



УДК 550.83.015; 550.380

## МЕТОД ПЕРЕСЧЕТА МОДУЛЯ МАГНИТНОЙ ИНДУКЦИИ В ВЕКТОРНОЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЕ НА ОСНОВЕ ФИЛЬТРАЦИИ

А. А. Булычев<sup>1</sup>, К. М. Кузнецов<sup>1</sup>, И. В. Лыгин<sup>1</sup>, В. Т. Минлигареев<sup>2</sup>, М. В. Коснырева<sup>1</sup><sup>1</sup>Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия<sup>2</sup>Физический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

В работе рассмотрены подходы к восстановлению компонент вектора магнитной индукции по данным измерения его модуля на основе линейной фильтрации. Приведено описание алгоритмов. Выполнено восстановление компонент аномального магнитного поля с использованием трех различных алгоритмов на модельном примере поля магнитного диполя. Оценки точности и сравнительный анализ использованных алгоритмов показали их работоспособность и высокое качество восстановления компонент аномального магнитного поля.

**КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА:** МАГНИТОРАЗВЕДКА, КОМПОНЕНТЫ ВЕКТОРА МАГНИТНОЙ ИНДУКЦИИ, ПРЯМАЯ И ОБРАТНАЯ ЗАДАЧИ, ГЕОНАВИГАЦИЯ.

EDN: HTDWWR

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Задача вычисления компонент вектора магнитной индукции по данным измерения его модуля или некоторых других составляющих на плоскости или криволинейной поверхности возникает в отдельных интерпретационных задачах магниторазведки и задачах, связанных с «геонавигацией» по магнитному полю. Эта задача может решаться на основе различных математических алгоритмов, которые можно сгруппировать следующим образом:

1. Методы на основе трансформаций аномального магнитного поля Земли (АМПЗ) в предположении, что это поле задано на горизонтальной плоскости. Эта задача сводится к фильтрации исходного поля с известным ядром, позволяющим осуществить пересчет исходного аномального магнитного поля в его компоненты.
2. На основе аппроксимации АМПЗ полем источников и расчета от этих источников компонент аномального магнитного поля.
3. Создание трехмерной модели МПЗ на основе вычисления сферических гармоник. Теория применения сферических гармоник при анализе крупномасштабных магнитных полей является новой и слабоизученной в сравнении с теорией трансформаций магнитных полей на основе преобразований Фурье. Отдельно стоит отметить вычислительную сложность [Maus, 2010].

Электронная почта авторов для переписки:

Булычев Андрей Александрович, e-mail: andrbul@geol.msu.ru  
Коснырева Мария Владимировна,  
e-mail: m.kosnyreva@yandex.ru<https://elibrary.ru/htdwwr>Адрес редакции журнала  
«Гелиогеофизические исследования»:ФГБУ «ИПГ»  
129128; Россия, Москва  
ул. Ростокинская, 9.  
e-mail: vestnik@ipg.geospace.ru

В данной работе авторы рассматривают вопрос решения задачи восстановления компонент магнитного поля на основе фильтрации.

## 2. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТОДА

### 2.1. Понятие аномального магнитного поля $\Delta T$ и ее гармоническое представление

В настоящее время при проведении магнитных съемок используются магнитометры, измеряющие абсолютное значение вектора индукции магнитного поля. По результатам измерений с такими магнитометрами вычисляется аномальное магнитное поле  $\Delta T$ , которое определяется как разность абсолютного значения наблюдаемого магнитного поля  $T$  и нормального магнитного поля  $T_0$  в точке наблюдения:

$$\Delta T = |T| - |T_0|. \quad (1)$$

Параметры нормального магнитного поля  $T_0$  обычно вычисляются по первым 8–13 коэффициентам представления магнитного поля Земли сферическими гармониками. Модель, описывающая такое поле, носит название международного геомагнитного поля (International Geomagnetic Reference Field – IGRF), а все необходимые данные и программы для расчета элементов этого поля находятся в свободном доступе.

Обновление модели и коэффициентов разложения на основе новых спутниковых и наземных обсерваторских измерений происходит каждые 5 лет. Очередная версия модели утверждается Международной Ассоциацией Геомагнетизма и Аэронавтики (International Association of Geomagnetism and Aeronomy IA-GA). В настоящее время действующей версией является модель IGRF поколения 13 [Alken et al., 2021].

Поскольку поле  $T$  является суммой векторов нормального магнитного поля  $T_0$  и аномального магнитного поля  $T_a$ , то оно будет иметь величину:

$$T = \sqrt{(T_{0x} + X)^2 + (T_{0y} + Y)^2 + (T_{0z} + Z)^2}, \quad (2)$$

где  $X, Y, Z$  – скалярные компоненты аномального магнитного поля,  $T_{0x}, T_{0y}, T_{0z}$  – скалярные компоненты нормального магнитного поля в Декартовой системе координат, связанной с пунктом наблюдения поля  $T$ . Заметим, что в геомагнетизме принято считать, что ось  $oX$  направлена на географический север,  $oY$  – на восток,  $oZ$  – вниз [Логачев и Захаров, 1979; Магниторазведка. Справочник..., 1980].

Из представленных соотношений следует, что функция  $\Delta T$  не удовлетворяет уравнению Лапласа, то есть, она не является гармонической, и имеет свои специфические свойства. Однако, несмотря на это, данная функция успешно используется в магнитометрии, и связано это с тем, что при небольших допущениях, ее можно аппроксимировать гармонической функцией, а именно, можно показать, что  $\Delta T \cong T_a \cos \gamma$ , где угол  $\gamma$  – угол между векторами  $T_0$  и  $T_a$  [Логачев и Захаров, 1979; Блох, 2009; Булычев и др., 2019]. Таким образом, для слабых аномальных полей величину  $\Delta T$  можно считать проекцией аномального поля на направление нормального поля:

$$\Delta T = T_a \cdot t_0 = -grad U \cdot t_0 = -\frac{\partial U}{\partial t_0} = Xt_{0x} + Yt_{0y} + Zt_{0z}. \quad (3)$$

Орт  $t_0$  характеризует направление нормального поля  $T_0$  ( $t_{0x}, t_{0y}, t_{0z}$  – направляющие косинусы вектора  $T_0$ ),  $U$  – скалярный потенциал аномального магнитного поля:

$$T_a = -grad U, X = -\frac{\partial U}{\partial x}, Y = -\frac{\partial U}{\partial y}, Z = -\frac{\partial U}{\partial z}. \quad (4)$$

Такое представление поля  $\Delta T$  активно используется при создании алгоритмов трансформаций и решения обратных задач магниторазведки. В то же время, представляя поле  $\Delta T$  как проекцию вектора  $T_a$  на вектор нормального поля, заведомо допускается ошибка. И эта ошибка будет тем больше, чем выше значение аномального поля и меньше значение нормального.

**2.2. Методы пересчета поля  $\Delta T$  в векторное представление аномального магнитного поля на основе линейной фильтрации**

Рассмотрим некоторые алгоритмы определения компонент аномального магнитного поля на основе линейной фильтрации поля  $\Delta T$  в предположении, что поле задано на горизонтальной поверхности, т.е.  $\Delta T$  является функцией двух пространственных координат  $x$  и  $y$ :  $\Delta T(x, y)$ .

Исходя из того, что функция  $\Delta T$  удовлетворяет условиям Дирихле, определим ее Фурье-образ (спектр):

$$\widehat{\Delta T}(\omega_x, \omega_y) = \iint_{-\infty}^{\infty} \Delta T(x, y) e^{-i(\omega_x x + \omega_y y)} dx dy, \tag{5}$$

где  $i$  – мнимая единица,  $\omega_x$  и  $\omega_y$  – пространственные частоты,  $\omega = \sqrt{\omega_x^2 + \omega_y^2}$ .

В частотной области уравнение (3) приобретет вид:

$$\widehat{\Delta T}(\omega_x, \omega_y) = \widehat{U}(\omega_x, \omega_y)(\omega t_{0z} - i(\omega_x t_{0x} + \omega_y t_{0y})) = \widehat{k}(\omega_x, \omega_y) \widehat{U}(\omega_x, \omega_y). \tag{6}$$

Здесь  $\widehat{U}(\omega_x, \omega_y)$  – спектральная функция аномального магнитного потенциала,  $\widehat{k}(\omega_x, \omega_y) = (\omega t_{0z} - i(\omega_x t_{0x} + \omega_y t_{0y}))$ .

Алгоритм 1. Исходя из соотношения (6) для потенциала  $\widehat{U}(\omega_x, \omega_y)$  можно записать:

$$\widehat{U}(\omega_x, \omega_y) = \frac{\widehat{\Delta T}(\omega_x, \omega_y)}{\widehat{k}(\omega_x, \omega_y)}, \tag{7}$$

а компоненты аномального магнитного поля в частотной области представляются в виде:

$$\begin{aligned} \widehat{X}(\omega_x, \omega_y) &= (-i\omega_x) \widehat{U}(\omega_x, \omega_y), \\ \widehat{Y}(\omega_x, \omega_y) &= (-i\omega_y) \widehat{U}(\omega_x, \omega_y), \\ \widehat{Z}(\omega_x, \omega_y) &= (\omega) \widehat{U}(\omega_x, \omega_y). \end{aligned} \tag{8}$$

Поскольку исходные данные всегда содержат ошибки, которые будет вносить свой вклад во все частотные значения функции  $\widehat{\Delta T}$ , то это, в свою очередь, означает, что функция  $\widehat{U}$  также будет содержать ошибочные значения, в том числе, и в высокочастотном диапазоне. Умножение этих значений на возрастающие значения  $(\omega_x, \omega_y, \omega)$  приведет к усилению высоких частот и, как следствие, к неустойчивости решения. Один из регуляризирующих алгоритмов решения этой задачи может быть следующим [Булычев и др., 2019].

1. В частотной области рассчитывается функция:

$$\widehat{U}(\omega_x, \omega_y) = \frac{\widehat{\Delta T}(\omega_x, \omega_y) \overline{\widehat{k}}(\omega_x, \omega_y)}{\widehat{k}(\omega_x, \omega_y) \overline{\widehat{k}}(\omega_x, \omega_y) + \alpha \omega^{2p}}, \tag{9}$$

где функция  $\overline{\widehat{k}}(\omega_x, \omega_y)$  является комплексно-сопряженной функцией к функции  $\widehat{k}(\omega_x, \omega_y)$ ,  $\alpha$  – числовой параметр,  $p$  – целое положительное число.

2. На основе соотношений (8) вычисляются спектральные компоненты аномального магнитного поля,  $\widehat{X}, \widehat{Y}, \widehat{Z}$ .
3. Осуществляется обратное преобразование Фурье, и определяются компоненты аномального поля в пространственной области.

Для ускорения вычислительного процесса, при численной реализации рассмотренного алгоритма следует использовать алгоритм быстрого преобразования Фурье (БПФ)

[Каптелини и др., 1983]. Параметры  $\alpha$  и  $p$  подбираются в ходе решения поставленной задачи [Тихонов и Арсенин, 1979].

Можно предложить различные алгоритмические и численные модификации рассмотренного подхода.

**Алгоритм 2.** Поскольку согласно формуле (3), поле  $\Delta T(x, y)$  можно представить как градиент потенциальной функции  $U(x, y)$  по направлению нормального магнитного поля  $T_0$ , то можно сформулировать задачу определения компонент поля  $T_a$  следующим образом: найти такое распределение плотности «фиктивных» магнитных зарядов на горизонтальной плоскости ниже поверхности наблюдения, которые будут создавать поле, совпадающее с полем  $\Delta T(x, y)$ .

Эффект горизонтального простого слоя, нагруженного зарядами с плотностью  $\delta(x, y)$  будет определяться следующим интегральным соотношением:

$$\Delta T(x, y) = \iint_{-\infty}^{+\infty} \delta(\xi, \eta) k(x - \xi, y - \eta) d\xi d\eta, \quad (10)$$

где  $k(x, y)$  – эффект в поле  $\Delta T$  точечного единичного заряда, расположенного в начале координат на глубине  $h$  (3):

$$k(x, y) = \Delta T(x, y) = X(x, y)t_{0x} + Y(x, y)t_{0y} + Z(x, y)t_{0z}. \quad (11)$$

Компоненты аномального магнитного поля  $X, Y, Z$  в данном случае будут определяться соотношениями:

$$X(x, y) = \frac{-x}{r^3}, \quad Y(x, y) = \frac{-y}{r^3}, \quad Z(x, y) = \frac{z}{r^3}, \quad (12)$$

где  $r = \sqrt{x^2 + y^2 + h^2}$  – расстояние от источника до расчетной точки  $M_0(x, y, 0)$ .

Решение этого уравнения осуществляется на основе спектральных представлений функций  $\Delta T(x, y)$ ,  $\delta(x, y)$  и  $k(x, y)$ , а именно, уравнение (10) в частотной области будет иметь вид:

$$\widehat{\Delta T}(\omega_x, \omega_y) = \widehat{\delta}(\omega_x, \omega_y) \widehat{k}(\omega_x, \omega_y). \quad (13)$$

Поскольку определение функции  $\widehat{\delta}(\omega_x, \omega_y)$ , а соответственно и функции  $\delta(x, y)$  является неустойчивой задачей, то для определения функции  $\widehat{\delta}(\omega_x, \omega_y)$  можно использовать аналог формулы (9):

$$\widehat{\delta}(\omega_x, \omega_y) = \frac{\widehat{\Delta T}(\omega_x, \omega_y) \overline{\widehat{k}}(\omega_x, \omega_y)}{\widehat{k}(\omega_x, \omega_y) \overline{\widehat{k}}(\omega_x, \omega_y) + \alpha \omega^{2p}}. \quad (14)$$

Заметим, что такой подход аналогичен предыдущему алгоритму, и задача может быть сведена к нахождению потенциала аномального магнитного поля  $U(x, y)$  на горизонтальной плоскости ниже поверхности наблюдений магнитного поля.

В отличие от алгоритма 1, где все расчеты выполнялись в частотной области, здесь предлагается несколько другой подход к решению данной задачи.

Будем считать, что поле  $\Delta T(x, y)$  задано на равномерной сетке с шагом  $(\Delta x, \Delta y)$  и числом значений  $(Nx, My)$ :  $\Delta T(x_n, y_m)$ . Рассчитаем в пространственной области эффект точечного источника  $k(x_n, y_m)$ . Далее, определим дискретное преобразование Фурье (ДПФ) от дискретных функций  $\Delta T(x_n, y_m)$  и  $k(x_n, y_m)$ , и для определения значений функции  $\widehat{\delta}(\omega_{xn}, \omega_{ym})$  будем использовать полученные значения коэффициентов ДПФ.

**Алгоритм 3.** Вернемся к формуле (3). В этой формуле  $U$  – скалярный потенциал аномального магнитного поля, через который определяются его компоненты. При рассмотрении алгоритма 2 предполагалось, что аномальное магнитное поле создавалось простым горизонтальным слоем с распределенными на нем поверхностными «магнитными зарядами». В отличие от алгоритма 2 в этом

алгоритме будем предполагать, что потенциал  $U$  соответствует потенциалу двойного (дипольного) слоя с плотностью дипольных моментов  $\vec{m}_S(x, y)$ . Такой дипольный слой можно представить в виде непрерывного набора магнитных диполей, имеющих определенную ориентацию., т.е. в данном случае можно говорить об интенсивности намагниченности такого слоя. Будем считать, что направление намагниченности такого слоя постоянна, и определяется ортом  $\vec{m}$ , а интенсивность плотности намагниченности является функцией  $\delta(x, y)$ :  $\vec{m}_S(x, y) = \delta(x, y)\vec{m}$ .

Определим поле, создаваемое дипольным источником с единичным магнитным моментом. Для этого введем функцию  $V$ :

$$V(x, y) = \frac{1}{r}. \tag{15}$$

Потенциал магнитного поля, создаваемый дипольным источником, может быть представлен в виде:

$$U(M_0) = -\frac{\mu_0}{4\pi} (\vec{m} \cdot \text{grad}V(M_0)) = -\frac{\mu_0}{4\pi} (m_x V_x + m_y V_y + m_z V_z), \tag{16}$$

где под  $V_x, V_y, V_z$  понимаются первые частные производные функции  $V$ ,  $\mu_0$  – магнитная восприимчивость вакуума. Поскольку аномальное магнитное поле  $T_a$  определяется через градиент потенциала  $U$  (3, 4), то, для компонент магнитного поля, создаваемого дипольным источником, можно записать:

$$\begin{aligned} X &= \frac{\mu_0}{4\pi} (m_x V_{xx} + m_y V_{xy} + m_z V_{xz}), \\ Y &= \frac{\mu_0}{4\pi} (m_x V_{yx} + m_y V_{yy} + m_z V_{yz}), \\ Z &= \frac{\mu_0}{4\pi} (m_x V_{zx} + m_y V_{zy} + m_z V_{zz}). \end{aligned} \tag{17}$$

Отметим, что  $V_{xy}=V_{yx}, V_{xz}=V_{zx}, V_{yz}=V_{zy}$ , и в области вне источника  $V_{xx}+V_{yy}+V_{zz}=0$  (функция  $V$  удовлетворяет уравнению Лапласа). Таким образом, на основании формул (3, 10), поле  $\Delta T$  дипольного источника с единичным магнитным моментом представляется в виде линейной комбинации векторов  $X, Y, Z$ . В свою очередь, это позволяет описать эффект горизонтального двойного слоя, с плотностью магнитных моментов  $\delta(x, y)$  соотношением, аналогичным соотношению (10):

$$\Delta T(x, y) = \iint_{-\infty}^{+\infty} \delta(\xi, \eta) k(x - \xi, y - \eta) d\xi d\eta, \tag{18}$$

в котором  $k(x, y)$  – эффект в поле  $\Delta T$  единичного магнитного диполя, расположенного в начале координат на глубине  $h$ . Если предположить, что направление диполя является вертикальным, т.е. вектор  $\vec{m}$  имеет только компоненту  $m_z$ , то это позволяет получить более простые соотношения для компонент аномального магнитного поля:

$$X = m_z V_{xz}, \quad Y = m_z V_{yz}, \quad Z = m_z V_{zz}. \tag{19}$$

Коэффициент  $\left(\frac{\mu_0}{4\pi}\right)$  здесь опущен, поскольку в дальнейшем он будет входить постоянным множителем в значения величины намагниченности  $\delta(x, y)$ .

Таким образом, рассматриваемый алгоритм 3, по своей численной реализации совпадает с алгоритмом 2, за исключением того, что компоненты аномального магнитного поля определяется исходя из формул (17) или (19).

### 3. РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕСТИРОВАНИЯ ПРЕДЛОЖЕННЫХ АЛГОРИТМОВ.

Для анализа работоспособности предложенных алгоритмов рассмотрим модель аномального поля  $\Delta T$ , создаваемого магнитным диполем, расположенным в центре расчетной площади, в точке с координатами (250; 250) на глубине  $h = 50$  метров. Параметры нормального поля  $T_0$ :  $|T_0| = 50000$  нТл, склонение  $D_0 = 20^\circ$ , наклонение  $i_0 = 60^\circ$ ; параметры магнитного диполя  $\vec{m}$ :  $m = 10^5$  А·м<sup>2</sup>, склонение  $D = 20^\circ$ , наклонение  $i = 60^\circ$ ; шаг между расчетными точками  $\Delta x$  и  $\Delta y$  равен 5 метров, число расчетных точек  $N_x$  и  $N_y$  равно 101. Карты аномального поля  $\Delta T$  и его компонент  $\Delta Z$ ,  $\Delta X$ ,  $\Delta Y$  приведены на рисунке 1. Описанный диполь создает в аномальном магнитном поле изометричную положительную аномалию, амплитудой 129 нТл, поперечными размерами 115 м, осложненную сопряженным минимумом до  $-23$  нТл.

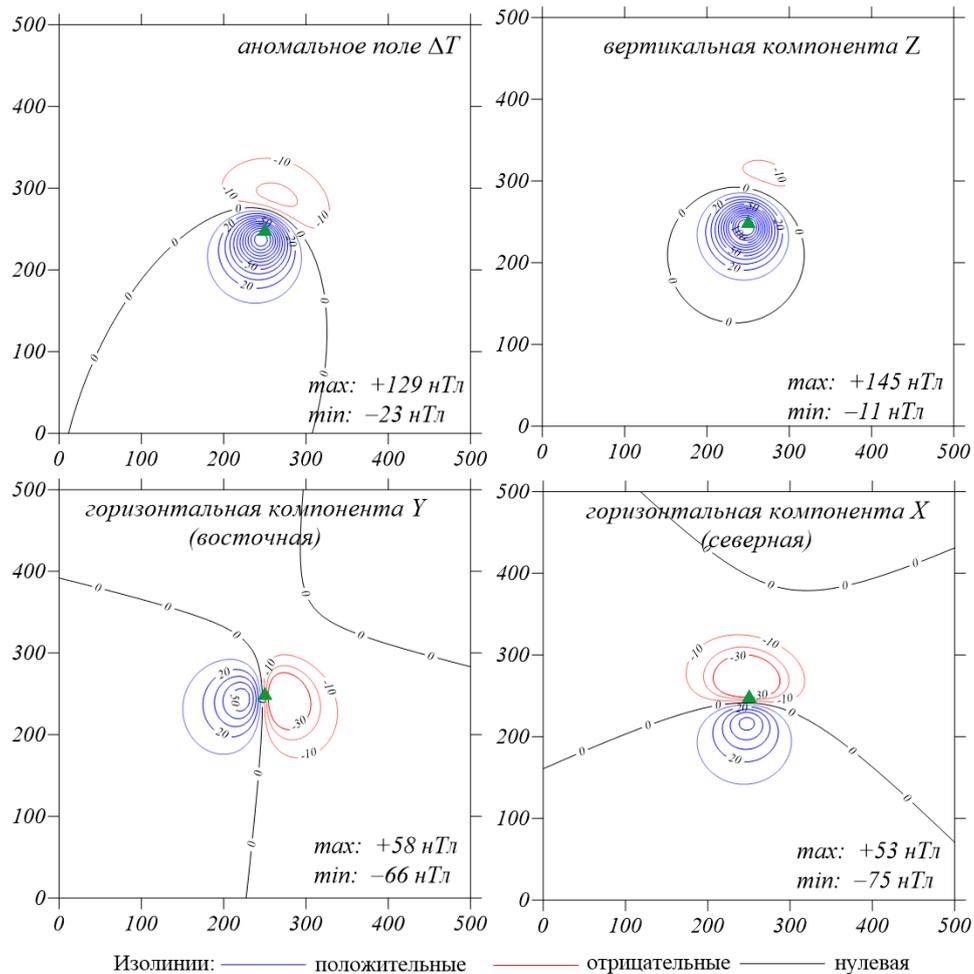


Рис. 1. Карты аномального поля  $\Delta T$  и его компонент  $Z$ ,  $X$ ,  $Y$  по результатам решения прямой задачи. Сечение изолиний 10 нТл. Полные названия компонент приведены на соответствующих рисунках. В правом нижнем углу вынесены максимальное и минимальное значения аномального магнитного поля и его компонент. Зеленым треугольником показано положение дипольного источника

### 4. РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТЫ АЛГОРИТМОВ

Для программной реализации описанных алгоритмов был выбран язык программирования СИ, как наиболее эффективный и позволяющий наилучшим образом использовать возможности современных персональных компьютеров.

На рисунках 2, 3 приведены результаты восстановления аномального магнитного поля и его компонент. Визуально, по амплитуде и размерам, аномалии полностью идентичны прямой задаче. Для количественной оценки качества восстановления поля были рассчитаны разностные grids между прямой и обратной задачей, карты разности приведены на рисунках 2, 3 в виде цветовой позиции. Как

видно максимальная разница не превышает 0,5 нТл и приурочена в основном к границам расчётной площади. Также по разностным градам были рассчитаны ошибки восстановления поля  $\epsilon$ , которые определялись как среднеквадратичное отклонение. Для всех алгоритмов максимальная ошибка  $\epsilon$  не превышает 1% от максимальной амплитуды аномалии, что свидетельствует о высоком качестве восстановления поля и работоспособности приведенных алгоритмов.

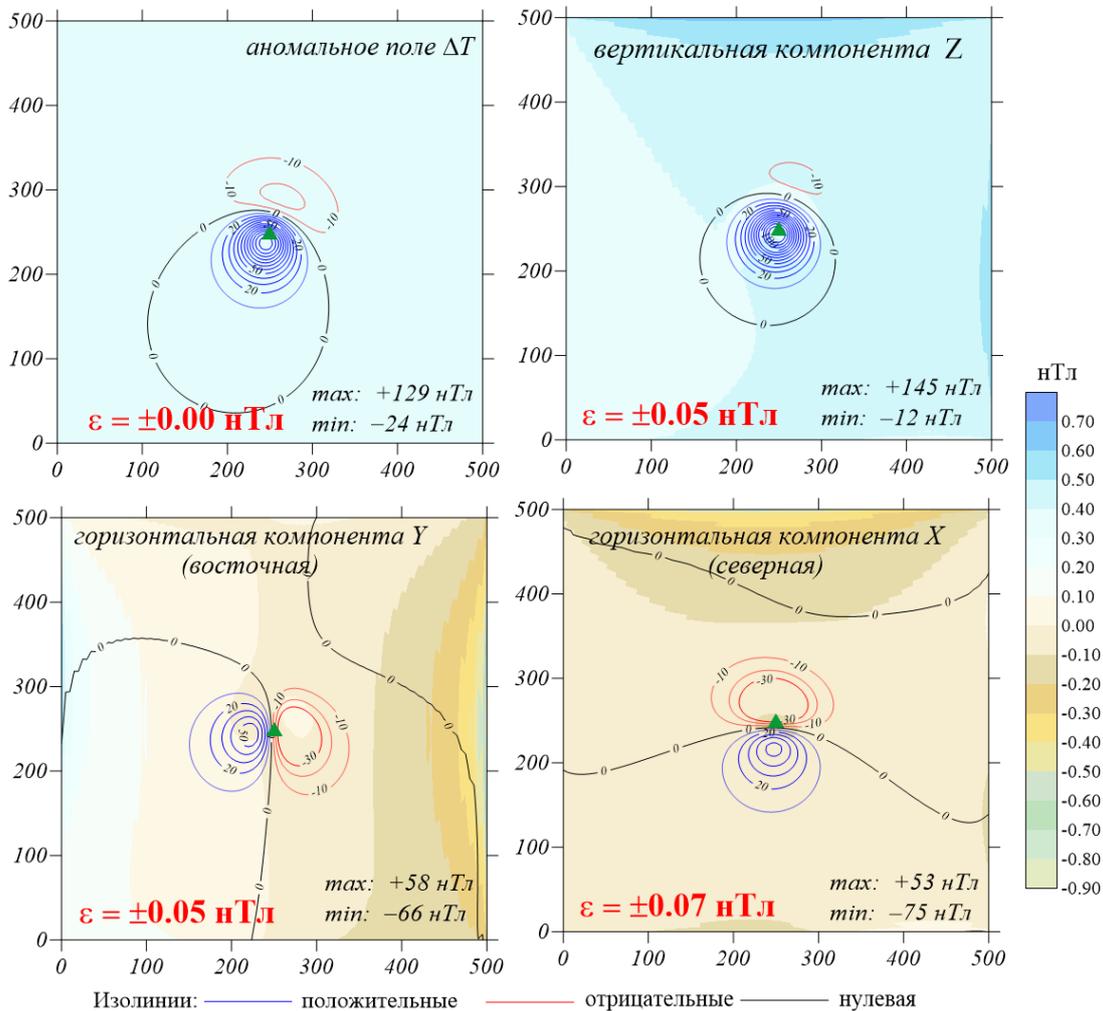


Рис. 2. Результаты восстановления аномального поля  $\Delta T$  и его компонент Z, X, Y по алгоритму 1. Полные названия компонент приведены на рисунках. Сечение изолиний 10 нТл. В качестве цветной подложки приведены карты разницы между градами прямой и обратной задачи. В правом нижнем углу вынесены максимальное и минимальное значения аномального магнитного поля и его компонент. В левом нижнем углу вынесено значение  $\epsilon$  - среднеквадратичное отклонение рассчитанное по разностному графику прямой и обратной задачи. Зеленым треугольником показано положение дипольного источника

По результатам исследований можно сделать следующие выводы:

1. В статье приведен обзор существующих алгоритмов восстановления компонент аномального магнитного поля на основе линейной фильтрации;
2. Программно реализован алгоритм решения прямой задачи для дипольного источника;
3. Выполнено восстановление компонент магнитного поля с использованием трех различных алгоритмов на модельном примере аномального поля магнитного диполя;
4. Сравнение результатов восстановления компонент аномального магнитного поля показали высокую сходимость полученных результатов с истинными.

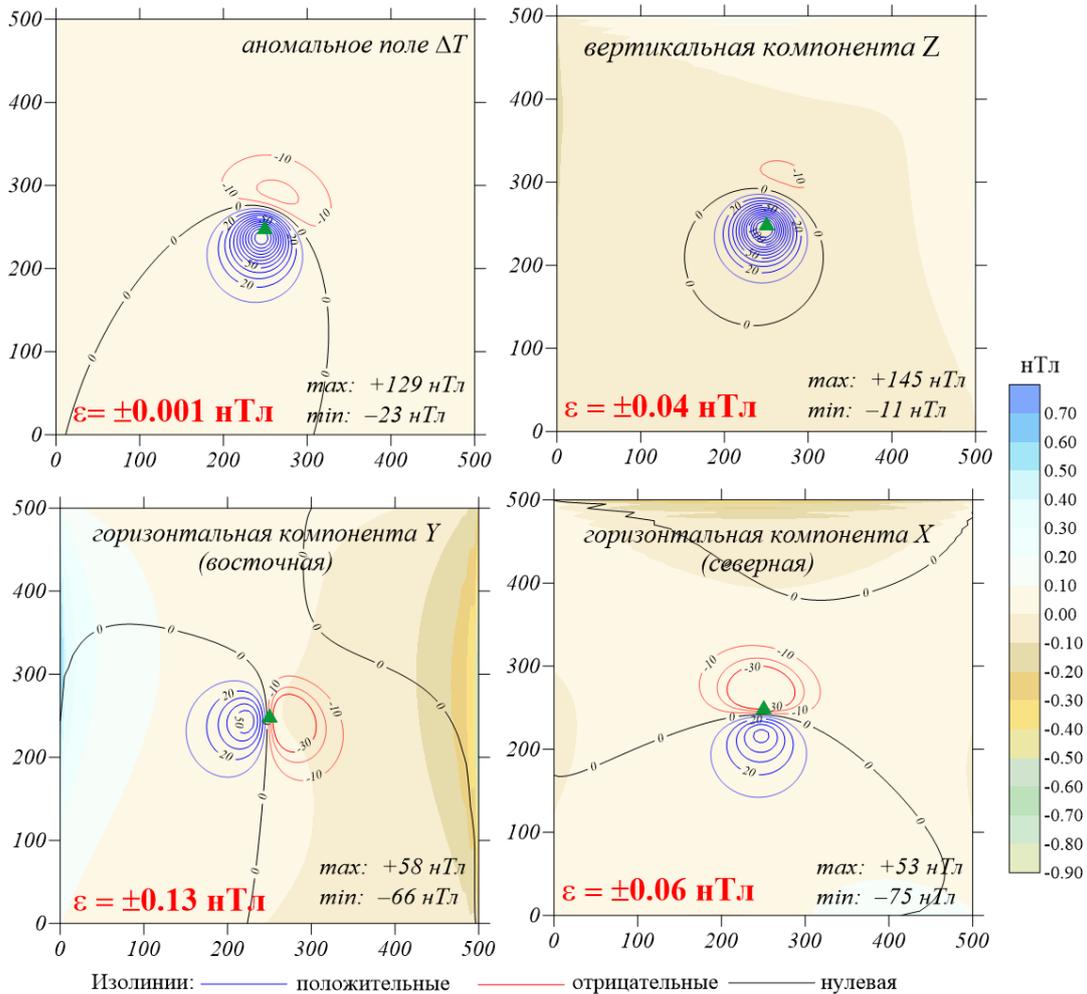


Рис. 3. Результаты восстановления аномального поля  $\Delta T$  и его компонент  $Z$ ,  $X$ ,  $Y$  по алгоритму 3. Полные названия компонент приведены на рисунках. Сечение изолиний 10 нТл. В качестве цветной подложки приведены карты разницы между гридами прямой и обратной задачи. В правом нижнем углу вынесены максимальное и минимальное значения аномального магнитного поля и его компонент. В левом нижнем углу вынесено значение  $\varepsilon$  – среднеквадратичное отклонение рассчитанное по разностному гриду прямой и обратной задачи. Зеленым треугольником показано положение дипольного источника

### ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследования выполнены в рамках государственного задания МГУ имени М.В. Ломоносова № 5-15-2021 (Номер ЦИТИС: 121042200088-6).

Исследования выполнены в рамках реализации Программы научного развития Московского университета (Соглашение № 195 от 15 сентября 2023 г.) для обеспечения работой морского продольного градиентометра-магнитометра MariMag300m.

### ЛИТЕРАТУРА

- Alken P., Thébault E., Beggan C.D. et al. International Geomagnetic Reference Field: the thirteenth generation // Earth, Planets and Space, Vol. 73, № 49, 2021. P. 1–25. DOI: 10.1186/s40623-020-01288-x.
- Maus S. An ellipsoidal harmonic representation of Earth's lithospheric magnetic field to degree and order 720 // Geochem Geophys. Geosyst, Vol. 11, № 6, 2010. P.1-12. DOI:10.1029/2010GC003026.
- Блох Ю.И. Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий // Учебное пособие. М. 2009. 231 с.
- Булычев А.А., Лыгин И.В., Соколова Т.Б., Кузнецов К.М. Прямая задача гравиразведки и магниторазведки (конспект лекций) // М.: «Университетская книга», 2019. 176 с.

- *Логачев А.А., Захаров В.П.* Магниторазведка. 5-е изд, перераб. и доп. // Л., Недра, 1979. 351 с.
- Магниторазведка. Справочник геофизика / Под редакцией Никитского В. Е., Гатовского Ю. С. // Москва, Недра, 1990. 472 с.
- *Каппелини В., Констандинис А.Дж., Эмилиани П.* Цифровые фильтры и их применение // М. Энергоатомиздат, 1983. 360 с.
- *Тихонов А.Н., Арсенин В.Я.* Методы решения некорректных задач // М.: Наука. Главная редакция физико-математической литературы, 1979. 285 с.

#### **METHOD FOR CONVERTING THE MAGNETIC INDUCTION MODULUS INTO A VECTOR REPRESENTATION BASED ON FILTERING**

Bulychev A. A., Kuznetsov K. M., Lygin I. V., Minligareev V. T., Kosnyreva M. V.

The paper considers approaches to reconstructing the components of a magnetic induction vector based on measurement data of its modulus based on linear filtration. The description of the existing algorithms is given. The components of the magnetic field are reconstructed using three different algorithms based on a model example of a magnetic dipole. Accuracy estimates and a comparative analysis of the algorithms used were performed. The high-quality restoration of the magnetic field components is shown.

**KEYWORDS:** MAGNETIC EXPLORATION, COMPONENTS OF THE MAGNETIC INDUCTION VECTOR, DIRECT AND INVERSE PROBLEM, GEONAVIGATION.