что устойчивое определение аномальных масс и параметров локальных приповерхностных объектов возможно по результатам интерпретации прослеженных гравитационных аномалий, т. е. экстремальных аномалий, заданных на асимптотическом уровне регионального фона внутри некоторой области Г (здесь – область задания поля).

Предполагается, что прослеженные аномалии от локальных тел характеризуются околонулевыми предельными значениями на внешнем контуре $\partial\Gamma$ планшета исследуемой территории. Но измеренное поле имеет вполне конкретные (ненулевые) значения на границе области Г (рис. 1а, цветная вкладка). Их можно интерпретировать как граничные значения региональной составляющей поля внешних источников. Тогда внутри области Г составляющая регионального фона восстанавливается гармонической функцией из решения задачи Дирихле по граничным значениям исходного поля на обрамляющем контуре планшета $\partial\Gamma$.

Разделение наблюденного $g_н$ гравитационного поля на региональную $g_р$ и локальную $g_л$ составляющие реализуется на основе решения двумерной внутренней задачи Дирихле для уравнения Лапласа:

$$\Delta g_р = 0 \qquad g_р\Big|_{\partial\Gamma} = g_н\Big|_{\partial\Gamma}. \tag{1}$$

Гармоническая в области Г функция может иметь экстремум разве что на границе этой области. Поэтому следует ожидать, что поле от боковых источников будет «заложено» в найденной гармонической функции $g_р$, и их влияние будет уменьшено. Кроме того, гармоническая функция минимизирует функционал

$$I(g_р) = \iint_{\Gamma}\left(\left(\frac{\partial g_р}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g_р}{\partial y}\right)^2\right)dxdy\ , \tag{2}$$

что позволяет говорить о том, что гармоническая функция не имеет экстремумов и отражает плавные изменения регионального фона внутри области.

Таким образом, локальную составляющую

$$g_л = g_н - g_р \quad (3)$$

определяют, в основном, источники, расположенные (в плане) внутри области Г.

Нулевые граничные значения локальных аномалий на ∂Г существенно уменьшают погрешности вычисления интегралов по конечной области.

На рис. 1 (цветная вкладка) представлен практический пример исключения влияния боковых источников и восстановления локальной составляющей наблюденного поля в пределах модельного планшета.

Наблюденное поле получено непосредственными измерениями на площади 10×20 км^2 на равномерной сетке с шагом 100 м (см. рис. 1а, цветная вкладка). Аномалии от локальных объектов практически полностью замаскированы уровнем регионального фона. Процедура исключения составляющей регионального фона (3) внутри заданной области, соответствующая решению краевой задачи Дирихле (1), выделяет локальные аномалии, резко контрастирующих на уровне нулевых значений своего асимптотического фона (см. рис. 1б, цветная вкладка).

Разделение гравитационного поля по слоям плотностной модели

Локальная составляющая аномалий гравитационного поля обрисовывает плановое расположение источников (в проекции на дневную поверхность) в пределах выбранного участка исследований. Некоторое представление о пространственном положении аномалиеобразующих объектов можно получить по аномалиям наблюденного поля, отфильтрованным по параметру полуширины. В основе алгоритма фильтрации пересчитанных полей лежит решение задачи Дирихле для верхнего полупространства (Мартышко, Пруткин, 2003).

Предположим, что гравитирующие массы расположены в слое ниже горизонтальной плоскости $z = H > 0$. На этой глубине гравитационное поле обозначим через $U_g(x', y', H)$ и примем его в качестве граничной функции задачи Дирихле для полубесконечной области. По значениям на границе решение задачи Дирихле восстанавливает гармоническую функцию поля всюду выше плоскости $z = H$. Так для точек верхнего полупространства $z = \zeta < 0$ решение для $U_g(x', y', \zeta)$ можно записать через интеграл Пуассона:

$$U_g(x', y', \zeta) = \\ = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty} \frac{H + |\zeta|}{\left[(x - x')^2 + (y - y')^2 + \left(H + |\zeta|\right)^2\right]^{3/2}} \times \\ \times U_g(x, y, H)\,dxdy\,. \quad (4)$$

В частности, если плоскость $z = H = 0$ находится на уровне дневной поверхности, из (4) получаем стандартную формулу решения задачи Дирихле для верхнего полупространства (Гравиразведка … , 1990)

$$U_g(x', y', \zeta) = \\ = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty} \frac{|\zeta|}{\left[(x - x')^2 + (y - y')^2 + \zeta^2\right]^{3/2}} \times \\ \times U_g(x, y, 0)\,dxdy\,. \quad (5)$$

Формулы (4) и (5) в совокупности задают постановку прямой и обратной задач для выделения составляющих поля выше и ниже глубины H. Пересчет поля на высоту $\zeta < 0$ рассчитывается по интегральной формуле прямой задачи (5). Аналитическое продолжение пересчитанного поля вниз, на глубину $H > 0$, находится из решения интегрального уравнения Фредгольма (4) относительно неизвестной функции $U_g(x', y', H)$. Затем аналитическая часть продолженного поля вновь пересчитывается на уровень дневной поверхности $\zeta = 0$ по интегральной формуле (4). Таким образом, если аналитическая часть общего поля порождается слоем источников ниже глубины H, то оставшаяся часть поля будет связана исключительно с источниками верхнего слоя.

Фильтр (4)–(5) разделения пересчитанных полей работает по следующему принципу. Пусть $U_g(x', y', 0) = U_g(0)$ – значения аномалий наблюденного поля на уровне поверхности $z = 0$; $U_g(x', y', \zeta) = U_g(\zeta)$ –

значение продолженного поля на высоту $z = \zeta < 0$. В пересчитанном на высоту достаточно сглаженном поле влияние локальных приповерхностных источников заметно ослабевает. И, практически, их можно не учитывать. Поля от протяженных, сопоставимых по морфологии рельефа плотностных границ, разделить гораздо сложнее.

Допустим, что интересующий нас k-ый плоский слой ограничен сверху и снизу двумя плоскостями $z = H_1^k$ и $z = H_2^k$. Поле $U_g(\zeta_k)$ с выбранной высоты ζ_k (Мартышко и др., 2010) аналитически продолжается вниз до этих глубин и восстанавливается на уровень дневной поверхности. Цепочка трансформаций

$$U_g(0) \to U_g(\zeta_k) \to \begin{cases} U_g^1(H_k^1) \to U_g^1(0) \\ U_g^2(H_k^2) \to U_g^2(0) \end{cases} \qquad (6)$$

отфильтровывает локальные аномалии от приповерхностных слоев выше глубин H_1 и H_2. Поле от слоя $H_2 - H_1$ вычисляется как разность повысотных трансформант (6) на двух уровнях

$$\Delta U = U_g^1 - U_g^2. \qquad (7)$$

Для небольших высот пересчета длинноволновая составляющая поля протяженных источников меняется незначительно. В разностном поле на двух высотах она практически исчезает (или существенно ослабляется). Поэтому поле (7), вычисленное по разности двух повысотных трансформант, принимается за поле от слоя $H_2 - H_1$, свободное от влияния выше и нижележащих источников.

Проделав указанную процедуру для всех интересующих сопредельных слоев, начиная с верхнего, можно разделить аномалии наблюденного поля по глубине. На рис. 2 (цветная вкладка) представлены выделенные гравитационные аномалии от локальных источников, разделенных по горизонтальным слоям между двумя заданными глубинами.

Высокочастотная часть разделенных аномалий (вместе с возможными помехами измерений) приурочена исключительно к верхней части модели неоднородного пласта (см. рис. 2а, цветная вкладка). В слое до 1 км существенного изменения морфологии поля не наблюдается, что свидетельствует об отсутствии источников аномальных масс. В слое 1–2 км (см. рис. 2в, цветная вкладка) сосредоточена основная часть аномальных источников, связанных с зонами разуплотнений. Нижняя кромка слоя аномальных источников определяется неустойчиво, однако можно предположить, что ниже 3 км они отсутствуют.

Алгоритм аппроксимации гравитационных аномалий полями материальных отрезков

Для перехода непосредственно к задаче трехмерного гравитационного моделирования необходимо обеспечить продолжение масс за боковые грани 3D плотностного параллелепипеда и выбрать закон распределения фоновой плотности (плотности относимости) «нормальной» модели (Ладовский и др., 2013). В качестве плотности «нормальной» модели принимается плотность, зависящая только от глубины. Ее можно получить или по плотностной региональной модели строения верхней части земной коры, содержащей целевую область, или по данным плотностного каротажа скважин поисково-разведочного бурения. При отсутствии какой-либо априорной информации одномерная зависимость строится методом подбора на базе источниковой аппроксимации наблюденного (или пересчитанного) поля с последующим восстановлением плотности по глубине. Полученная закономерность изменения средней плотности с глубиной распространяется и на законтурное пространство.

Рассмотрим задачу аппроксимации в следующем виде. Пусть в точках множества $\{(x_j, y_j, z_j)\}_{j=1}^M$ заданы значения g вертикальной компоненты напряженности гравитационного поля, создаваемого некоторым ограниченным телом переменной плотности. Требуется приблизить данное поле при помощи набора сингулярных источников. В качестве сингулярных источников в работе рассматриваются материальные отрезки конечной длины с постоянной линейной плотностью. Каждый отрезок из набора полностью определяется се-

мью параметрами: координатами и массой.

Формула для вертикальной компоненты напряженности гравитационного поля отрезка с декартовыми координатами концов (ξ_1, η_1, ζ_1), (ξ_2, η_2, ζ_2) в точке (x, y, z), не лежащей на самом отрезке, находится путем непосредственного интегрирования:

$$g(x,y,z)=\left(\frac{\zeta_1-z}{|\vec{r}_1|}+\frac{\zeta_2-z}{|\vec{r}_2|}\right)\frac{\gamma m}{|\vec{r}_1|\cdot|\vec{r}_2|+(\vec{r}_1,\vec{r}_2)}, \quad (8)$$

где γ – гравитационная постоянная; m – масса отрезка; $\vec{r}_1=(\xi_1-x,\eta_1-y,\zeta_1-z)$; $\vec{r}_2=(\xi_2-x,\eta_2-y,\zeta_2-z)$.

Задача приближения заданного поля сводится к минимизации некоторого функционала F, характеризующего степень близости гравитационных полей – исходного и создаваемого набором отрезков. Такой функционал можно задавать различными способами. В работе использовался следующий вариант определения:

$$F=\sum_{j=1}^{M}\left(\sum_{i=1}^{N}g_i(x_j,y_j,z_j)-g(x_j,y_j,z_j)\right)^2, \quad (9)$$

где g_i – поле i-ого отрезка (8); g – аппроксимируемое поле; N – количество используемых отрезков. Для минимизации (9) применяется алгоритм Полака–Райбера с ограничениями, который относится к классу методов, использующих сопряженные направления. Поиск решения производится на компакте, что обеспечивает его устойчивую сходимость.

При помощи программной реализации данного алгоритма был осуществлен подбор 168 материальными отрезками поля с исключенными боковыми источниками (см. рис. 1б, цветная вкладка). Устанавливались ограничения на геометрическое расположение отрезков: по латерали они должны были оставаться в пределах целевой области, по глубине – в слое от 0 до 10 км; ограничения на массу не накладывались. На рис. 3а (цветная вкладка) показаны изолинии измеренного гравитационного поля и нанесены проекции на дневную поверхность отрезков в начальном положении. Отрезки располагались на глубине 1 км, масса выбиралась с тем расчетом, чтобы поле от отрезка в двух точках над его концами на дневной поверхности максимально совпадало с измеренным полем в этих точках. На рис. 3б (цветная вкладка) показаны проекции на дневную поверхность подобранных отрезков и гравитационное поле от них. Относительная невязка подбора поля составила 1,3 %.

О распределении подобранных отрезков по z координате можно судить по рис. 4, на котором показана его количественная гистограмма (см. рис. 4а) и зависимость средней плотности тонких горизонтальных слоев, расположенных на данной глубине. Масса каждого слоя принимается равной суммарной массе частей отрезков, лежащих в этом слое (см. рис. 4б). Данная зависимость выбирается в качестве плот-

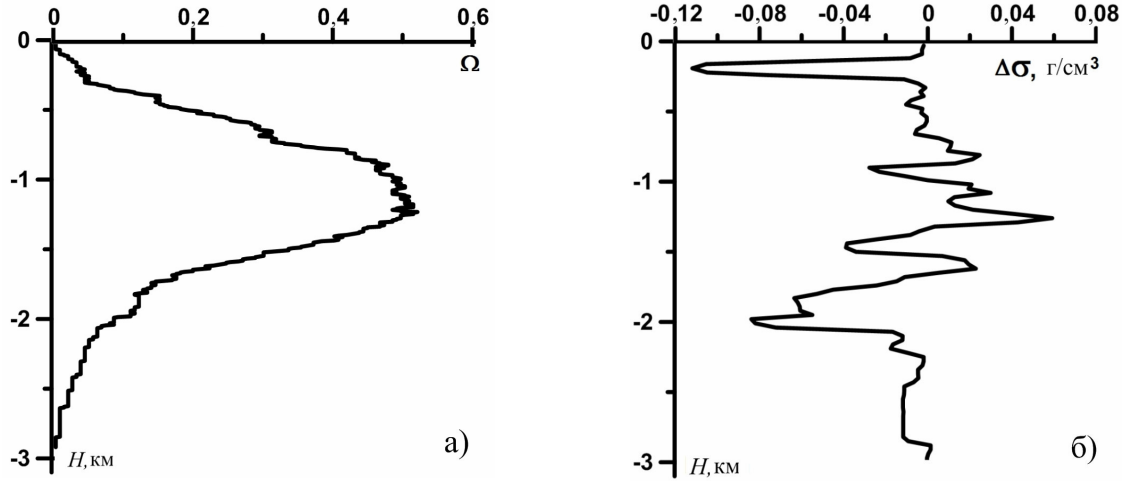

Рис. 4. Распределение по глубине параметров истокообразной аппроксимации:
а) гистограмма распределения источников подбора; б) относительное изменение одномерной плотности модели начального приближения; референтное значение 2,53 г/см^3

ности «нормальной» модели (относительно значения 2,53 г/см^3) для дальнейшего использования при решении линейной обратной задачи.

Отметим, что применение алгоритма подбора для восстановления одномерной (усредненной) плотности в пределах выделенного участка всего лишь вынужденная мера, оправданная отсутствием какой-либо дополнительной информации. Несмотря на его универсальность, это требует большого количества вычислений, а результат (см. рис. 4б) может оказаться неадекватным реальным условиям геологического строения в окрестности поискового объекта. Более перспективны прямые измерения плотности (данные плотностного каротажа) по разрезу скважин разведочного бурения. Объемные плотностные модели, опирающиеся на первичные данные измерений по скважинам, будут обладать большей практической значимостью и смогут применяться для обоснования места проведения поисково-разведочных работ в окрестности перспективных участков.

Линейная обратная задача гравиметрии

Практические задачи трехмерного плотностного моделирования часто не могут быть решены с позиций общей математической теории. В классической некорректной постановке решение обратной задачи гравиметрии является неоднозначным и неустойчивым; для сложно построенных сред множество эквивалентных решений континуально (Цирульский, 1990). Устойчивые решения обратной задачи можно получить для сравнительно узкого класса модельных объектов (Страхов, 1973). Именно поэтому, для повышения устойчивости и снижения неоднозначности метода гравитационного моделирования, в том же классе должна строиться и модель начального приближения. Вычисляя отклонения «в малом» от начального распределения плотности, удается привести модельное поле к наблюденному и обеспечить устойчивость полученных решений.

Численное решение обратной задачи гравиметрии в формате сеточных функций находится методом локальных поправок (Пруткин, 1986; Мартышко и др., 2010). Этот метод позволяет решать обратную задачу без нелинейной минимизации и реализует сходимость итерационного процесса на более широком классе априорных моделей начального приближения. Как показывают результаты численного эксперимента, устойчивость сеточного решения линейной обратной задачи гравиметрии для неоднородного слоя вполне обеспечивается начальным приближением в рамках одномерной модели горизонтально-слоистой среды (Мартышко и др., 2013; Ладовский и др., 2013). В качестве последней можно использовать результаты истокообразной аппроксимации наблюденного поля, сконвертированные в зависящую от глубины плотность модели начального приближения (см. рис. 4б).

Для приведения модельного поля к наблюденному использовался синтезированный алгоритм восстановления латерально изменчивой плотности в плоском слое (Мартышко и др., 2013). Плотность физической модели восстанавливается мультипликативной функцией плотности нормальной модели и латеральной корректирующей добавки. Таким образом, задача вычисления корректирующей добавки в одном слое сводится к двумерному случаю и может решаться независимо от других слоев. Это уменьшает число возможных вариантов двумерного подбора и, как следствие, повышает устойчивость решения задачи в целом.

В соответствии с принятым алгоритмом решения модель разбивалась на несколько горизонтальных слоев, отметки глубин которых соответствуют высотам разделенных аномалий гравитационного поля (см. рис. 2, цветная вкладка). По разделенным аномалиям гравитационного поля находится послойное сеточное распределение трехмерной плотности. Сеточные матрицы искомых решений скомпонованы в пространственный макет плотностного (цифрового) параллелепипеда. Верхняя грань параллелепипеда примыкает к дневной поверхности. Плановая проекция его

вертикальных граней соответствует контуру планшета исследуемой области. Вертикальная мощность задается гистограммой количественного распределения источников подбора по глубине (см. рис. 4а). Нижняя грань параллелепипеда не обязательно должна быть плоской. Поправка за криволинейный рельеф подошвы слоя автоматически учитывается в алгоритме линейной инверсии. По результатам численного моделирования строится объёмная модель послойного распределения избыточной плотности в неоднородном слое, и восстанавливаются зоны локальных разуплотнений. На рис. 5 (цветная вкладка) приведена графическая иллюстрация решения линейной трёхмерной обратной задачи гравиметрии.

Заключение

Усовершенствована методика интерпретации низкоамплитудных гравитационных аномалий на уровне переменного фона нормального поля плотностной модели начального приближения. Разработана «малоглубинная» технология трехмерного гравитационного моделирования верхней части неоднородного геологического разреза с криволинейными границами. Предложен способ выделения из наблюденного поля информативной оставляющей прогностического плана.

Использование одномерной плотностной модели начального приближения, быстрые алгоритмы решения задач гравиметрии на сетках большой размерности и применение параллельных вычислений позволяет рассчитывать крупномасштабные геофизические модели в реальном режиме времени. Сеточное решение линейной обратной задачи гравиметрии строится методом локальных поправок с адаптивной регуляризацией в классе двумерных мультипликативных плотностных добавок на горизонтальных срезах.

По результатам численного моделирования строится объёмная (градиентная) модель послойного распределения избыточной плотности в неоднородном слое с криволинейными границами. В рамках полученного решения восстанавливаются зоны локальных разуплотнений.

Объемные плотностные модели, опирающиеся на первичные данные измерений по скважинам, будут обладать уникальной информативностью и смогут применяться для обоснования места проведения поисково-разведочных работ в окрестности перспективных залежей.

Работа выполнена в рамках проекта РНФ (№ 14-27-00059).

Литература

Гравиразведка. Справочник геофизика / Под ред. Е.А. Мудрецовой, К.Е. Веселова. Изд. 2-е, перераб. и доп. М.: Недра, 1990. 607 с.

Ладовский И.В., Мартышко П.С., Дружинин В.С., Бызов Д.Д., Цидаев А.Г., Колмогорова В.В. Методика и результаты объемного сейсмоплотностного моделирования глубинного строения земной коры и верхней мантии на примере Среднеуральского сегмента // Уральский геофизический вестник. 2013. № 2(22). С. 31–45.

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.

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

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.

Страхов В.Н. Некоторые примеры эквивалентности и слабой единственности в плоской обратной задаче потенциала // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. № 5. С. 39–62.

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

К статье Бызова Д.Д., Ладовского И.В., Мартышко П.С. – «Методика и результаты гравитационного моделирования приповерхностных зон локальных разуплотнений»

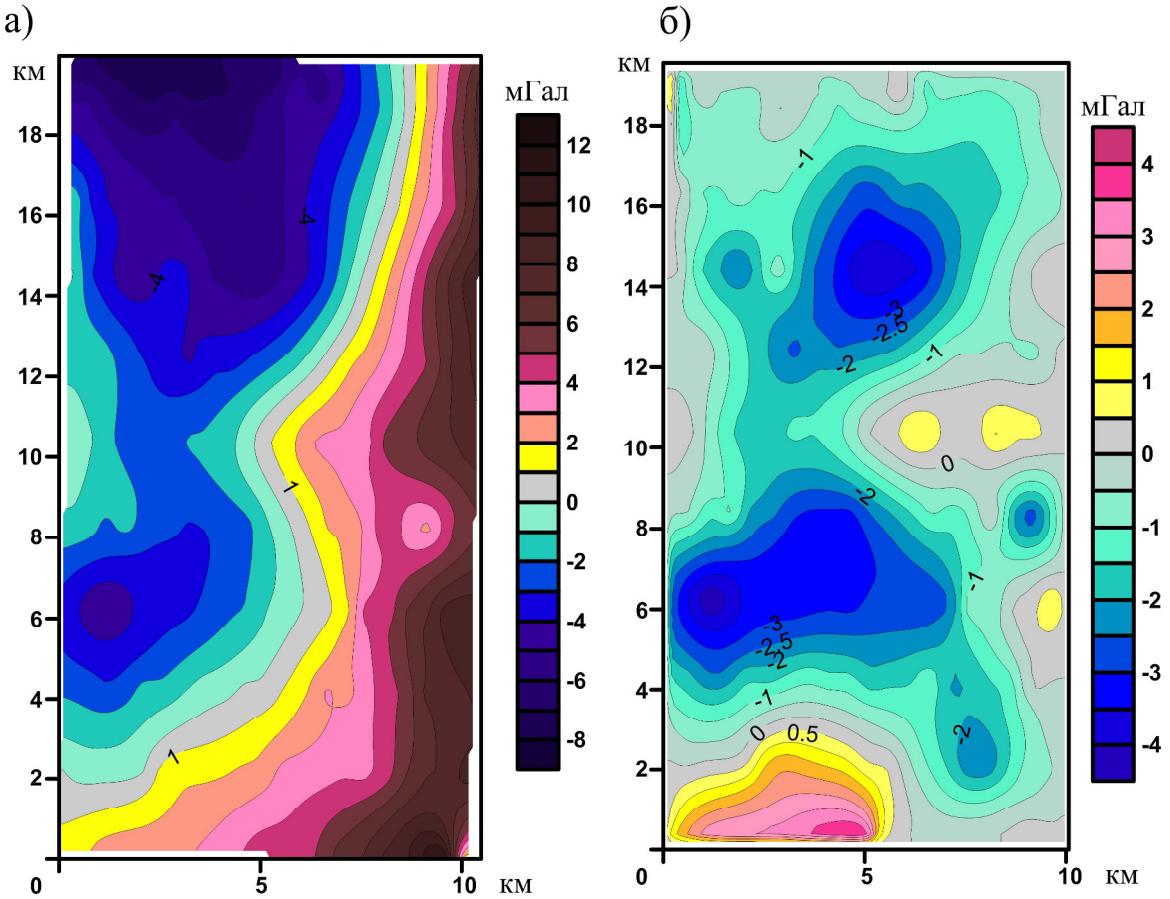

Рис. 1. Разделение гравитационного поля на региональную и локальную составляющие:
а) наблюденное поле; б) аномальное поле локальных объектов

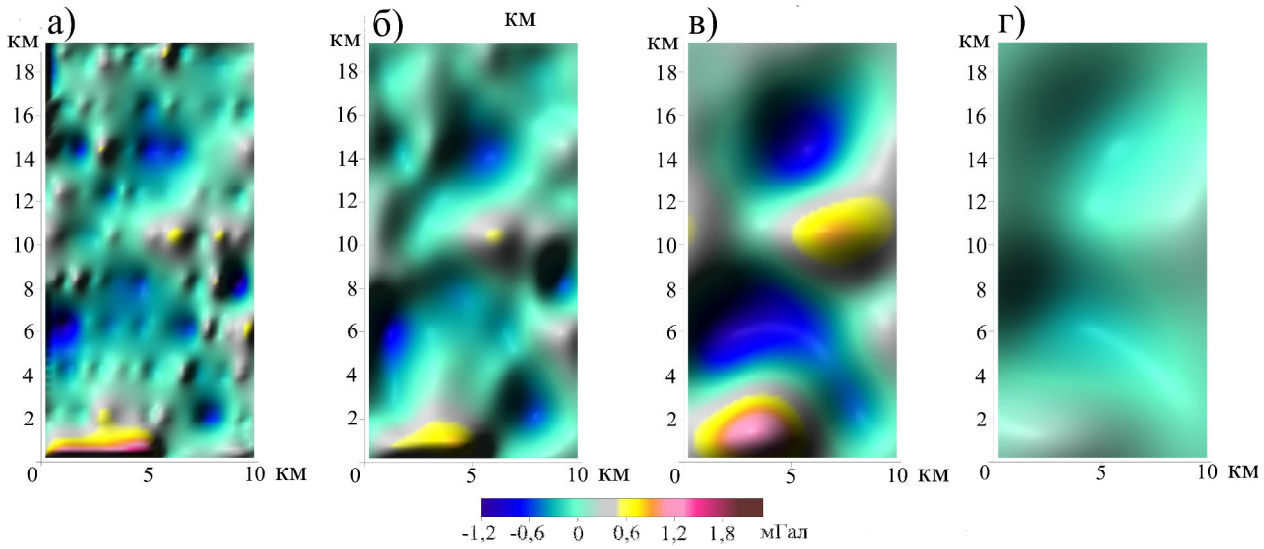

Рис. 2. Аномалии разделенного поля для слоев между глубинами:
а) 0–0,5 км; б) 0,5–1 км; в) 1–2 км; г) 2–3 км

К статье Бызова Д.Д., Ладовского И.В., Мартышко П.С. – «Методика и результаты гравитационного моделирования приповерхностных зон локальных разуплотнений»

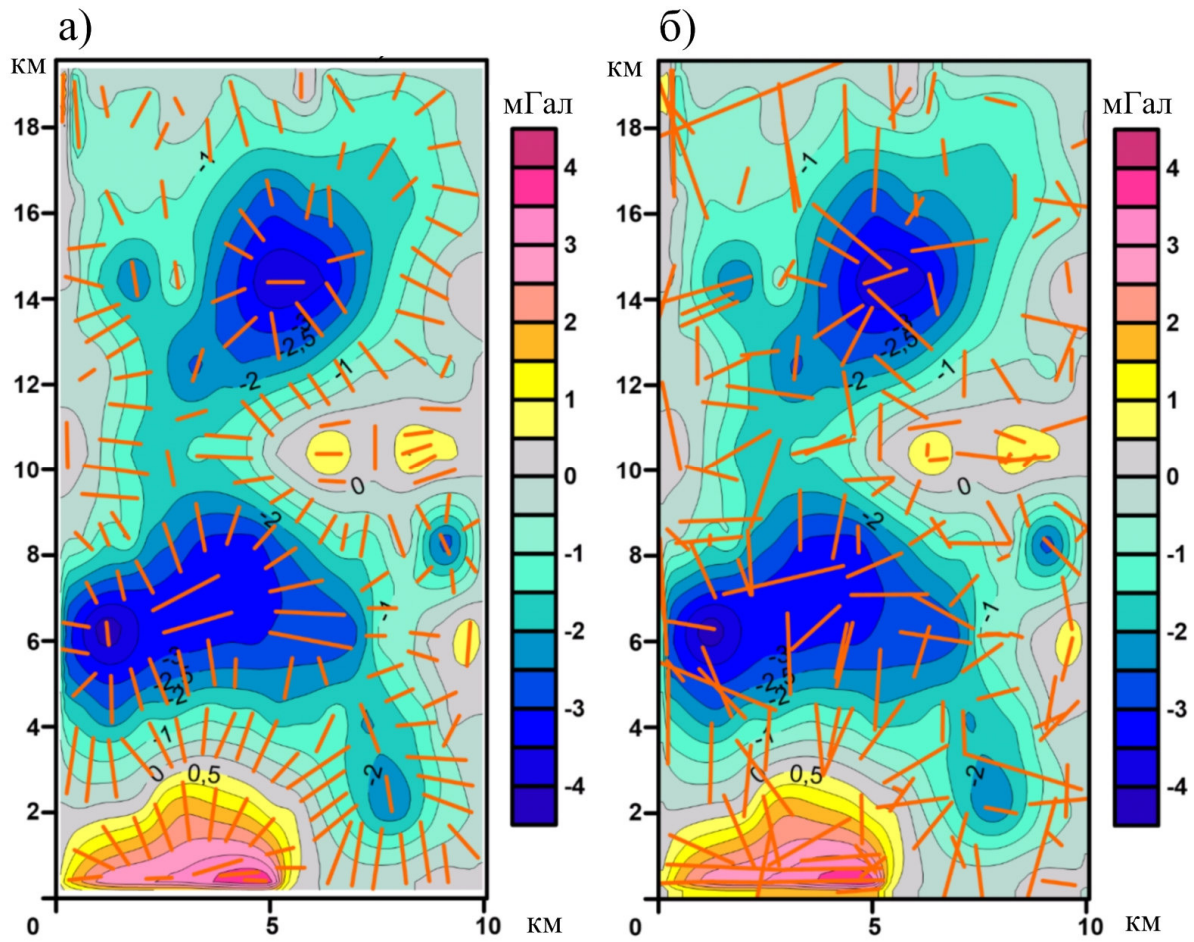

Рис. 3. Истокообразный подбор локальных аномалий гравитационного поля:
а) начальное положение отрезков в проекции на карте исходного поля;
б) конечное положение отрезков в проекции на карте подобранного поля

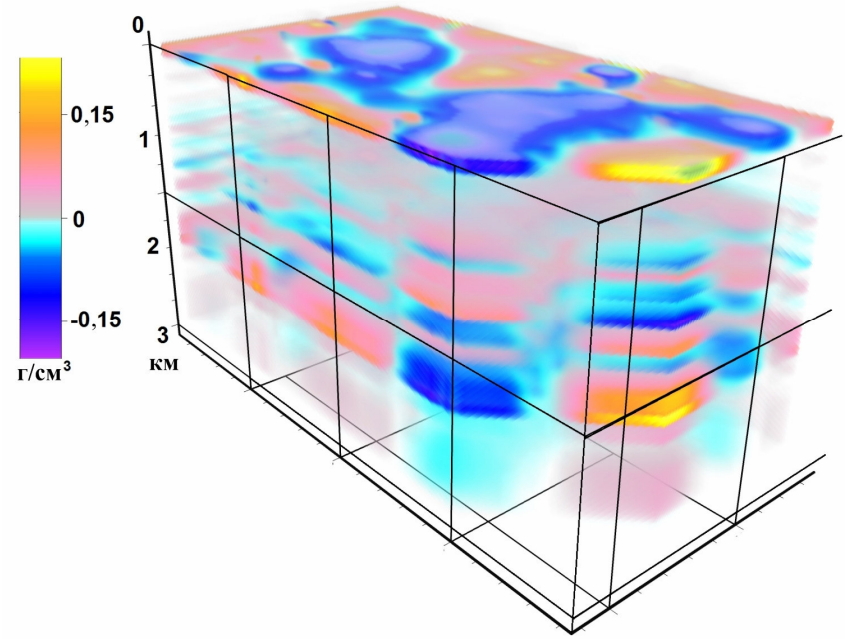

Рис. 5. Трехмерное распределение плотности аномалиеобразующих объектов в пределах верхней трехкилометровой толщи неоднородного слоя. Тональная раскраска плотностной шкалы соответствует изменению плотности относительно ее средневзвешенного значения 2,53 г/см^3